LANDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE BRANDENBURG

1/2
2000

Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge



	INHALT	CONTENTS	Seite
	125 Jahre amtliche geologische Kartierung im Norddeutschen Flachland (1874-1999) 125 Jahre Glazialtheorie (1875-2000)	125 years of geological mapping in the North German Lowland (1874-1999) 125 years of glacial theory (1875–2000)	
STACKEBRANDT, W.	Vorwort	preface	3
LIPPSTREU, L.	Von den Anfängen der geologischen Kartierung im ehemaligen Preußen – ein Beitrag zum Beginn der geologisch-agronomischen Kartierung im Norddeutschen Flachland vor 125 Jahren	About the initiation of the geologic surveying in formerly Prussia – the beginning of the geologic-agronomical mapping in the North German Lowland 125 years ago	5
JUNGE, F. W. & L. EISSMANN	Postsedimentäre Deformationsbilder in mitteldeutschen Vorstoßbänderbändertonen - Hinweise auf den Bewegungsmechanismus des quartären Inlandeises	The postsedimentary deformation in mid German advanced varved clays - evidences for the transport mechanism of the Quaternary inlandice	21
STRAHL, J.	Detailergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern)	Detailed results of palynological studies on late Saalian to early Weichselian sediments from the gravel pit Hinterste Mühle near Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern)	29
GRUBE, A., HERMSDORF, A., LANG, M., RECHLIN, B., SCHNEIDER, W. & K. WICHMANN	Prognose des Salzwasseraufstiegs im pleistozänen Grundwasserleiterkomplex eines geplanten Wasserwerks im Land Brandenburg – Grundwassermodelle und hydrogeochemische Untersuchungen	The prognosis of the soltwater upconing in the part of Pleistocene sediments of a projected water work – ground water models and hydrogeochemical studies	41

Titelbild:

Fließfaltung:
Nach links (Südwesten) geneigter kleiner und größerer Spitzsattel, dazwischen in gleichem Sinn geneigte Mulde. Rechts auf die Falten mit deutlicher Bewegungsfläche aufgeschobener Geschiebemergel, der, wie die verformten Sande, von einem ersten Saaleeisvorstoß abgesetzt worden ist und bei einer zweiten Eisinvasion zusammen mit den Sanden aufgepresst und dann disloziiert wurde. Bruckdorfer Horizont im Tagebau Breitenfeld (Sachsen). Foto: Eissmann

Aus: EISSMANN, LOTHAR (2000): Die Erde hat Gedächtnis – 50 Millionen Jahre im Spiegel mitteldeutscher Tagebaue. - 144 S., Sax-Verlag (Beucha)

Herausgeber: © Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Direktor: Dr. Werner Stackebrandt
Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow
Tel. (03 32 03) 3 66 00, Fax (03 32 03) 3 67 02, e-mail: lgrb@lgrb.de, http://www.lgrb.de

Redaktionsbeirat: Dr. Werner Stackebrandt, Dr. habil. Fritz Brose, Dr. Volker Manhenke, Dr. Peter Nestler, Dr. Volker Scheps, Prof. Dr. habil. Joachim Tiedemann, Dr. Hans Ulrich Thieke, Dipl.-Geol. Lothar Lippstreu

Redaktion: Dr. Wolfgang Bartmann (verantwortlicher Redakteur), Dipl.-Geophys. Anneliese Andreae, Dr. Hans Ulrich Thieke

Themenverantwortlicher: Dipl.-Geol. Lothar Lippstreu

Hinweise zur Abfassung der Manuskripte sind auf der Umschlagseite des Heftes angegeben.
Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich.

Layout und Satz: Kathrin Schmid

Erscheinungsweise: Die Schriftenreihe erscheint jährlich mit 1 bis 2 Heften. Preis dieses Heftes: 40,00 DM; 20,45 €

Druck: Digital- & Offsetdruck Grabow, Teltow

Printed in Germany
ISSN 0947-1995

125 Jahre amtliche geologische Landesaufnahme im Norddeutschen Flachland (1874–1999)

125 Jahre Akzeptanz der Glazialtheorie in Norddeutschland (1875–2000)

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	**7** (2000), 1/2	S. 3	

Vorwort

Sehr verehrte Leser, das Ihnen hier vorgelegte Themenheft Quartär will an zwei Ereignisse erinnern, die in ihrer Bedeutung weit über die Länder Brandenburg und Berlin hinaus gewirkt haben: Den Beginn der amtlichen geologischen Kartierung in Norddeutschland und die Akzeptanz der Inlandeistheorie für das Verständnis der quartären Schichtenfolgen.

Der wirtschaftlich begründete Beginn der staatlichen geologischen Landesuntersuchung fällt in Deutschland nicht zufällig in die Zeit der sogenannten Gründerjahre. Geologisches Wissen war nicht nur für die Beschaffung von Rohstoffen, die Bewertung von Baugründungen, die Modernisierung der Landwirtschaft und für Fortschritte in der Landesplanung erforderlich, sondern es war auch Gegenstand des Interesses des Bildungsbürgertum und es war zeitgemäß, über Wissen zur Erdgeschichte zu verfügen. Darüber hinaus lieferte eine detaillierte, großmaßstäbliche geologisch-agronomische Landesuntersuchung neben den geforderten ökonomischen Antworten auch die notwendigen Befunde für die Akzeptanz neuer Vorstellungen zur Landschaftsgenese, wie Sie es am Beispiel der Inlandeistheorie eindrucksvoll belegt finden werden.

Dipl.-Geologe Lothar Lippstreu, Autor dieses wissenschaftshistorischen Beitrages und als Dezernent im LGRB verantwortlich für die Erarbeitung und Umsetzung der quartärgeologischen Kartierungskonzepte Brandenburgs, hat sich als Themenheft-Verantwortlicher um eine ausgewogene Präsentation neuer Ergebnisse zum Quartär Norddeutschland bemüht und sich mit diesem Heft selbst ein informatives Präsent zu seinem 60. Geburtstag geschaffen. Die methodisch und regional weit gefaßten Aufsätze dieses Heftes zeigen auch das Erfordernis zur Verstetigung der geologischen Landesuntersuchung als einer wesentlichen Grundlage für das Verständnis und die Gestaltung der Wechselwirkung von Natur und Gesellschaft.

Die moderne Gesellschaft erwartet von der geologischen Landesuntersuchung, dass sie ihren Beitrag zur Daseinsvorsorge leistet. Dabei geht es künftig in erster Linie um die frühzeitige Einbeziehung geologischen Fachwissens in die komplexen Belange der Landesplanung im Sinne einer vorausschauenden, einer sogenannten ‚präventiven' Geologie. Hierfür werden nicht nur detailliertere Kenntnisse über die oberflächennahen Schichtenfolgen, sondern auch Informationen zur geologischen Entwicklung, zum gegenwärtigen und künftigen Status der Erdkruste im weitesten Sinne und zu den stofflichen und physikalischen Eigenschaften tiefliegender Horizonte gefordert. Die mehr als 125 Jahre Flachlandkartierung in Norddeutschland belegen aber auch eindrucksvoll das Innovationspotential der Geowissenschaften. Dieses ist Garant dafür, dass die komplexe geowissenschaftliche Landesuntersuchung auch künftig ihren Beitrag zur Landeskenntnis sowie zur Nutzung und zum Schutz der konventionellen und neuartigen Geopotenziale einbringen wird.

Werner Stackebrandt

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 5–19	9 Abb., 36 Lit.

Von den Anfängen der geologischen Kartierung im ehemaligen Preußen – ein Beitrag zum Beginn der geologisch-agronomischen Kartierung im Norddeutschen Flachland vor 125 Jahren

Lothar Lippstreu

Im Jahre 1999 jährte sich zum 125. Mal der Beginn der amtlichen geologischen Landesaufnahme im eiszeitlich geprägten Norddeutschen Flachland und somit auch in Berlin und Brandenburg. Sie wurde methodisch vorbereitet und organisiert durch die ein Jahr zuvor in Berlin gegründete Königlich Preußische Geologische Landesanstalt. Für uns sollen diese 125 Jahre Anlass sein, Rückschau zu halten auf den historischen Werdegang der amtlichen Kartierung im ehemaligen Preußen, insbesondere aber auf die Anfänge und die ersten Jahre bzw. Jahrzehnte der geologischen Kartierung in Norddeutschland, die geprägt waren durch den fundamentalen Umbruch in der Betrachtungsweise des norddeutschen Quartärs, durch das Weg von der Drifttheorie und das Hin zur Glazialtheorie. Ausgelöst wurde dieser Umbruch durch die Wiederentdeckung von Schrammen und Schliffen auf der Oberfläche des Rüdersdorfer Kalksteins und ihre Interpretation als Zeugnisse einer „diluvialen" Vergletscherung des gesamten Norddeutschen Flachlandes. So geschehen durch den Schweden Otto Torell am 3. November 1875, also nur ein Jahr nach dem offiziellen Beginn der geologisch-agronomischen Kartierung im Norddeutschen Flachland. Da sich dieses für die Quartärgeologie so bedeutsame Datum in wenigen Monaten ebenfalls zum 125. Mal jähren wird, ist ein doppelter Anlass für einen Rückblick gegeben, um die Akteure jener Zeit und ihre Leistungen zu würdigen.

Die Anfänge geologischer Karten reichen bis ins 18. Jahrhundert zurück, genannt seien die auf sehr einfacher, nichtamtlicher Topographie gezeichneten Karten von Füchsel für große Teile Thüringens (1761), von Gläser für die Grafschaft Henneberg (1775), von F. W. von Charpentier für das Kurfürstentum Sachsen (1778), von Lasius für den Harz und Umgebung (1789) sowie von Flurl für das damalige Bayern und die Obere Pfalz (1792).

Die erste Hälfte des 19. Jahrhunderts brachte dann neben einer Reihe regionaler Übersichtskarten für die verschiedensten deutschen Gebiete, vor allem Mittel- und Süddeutschlands, bereits die ersten großregionalen Übersichtskarten, mit denen auf der Basis des damaligen Kenntnisstandes eine länderübergreifende Synthese des geologischen Baus versucht wurde. So erschien schon 1821 als Ergebnis von jahrzehntelang durchgeführten Reisen und Exkursionen durch die deutschen Lande von Keferstein (1774-1866) die erste farbige geologische Übersichtskarte von „Teutschland" im Maßstab 1 : 2 300 000 nach einer von Goethe zusammengestellten Farbskala. Der Keferstein´schen Karte folgte 1826 die von Leopold von Buch (1774-1852) erarbeitete „Geognostische Karte von Deutschland und den umliegenden Staaten" 1 : 1 100 000 in 42 Blättern, die dann bis 1843 immerhin noch 5 verbesserte Auflagen erfuhr. Eine weitere grenzüberschreitende Karte war die „Geognostische Übersichtskarte von Deutschland, Frankreich und den angrenzenden Ländern", die von Dechen (1800-1889) auf der Grundlage der Buch´schen Karte erarbeitete und die 1838 herausgegeben wurde. Auch sie erlebte in der Folgezeit mehrere Auflagen.

Viele der frühen geologischen Karten entsprangen der Initiative vor allem von Privatpersonen; es waren geologiebegeisterte Lehrer, Ärzte, Juristen, Naturwissenschaftler oder sogar Theologen, zunehmend aber auch an Bergakademien oder Universitäten ausgebildete Geologen und Bergleute, wie L. v. Buch und H. v. Dechen. Ihre Arbeiten waren zumeist nicht staatlich gefördert und auch nicht finanziell unterstützt. Trotzdem erbrachten sie alle, ob nun Geologe oder Autodidakt, großartige Leistungen für die Entwicklung der Geologie, vor allem aber trugen sie die Idee der geologischen Landesdurchforschung in die Lande und machten deren wichtigstes Ergebnis, die kartenmäßige Darstellung, öffentlich.

Bei aller Wertschätzung für diese frühen geologischen Karten ließen sie dennoch viele wissenschaftliche Fragen unbeantwortet, auch trugen sie nicht dem zunehmendem staatlichen Handlungsbedarf bei der weiteren Entwicklung von Bergbau und Industrie in den jeweiligen Ländern ausreichend Rechnung. Sie waren überwiegend zu kleinmaßstäblich und die zur Verfügung stehenden Topographien dementsprechend zu grob, die Karteninhalte in ihren Zusammenfassungen zu uneinheitlich und z. T. auch zu subjektiv. Die Übernahme der geologischen Landesaufnahme durch den Staat und somit die Erarbeitung und Herausgabe amtlicher geologischer Karten wurden zur unausweichlich notwendigen Konsequenz, einschließlich der Verfügbarkeit finanzieller Mittel und der Bereitstellung verbesserter topographischer Grundlagen mit amtlichem Charakter und in akzeptablen Maßstäben.

In Großbritannien arbeitete bereits seit 1835 der mit der geologischen Kartierung des Landes beauftragte „Geological Survey of United Kingdom" erfolgreich, und auch in Öster-

reich war schon 1848 die „Kaiserlich-Königliche Geologische Anstalt" in Wien gegründet worden. Hingegen gestaltete sich in den deutschen Ländern und Staaten die Schaffung staatlicher geologischer Einrichtungen als ein langwieriger, sich über viele Jahrzehnte hinziehender Prozeß, nachzulesen u. a. bei KIRCHHEIMER (1974), VOSSMERBÄUMER (1991) und ERNST (1993).

Der Gedanke einer staatlich getragenen Landesgeologie wurde in Sachsen geboren, wo 1798 an A. G. WERNER (1749-1817) der kurfürstliche Auftrag zur geognostischen Landesuntersuchung erging. Die von WERNER und seinen Schülern erarbeiteten Berichts- und Kartenmaterialien wurden zwar nicht unmittelbar veröffentlicht, gingen aber ein in die seit 1832 im Königreich Sachsen in staatlichem Auftrag durchgeführte geologische Kartierung und in die im Ergebnis dessen zwischen 1836 und 1844 von C. F. NAUMANN (1797-1873) und B. v. COTTA (1808-1879) erarbeitete und vom Sächsischen Innenministerium herausgegebene „Geognostische Specialkarte des Königreiches Sachsen und der angrenzenden Länderabteilungen" 1 : 120 000 in 12 Blättern und mit 5 Erläuterungsheften (ERNST 1993). Dazu erschien dann noch im Jahre 1845 die „Generalkarte von Sachsen" im Maßstab 1 : 360 000. Doch auch in Sachsen kam es erst Jahrzehnte später, am 06.04.1872, zur Gründung der „Geologischen Landesuntersuchung des Königreiches Sachsen" mit Sitz in Leipzig (BERGER, GEISSLER & LEONHARDT 1995).

Im ehemaligen Königreich Preußen war die Geologische Landesuntersuchung zunächst eingebunden in die Königliche Oberberghauptmannschaft (Bergverwaltung) des Ministeriums für Handel, Gewerbe und öffentliche Arbeiten. In ihr wirkte H. v. DECHEN (1800-1889) als Sachbearbeiter für die geologische Kartierung, und es ist wohl seiner Umtriebigkeit und einem auf ihn zurückgehenden Antrag zu verdanken, dass durch einen Ministerial-Erlaß vom 03.05.1841 die Herstellung amtlicher geologischer Karten größeren Maßstabes angeordnet wurde (ERNST 1993). Als topographische Grundlage wurde die Generalstabskarte 1 : 100 000 gewählt und mit der Gesamtleitung der Kartierarbeiten der erst 27-jährige E. BEYRICH (1815-1896) beauftragt. Die Arbeiten begannen in Niederschlesien und im Rheinland. Im Ergebnis der Arbeiten erschienen als amtliche Karten zwischen 1855 und 1865 unter H. v. DECHEN 34 Sektionen der „Geologischen Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1 : 80 000" (für die östlichen Randgebiete 1 : 100 000) sowie zwischen 1861 und 1863 insgesamt 9 Blätter der „Geologischen Karte von Niederschlesien 1 : 100 000", erarbeitet von BEYRICH und seinen Mitarbeitern.

In der preußischen Provinz Sachsen hatte H. GIRARD (1814-1878) 1843/44 mit geologischen Untersuchungsarbeiten begonnen. Sie wurden ab 1848 (Erlaß vom 01.09.1848) für den Bereich zwischen Flechtinger Höhe und dem Harz in die Verantwortung BEYRICH´s gegeben, ab 1852 aber – BEYRICH war noch an die Aufnahmearbeiten in Niederschlesien gebunden – von J. EWALD (1811-1891) fortgeführt und abgeschlossen. Bis 1868 erschienen im Ergebnis dieser Arbeiten 4 Blätter der „Geologischen Karte der Provinz Sachsen von Magdeburg bis zum Harz" 1 : 100 000.

Schon im Verlauf der Aufnahmearbeiten in der Provinz Sachsen hatte sich herausgestellt, dass es sinnvoll und notwendig wäre, die Kartierung auf die gesamte Provinz und das ganze Preußen auszudehnen. Die Fortführung und Organisation dieser Arbeiten wurde mit Erlaß vom 08.04.1862 wiederum BEYRICH übertragen, nachdem er zuvor von seinem Kartierauftrag in Oberschlesien entlastet worden war. Dies war praktisch der Beginn der staatlich organisierten, flächendeckenden geologischen Landesaufnahme in Preußen und den benachbarten Thüringischen Staaten.

Für die Aufnahmearbeiten in den einzelnen Regionen der Provinz Sachsen konnte BEYRICH als „Assistenten" u.a. H. ECK, G. BERENDT, A. KUNTH, H. LASPEYRES und K. A. LOSSEN verpflichten, er selbst behielt sich für die Kartierung die Gebiete um Nordhausen und Ilfeld vor (ERNST 1993). Als topographische Grundlage für seine Geländearbeiten benutzte er bereits Ölpapierpausen von den etwa ab 1850 vom Preußischen Generalstab in Angriff genommenen Meßtischblatt-Topographien 1 : 25 000. Überzeugt von den Vorzügen des größeren Maßstabes für Wissenschaft, öffentliche und wirtschaftliche Belange (u. a. Eisenbahnbau, Landwirtschaft), beantragte BEYRICH, unterstützt von HAUCHECORNE (1828-1900) (Abb. 1),



Abb. 1 Wilhelm Hauchecorne 1828–1900

der inzwischen zum Direktor der Berliner Bergakademie und Referent für die geologische Kartierung in der Bergwerksabteilung avanciert war, im November 1866 unter Vorlage der 1863 fertiggestellten Originalaufnahmen der 25 000er Blätter Benneckenstein und Nordhausen die Freigabe der mit Höhenlinien in Fuß ausgestatteten Meßtischblätter für eine Veröffentlichung. Da inzwischen auch die Finanzierung für die Lithographierung und Vervielfältigung der Meßtischblätter entschieden war – ein erster Antrag BEYRICH´s war 1864 noch aus Kostengründen abgelehnt worden - wurde jetzt die Freigabe der Meßtischblätter mit dem folgenden Erlass des Ministers, GRAF VON ITZENPLITZ, vom 12.12.1866 genehmigt (zit. bei HAUCHECORNE 1881):

„Ich bin damit einverstanden, dass für die herauszugebende Karte der Maassstab 1 : 25 000 gewählt wird, da dieselbe allerdings durch die Ausführung in so grossem Maassstabe neben einem höheren wissenschaftlichen Werthe zugleich eine allgemeinere Verwendung für technische und landwirthschaftliche Zwecke erlangen wird."
Mit dieser Entscheidung war die geologische Landesaufnahme auf eine völlig neue Grundlage gestellt und ihre Bedeutung für die wichtigsten öffentlichen Belange anerkannt worden. Indem sie in die Reihe der notwendigen Staatsaufgaben gestellt wurde, hatte man zugleich die erste wichtige Grundlage für die Gründung einer dieser Aufgabe gewidmeten Staatsanstalt geschaffen (HAUCHECORNE 1881).

Bereits 1867 wurden die geologischen Aufnahmearbeiten in diesem neuen Maßstab auf die an die Provinz Sachsen grenzenden preußischen Staatsgebiete, insbesondere auf die seit 1866 mit Preußen verbundenen Provinzen Hessen und Hannover ausgedehnt. Zur methodischen und organisatorischen Abstimmung der auf die Herausgabe einer „Geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten 1 : 25 000" ausgerichteten Kartierarbeiten fand am 09. und 10.03.1867 in der Bergakademie Berlin eine erste Konferenz norddeutscher Geologen statt. An ihr nahmen außer HAUCHECORNE und BEYRICH u. a. ECK, LASPEYRES, CREDNER, EWALD und LOSSEN aus Berlin, F. RÖMER aus Breslau, E. E. SCHMID aus Jena, K. v. SEEBACH aus Göttingen sowie W. DUNKER aus Marburg teil. Es wurden Festlegungen zu Art und Dichte der Beobachtungspunkte und vor allem zu einer übereinstimmenden Darstellungsweise getroffen. Festgelegt wurde auch, dass zu jeder Sektion ein geologischer Schichtenschnitt sowie ein kurzer Erläuterungstext zu erarbeiten sind. Alle abgeschlossenen Blattaufnahmen, so eine weitere Festlegung, waren zur Endredaktion und Druckvorbereitung an die Zentralstelle in Berlin abzugeben.

Auf der Konferenz mußten sich die zusammengerufenen kartierenden Geologen erstmalig auch dem Quartär widmen, denn an die Freigabe der Meßtischblätter war vom Ministerium, dabei die Interessen der Land- und Forstwirtschaft wahrnehmend, auch der Wunsch geknüpft worden, die in dem neuen Maßstab herauszugebenden Blätter (Sektionen) zukünftig auch als Bodenkarten nutzen zu können. In HAUCHECORNE's Konferenz-Protokoll von 1881 heißt es dazu:
„Da die Karten zugleich so viel als irgend möglich als Bodenkarten dienen sollen, so ist auch den diluvialen und alluvialen Bildungen große Aufmerksamkeit zuzuwenden. Nach längerer Erörterung über die Trennung von Diluvium und Alluvium wurde folgendes als festzuhaltender Grundsatz angenommen: Alluvium sind alle Absätze aus Gewässern in den Tälern, welche seit dem jetzigen Zirkulationssystem der Gewässer sich abgelagert haben, oder alle horizontalen Absätze in den Talsohlen, welche noch überflutet werden können. Transloziertes Diluvium ist als Alluvium, an Ort und Stelle ausgewaschenes Diluvium als Diluvium zu behandeln."
Zum ersten Mal war somit schriftlich festgelegt worden, dass bei den zukünftigen Kartierarbeiten auch die möglichst sorgfältige Gliederung des Alluviums und Diluviums vorzunehmen sei. Alle zuvor durchgeführten amtlichen Kartierarbeiten hatten sich fast ausschließlich auf die sogenannten „Gebirgsregionen" beschränkt, das Diluvium und damit auch die Weiten des Norddeutschen Flachlandes waren vernachlässigt worden. Das Diluvium und Alluvium galten damals als nicht gliederbar, als petrographisch und stratigraphisch nicht zu systematisieren. Und da man diesen jüngeren Bildungen überdies keinerlei wirtschaftliche Bedeutung beimaß, waren sie in den entsprechenden Kartendarstellungen der Gebirgsregionen entweder abgedeckt oder, wie in den Vorländern geschehen, grob zusammengefaßt worden. Das Norddeutsche Flachland und damit auch die damalige Provinz Brandenburg hatte man ohnehin außen vor gelassen.

Dennoch gab es, allerdings außerhalb der amtlichen geologischen Landesaufnahme, Bemühungen, die quartären Bildungen des Flachlandes petrographisch zu systematisieren und zu gliedern, sie in entsprechenden Karten auch differenziert darzustellen. An erster Stelle hervorzuheben ist hier die 1843 erschienene „Geognostische Karte der Umgegend von Berlin" 1 : 50 000 von R. v. BENNIGSEN-FÖRDER mit einem geologischen Profil von „Zehlendorf über Berlin nach Blankenburg". Es war die erste geologische Regionalkarte aus Berlin-brandenburgischem Gebiet und zugleich auch die erste Karte mit recht detailliert gegliederten quartären Bildungen. Darüber hinaus muß die FÖRDER´sche Karte wohl auch als der erste Versuch gelten, eine genetische Verbindung zwischen Geologie und Bodenkunde herzustellen (vgl. BAURIEGEL & KÜHN in diesem Heft).

Wohl der erste Geologe, der sich voll und ganz dem Norddeutschen Flachland mit seinen quartären und tertiären Bildungen und vor allem seiner Kartierung verschrieben hatte, war der Berliner GOTTLIEB MICHAEL BERENDT (1836 - 1920) (Abb. 2). Bereits im Rahmen seiner Dissertation „Die Diluvial-



Abb. 2 Gottlieb Michael Berendt 1836–1920

ablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam" legte er 1863 auch eine „Geognostische Übersichtskarte der Umgegend von Potsdam" 1 : 100 000 vor, mit der er eine tiefergehende Gliederung der quartären Ablagerungen versuchte. Nachdem BERENDT zwei Jahre in der staatlichen geologischen Aufnahme unter BEYRICH in der Umgebung von Eisleben gearbeitet hatte, ging er nach Königsberg in Ostpreußen, um dort im Auftrag der Physikalisch-ökonomischen Gesellschaft eine Kartierung der Provinz Preußen im Maßstab 1 : 100 000 durchzuführen. Insgesamt zwölf ost- und westpreußische Blätter dieser eiszeitlich geprägten Landschaft hat BERENDT dort bis 1874 bearbeitet und sich dabei profunde Kenntnisse zum Aufbau des Quartärs und des Flachlands angeeignet.

Die Konferenzbeschlüsse der norddeutschen Geologen und der neue, größere Maßstab hatten einen erheblichen Motivationsschub in der staatlichen geologischen Landesaufnahme bewirkt. In den traditionellen Kartierungsgebieten Preußens und auch in den Thüringischen Staaten, die sich bereits 1863 der preußischen Kartierung angeschlossen hatten, wurden die Kartierarbeiten erheblich ausgeweitet bzw. die altaufgenommenen 100 000er Karten für den Spezialkarten-Maßstab überarbeitet. Mit dem Fortschreiten der topographischen Landesaufnahme und der Bereitstellung vervielfältigungsfähiger Meßtischblatt-Topographien wurden die Kartierarbeiten auch auf andere Provinzen und Regionen Preußens ausgedehnt, so auf die Regierungsbezirke Kassel und Wiesbaden sowie auf die südliche Rheinprovinz. In Thüringen wurden die geologischen Aufnahmen auf die südlichen Regionen ausgeweitet.

Für das Norddeutsche Flachland hingegen fanden die Konferenzbeschlüsse noch keine sofortige Umsetzung. Auch fehlten wohl für diese überwiegend land- und forstwirtschaftlich geprägten Provinzen, wie Brandenburg, Pommern, Schleswig-Holstein und das nördliche Hannover, noch die Meßtischblatt-Topographien. Dennoch nahm L. MEYN (1820-1878) im Auftrag der preußischen Bergverwaltungs-Abteilung im Frühjahr 1870 geologische Kartierungsarbeiten im eiszeitlich geprägten Schleswig-Holstein auf, und A. KUNTH (1842-1871) hatte vom Berliner Magistrat bereits 1865 den Auftrag erhalten, in Vorbereitung der von Virchow angeregten Stadtsanierung eine geologische Untersuchung zur Beschaffenheit des Berliner Stadtuntergrundes vorzunehmen (KÜHN 1987). Die KUNTH'schen Arbeiten wurden nach dessen Tod 1871 von K. A. LOSSEN (1841-1892) fortgeführt und 1879 u. a. unter Vorlage einer dann von der Preußischen Geologischen Landesanstalt herausgegebenen „Geologischen Karte der Stadt Berlin" 1 : 10 000 abgeschlossen.

Mit der Ausweitung der geologischen Kartierarbeiten war auch die Anzahl der an dieser amtlichen Landesaufnahme mitarbeitenden Geologen stark angewachsen. Für nahezu alle Regionen waren Geologen, oftmals aus dem universitären Bereich, aber auch Bergleute für die Bearbeitung der geologischen Spezialkarten gewonnen worden, so F. MOESTA in Marburg, E. WEISS in Saarbrücken, H. GREBE für das Hunsrückgebiet und C. KOCH in Wiesbaden. Die Leitung der Aufnahmen in der Rheinprovinz war von dem inzwischen pensionierten H. v. DECHEN (1800-1889) übernommen worden. Im Südthüringischen übernahmen u. a. K. LIEBE (Gera) und H. F. EMMRICH (Meiningen) Aufnahmegebiete in den von ihnen schon zuvor durchforschten Regionen. In der Provinz Sachsen wirkten in der preußischen Landesaufnahme neben BEYRICH und LOSSEN u. a. E. KAYSER seit 1870 für den Harz, H. CREDNER seit 1871 für das Mansfeldische, LASPEYRES für das Gebiet um Halle und H. GREBE im Harzvorland mit.

Doch auch auf die Nachbarländer hatten die preußischen Kartierungsaktivitäten ausgestrahlt. So war 1870 auch im Königreich Sachsen, nachdem die Bemühungen um einen Anschluß an die preußisch-thüringische Spezialkartierung keinen Erfolg gehabt hatten, der Maßstab 1 : 25 000 für die geologische Landesaufnahme eingeführt und zwei Jahre später die Sächsische Geologische Landesuntersuchung in Leipzig gegründet worden. Erster Direktor der Einrichtung wurde HERMANN CREDNER (1841-1913), der bei der Organisation der Arbeiten auf seine zuvor in der preußischen Kartierung gesammelten Erfahrungen aufbauen konnte, und er konnte, anders als noch in Preußen und Thüringen, gleich auf ein im metrischen System aufgebautes topographisches Kartenwerk zurückgreifen.

Mit Beginn des Jahres 1873 nahm auch im Königreich Preußen die Königlich Preußische Geologische Landesanstalt in Berlin ihre Tätigkeit auf; bis zum Jahre 1916 blieb sie mit der Berliner Bergakademie organisatorisch verbunden, u.a. durch die gemeinsame Nutzung des Laboratoriums, der Bibliothek und der sich ständig erweiternden Belegsammlung aus der geologischen Kartierung. Erster Direktor der Anstalt und zugleich der Bergakademie wurde WILHELM HAUCHECORNE, wissenschaftlicher Direktor ERNST BEYRICH.

In der 1872 von HAUCHECORNE zur Begründung der Finanzmittel-Forderung verfaßten „Denkschrift über die Errichtung einer geologischen Landesanstalt für den Preußischen Staat" (HAUCHECORNE 1881) wurde nochmals nachdrücklich auf die Gemeinnützigkeit der geologischen Landesuntersuchung hingewiesen und als Hauptaufgabe der Anstalt die Erarbeitung der Geologischen Spezialkarte 1 : 25 000 definiert. Dabei konnte er auf bereits 52 teils im Druck, teils im Manuskript fertiggestellte Blätter 1 : 25 000 verweisen. Übersichtskarten 1 : 100 000 sollten erst nach entsprechenden Fortschritten in der 25 000er Blattbearbeitung wieder neu zusammengestellt werden. Mit Bezug auf die bereits vorhandenen, seit 1841 für viele preußische Landesteile erarbeiteten Karten 1 : 100 000 stellte HAUCHECORNE u. a. fest, *„dass die geologische Landesuntersuchung .... eine fortlaufende Aufgabe ist, deren Lösung zu keiner Zeit zu einem endgültigen Abschluß gelangen kann".*

Zu den zukünftigen Aufgaben der geologischen Untersuchung in Preußen führte HAUCHECORNE in der Denkschrift weiter aus:

„Eine noch fast gar nicht in Angriff genommene und doch sehr wichtige Aufgabe bleibt sodann für die geologische Landesuntersuchung in Preußen: die Untersuchung und Kartierung des nördlichen Flachlandes.... Neuerdings ist man zu der Überzeugung gelangt, dass auch diese Sande, Tone und Mergel des sogenannten Schwemmlandes ebenso

wie die Ablagerungen der älteren Formationen in verschiedene, dem Alter und der Beschaffenheit nach zu trennende Abteilungen sich gliedern, und dass die Kenntnis der Verbreitung der einzelnen Glieder sowohl wissenschaftlich als technisch, besonders auch für die Land- und Forstwirtschaft, wertvoll sei. – Die Aufnahme und Kartierung dieser Landesteile in angemessener Weise – wozu in der geologischen Karte der Niederlande von STARING *und in den neuesten Arbeiten von* BERENDT *über Ostpreußen gute Vorgänge vorhanden sind, würde sich für deren gewerbliche Entwicklung als sehr förderlich erweisen und zugleich wissenschaftlich von großem Interesse sein."*

Damit war mit der Gründung der Geologischen Landesanstalt endlich auch der Weg frei geworden für den Beginn der organisierten flächendeckenden Kartierung im Norddeutschen Flachland. Bereits am 10.04.1873, also nur drei Monate nach der Tätigkeitsaufnahme der Landesanstalt, fand hierzu in Berlin eine Beratung statt, an der neben den beiden Direktoren HAUCHECORNE und BEYRICH auch LOSSEN, MEYN und BERENDT sowie als Vertreter der Landwirtschaft ALBERT ORTH teilnahmen. Alleiniger Gegenstand der Beratung war die auf Wunsch des Handelsministers schon 1874 zu beginnende geologische Landesaufnahme der von Alluvium und Diluvium bedeckten preußischen Anteile des Norddeutschen Flachlands. Im Ergebnis der Beratung wurde u. a. festgelegt (HAUCHECORNE 1881), dass im Hinblick auf die Belange der Land- und Forstwirtschaft eine kombinierte geologisch-agronomische Spezialkarte 1 : 25 000 zu erarbeiten sei, und dass zunächst Probebearbeitungen auf Blattausschnitten 1 : 25 000 für das Flachland ebenso wie für das Gebirgsland erfolgen sollten. Der notwendige Inhalt der in Angriff zu nehmenden geologisch-agronomischen Spezialkarten, um sie auch für die Landwirtschaft nutzbar zu machen, wurde von ORTH (1835–1915) wie folgt umrissen (zit. bei HAUCHECORNE 1881):

1. *Die geognostische Beschaffenheit des Untergrundes.*
2. *Die qualitative Beschaffenheit der durch die Kultur bewegten Ackerkrume, ob dieselbe tonig, sandig, kalkig, humusreich usf., wie ihr Prozentgehalt an abschlämmbaren Feinerdeteilen sei usw.*
3. *Die quantitative Beschaffenheit der Ackerkrume, d. h. ihre Dicke über dem Untergrund (in Metermaß). Die Darstellung des Untergrundes werde am besten in Farben bewirkt werden; die übrigen Angaben durch Buchstaben und Zahlen.*

Noch 1873 hatten BERENDT und ORTH in Vorbereitung der Arbeiten eine Instruktionsreise nach Holland zum Studium der STARING'schen geologischen Karten sowie nach Ostpreußen in das von BERENDT seit 1865 im Maßstab 1 : 100 000 kartierte Gebiet unternommen. Die Aufnahmen selbst begannen 1874 in der unmittelbaren Umgebung von Berlin, favorisiert durch die bereits in Angriff genommenen bzw. vorhandenen topographischen Karten 1 : 25 000 sowie durch die Nähe zur Geologischen Landesanstalt und der Landwirtschaftlichen Lehranstalt. Am 21.04.1874 fand dann eine Beratung zu den von ORTH und BERENDT bearbeiteten Probeaufnahmen statt, an der Vertreter mehrerer bodenkundlicher und forstwirtschaftlicher Einrichtungen teilnahmen. ORTH hatte den von H. v. ECK (1837-1925) geologisch im Auftrag der Bergwerks-Abteilung untersuchten und schon publizierten Ausschnitt 1 : 12 500 (ECK 1872) der Sektion Rüdersdorf (3548 der TK 25) agronomisch überarbeitet, BERENDT, seit 01.04.1874 Mitarbeiter in der Geologischen Landesanstalt, die von ihm erstaufgenommene Sektion Nauen (3343 der TK 25).

ORTH konnte sich bei seiner agronomischen Blattüberarbeitung auf ein in der ECK'schen geologischen Karte bereits recht detailliert gegliedertes Quartär mit gegeneinander abgegrenzten Formationsgliedern stützen. Er war ein ausgebildeter Landwirt mit umfangreichem geologischen Wissen, hatte bereits 1868 eine sehr detaillierte und sorgfältige auf geologischer Grundlage aufgebaute geognostisch-agronomische Kartierung des Rittergutes Friedrichsfelde (Berlin) vorgelegt (Maßstäbe 1 : 3 000 und 1 : 3 170). Dafür hatte er den Preis des Landesökonomie-Kollegiums erhalten und sich mit einer umfassenden Erläuterung der von ihm entwickelten Darstellungsmethode habilitiert. Auch kannte er wohl die durch BENNIGSEN-FÖRDER auf Geheiß des Preußischen Landwirtschaftsministeriums 1864-1867 geognostisch-agronomisch sehr genau aufgenommenen vier hallischen Blätter 1 : 25 000. Ausgestattet mit diesem Wissen war ORTH bei seiner „Probearbeit" dementsprechend von dem Grundsatz ausgegangen, dass geologischer Aufbau und Bodenaufbau eines Gebietes in engem genetischen Zusammenhang stehen und daher auch gemeinsam in einer Karte darzustellen sind. Eine getrennte Darstellung von Boden und Geologie, er legte dazu Beispiele aus der Oberlausitz und Österreich vor, hielt er für wenig sinnvoll und lehnte sie ab (ORTH 1877, HAUCHECORNE 1881). Deshalb hatte er für seine Musterblattvorlage Rüdersdorf den geologischen Aufbau mit fester Abgrenzung der farbig dargestellten Formationsglieder aus der Eck'schen Karte übernommen und die wichtigsten Angaben zur Beschaffenheit der überlagernden Bodenschichten, die er mit flachen Handbohrungen ermittelt hatte, mit rot in die Flächen eingeschriebenen Buchstaben und Zahlen zur Darstellung gebracht (vgl. Abb. 3). Dabei verwendete er Buchstaben für die Art des Deckbodens, z. B. S. = Sand, L.S. = lehmiger Sand, l.S. = schwach lehmiger Sand usf., denen Zahlen nachgestellt waren für die Mächtigkeit der Bodenschichten in Dezimetern. Der geologische Untergrund war gleichfalls durch Buchstaben gekennzeichnet. Auf den Rand der Karte hatte er außerdem typische Profile zur Veranschaulichung der Überlagerungsverhältnisse zur Darstellung gebracht (Abb. 3). Angaben zum Grundwasserstand hielt er zwar für sehr wichtig, jedoch für nicht durchweg zu beschaffen (HAUCHECORNE 1881). Als agronomisch überarbeitetes sogenanntes „Gebirgsblatt" legte ORTH die bereits 1863 fertiggestellte und dann 1870 mit der 1. Lieferung herausgegebene Sektion Nordhausen vor.

BERENDT hatte mit seiner „Probearbeit", der von ihm erstaufgenommenen, ausschließlich von quartären Bildungen bedeckten Sektion Nauen, ein Blatt mit einem für die damalige Zeit sehr detailliert gegliedertem Quartär vorgestellt. Dabei hatte er, aufbauend auf seine langjährigen Kartiererfahrungen im quartärbedeckten ostpreußischen Flachland, die ausgehaltenen Formationsglieder des Quartärs, also Jung-Alluvium, Alt-Alluvium, Oberes Diluvium usf., mit klar unterscheidbaren Flächenfarben belegt und die darin jeweils auskartierten Petrographien schon teilweise mit charakteristischen Si-

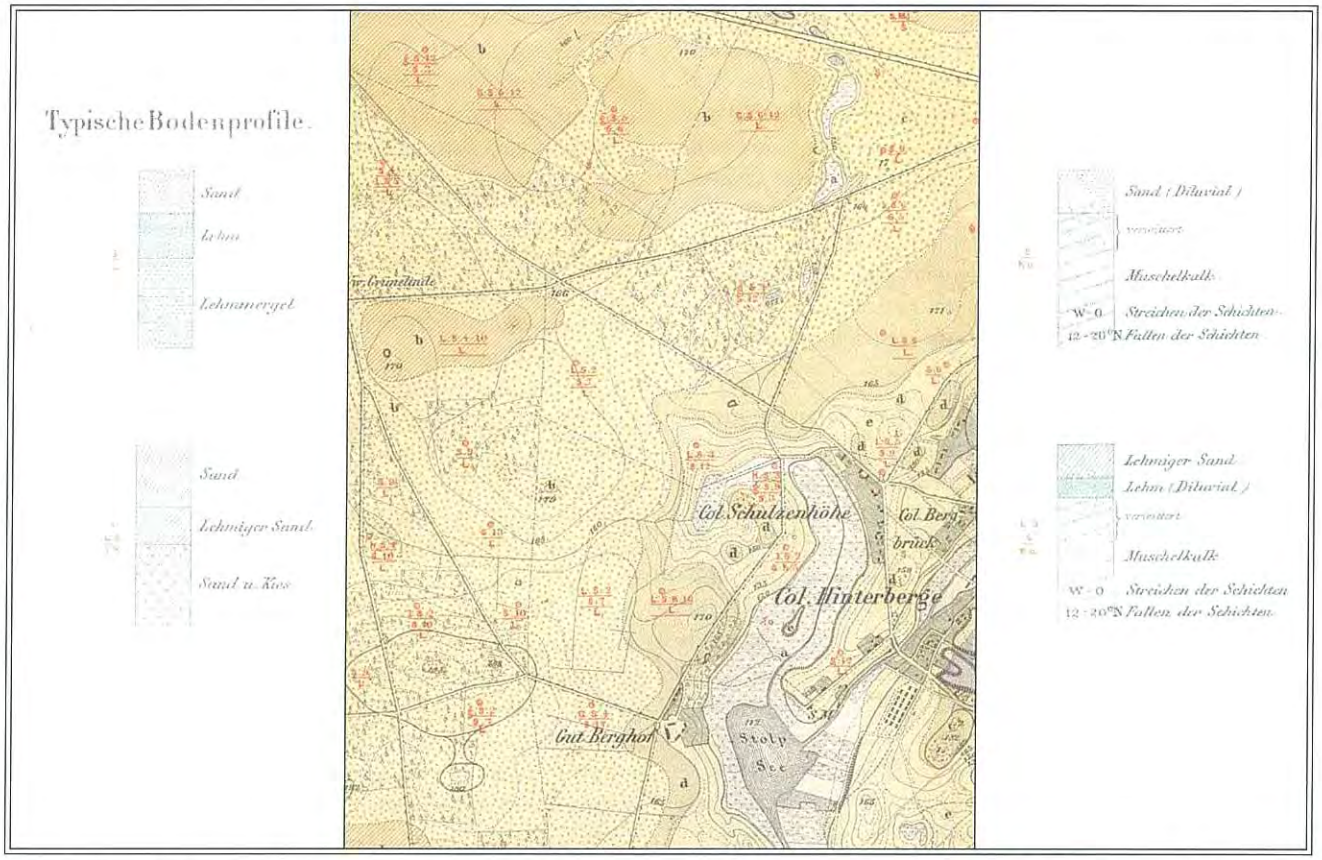


Abb. 3 Ausschnitt aus der geognostisch-agronomischen Karte 1 : 25 000, Blatt Rüdersdorf, bearbeitet von A. ORTH

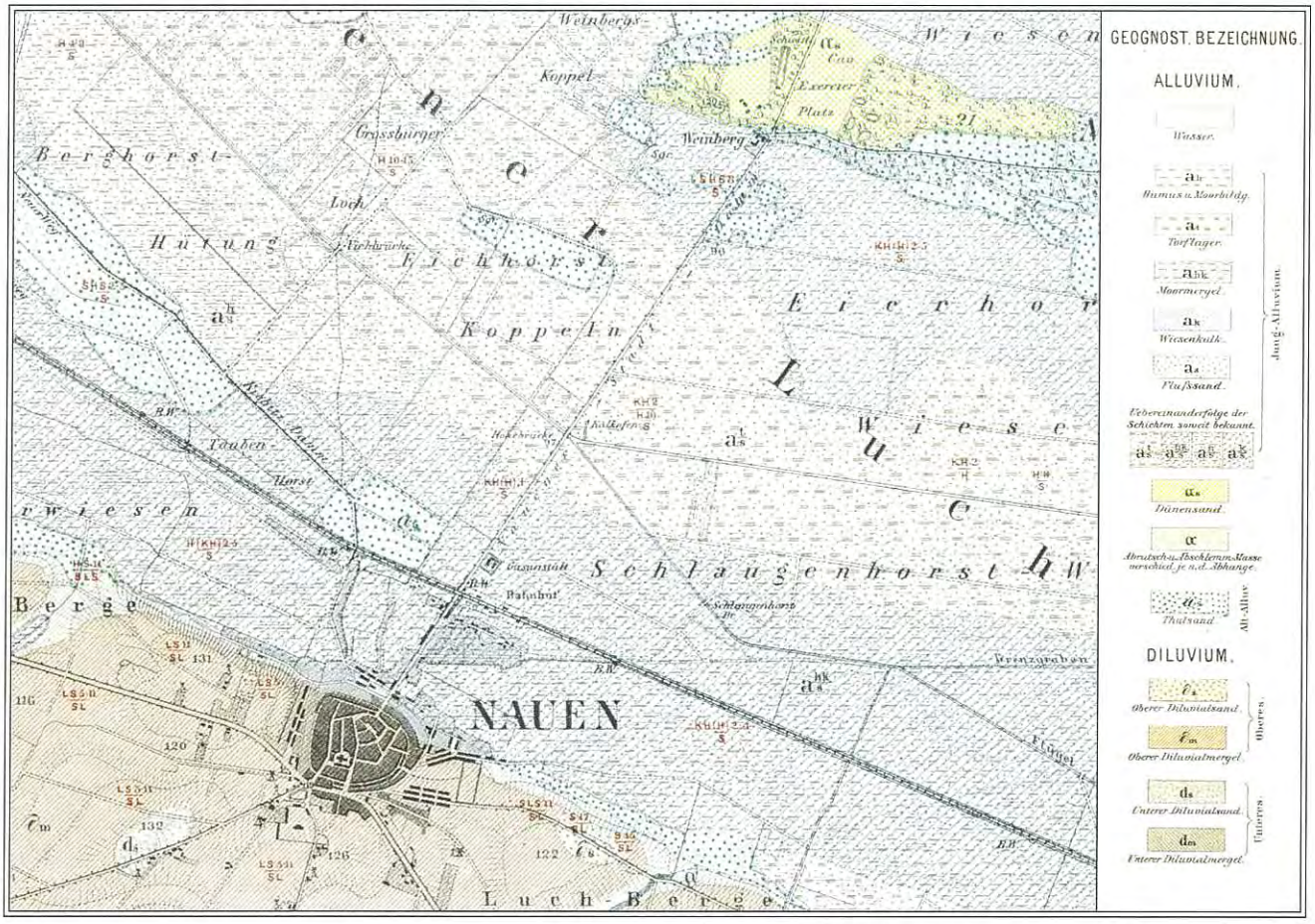


Abb. 4 Ausschnitt aus der geognostisch-agronomischen Karte 1 : 25 000, Blatt Nauen, bearbeitet von G. BERENDT

gnaturen gekennzeichnet (Abb. 4). Da die vorgelegte Karte nach BERENDT's Verständnis auch für den Nutzer *„hinlänglich Aufklärung geben"* würde, hielt er *„die Beifügung besonderer Buchstaben- und Zahlenbezeichnungen für die Beschaffenheit des Deckbodens bzw. Untergrundes für entbehrlich"* (HAUCHECORNE 1881). Die für die agronomische Interpretation der Karte wichtigen Angaben zur Bodenentwicklung und Bodenbeschaffenheit sollten den jeder Sektion beizufügenden Texterläuterungen vorbehalten bleiben. Vor allem aber wollte BERENDT, um Zeit und Kosten zu sparen, auf die Ausführung von Bohrungen, wie von ORTH für den Sektionsausschnitt Rüdersdorf praktiziert, verzichten. Im Ergebnis der weiteren Diskussion und Beratung über die vorgelegten „Probearbeiten" wurde beschlossen, dass die Aufnahmearbeiten zunächst in der Umgebung von Berlin fortzusetzen und von BERENDT in der Weise zu leiten sind, *„dass bei der geognostischen Aufnahme gleichzeitig die Erhebungen über die bodenwirtschaftlichen Verhältnisse, wo es nötig durch Bohrungen, ausgeführt werden sollen. In den Karten sollen alsdann die Eintragungen der bodenwirtschaftlichen Angaben nach den Vorschlägen des Professors Dr. ORTH erfolgen"* (HAUCHECORNE 1881).

Mit den Beschlüssen vom 21.07.1874 war von der Preußischen Geologischen Landesanstalt ein Kartenwerk für das Norddeutsche Flachland in Gang gesetzt worden, das mit seiner geschickten von ORTH und BERENDT an Beispielblättern entworfenen Darstellungsweise und seinen erläuternden Begleittexten die Belange von Geologie und Bodenwirtschaft gleichermaßen berücksichtigte und zur Darstellung brachte. Aber auch für die bis dahin geologisch kaum beachteten Regionen von Brandenburg und Berlin waren diese Beschlüsse bedeutungsvoll, markierten sie doch für diese Gebiete den Beginn der hoheitlichen geologischen Landesaufnahme.

Im April 1875 wurde BERENDT Landesgeologe und der erste Leiter der Flachlandaufnahme, ein Amt, das er bis 1901 innehatte. Neben eigenen Aufnahmen im Gelände hatte er von nun an nicht nur die gesamte Spezialkartierung Norddeutschlands zu organisieren und zu leiten, sondern er mußte auch die Methodik der Geländearbeiten im Lockergebirge weiterentwickeln und in für die Praxis leicht verständlicher, klarer Weise Geologie und Bodenkunde in einer Darstellung vereinen. Wie wohl kein anderer in damaliger Zeit war BERENDT für die Lösung dieser Aufgaben vorbereitet, hatte er sich doch in seiner Königsberger Zeit nicht nur mit der Aufnahme quartärer Ablagerungen, sondern auch schon mit Fragen der Bodenentwicklung und –kartierung beschäftigen müssen. Überdies hatte er, zumindest in der Anfangsphase, mit ORTH einen in Geologie wie in Bodenkunde erfahrenen Partner zur Seite. So konnte er auf dessen für Rüdersdorf entwickeltes bodenkundliches Darstellungsprinzip aufbauen und auch das von diesem auf Blatt Rüdersdorf praktizierte Abbohren der Flächen mit dem Handbohrer übernehmen. Schon 1874 machte BERENDT dieses „Auskartieren" bis 2 m Tiefe mit dem Handbohrer zu einem festen Bestandteil der Aufnahmepraxis, eine Methode, die sich bis auf den heutigen Tag in der Flachlandkartierung bewährt hat.

Bereits zur Beratung über den Fortgang der Flachlandsaufnahmen am 05.05.1875, an der auch Vertreter benachbarter Länder teilnahmen, konnte BERENDT den ersten zusammenhängenden Block von neun kartierten Meßtischblättern aus dem Gebiet nordwestlich von Berlin (Linum, Nauen, Markau, Marwitz, Rohrbeck, Oranienburg, Hennigsdorf und Spandow) vorlegen, die er, z. T. mit seinen „Assistenten" DULK und LAUFER, geologisch-bodenkundlich bearbeitet hatte. Mit diesen neun Blättern begründete er die Grundsätze seiner Farb- und Signaturzuweisungen für die auszukartierenden „alluvialen" und „diluvialen" Einheiten und stellte zugleich seine Sicht zur Gliederung des norddeutschen Quartärs zur Diskussion. Zwei Jahre später dann, nachdem auch ORTH seine grundsätzlichen Erläuterungen zur agronomischen Bearbeitung der Sektion Rüdersdorf in den „Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten" publiziert hatte (ORTH 1877), veröffentlichte BERENDT im gleichen Band dieser „Abhandlungen" auch seine Darstellungsgrundsätze als, wie er sie nannte, *„das Gemeinsame zusammenfassende General-Erläuterung"* für die fertiggestellten neun Kartenblätter und zugleich als *„Einleitung für die in ihrer Eigenschaft als vereinigte geognostisch-agronomische Karte neue Art der Kartendarstellung"* (BERENDT 1877).

In seinen Erläuterungen gibt BERENDT nicht nur eine detaillierte petrographische Beschreibung und laborativ untersetzte Charakterisierung der auf den neun Blättern auskartierten quartären Lithologien, sondern er widmete sich auch, z. T. in ausführlicher Form, den breiten, die Mark Brandenburg querenden Talzügen sowie der „Decksand"-Problematik. Außerdem entwarf er darin eine für die Kartierung anzuwendende Quartärgliederung, auf deren Basis er für die geologische Kartendarstellung die folgenden Flächenfarben definierte:
„ein weißer Grund: Jung-Alluvium,
ein blassgrüner Grundton: Alt-Alluvium,
ein blassgelblicher Grundton: Oberes Diluvium,
ein grauer Grundton: Unteres Diluvium."

Als Ausnahmen legte er eine enggesetzte hellgelbe Punktierung für den Dünen- und Flugsand sowie eine aus Gelb und Grau gemischte Flächenfarbe für die Abrutsch- und Abschlämmmassen fest. Zugleich erläuterte er die zur Kennzeichnung der verschiedenen Lithologien aufzudruckenden, jeweils dunklerfarbigen Signaturen, die er so gewählt hatte, *„dass auf den ersten Blick die petrographisch gleichen bzw. ähnlichen Gebilde der verschiedenen Formationen rsp. Formations-Abteilungen dem Auge mit Leichtigkeit zusammenfassbar sind, was namentlich auch die vom land- und forstwirtschaftlichen Standpunkte erwünschte Unterscheidung von Sandboden, lehmigem Boden, Humusboden und Kalkboden auch ohne alle weiteren Einschreibungen sofort ermöglicht, ..."*

Mehr als 60 Seiten verwendete BERENDT (1877, S. 57-120) für die Erläuterung des agronomischen Teils der „vereinigten" Kartendarstellung. Dabei beschrieb er nicht nur die auf den quartären Bildungen der neun Blätter entwickelten Bodenprofile, sondern erläuterte auch ausführlich die Prinzipien ihrer Darstellung. Er erweiterte die Liste der für die Bodenprofil-Kennzeichnung einzusetzenden Buchstaben-Kürzel, behandelte aber auch Grundsätzliches zum Boden, der nach seiner

Auffassung *„nichts anderes ist als die mehr oder minder mächtige Verwitterungsrinde der an der Oberfläche liegenden geognostischen Schicht, ... und wesentliche Wechsel in der Zusammensetzung und sonstigen Beschaffenheit der Oberkrume auch nur stattfinden, wo eine petrographisch verschiedene Schicht an der Oberfläche liegt."* Mit dieser seiner Auffassung wollte er nochmals nachdrücklich auf die wissenschaftliche Berechtigung des in Angriff genommenen Kartenwerkes hinweisen, mit dem er überdies auch hoffte, Geologie und Bodenkunde wieder zusammenzubringen und die Zeit der Alleingänge und daraus resultierender gegenseitiger Mißverständnisse zu beenden.

Das große Werk der geologisch-agronomischen Spezialkartierung des Norddeutschen Flachlandes war gerade erfolgreich auf den Weg gebracht worden, als OTTO MARTIN TORELL (1828-1900) (Abb. 5), seit 1871 Direktor der Schwedischen Geologischen Landesuntersuchung, anläßlich der Tagung der

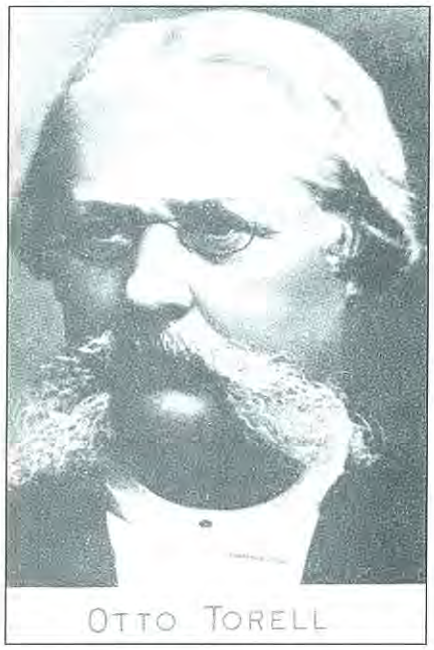


Abb. 5 Otto Martin Torell 1828–1900

Geologischen Gesellschaft in Berlin weilte. Seinen Aufenthalt in Berlin wollte TORELL dazu benutzen, um die Rüdersdorfer Kalksteinbrüche zu besuchen und um dort einer schon fast in Vergessenheit geratenen Mitteilung SEFSTRÖMS nachzugehen. Dieser hatte 1836 von einer Schrammung der dortigen Kalksteinoberfläche berichtet, diese aber als einen sicheren Beweis der von ihm vertretenen erdumfassenden Schlammflut- und Rollstein-Theorie („Geröllflut") interpretiert.

In Begleitung von BERENDT und ORTH besuchte TORELL dann am 3. November 1875 Rüdersdorf und fand auf den freigelegten Schichtköpfen des Schaumkalkes Schliffe und Schrammen. Noch am Abend dieses 3. Novembers interpretierte er sie in einem Vortrag vor der Berliner Geologen-Versammlung als nicht mehr anzuzweifelnde Zeugnisse einer „diluvialen" Gletschertätigkeit. Vor den staunenden Geologen entwickelte er sodann die Ansicht, *„dass sich eine Vergletscherung Skandinaviens und Finnlands bis über das norddeutsche Tiefland und das nordrussische Flachland erstreckt habe"* (TORELL 1875). Den aufgefundenen Geschiebemergel deutete er als die Grundmoräne des ehemaligen Inlandeises und erklärte, die aus Skandinavien beschriebenen und seit langem anerkannten Spuren und Zeugnisse einer diluvialzeitlichen Vergletscherung auch in Norddeutschland wiederzuerkennen.

Für die meisten der anwesenden deutschen Geologen, die sich von TORELL praktisch „vorgeführt" fühlten, war die Annahme arktischer Kälte und die Bedeckung ganz Norddeutschlands durch mächtiges Inlandeis so ungeheuerlich, dass TORELL's Deutungen auf fast einmütige Ablehnung stießen und eine lebhafte Diskussion auslösten. Auch BERENDT beteiligte sich an der Diskussion. Er bedankte sich zwar bei TORELL für die erhaltene Anregung, glaubte aber sich dagegen verwahren zu müssen, *„als ein Anhänger der unbedingten Gletschertheorie zu gelten"*. Zugleich mußte er aber zugeben, *„dass gerade wichtige, von der Drifttheorie ungelöst gelassene Fragen bei der reinen Gletschertheorie ihre Beantwortung finden"* (zit. bei WAHNSCHAFFE 1898).

Die Verwirrung, die der TORELL´sche Vortrag bei den deutschen Geologen auslöste, wird verständlich, wenn man bedenkt, dass bis zu diesem denkwürdigen 3. November 1875 die preußische Landesgeologie – und nicht nur die preußische – ganz im Banne der von CHARLES LYELL (1797-1875) um 1835 entwickelten Drifttheorie stand. Für die meisten „Gebirgsgeologen" jener Zeit galten die insgesamt sehr merkwürdigen quartären Lockergesteinsmassen ohnehin als nicht zu systematisieren. Aber auch die im Norddeutschen Flachland kartierenden und sich mit den „Diluvialbildungen" beschäftigenden Geologen hatten sich ganz offensichtlich nicht mit der Tatsache auseinandergesetzt, dass für das Alpengebiet, Skandinavien, Nordamerika und sogar für LYELL´s Heimat, Großbritannien, eine ausgedehnte „diluviale" Inlandvergletscherung seit längerem schon als bewiesen galt, und dort die verschiedenen diluvialen Absätze inzwischen mit glaziärem Geschehen in Zusammenhang gebracht wurden. Keine Beachtung gefunden hatten auch die um 1844 einsetzenden langjährigen konträren Diskussionen um die von C. F. NAUMANN auf den Porphyrkuppen der Hohburger Berge bei Wurzen (Sachsen) aufgefundenen Schliffe und Schrammen. Für den an der Freiberger Bergakademie ausgebildeten Schweizer Geologen A. v. MORLOT (1820-1867) waren diese Schrammen allerdings Grund genug, eine Ausdehnung der Gletscher Skandinaviens bis auf das mitteleuropäische Flachland ableiten zu müssen (v. MORLOT 1844, vgl. hierzu auch EISSMANN 1974). Selbst LYELL hatte sich von NAUMANN in die Hohburger Berge führen lassen, vermied jedoch eine Interpretation der vorgeführten Schrammen.

In Preußen war die LYELL´sche Drifttheorie noch anerkannte Lehrmeinung, als sich LYELL selbst schon lange durch LUIS AGASSIZ (1807-1873) von der Glazialtheorie hatte überzeugen lassen. AGASSIZ war es auch, der ab Mitte des 19. Jahrhunderts der Glazialtheorie nach und nach zu weltweiter Anerkennung verhalf. Mit seinen „Études sur les glaciers" (AGASSIZ 1840) und seinem bereits 1837 in Neuchâtel gehaltenen Vortrag begründete er seine Vorstellung von einer quartären

Vergletscherung der Nordhalbkugel, worin Norddeutschland, die Britischen Inseln und Skandinavien sowie Teile Nordamerikas und Sibiriens einbezogen waren.

Wie sehr die preußischen Diluvialgeologen auch noch nach 1870 an der Drifttheorie festgehalten haben, zeigt die geologische Aufnahme der Rüdersdorfer Gegend durch H. Eck. In seiner umfangreichen und überaus wertvollen erläuternden Monographie zu „Rüdersdorf und Umgegend" (Eck 1872) setzte er sich auf mehr als 20 Seiten auch mit dem „Diluvium" auseinander und verwirft darin die 1867 von Helmersen geäußerte Ansicht, dass die Rüdersdorfer Schrammen auch durch Gletscherwirkung entstanden sein könnten. Statt dessen glaubte Eck, dass die von ihm erkannten Verteilungsmuster der Muschelkalkgeschiebe *„für die Richtung der verschwemmenden Diluvialfluten nicht ohne Interesse seien, und dass die 1836 aufgefundenen Schliffe und deutlichen Riefen sich nicht wohl auf Gletscherschliffe beziehen lassen, wie dies neuerdings von Herrn v. Helmersen geschehen ist"* (S. 130/131).

Aber auch in Sachsen konnten sich die Anhänger der Glazialtheorie, so der Leipziger Geologie-Professor C. F. Naumann, seit 1848 Verfechter der Gletschertheorie, gegenüber den Driftanhängern nicht durchsetzen. So hatte H. Credner, der Leiter der Sächsischen Landesuntersuchung, noch wenige Monate vor Torell´s Rüdersdorf-Besuch über den „Verlauf der südlichen Küste des Diluvialmeeres in Sachsen" ganz im Sinne der Drifttheorie referiert (publiziert 1876), und auch v. Cotta war trotz der Hohburger Befunde inzwischen wieder zur Drifttheorie zurückgekehrt. Offensichtlich hatte man in Preußen und Sachsen nicht zur Kenntnis genommen, dass James Geikie schon ein Jahr vor Torell´s Auftreten in Berlin mit seinem „The Great Ice-Age" das erste Standardwerk über das quartäre Eiszeitalter vorgelegt und darin die Wiederkehr eiszeitlicher Vergletscherungen begründet hatte. Und so gebührt unzweifelhaft dem Schweden Torell das Verdienst, mit den neuerlich in Rüdersdorf aufgefundenen Schrammen und Schliffen die norddeutschen Geologen aus den Fesseln der Drifttheorie befreit und der Glazialtheorie nun endlich auch im Gebiet südlich der Ostsee zum Durchbruch verholfen zu haben.

Eingedenk der wissenschaftshistorischen Bedeutung, die die Wiederentdeckung von Gletscherschrammen auf Rüdersdorfer Kalkstein durch Otto Torell für die Quartärforschung in Norddeutschland gehabt hat, war bereits 1895, 20 Jahre nach diesem denkwürdigen 3. November 1875, in Rüdersdorf ein Gedenkstein aufgestellt worden, der sich heute auf dem dortigen nach Torell benannten Platz befindet (vgl. hierzu Schulz 1975, 1999). Weitere 80 Jahre später fand vom 3. bis 7. November 1975 in Berlin aus Anlaß der hundertjährigen Wiederkehr des Torell´schen Vortrages eine internationale Tagung statt, auf der die wissenschaftlichen Leistungen Torell´s gewürdigt wurden, aber auch die der anderen Geowissenschaftler des 19. Jahrhunderts, die sich um die Lösung des „Eiszeitproblems" verdient gemacht hatten. Während der Tagung fand in Rüdersdorf auch eine ehrende Gedenkstunde am dortigen Torell-Stein sowie eine anschließende Exkursion zu den gut untersuchten Quartärprofilen im Abraum der Rüdersdorfer Kalksteinbrüche statt. Inzwischen sind wieder 25 Jahre vergangen, und in wenigen Monaten, am 03.11.2000, wird man auf 125 Jahre Glazialtheorie im Norddeutschen Flachland zurückblicken können.

Mit den von Torell vorgelegten überzeugenden Beweisen für eine quartäre Vergletscherung Norddeutschlands waren die Voraussetzungen dafür geschaffen worden, die geologische Kartierung im Flachland und darüber hinaus die gesamte Quartärforschung in Norddeutschland auf eine wissenschaftliche Basis zu stellen. Dennoch fiel es offenbar noch vielen Geologen schwer, diese neue Betrachtungsweise des norddeutschen Quartärs sofort und vorbehaltlos zu übernehmen oder sie sogar öffentlich zu machen.

In dieser Zeit des Überprüfens alter Befunde und des Suchens neuer, eigener Beweise war 1876 in den „Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preußen" (Bd. 1, Heft 4) die von Meyn erarbeitete „Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung nebst einer geognostischen Karte 1 : 100 000" erschienen. Ebenso waren 1877 die bereits zitierten Arbeiten von Orth (Bd. 2, Heft 2) und Berendt (Bd. 2, Heft 3) erschienen. Und endlich 1878 waren als Lieferung 11 und 14 die ersten neun Blätter (Sektionen) aus dem Norddeutschen Flachland herausgegeben worden. Doch während sich in der Meyn'schen Arbeit schon Hinweise auf ein vorsichtiges „Loslassen" von der Drifttheorie finden - er spricht bereits von „Moränenmergel" und der auch auf Sylt verbreiteten „Glazialformation" - sind in den größtenteils von Berendt verfassten Einzelerläuterungen zu den neun Blättern und auch in seiner bereits ein Jahr zuvor publizierten „General-Erläuterung" keine Reflexionen auf die neue Sicht der norddeutschen Quartärablagerungen auszumachen. Und das, obwohl, wie aus seiner dann 1879 erschienenen Arbeit hervorgeht, er sich bereits seit längerem mit dem „Eiszeitproblem", so auch mit den Theorien von Agassiz (1840) und Bernhardi (1832), gedanklich auseinandergesetzt hatte. Als Beispiel dafür mag die von ihm publizierte Quartärgliederung für die nordwestliche Umgebung von Berlin gelten, die er noch ganz auf dem Boden der Drifttheorie stehend, aufgestellt hatte, dieses aber nicht explizit herausstellte (Berendt 1877, S.16).

Aber die Torell'sche Argumentation für ein vergletschertes Nordmitteleuropa hatte dennoch ihre Wirkung nicht verfehlt; denn 1879, vier Jahre nach Torell's Auftritt in Berlin, erschienen im Band 31 der „Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft" gleich mehrere Arbeiten zur Glazialtheorie, die das endgültige Aus für die Drifttheorie bedeuteten.

Während Berendt in seiner Arbeit von 1879 (S. 1-20) noch einmal versucht hatte, *„durch die Annahme einer ... Verbindung von schwimmendem und aufsitzendem Gletschereis eine Brücke von der alten Drift- zur neuen Gletschertheorie zu schlagen"* (Keilhack 1921), zog H. Credner (1879, S. 21-34) mit seiner Arbeit über Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig seinen persönlichen Schlussstrich unter die Drifttheorie.

Die bedeutendsten Arbeiten für die Akzeptanz der Glazialtheorie jedoch waren die Arbeit des Norwegers Helland und vor allem die des jungen Albrecht Penck (1858-1945). Helland (1879, S. 63-106) hatte die verschiedensten glazialen

Ablagerungen und Phänomene des gesamten Norddeutschen Flachlands untersucht, ebenso entsprechende Bildungen in Holland und Großbritannien. Im Ergebnis dessen kommt er, vor allem nachdem ihm von BERENDT und LOSSEN das Profil von Berlin-Rixdorf (Neukölln) mit zwei durch Sande und Kiese mit Säugetier-Resten getrennten Geschiebelehmen vorgeführt worden war, zu dem Schluss, dass es in Norddeutschland zwei Gletscherinvasionen mit einer interglazialen Zeit dazwischen gegeben haben müsse (S. 92-93).

Mit seiner Arbeit „Die Geschiebeformation Norddeutschlands" eilte der damals erst 21-jährige PENCK seiner Zeit bereits weit voraus (PENCK 1879, S. 117-201). Aufgrund seiner Beobachtungen in Norddeutschland, u. a. durch den Nachweis von Gletscherschliffen am Dewitzer Berg bei Taucha (Leipzig), und während seiner Reisen durch Skandinavien schlussfolgerte er für Norddeutschland eine dreimalige, durch lange Interglazialzeiten getrennte Inlandeisbedeckung. Bei seiner Argumentation für eine dreimalige Eisbedeckung hatte ihm vor allem, wie er später schrieb (PENCK, 1949/50), das Bekanntwerden mit GEIKIE's klassischem Werk über die „Große Eiszeit" geholfen. Eine ganz wesentliche Rolle spielten dabei aber auch die Befunde aus dem Berlin-brandenburgischen Quartär (S. 152-160) – Tone und Sande mit der von KUNTH beschriebenen *Paludina diluviana,* Sande und Kiese mit Säugetier-Resten von Rixdorf. In seiner Zusammenfassung gab PENCK schließlich sogar schon eine „Übersicht über die Gliederung der Geschiebeformation Norddeutschlands", in der er verschiedene Lokalgliederungen Preussens mit denen Sachsens, Dänemarks und Schwedens korrelierte (S. 200/201). Mit seiner Arbeit ging PENCK weit über TORELL hinaus, er gelangte damit zu Grundanschauungen, die erst rund 20 Jahre später zum Allgemeingut der im Quartär kartierenden Geologen wurden und die in ihren Hauptaussagen auch heute noch, 121 Jahre später, durchaus Bestand haben.

Bis 1880 waren bereits 27 Blätter von Berlin und Umgebung geologisch-agronomisch weitestgehend fertiggestellt und z. T. auch schon herausgegeben worden. Neben BERENDT waren an den Aufnahmearbeiten u.a. E. LAUFER, L. DULK und seit 1877 auch schon FELIX WAHNSCHAFFE (1851-1913) (Abb. 6) beteiligt. Auf der Grundlage dieser 27 Blätter stellte BERENDT noch 1880 eine Generallegende zusammen (Abb. 7), die als Vorbereitung für die Erarbeitung der „Geologischen Übersichtskarte der Umgegend von Berlin" 1 : 100 000 dienen sollte. Obwohl noch drei Blätter aus dem nordöstlichen Viertel der Karte unbearbeitet geblieben waren, konnte eine erste Version dieser Karte den Teilnehmern des 1880 in Berlin stattfindenden Geologentages überreicht werden. Herausgegeben wurde die Karte allerdings erst 1885, nachdem alle 36 Messtischblätter geologisch-agronomisch aufgenommen waren und eine Überarbeitung der vorläufigen Ausgabe hatte erfolgen können (Abb. 8). An der Fertigstellung der letzten Blätter, u.a. Friedrichsfelde, Schönerlinde und Wandlitz, hatte sich auch schon KONRAD KEILHACK (1858-1944) (Abb.9) beteiligt, der seit 1881 als Hilfsgeologe in der Flachland-Abteilung der Landesanstalt arbeitete und dann 1884 eine planmäßige Geologenstelle erhalten hatte.

Zwar war bereits 1882 die „Geologische Übersichtskarte von Schleswig-Holstein" von L. MEYN im Maßstab 1 : 300 000 von der Preußischen Geologischen Landesanstalt herausgegeben



Abb. 6 Felix Wahnschaffe 1851–1913

worden, die MEYN ursprünglich im Maßstab 1 : 200 000 bis 1878 erarbeitet und BERENDT nach dessen Tod für den Maßstab 1 : 300 000 geringfügig überarbeitet hatte (vgl. BERENDT in MEYN, 1882). Erschienen waren auch alle 17 Blätter der „Geologischen Übersichtskarte der Provinz Preußen" 1 : 100 000. Dennoch aber war die „Geologische Übersichtskarte von Berlin und Umgegend" 1 : 100 000 von BERENDT die erste auf der Basis von Messtischblatt-Aufnahmen erarbeitete Übersichtskarte aus dem Norddeutschen Flachland.

Zur Erläuterung der in zwei Blättern herausgegebenen „Berliner Übersichtskarte" war 1885 die von BERENDT und DAMES erarbeitete „Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin" erschienen (BERENDT & DAMES 1885). Wie schon in seinen Arbeiten von 1877 und 1879, wendete er sich auch hierin wiederum ausführlich einem seiner Lieblingsthemen zu, den großen, die Mark Brandenburg querenden Talzügen. Nachdem er 1877 in ihnen, sich dabei an die Arbeiten von HEINRICH GIRARD (1855) anlehnend, noch ausschließlich die alten Abflusswege von Oder (Berliner Tal) und Weichsel (Eberswalder Tal) gesehen und die darin abgelagerten Sande als Alt-Alluvium interpretiert hatte, erkannte er bereits 1879 den engen Zusammenhang zwischen der Talbildung und dem abschmelzenden Inlandeis, sah in diesen Talungen die bereits dem *„Diluvialmeer entrückten"* Abflussbahnen des Schmelzwassers. 1885 dann, jetzt schon ausschließlich auf dem Boden der Glazialtheorie stehend, war er zu der Überzeugung gelangt, *„dass nur eine zusammenhängende Eisbedekkung des norddeutschen Flachlandes und die mächtigen Schmelzwasser derselben voll und ganz die Erscheinungen* (gemeint sind die Talzüge) *zu erklären im Stande sind"* (BERENDT & DAMES 1885). Bereits 1882 hatte er die zeitliche Aufeinanderfolge ihrer Herausbildung von Süden nach Norden erkannt, das alt-alluviale Alter der in ihnen abgelagerten Sande, die er bereits „Talsande" nannte, selbst korrigiert und sie

GEOGNOSTISCH-AGRONOMISCHE FARBEN-ERKLÄRUNG

für die

bisher erschienenen 27 Blätter der Umgegend von Berlin.

(siehe das alphab. Verz.)

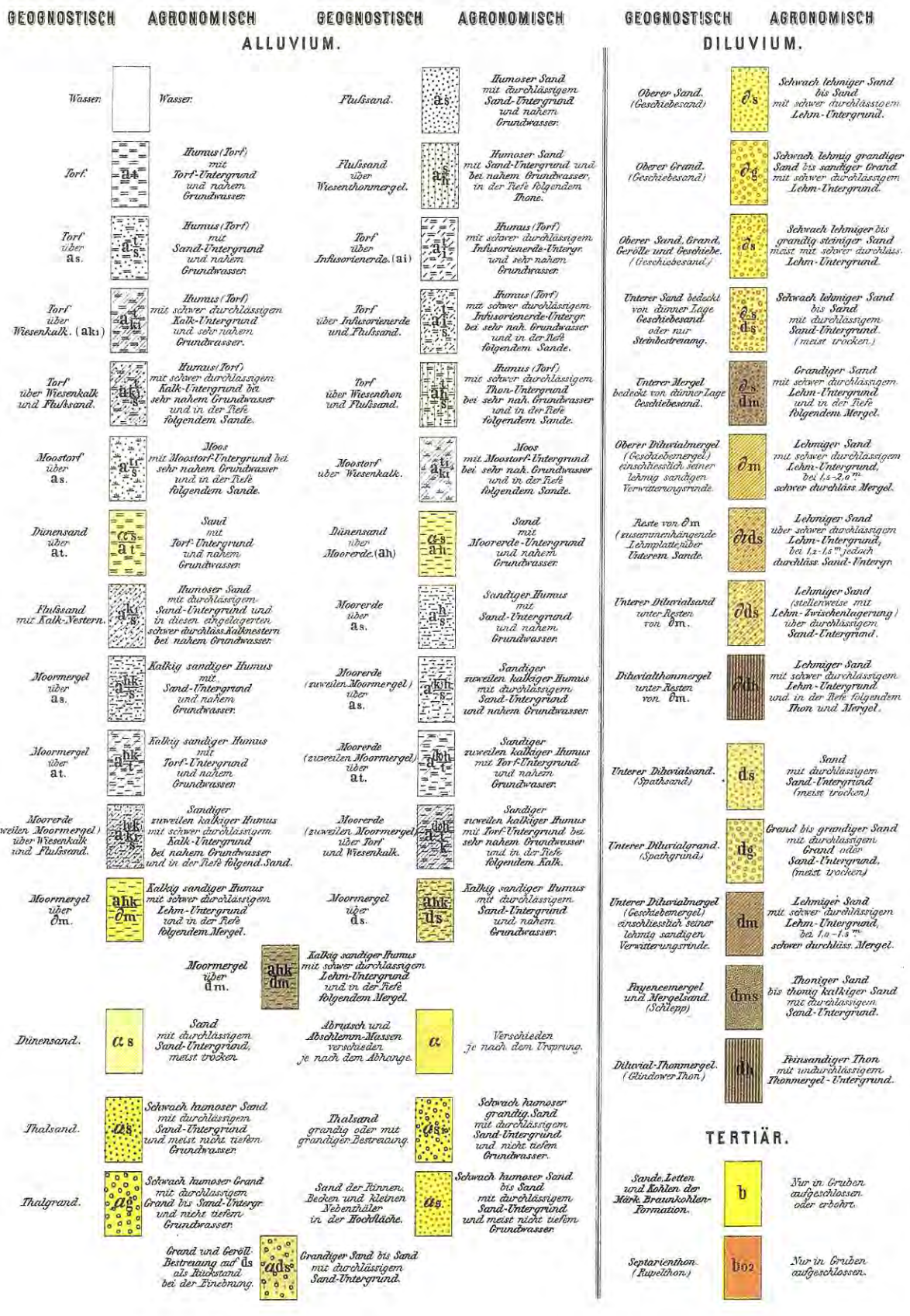
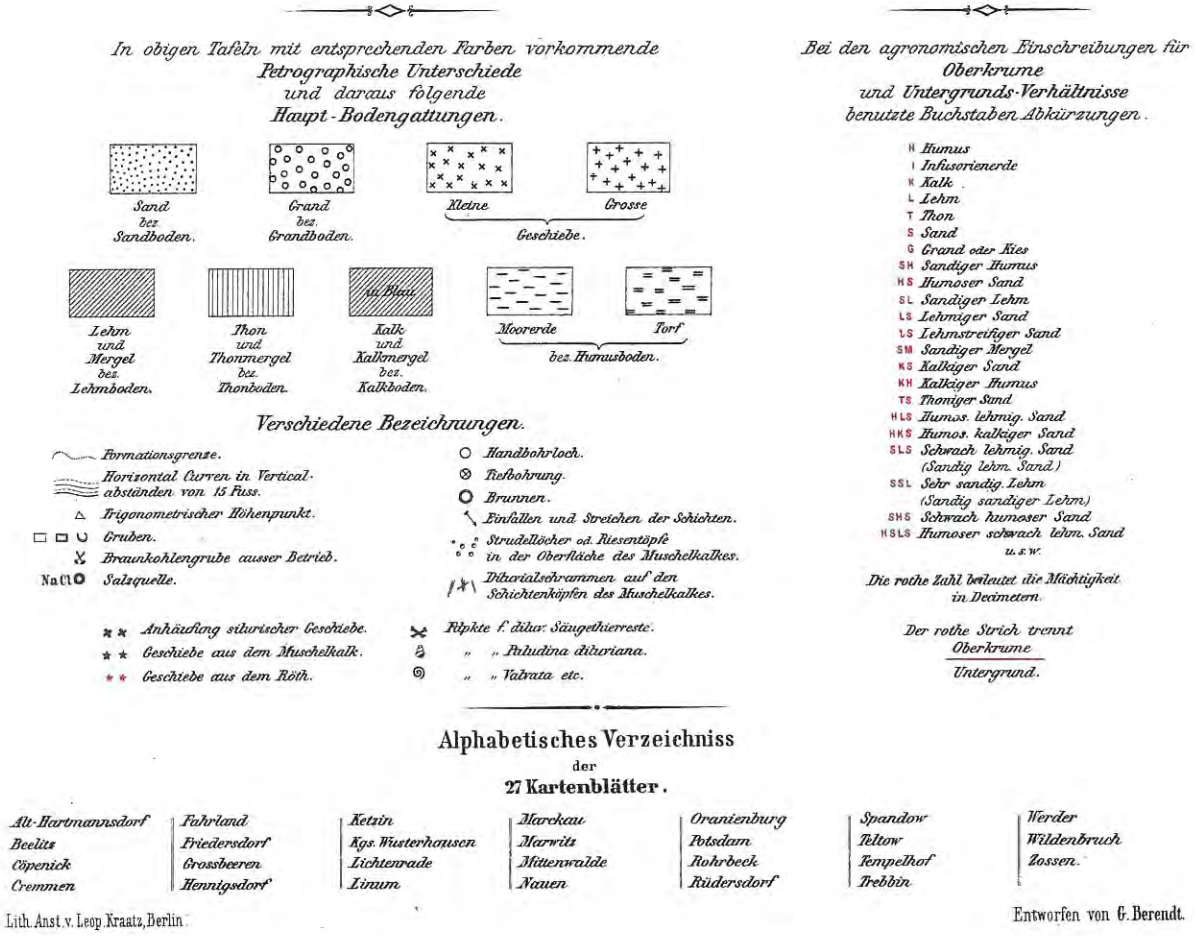


Abb. 7 Generallegende für die geognostisch-agronomischen Spezialkarten der Umgegend von Berlin, zusammengestellt von G. Berendt, 1880



zu Abb. 7 (Legende) siehe Seite 15

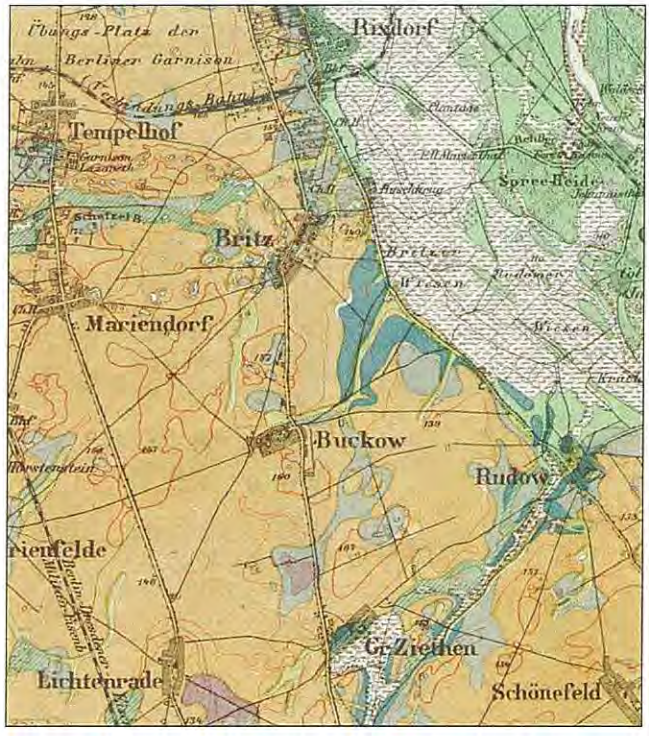


Abb. 8
Ausschnitt aus der Geologischen Übersichtskarte der Umgegend von Berlin 1 : 100 000, zusammengestellt von G. BERENDT (1885)

als „Taldiluvium" dem Oberen Diluvium zugeordnet. 1882 hatte BERENDT die Talzüge entsprechend ihrem Verlauf erstmalig als Glogau-Baruther, Warschau-Berliner und Thorn-Eberswalder Haupttal bezeichnet und sie mit Etappen des zurückweichenden Eises des Oberen Diluviums in Verbindung gebracht. Den eigentlichen „Urstrom" sah er in dem breiten Tal der unteren Elbe. In den Erläuterungen zur „Berliner Übersichtskarte" von 1885 befasste sich BERENDT bereits auch mit dem südlichsten, jenseits vom Fläming-Rükken gelegenen Talzug und führte dazu aus, *„dass das mittelste Elbthal zwischen Schwarzer Elster und Saale oder Wittenberg und Calbe mit seiner oberen östlichen Fortsetzung durch die Lausitz und seiner westlichen durch die große Depression zwischen Harz und Elm, das Breslau-Hannöver'sche oder Mitteldeutsche Hauptthal, wie ich es entsprechend benennen möchte, weit älteren Ursprungs ist (vielleicht aus der Schlusszeit des unteren Diluvium), worauf mehrfache Rinnen- und Thalbildung in höherem Niveau hinweist"* (S. 13). In ausführlicher Form widmete sich BERENDT in seinen Erläuterungen auch den innerhalb des Blattgebietes aufgefundenen tierischen Resten, beschreibt die Funde von Mollusken und benennt die Fundpunkte von Säugetier-Resten (S. 63-68). Den Abschluss der „Geognostischen Beschreibung der Umgegend von Berlin" bildete eine Beschreibung der im bearbeiteten Gebiet gefundenen Diluvialgeschiebe durch FRIEDRICH KLOCKMANN (S. 81-113).

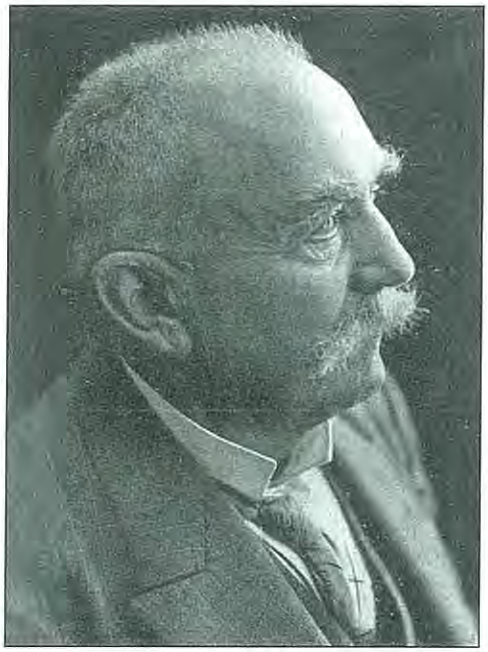


Abb. 9 Konrad Keilhack 1858–1944

Die Herausgabe der „Berliner Übersichtskarte 1 : 100 000" und der „Geognostischen Beschreibung der Berliner Umgegend" zum 1885 nach Berlin einberufenen III. Internationalen Geologenkongress, der mit Geschick und Talent von HAUCHECORNE organisiert und geleitet worden war, stellte Höhepunkt und Abschluss einer ersten Etappe in der geologisch-agronomischen Kartierung des Norddeutschen Flachlands dar. In nur 10 Jahren hatte eine kleine Schar von festangestellten und zeitweiligen, auswärtigen Mitarbeitern der Preußischen Geologischen Landesanstalt 36 Blätter (Sektionen) 1 : 25 000 kartiert, eine enorme Leistung, wenn man bedenkt, dass für jedes Blatt eine große Anzahl von Handbohrungen zu schlagen war und Hunderte von Analysen zur Charakterisierung der Bodenschichten im Laboratorium der Landesanstalt hatten durchgeführt werden müssen. Außerdem mussten für jedes Blatt die Erläuterungen geschrieben werden.

Alle bis 1885 herausgegebenen Blätter (Lieferungen 11, 14, 20, 22, 26 und 29) aus dem Norddeutschen Flachland waren zwar noch mit Höhenlinien in preußischen Dezifuß erschienen, doch hatten sich auch die Flachland-Blätter, die Gebirgsblätter ohnehin, in ihrer graphischen und farblichen Gestaltung (Flächenfarben, Signaturen, Blattrandaufstellungen) zu kleinen Kunstwerken entwickelt, und das trotz der für das Lockergebirge eingeschränkten Farbpalette. Großen Anteil daran hatte in dieser Anfangsphase vor allem der Direktor der Landesanstalt, HAUCHECORNE. Er suchte in den beauftragten graphischen Stätten oft die Farbe selbst aus, mischte sie und durchmusterte oft selbst die Probe- und Korrekturandrucke (BEYSCHLAG 1902, 1914). Die gestalterische Qualität aller preußischen geologischen Karten und die preußisch-straffe Organisation der Kartenerarbeitung waren wohl auch einer der Gründe, 1881 auf dem II. Internationalen Geologenkongress in Bologna die Leitung der zu eraarbeitenden „Geologischen Karte von Europa 1 : 1,5 Mio." (in 49 Blättern) an die Preußische Geologische Landesanstalt zu geben, in die Hände von HAUCHECORNE und BEYRICH zu legen (vgl. MARTIN 1987).

Insbesondere in der Zeit nach 1879 war in der geologischen Landesaufnahme des preußischen Flachlandes eine unvergleichliche Aktivität ausgebrochen. Sie bescherte der geologisch-agronomischen Kartierung Norddeutschlands eine beeindruckende Blütezeit mit einer später nie wieder erreichten Produktivität. Allein für das Berlin-brandenburgische Gebiet, in den ersten Kartierungsjahrzehnten nach 1874 allerdings Hauptbetätigungsfeld der Flachland-Kartierer, wurden bis zur Jahrhundertwende 112 Blätter 1 : 25 000 fertiggestellt und mit Erläuterungen herausgegeben, weitere 36 Herausgaben folgten bis zum Ausbruch des 1. Weltkrieges. Auch hatte die preußische geologische Kartierung für die nach 1885 herausgegebenen Blätter auf neue, verbesserte topographische Grundlagen mit Höhenlinien im metrischen System zurückgreifen können, was zu einer Verbesserung der kartographischen Qualität und der Lesbarkeit der Karten geführt hatte.

Antriebskraft der Kartierungsaktivitäten im Flachland war neben der zielstrebigen Organisation und Leitung der Arbeiten auch die sich zunehmend Bahn brechende neue Theorie zur Erklärung der norddeutschen Diluvialablagerungen. Vor allem das Bekanntwerden mit den Arbeiten von PENCK und HELLAND, aber auch die neuerlichen Funde von Glazialerscheinungen, u. a. in Sachsen, Brandenburg und der Altmark, hatten die bis dahin noch Zweifelnden endgültig von der Richtigkeit der Gletschertheorie überzeugt, sie aus den „Fesseln" der LYELL'schen Drift-Lehre befreit. Zugleich hatten sie in ihnen den erklärlichen Ehrgeiz geweckt, dem jahrzehntelang geschmähten Quartär auf der Grundlage der neuen Sicht seine Rätselhaftigkeit zu nehmen und die Quartärgeologie zu einer gleichberechtigten Teildisziplin der Geologischen Wissenschaft zu machen. Es begann ein wahrer Sturmlauf in der Beweissammlung für die Glazialtheorie, was der Kartierung im Norddeutschen Flachland zu Gute kam, denn wie anders als durch intensive und sorgfältige Geländearbeiten und -beobachtungen waren neue Erkenntnisse zum Quartär zu gewinnen, eine nicht zu bezweifelnde Tatsache, die allerdings heutzutage manchmal in Vergessenheit zu geraten scheint.

Hauptakteure dieser Zeit waren neben BERENDT vor allem WAHNSCHAFFE und KEILHACK. Genannt zu werden verdienen jedoch ebenso LAUFER, DULK, KLOCKMANN, SCHROEDER, JENTZSCH, VON LINSTOW, SCHMIERER, KORN, GAGEL und TIETZE. Groß waren ihre Leistungen in der Flachland-Kartierung, und überaus lang ist die Liste ihrer größtenteils aus der Aufnahmetätigkeit erwachsenen Publikationen. Es ist an dieser Stelle nicht möglich, ihre Verdienste um den Erkenntnisfortschritt zum norddeutschen Quartär auch nur stichpunktartig zu nennen. So bearbeitete BERENDT bis 1900 aus dem Berlin-brandenburgischen Gebiet 36 Blätter 1 : 25 000 teils allein, teils mit seinen Mitarbeitern, WAHNSCHAFFE 19 Blätter allein und drei Blätter mit Kollegen – u. a. war er an drei Auflagen des Blattes Rüdersdorf beteiligt und traf sich dort 1880 bei der Erstaufnahme des Blattes mit TORELL und DE GEER. KEILHACK schließlich hat bis 1900 13 Blätter größtenteils allein fertiggestellt.

Mit ihren Publikationen haben sie alle seinerzeit im Blickfeld stehenden Themen der Quartärforschung aufgegriffen, das petrographische Inventar der Quartärabfolge ebenso wie den Geschehnisablauf des Eiszeitalters und die Ausdehnung des letzten Inlandeises im Zusammenhang mit der Seen- und Lößverbreitung (KLOCKMANN 1884). Sie behandelten die Glazialerscheinungen auf Festgesteinen (u. a. BERENDT 1880, WAHNSCHAFFE 1880, 1882) wie auch die durch das Inlandeis verursachten Lagerungsstörungen. Der Regelmäßigkeit in der räumlichen Aufeinanderfolge bestimmter glazialer Elemente – wofür PENCK den noch heute gebräuchlichen Begriff „glaziale Serie" prägte – widmete sich insbesondere BERENDT, er erkannte den engen Zusammenhang zwischen Endmoräne und Schmelzwasserabflussbahn und beschrieb ausführlich die Endmoränenzüge in der Uckermark (BERENDT, 1888). KEILHACK (1884) führte dann nach der Rückkehr von seinen Studien auf Island den Sanderbegriff in die deutsche Fachliteratur ein und setzte den Sander zwischen Endmoräne und „Urstromtal", ein großer Kenntnisforschritt in damaliger Zeit. Nicht ohne Erwähnung bleiben dürfen aus dieser Periode bis 1900 das Buch von WAHNSCHAFFE „Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes", das in 1. Auflage 1891 erschien, und das „Lehrbuch der praktischen Geologie" von KEILHACK, das erstmalig 1896 erschien.

Nachdem sich die Eiszeittheorie auch in Norddeutschland durchgesetzt hatte, war man bis gegen Ende des 19. Jahrhunderts in der preußischen Flachland-Kartierung, ungeachtet der PENCK'schen Argumentation für eine dreimalige Vereisung, nur von zwei Eiszeiten für Norddeutschland ausgegangen und ordnete diese dem Oberen bzw. dem Unteren Diluvium zu. KEILHACK endlich war es, nachdem er sich kritisch mit der GEIKIE'schen Quartärgliederung auseinandergesetzt hatte, der 1896 genügend Beweise für drei durch Interglazialzeiten voneinander getrennte Eiszeiten vorliegend sah. Diese wurden 1910 auf seinen Vorschlag hin als Erste oder Elster-Eiszeit, Mittlere (Vorletzte) oder Saale-Eiszeit und Letzte oder Weichsel-Eiszeit bezeichnet, Bezeichnungen, die bis heute ihre Gültigkeit behalten haben. Obwohl einige Probleme des Quartärs noch nicht zufriedenstellend hatten gelöst werden können, so verdanken wir den Altmeistern der geologischen Kartierung im norddeutschen Quartär des ausgehenden 19. Jahrhunderts doch das wissenschaftliche Grundgerüst unserer heutigen Daseinsvorsorge.

Zusammenfassung

Der Beitrag beschreibt das historisch-ökonomische Erfordernis und die Hintergründe der Herausbildung der geowissenschaftlichen Landesaufnahme in einigen deutschen Ländern, insbesondere in den Provinzen des ehemaligen Preußen in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts bis zur Jahrhundertwende sowie die aus dieser Situation hervorgehende Gründung der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin.

Beschrieben wird auch die Entwicklung der amtlichen geologisch-agronomischen Kartierung 1 : 25 000 des Norddeutschen Flachlandes vor dem Hintergrund der durch den Schweden Torell initiierten Diskussion um das wirklichkeitsgetreuere genetische Modell (Drift- oder Glazialtheorie) zur Erklärung der quartären Bildungen Norddeutschlands. Der Beitrag und die Leistungen der wichtigsten diesen Prozess gestaltenden Persönlichkeiten wird hervorgehoben und gewürdigt.

Summary

This paper describes the historic and economic requirement as well as the background of the development of the geoscientific founded surveying within some German states, especially in the provinces of Prussia, during the end of the 19th and in the beginning of the 20th century. It was also the period of the foundation of the Royal Geological Survey of Prussia in Berlin in 1873.

It is also given an outline of the development of the official geologic-agronomical mapping of the North German lowland (scale 1 : 25 000). It took place in the course of a conflict, which was caused by the Swedish scientist OTTO TORELL, between drift and glacial theories concerning a real genetic model of the Quaternary of Northern Germany. This paper acknoledges the work of the very important personalities who strongly influenced this process.

Literaturauswahl

AGASSIZ, L. (1840): Études sur les glaciers. – Neuchâtel

BERENDT, G. (1877): Die Umgegend von Berlin. Allgemeine Erläuterungen zur geognostisch-agronomischen Karte derselben - I. Der Nordwesten Berlins. – Abh. zur geol. Specialkarte von Preußen und den Thür. Staaten **2**, 3, 159 S., Berlin

BERENDT, G. (1879): Gletschertheorie oder Drifttheorie für Norddeutschland? – Z. deutsch. geol. Ges. **31**, S. 1-20, Berlin

BERENDT, G. (1882): Die Sande im norddeutschen Tieflande und die große diluviale Abschmelzperiode. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **2**, S. 482-495, Berlin

BERENDT, G. (1888): Die südliche baltische Endmoräne in der Gegend von Joachimsthal. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **8**, S. 301-310, Berlin

BERENDT, G. & W. DAMES (1885): Geognostische Beschreibung der Umgegend von Berlin. (Zur Erläuterung der Geol. Übersichtskarte 1 : 100 000). – Abh. zur geol. Specialkarte von Preußen und den Thür. Staaten **8**, 1, 113 S., Berlin

BERGER, H.-J., GEISSLER, E. & D. LEONHARDT (1995): Sächsische Geologische Landesaufnahme – Tradition und Zukunft. - Geoprofil **5**, S. 1-5, Freiberg

BERNHARDI, A. (1832): Wie kamen die aus dem Norden stammenden Felsbruchstücke und Geschiebe, welche man in Norddeutschland und den benachbarten Ländern findet, an ihre gegenwärtigen Fundorte? – N.Jb.Mineral. 3, S. 257-267, Heidelberg

BEYSCHLAG, F. (1902): Gedächtnisrede auf Wilhelm Hauchecorne gelegentlich der Enthüllung seiner Büste. – Sonderabdruck der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt, 19 S., Berlin

BEYSCHLAG, F. (1914): Festsitzung der Königlichen Geologischen Landesanstalt am 29. November 1913, Rede des Direktors, Geheimrat BEYSCHLAG. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **34**, Teil. II, S. 483-505, Berlin

CREDNER, H. (1876): Die Küstenfazies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. – Z. deutsch. geol. Ges. **28**, S. 133-158, Berlin

CREDNER, H. (1879): Über Gletscherschliffe auf Porphyrkuppen bei Leipzig und über geritzte einheimische Geschiebe. – Z. deutsch. geol. Ges. **31**, S. 21-34, Berlin

ECK, H. (1872): Rüdersdorf und Umgegend. – Abh. zur geol. Specialkarte von Preußen und den Thür. Staaten **1**, 1, 183 S., Berlin

EISSMANN, L. (1974): Die Begründung der Inlandeistheorie für Norddeutschland durch den Schweizer ADOLPH VON MORLOT im Jahre 1844. – Abh. Ber. Mus. Mauritianum **8**, S. 289-318, Altenburg

ERNST, W. (1993): Voraussetzungen und Anfänge der geologischen Spezialkartierung im Maßstab 1 : 25 000 in Mitteldeutschland. – Z. geol. Wiss. **21**, 5/6, S. 469-478, Berlin

HAUCHECORNE, W. (1881): Die Gründung und Organisation der Königlichen geologischen Landesanstalt für den Preußischen Staat. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt **1**, S. IX-XCIV, Berlin

HELLAND, A. (1879): Über die glacialen Bildungen der norddeutschen Ebene. – Z. deutsch. geol. Ges. **31**, S. 63-106, Berlin

KEILHACK, K. (1884): Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **4**, S. 159-176, Berlin

KEILHACK, K. (1896): Die GEIKIE'sche Gliederung der nordeuropäischen Glazialablagerungen. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **16**, S. 111-124, Berlin

KEILHACK, K. (1914): Felix Wahnschaffe. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **35**, Teil II, 3, S. 1-30, Berlin

KEILHACK, K. (1921): Gottlieb Michael Berendt. – Jb. Preuß. geol. Landesanst. **40**, Teil II, 3, S. I-XVII, Berlin

KIRCHHEIMER, F. (1974): Aus der Geschichte der deutschen staatlichen Geologischen Dienste. – Geol. Jb. **A15**, S. 51-62, Hannover

KLOCKMANN, F. (1884): Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **4**, S. 238-266, Berlin

KÜHN, P. (1987): Zur Geologie und zur Geschichte der Geologie im Berliner Raum. – Z. angew. Geol. **33**, 6, S. 141-168, Berlin

MARCINEK, J. & B. NITZ (1975): Hundert Jahre Eiszeitforschung und ihre Vorgeschichte. – Geogr. Ber. **76**, S. 179-191, Berlin

MARTIN, W. (1987): Die Entwicklung des technischen Ablaufes der Kartenherstellung der Internationalen Geologischen Karte von Europa und der Mittelmeergebiete 1 : 1 500 000 – Eine Dokumentation der vergangenen 100 Jahre. – Geol. Jb. **A 101**, 63 S., Hannover

MEYN, L. (1876): Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung nebst einer geognostischen Karte im Maßstab 1 : 100 000. – Abh. zur geol. Specialkarte von Preußen und den Thür. Staaten **1**, 4, S. 605-759, Berlin

MEYN, L. (1882): Die Bodenverhältnisse der Provinz Schleswig-Holstein – Mit Anmerkungen sowie Lebensabriss des Verfassers von G. BERENDT. – Abh. zur geol. Specialkarte von Preußen und den Thür. Staaten **3**, 3, 52 S., Berlin

NOETLING, F. (1879): Über das Vorkommen von Riesenkesseln im Muschelkalk von Rüdersdorf. – Z. deutsch. geol. Ges. **31**, S. 339-354, Berlin

ORTH, A. (1877): Rüdersdorf und Umgegend. - Abh. zur geol. Specialkarte von Preußen und den Thür. Staaten **2**, 2, Berlin

PENCK, A. (1879): Die Geschiebeformation Norddeutschlands.- Z. deutsch. geol. Ges. **31**, S. 117-201, Berlin

PENCK, A. (1949/50): Sechzig Jahre Eiszeitforschung – Die Erde. – Z. Ges. Erdkd. Berlin **1**, S. 5-11, Berlin

SCHULZ, W. (1975): Die Entwicklung zur Inlandeistheorie im südlichen Ostseeraum – zum einhundertjährigen Bestehen der Inlandeistheorie. – Z. geol. Wiss. **3**, 8, S. 1023-1035, Berlin

SCHULZ, W. (1999): Denkmäler der Quartärforschung in Norddeutschland. – Arch. Geschiebekde **2**, 8, S. 561-596, Hamburg

VOSSMERBÄUMER, H.(1991): Geologische Karten. – 2. unveränd. Aufl., 244 S., Stuttgart (Schweizerbart)

WAHNSCHAFFE, F. (1898): Die Entwicklung der Glazialgeologie im norddeutschen Flachlande. – Z. deutsch. geol. Ges. **50**, Sitz. Ber., S. 54-59, Berlin

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geologe
Lothar Lippstreu
Landesamt für Geowissenschaften
und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften
und Rohstoffe Brandenburg No. 141

Erstes InfoForum der GEOAgentur Berlin Brandenburg zum Thema Geothermie

Geothermie als erneuerbare Wärmequelle gilt zwar als zukunftsträchtig, hat jedoch in Deutschland noch keine grosse Verbreitung gefunden. Bei dem InfoForum Geothermie am 25. Januar 2000 wurden Einsatzpotenziale und Zukunftsperspektiven diskutiert.

Geothermische Energie kann in weiten Gebieten Deutschlands zur Bereitstellung von Wärme genutzt werden und bietet eine umweltschonende und ständig verfügbare Alternative oder Ergänzung zu anderen Wärmebereitstellungsmöglichkeiten. Voraussetzung für wirtschaftlich arbeitende Anlagen sind gute geologische Bedingungen und ein großes Abnehmerpotenzial. Beispiele für geothermische Anlagen bestehen u.a. im Nordalpinen Molassebecken in Erding bei München, im Norddeutschen Becken in Neustadt-Glewe und in Prenzlau (tiefe Erdwärmesonde).

Im Raum Berlin-Brandenburg ist die Ausgangslage für eine breite Nutzung der Geothermie gemäß Horst Beer vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg besonders günstig. Das Norddeutsche Becken hat aufgrund der geologischen Gegebenheiten gute geologische Voraussetzungen für hydrothermale geothermische Anlagen. Die dynamische Entwicklung des Wirtschaftsraumes Berlin-Brandenburg sorgt gleichzeitig für ein entsprechendes Nachfragepotenzial nach zuverlässiger, bedarfsgerechter und umweltschonender Energie.

70 Teilnehmer aus Kreisverwaltungen, Consulting Büros, Unternehmen, Hochschulen und Forschungsinstitutionen diskutierten am 25. Januar über Nutzungsmöglichkeiten und Perspektiven von Erdwärme in Berlin und Brandenburg.

Dr. Josef Lange, Staatssekretär des Senats für Wissenschaft, Forschung und Kultur Berlin, erklärte in seiner Eröffnungsrede: „Das heute präsentierte und zur Diskussion gestellte Thema „Geothermie" und ihre Nutzung in der Region Berlin-Brandenburg ist interessant, aktuell und herausfordernd zugleich. Als eine der sehr unterschiedlichen Quellen regenerativer Energien gerät auch die Geothermie fast zwangsläufig immer stärker ins Blickfeld der weltweiten Bemühungen, mit dem letztlich zivilisationsgefährdenden Problem der Energiegewinnung fertig zu werden. Es ist bekannt und nicht mehr zu leugnen, dass sich die Verfügbarkeit der heute noch dominierenden fossilen Brennstoffe ihrem Ende nähert und gleichzeitig die finanziellen, gesellschaftlichen und umweltbezogenen Kosten und Lasten der Energiebereitstellung wachsen."

Dr. Heiner Menzel, Projektmanager für den Betrieb des geothermischen Heizwerks in Neustadt-Glewe, Mecklenburg-Vorpommern, berichtete über seine praktischen Erfahrungen und auftretende Probleme bei geothermischen Anlagen. Seit 1995 läuft die Anlage nach einer Planungs- und Bauphase von 2 Jahren, ab 2002 wird sie schwarze Zahlen fahren. Die Kommune ist somit von den sonst den Preis der Brennstoffkosten beeinflussenden Faktoren, wie Krisensituation in den Ölländern, Jahreszeiten, Tageszeiten usw., weitestgehend unabhängig.

Die Öko-Bilanz hydrothermaler geothermischer Anlagen sieht gemäß Kemal Erbas vom GeoForschungsZentrum Potsdam sehr gut aus: Geothermische Heizzentralen sind durch wesentlich geringere CO_2-Werte im Vergleich zu den mit fossilen Brennstoffen befeuerten Heizwerken gekennzeichnet. Je nach Anlagenkonfiguration reduzieren sich die CO_2-Äquivalente um bis zu 82 % im Vergleich zu den fossil gefeuerten Heizanlagen. Weitere Umweltauswirkungen, wie thermische (Abkühlung) und geomechanische Beeinflussung (Grundwasser-Absenkung) sowie stoffliche Freisetzungen, sind bei der derzeitigen Nutzungstechnologie als untergeordnet anzusehen. Auch wenn es lokal zu befristeten Störungen des natürlichen Wärmefeldes kommen kann, ist die Nutzung von Erdwärme als nachhaltig einzustufen.

Im Laufe der Diskussion wurden folgende Vorschläge für eine breitere Nutzung geothermischer Energie erarbeitet:

1. Zweitnutzung alter Bohrungen
Alte Bohrungen der Erdöl- und Erdgasunternehmen könnten für geothermische Anlagen zur Verfügung gestellt werden, so dass statt Bohrkosten lediglich Aufbereitungskosten und Kosten für den Wiederaufschluß anfallen würden. Da Wärme schlecht transportfähig ist, können Altbohrungen, die oft nicht in der Nähe von potenziellen Abnehmern, wie zum Beispiel Wohngebiete oder Industrie liegen, kaum genutzt werden.

2. Beratung
Ein Arbeitskreis o.ä. sollte 10 bis 12 Standorte in Berlin und Brandenburg herausarbeiten, die aufgrund der geologischen Voraussetzungen und des vorhandenen Abnehmerpotenzials als besonders geeignet für geothermische Nutzung gelten können, und dort ganz gezielt beraten. (Anmerkung der Verfasserin: eine diesbezügliche Datenbasis liegt bereits in Landesämtern, Forschungseinrichtungen und Unternehmen vor)

3. Bau eines Referenzobjektes
Der Bau einer Referenzanlage in Berlin-Brandenburg würde die Nutzung von Erdwärme für viele potenzielle Abnehmerkreise transparenter machen und einen Wissenstransfer in das Ausland erlauben.

4. Weiterer Ausbau von Mehrfachnutzungen
Die Möglichkeiten balneologischer Nutzungen der hydrothermalen Lagerstätten sollten nach Beer stärker beworben werden. Die Wässer aus dem tiefen Untergrund sind hochsalinar und können zur Heilung von Hautkrankheiten und Rheuma eingesetzt werden. Einen erschlossenen Thermalbrunnen gibt es derzeit zum Beispiel in Bad Saarow.

5. Internalisierung externer Kosten
Durch die Berücksichtigung der externen Kosten, also der Umweltkosten in den Betriebskosten bei Wärmebereitstellungsanlagen würden geothermische Anlagen in der Endkostenrechnung günstiger erscheinen als Anlagen mit fossilen Brennstoffen. Es sollte darauf hingewirkt werden, die minimalen Umweltkosten geothermischer Anlagen bei der Förderung des Bundes und der Länder zu berücksichtigen.

Es zeigte sich, dass Wärmepumpen nach Ansicht der Teilnehmer eine ernst zu nehmende Konkurrenz zur Solarthermie darstellen, da sie leicht verfügbar, saisonunabhängig und für kleinere Projekte nutzbar sind. Zudem sind sie nach Dr. Martin Kaltschmitt von der Universität Stuttgart besonders kostengünstig. Aufgrund des großen Interesses wird die GEO-Agentur eine weitere Veranstaltung zum Thema Wärmepumpen durchführen.

Die Dokumentation kann, solange vorrätig, bei der GEOAgentur über info@geoagentur.de oder (030) 314-72616 bestellt oder über www.geoagentur.de heruntergeladen werden.

Tamara Seelig-Morell

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 21–28	6 Abb., 17 Lit.

Postsedimentäre Deformationsbilder in mitteldeutschen Vorstoßbändertonen – Hinweise auf den Bewegungsmechanismus des quartären Inlandeises

Frank W. Junge & Lothar Eissmann

Herrn Diplomgeologen Lothar Lippstreu, Kleinmachnow, zum 60. Geburtstag gewidmet.

1. Einleitung

An der Basis der in Mitteldeutschland vorkommenden saale- und elsterglazialen Moränen treten, weitverbreitet über mehrere hundert Quadratkilometer, glazilimnische rhythmisch geschichtete Sedimente (Bändertone, Bänderschluffe) auf. Im Ergebnis der nach Norden gerichteten Flußentwässerung (obsequente Täler) kam es während aller Vorstoßphasen des skandinavischen Inlandeises, die den Fuß der europäischen Mittelgebirge erreichten, zur Aufstauung von Fluß- und Schmelzwässern und damit zum Absatz glazilimnischer Sedimente innerhalb der großen Flußtäler und der angrenzenden Hochflächen. Der wirksame Aufstau- und Sedimentationsprozeß begann in Mitteldeutschland in der Regel ca. 75-100 km nördlich der eigentlichen Mittelgebirge (Thüringer Wald, Vogtland, Erzgebirge, Lausitzer Bergland), und die gebildeten Stauseesedimente, häufig echte Warvite, wurden vom vorrückenden Inlandeis überfahren (Junge 1998, Junge et al. 1999, 2000).

In den letzten Jahrzehnten durchgeführte umfangreiche geologische Dokumentationen der innerhalb der Braunkohlen-Großtagebaue weiträumig erschlossenen quartären Schichtenfolge Mitteldeutschlands (Eissmann 1987, 1997, 1999) sowie durchgeführte feinlithologische Untersuchungen von den an der Moränenbasis entwickelten Vorstoßbändertonen (Junge 1998) lieferten neben Erkenntnissen zur saisonalen Natur der rhythmischen Schichtung (Warvennatur), zur räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Eisstauseen sowie zu den Vorstoßgeschwindigkeiten des Inlandeises in seinem mitteldeutschen Randbereich auch wichtige Indizien zum Bewegungsmechanismus der quartären Inlandeisschilde. Die dabei erzielten Befunde widersprechen den Ergebnissen der „deforming bed theory", die von verschiedenen Autoren zur Erklärung des Bewegungsmechanismus des quartären Inlandeises herangezogen wird (Boulton & Hindmarsh 1987, Alley 1991, Hart & Boulton 1991, van der Meer 1993).

Die Überlegungen, dass das quartäre Inlandeis auf einer durchfeuchteten deformierten Sedimentunterlage ruhte und ein überwiegend subglazialer Sedimenttransport stattfand, der zu einer weitverbreiteten Deformation der subglazialen unkonsolidierten Sedimente während der pleistozänen Vereisungen führte, sind mit den mitteldeutschen Befunden, die auf einem Studium der Schichten bis 100 m unter dem ehemaligen Inlandeis beruhen, nicht vereinbar. Allein die weiträumige Existenz und die Erhaltung dünner Bändertonhorizonte als Ausdruck eines weitgehend undeformierten Untergrundes an der Basis aller saale- und elsterglazialen Moränen in Mitteldeutschland widerspricht diesen Vorstellungen. Auch die für das elsterglaziale Inlandeis in seinem mitteldeutschen Randbereich abgeschätzten hohen Vorstoßgeschwindigkeiten von 600 bis 900 m im Jahr (Junge 1998) sprechen für den Bewegungsmechanismus eines basalen Gleitprozesses (basal sliding process). Ebenso lassen die im Übergang Moräne – Bänderton beobachteten Deformationsstrukturen keinen überwiegend subglazial gesteuerten Sedimenttransport der quartären Inlandeisschilde zu.

Letztgenannte Beobachtungen an ausgewählten Beispielen aus den Großtagebauen Mitteldeutschlands sollen im Rahmen der vorliegenden Arbeit vorgestellt und diskutiert werden. Eine Vielzahl weiterer der „deforming bed theory" widersprechender geologischer Befunde und Argumente aus dem Verbreitungsgebiet des skandinavischen Inlandeises sind in Piotrowski et al. (1999, 2000) enthalten.

2. Allgemeine Merkmale postsedimentärer Deformationen der Vorstoßbändertone

Postsedimentäre glazigene Deformationsstrukturen, entstanden in Folge der Überfahrung der proglazialen Stauseesedimente durch das vorrückende Inlandeis, sind ein allgemeines Merkmal der im Mittelgebirgsvorland auftretenden Vorstoßbändertone. Sie sind an der Basis der Moränen entwickelt und lagern auf glazigen unbeeinflußten, autochthonen, überwiegend fluviatilen Sedimenten. Im allgemeinen zeichnet sich die Übergangszone zwischen den in der Regel 0,3 bis 1 m mächtigen Bändertonen und den darüberliegenden Moränen durch drei makroskopisch sichtbare Deformationsbilder aus. Innerhalb der großräumigen Aufschlüsse der mitteldeutschen Braunkohlentagebaue wechseln diese Deformationsbilder am Stoß innerhalb kurzer Distanzen. In ein und demselben Aufschluß können nebeneinander die folgenden makroskopischen Übergänge zwischen Bänderton und Moräne beobachtet werden:

1. Der Vorstoßbänderton ist über normaler Warvenschichtung in seinem oberen Drittel chaotisch gestört sowie rupturell und plastisch deformiert,
2. Der Bänderton ist von der bewegten hangenden Moräne abgeschert und häufig an aufsteigenden Scherfugen in die hangende Moräne disloziert,

3. Die Moräne liegt unmittelbar brettartig und mit messerscharfem Kontakt auf dem ungestörten Rhythmit.

Untersuchungen zur Vorspannung vom Eis überfahrener Sedimente Norddeutschlands (PIOTROWSKI & KRAUS 1997) zeigen, dass nur eine sehr geringe Vorspannung durch die Eisauflast zu verzeichnen ist. Dies sind Hinweise für die Existenz hoher Paläoporenwasserdrücke des subglazialen Untergrundes. Auf Grund des geringen Deformationsgrades der basalen Stauseesedimente ist anzunehmen, dass der ungefrorene Boden unter dem Eis über keine ausreichenden Dränagemöglichkeiten verfügte. Auf Grund dieser Bedingungen wird die totale Spannung durch den Porenwasserdruck ohne oder mit nur eingeschränkter Wirkung auf das Korngerüst aufgenommen (EISSMANN et al. 1989).

3. Der Übergang zwischen Bänderton und hangender Moräne (Beispiel aus dem Tagebau Espenhain bei Leipzig)

Exzellente Einblicke in die bei der Überfahrung der Stauseesedimente durch das Inlandeis stattgefundenen postsedimentären Deformationsprozesse lieferte ein 1999 im Tagebau Espenhain südlich Leipzig aufgeschlossenes Profil. Das im Mittel 10 cm mächtige rhythmisch geschichtete Stauseesediment des ersten elsterglazialen Inlandeisvorstoßes, der Dehlitz-Leipziger Vorstoßbänderton wies in seinem Anschnitt die für das gesamten mitteldeutsche Gebiet typischen Deformationsbilder der Moränenbasis auf. Einen naturgetreuen Ausschnitt dieser, sich aus der normalen rhythmischen Schichtung des Stauseesedimentes entwickelnden Deformationsbilder zeigt Abbildung 1. Diese demonstrieren eine geringe, häufig nur wenige Dezimeter einnehmende Tiefenwirksamkeit der glazigenen Deformation. Sie erreicht im Untersuchungsgebiet in der Regel nur das unmittelbar an der Moränenbasis gelegene rhythmisch geschichtete Stauseesediment.

Der Dehlitz-Leipziger Vorstoßbänderton lagert im Profil auf wenige Zentimeter mächtigen basalen Sanden seiner Stauseerandfazies („Schlepp") und über präglazialen, kaltklimatisch akkumulierten, hier bis 4,20 m mächtigen feinkiesig bis grobsandigen fluviatilen Sedimenten. Seine unterlagernden Schichten erweisen sich als von der glazigenen Deformation unbeeinflußt. Im vertikalen Aufbau des gestörten Bändertons lassen sich deutlich zwei Zonen unterschiedlicher glazigener Beanspruchung unterscheiden: eine liegende Quetschzone und eine, den unmittelbaren Übergang zur Moräne bildende, hangende Fließzone (Abb. 1, Bild 1):

Die *liegende Quetschzone* geht lateral aus der normalen rhythmischen Schichtung des Bändertons (Abschnitte A und E, Abb. 1) hervor, d.h. der Wechsellagerung von tonigen Winterlagen und schluffigen Sommerlagen (JUNGE 1998). Sie ist durch das gleichzeitige Auftreten von Falten und von Gleitbrüchen charakterisiert. Erstere sind Ausdruck plastischer Deformationen, letztere Ausdruck ruptureller Deformationen. Beide sind entstanden im Ergebnis von horizontalen Bewegungen entlang der die Quetschzone im Hangenden begrenzenden Gleitfläche. Diese wird häufig von den feinkörnigeren, tonigen Winterlagen ausgekleidet. Kompressionsvorgänge entlang der Gleitfläche führten innerhalb der Quetschzone zur Entstehung von liegenden bis überkippten Faltenstrukturen bis hin zu Abscherungen (Abschnitt B, Bild 1). Dehnungsvorgänge (Zug) hingegen verursachten innerhalb der Quetschzone die Entstehung von Bruchschollen und von staffelbruchartigen Schichtversätzen (Abschnitte C und D, Bild 1). Die Überlagerung beider Prozesse findet ihren Ausdruck im direkten Nebeneinander plastischer und ruptureller Deformationsbilder. Dabei ist innerhalb dieser liegenden Zone der glazigenen Beanspruchung der ursprüngliche Schichtverband des Rhythmits noch weitgehend erkennbar und unter Umständen rekonstruierbar. Aus den innerhalb der Quetschzone auftretenden Deformationsbildern sind Aussagen zur Richtung der Inlandeisbewegung möglich.

Die *hangende Fließzone* bildet den oberen Teil des deformierten Stauseesediments im Übergang zur hangenden Moräne. Sie ist oberhalb der Gleitfläche entwickelt und durch ein im allgemeinen chaotisches Gefüge charakterisiert. Innerhalb dieser Fließzone ist der primäre Schichtverband aufgelöst. Fetzen- und fahnenartige, z.T. brekziös erscheinende Reste einzelner Lagen schwimmen, mitunter eingeregelt, in einer mikroskopisch durch Fließtexturen gekennzeichneten Matrix (Abb. 2). Sie verdeutlichen Bewegungsvorgänge in einem quasi flüssigen und fließenden Medium und machen die Existenz druckentlasteter Ton-Wasser-Suspensionen innerhalb der Fließzone hochwahrscheinlich.

Die Einregelung der Komponenten innerhalb der Fließzone des Stauseesedimentes ist weitgehend konstant. Sie weist auf einen richtungsbezogenen Materialtransport innerhalb dieser Zone hin. Die Bewegungsrichtungen stimmten im beobachteten Fall (Bild 1) mit der allgemeinen Nord-Süd-Richtung der Inlandeisbewegung im Untersuchungsgebiet überein. Generell spiegeln sie aber die von der allgemeinen Inlandeisfließrichtung unabhängigen, bei Entlastung wirksamen hydrodynamischen Druckverhältnisse an der Inlandeisbasis wider.

Die Fließzone bestand aus einem zähen breiartigen Substrat mit festen Bändertonstücken und -fetzen. Diese Masse wurde auf Scherflächen in die hangende Moräne eingearbeitet (Abschnitt D, Bild 1). Diese mit Bänderton ausgekleideten Scherflächen sind überall verbreitet und zum Teil hunderte Meter in die Moräne disloziert (Abb. 3). So wurden zum Beispiel von WANSA & WIMMER (1990) im Bereich des Tagebaus Delitzsch-Südwest innerhalb der ersten elsterglazialen Grundmoräne Ost-West und Nordost-Südwest streichende Scherfugen beschrieben, die mit mylonitisiertem Bänderton ausgekleidet waren. Mikroskopisch zeigt sich hierbei ein kontinuierlicher Übergang zwischen Bänderton und Moräne. Er ist gekennzeichnet durch die gemeinsame Anwesenheit von Bänderton- und Moränenmaterial. Letzteres ist mikroskopisch durch zahlreiche kantengerundete, zum Teil scharfkantige Gerölle und Sedimentbruchstücke unterschiedlicher Größe markiert. Diese sind innerhalb der Scherfugen in toniger Bändertonmatrix eingebettet. Allerdings ergibt sich oberhalb der makroskopisch sichtbaren Moränenbasis eine deutliche Abnahme der das Bändertonmaterial der Fließzone im Dünnschliff kennzeichnenden bräunlich-schwarzen, fetzen-, fahnen- und schlierenförmigen Tonrelikte.

4. Weitere Beobachtungen innerhalb der basalen Moränenbereiche

Die basalen Bereiche der Moränen sind, neben den oben beschriebenen mit Bändertonmaterial der Fließzone ausgekleideten, weitgehend diagonal verlaufenden Scherfugen, durch ein weiteres tektonisches Element charakterisiert. Ein bis zwei Meter oberhalb der Moränenbasis ist häufig eine Zone entwickelt, in dem verstärkt horizontale Scherfugen beobachtet werden. Viele dieser, bezogen auf die Moränenbasis subparallel verlaufenden Scherfugen sind geschlossen bzw. lithologisch mit einer feinen Ton-Schluffmatrix belegt. Andere dieser Scherfugen öffnen sich zu lang gestreckten linsenförmigen Körpern, die aneinandergereiht auftreten. Diese innerhalb der Moräne subparallel verlaufenden Linsen sind häufig mit stark klassierten Schmelzwassersedimenten gefüllt (Abb. 4). Sie zeigen eine Entkopplung des Geschehens zwischen dem unterhalb dieser Zone entwickelten liegenden Basisbereich der Moräne und dem darüberbefindlichen hangenden Moränenbereich an.

5. Diskussion

Basierend auf den geologischen Befunden einer weiten Verbreitung von undeformierten rhythmisch geschichteten Stauseesedimenten an der Moränenbasis (Eissmann 1975) wird für den Bewegungsmechanismus des Inlandeises angenommen, dass es auf einem geschlossenen, unter hohen Porenwasserdrucken stehenden quellfähigen, tonigen Schmiermittel über seine Unterlage glitt und sie so weitgehend unversehrt ließ. Dabei bewegte sich kompaktes, spaltenarmes Inlandeis in hohem Maße auf einem Polster oder dünnen Film einer Ton-Wasser-Suspension, die, wie in einer Presse, nicht entweichen konnte (Eissmann et al. 1985). Diese Annahme eines basalen Gleitprozesses (basal sliding process) wird durch die Beobachtungen dieser Arbeit gestützt.

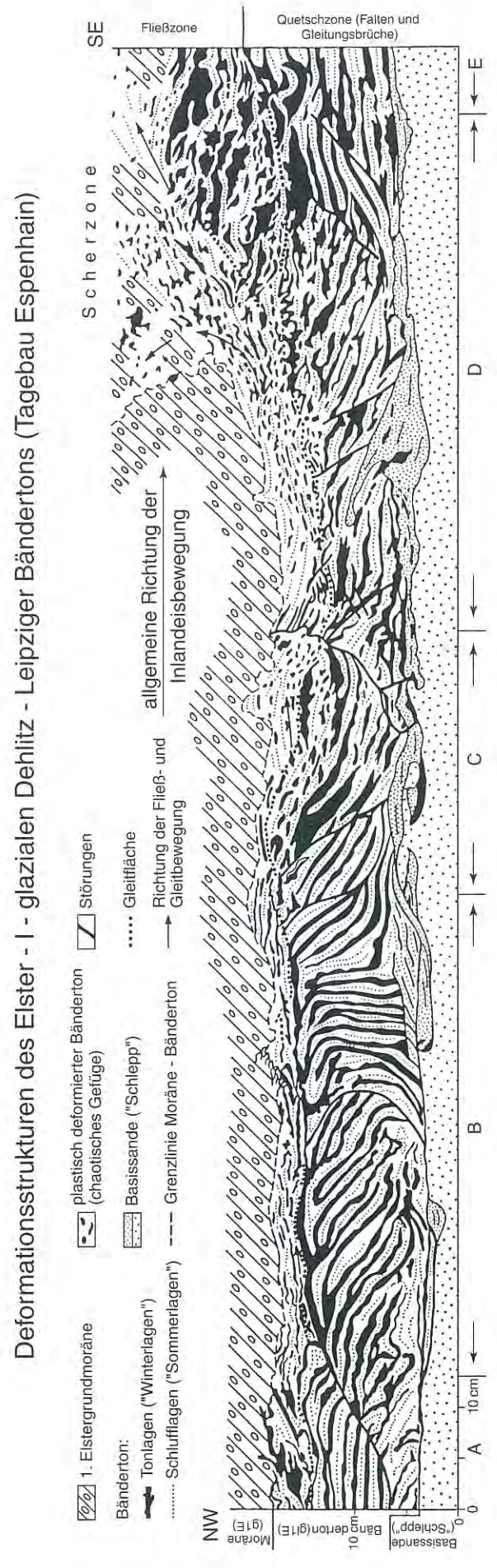


Bild 1 Postsedimentäre Deformationstrukturen des Vorstoßbändertons im Übergang zur hangenden Moräne des ersten elsterglazialen Inlandeisvorstoßes

Braunkohlentagebau Espenhain südlich Leipzig, Höhe Auenhain, Juli 1999. Zeichnung nach Naturbefund.
Innerhalb des Stauseesediments (gl_1E) sind deutlich erkennbar die Quetschzone (unten) und die die unmittelbare Basis des hangenden Tills (g_1E) bildende Fließzone.
Abschnitte A und E: Übergangsbereiche zum undeformierten Bänderton mit normaler rhythmischer Schichtung (links); Beginn einer Überschiebungsfläche.
Abschnitt B: Bereich mit überwiegend plastischen Deformationsbildern innerhalb der Quetschzone.
Abschnitte C und D: Bereiche mit deutlichen rupturellen Deformationsbildern (Abschiebungen) innerhalb der Quetschzone. Innerhalb des Abschnittes D liegt der Beginn einer mit Bänderton- und Moränenmaterial gefüllten, aus der Fließzone des Stauseesedimentes sich entwickelnden und bis in die hangende Moräne sich fortsetzenden diagonal verlaufenden Scherfuge.

Die in den Vorstoßbändertonen Mitteldeutschlands beobachteten postsedimentären Deformationsstrukturen zeigen, dass die Bewegung des Inlandeises im wesentlichen auf der hangenden Fließzone des unterlagernden Stauseesedimentes ablief. Dabei diente die sich aus der tonig-feinschluffigen Matrix des Bändertones zusammensetzende Ton-Wasser-Suspension der Fließzone gleichzeitig als Stau- und Schmiermittel. Bei ungestörtem Prozeß des basalen Gleitens, der hydrodynamische Bedingungen eines *„quasi geschlossenen subglazialen Systems"* einschloß, war die Migrationsfähigkeit der inkompressiblen Ton-Wasser-Suspension z.B. durch Fehlen von druckentlastenden Spalten oder offenen Rissen eingeschränkt bzw. verhindert. In diesem Fall „schwamm" die Gletscherbasis auf dieser unter hohem Druck stehenden Ton-Wasser-Suspension und ließ ihre Auflage weitestgehend ungestört. Glazifluidale Deformationen z.B. in Folge gerichteter Fließbewegungen in druckentlastete Bereiche fanden dabei bevorzugt innerhalb der hangenden Fließzone des Bändertons statt. Darüber hinaus reagierte je nach den herrschenden Druckverhältnissen der ungestörte Schichtverband der darunterliegenden Quetschzone plastisch (Kompression), rupturell (Dehnung) oder blieb von einer Deformation unbeeinflußt. Diese bei ungestörtem basalem Gleiten stattfindenden Vorgänge an der Inlandeisbasis erklären einerseits das beobachtete unmittelbare Nebeneinander von ungestörten, normal rhythmisch geschichteten und plastisch und/oder rupturell gestörten Bändertonbereichen innerhalb der liegenden Quetschzone des Stauseesedimentes (siehe Abb. 1). Andererseits wird damit verständlich, dass die Deformationen nur in den oberen Bereichen des Bändertons auftreten und oftmals sogar über normaler, ungestörter rhythmischer Schichtung (Warvenschichtung) des Stauseesedimentes zu finden sind (erster Beobachtungsfall: Bild 1).

Durch die Bildung eines hydrodynamisch *„quasi offenen subglazialen Systems"* wird der ungestörte Prozeß des basalen Gleitens an der Inlandeisbasis unterbrochen. Dies kann zum Beispiel durch das Auftreten und die Entstehung von bis zur Basis reichenden Spalten innerhalb des Inlandeiskörpers verursacht werden. Dabei kommt es zur Druckentlastung der bei „geschlossenem subglazialem System" gespannten Ton-Wasser-Suspension und zu einer impulsartigen Bewegung derselben in druckentlastete Zonen. In der Folge strömte die Ton-Wasser-Suspension der Fließzone mit entsprechend hoher Geschwindigkeit in die hangenden, geöffneten Bereiche. Diese Bewegungsbahnen werden widergespiegelt durch die beschriebenen mit Bändertonmaterial ausgekleideten und diagonal von der Moränenbasis ausgehenden Scherfugen. Dabei werden die beschriebenen glazifluidalen Deformationen innerhalb der Fließ- und Quetschzone des Bändertons verstärkt.



Abb. 1
Zwischen der älteren (unteren) Elstergrundmoräne und frühelsterzeitlichen Schwemm- und Fließerden freigelegter Dehlitz-Leipziger Vorstoßbänderton.
Tagebau Espenhain. Foto: Baumann, 1978.
Der Normalfall der glazifluidalen Deformation des Stauseesedimentes. Oben: Die intensiv mylonitisierte Fließzone messerscharf auf völlig ungestört erhaltenem Bänderton (Quetschzone). Man beachte die nur 20 cm starke Beanspruchungszone des Untergrundes durch mehr als 500 m mächtiges Inlandeis. Die Abfolge spiegelt die im Text beschriebenen Bedingungen eines „quasi geschlossenen" hydrodynamischen Systems wider.

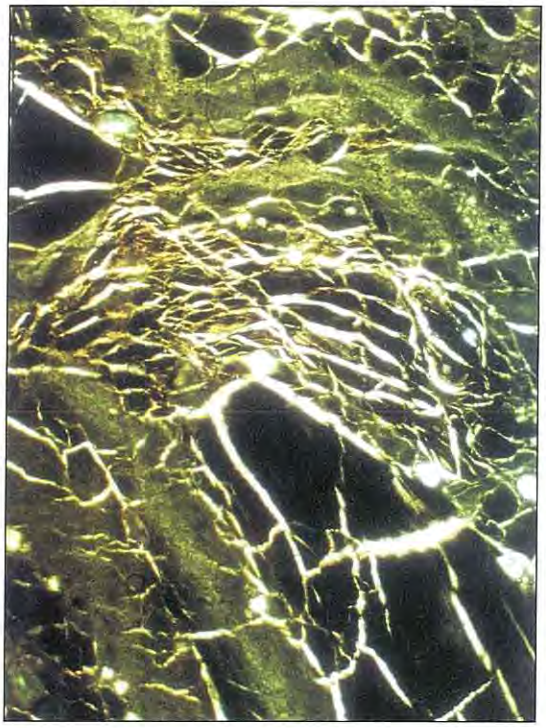


Abb. 2
Fluidale Mikrotexturen von in einer Schluffmatrix eingeregelten, brekzienartigen Bänderton-Relikten innerhalb der hangenden Fließzone des Stauseesedimentes als Ausdruck glazifluidaler Deformationsprozesse an der Moränenbasis. Dehlitz-Leipziger Vorstoßbänderton im Stadtgebiet von Leipzig, temporärer Aufschluß Burgstraße, April 1994, Dünnschliff, parallele Nicols, Vergrößerung 10-fach.

Bei sich bewegender Eisbasis kommt es als weitere Folge, gleichzeitig mit der stattfindenden Druckentlastung und Migration der Ton-Wasser-Suspension in die hangenden Bereiche, zu einem Aufsetzen der Eisbasis auf den Untergrund und zur Möglichkeit seiner aktiven glazigenen Erosion. Die in den Aufschlüssen zum Teil zu beobachtenden Abscherungen des liegenden Stauseesedimentes sind die Folge (zweiter Beobachtungsfall: Abb. 5). Diese Abscherungen erreichen nur eine geringe Tiefenwirkung, da sie zeitlich kurzlebig sind und die Eisbasis im Zuge abnehmender Schubkräfte und zunehmender Reibung nach kurzen Schüben häufig stationär verharrte.

Bei stationärem Verhalten der Eisbasis erfolgte deren unmittelbares Aufsetzen, ohne stattfindende glazigene Erosion, auf den nicht in die Fließzone einbezogenen unteren Teil des Bändertons. Sind die Lagen dieser liegenden Quetschzone des Bändertons beim ungestörten Prozeß des basalen Gleitens nicht plastisch und/oder rupturell deformiert worden, d.h. die normale Warvenschichtung ist in diesem Bereich erhalten, so ergeben sich messerscharfe Kontakte zwischen dem quasi ungestörten Bänderton und der Eisbasis. Ausdruck dieser Prozesse sind die im Aufschluß beobachteten Bilder einer Auflage der Moräne auf ungestörtem Warvit (dritter Beobachtungsfall: Abb. 3).

Der Wechsel „quasi geschlossener" bzw. „quasi offener" hydrodynamischer Verhältnisse an der Inlandeisbasis während des Bewegungsprozesses ist Ursache für die Entstehung und für das auf kurzer Distanz gleichzeitige Auftreten der unterschiedlichen postsedimentären Deformationserscheinungen der liegenden Stauseesedimente. Die Deformationsbilder zeigen, dass bei ungestörtem basalem Gleitprozeß („quasi ge-



Abb. 3
Fortsetzung der Fließzone des Bändertons in Form einer in die hangende Elstermoräne hineinreichenden Scherfuge und Aufsetzen der Moräne auf dem ungestörten liegenden Bereich des Warvits.
Tagebau Espenhain, südlich der Ortslage Auenhain. Foto: JUNGE, Juli 1999.
Der Bildausschnitt beträgt ca. 1 m. Die Aufnahme widerspiegelt die Vorgänge der Deformation an der Eisbasis bei Vorhandensein eines „quasi offenen" hydrodynamischen subglazialen Systems. Migration der Ton-Wasser-Suspension in druckentlastete Bereiche (Bildmitte) und Aufsetzen der Eisbasis auf den Untergrund (rechte Bildhälfte). Das Liegende des Bändertons, die hellen Sande der Stauseerandfazies mit der liegenden Geröllanreicherungszone bleiben von diesen Vorgängen unberührt.

schlossenes" hydrodynamisches System) die Bewegung an der unmittelbaren Eisbasis auf der inkompressiblen Ton-Wasser-Suspension der Fließzone ablief. Glazifluidale Deformationserscheinungen innerhalb der Fließzone waren die Folge. Mitunter wurden auch die liegenden Bereiche des basalen Stauseesedimentes (Quetschzone) von diesen Prozessen beeinflußt.

Der gestörte basale Gleitprozeß („quasi offenes" hydrodynamisches System) rief an der Eisbasis entweder Abscherprozesse oder ein ungestörtes Aufsetzen der Eisbasis auf das unterlagernde Sediment hervor. Die eigentliche Eisbewegung wurde dabei von der unmittelbaren Inlandeisbasis in höhere Bereiche verlagert. Die wiederholt beobachteten subparallel zur Basis verlaufenden, geschlossenen oder offenen Scherzonen innerhalb hangender Moränenbereiche sind Ausdruck dieser Bewegungsverlagerung. Besonders die in diesen Abschnitten auftretenden, zum Teil mehrere Meter Länge erreichenden, mit Schmelzwassersedimenten gefüllten, aneinandergereihten und z.T. auch jüngere Erosionsrinnen enthaltende linsenförmige Körper weisen dabei auf einen Entkopplungsprozess zwischen dem Hangenden und der zum Teil stationäre Eisbasis hin (Abb. 4).

Die beschriebenen Wechsel in den hydrodynamischen Bedingungen des subglazialen Systems während der Eisbewegung werden auch durch die Untersuchungen von Piotrowski & Kraus (1997) gestützt. Sie zeigen, dass das subglaziale System während der weichselglazialen Vereisung Nordwestdeutschlands durch ein inselartiges Auftreten von Deformationsbereichen („deforming spots") charakterisiert wird, die ein Mosaik von stabilen und deformierten Bereichen bilden.

Der Wechsel im hydrodynamischen System an der Inlandeisbasis zwischen „quasi geschlossenen" und „quasi offenen" Bedingungen wurde möglicherweise durch das im Eiskörper vorhandene Spaltensystem gesteuert. Die Abwesenheit von bis zur Basis reichenden Spalten wie auch die Schließung derselben durch Gefrierprozesse im Eiskörper führten zum Aufbau „quasi geschlossener" hydrodynamischer Bedingungen im Eis-Bänderton-Kontakt und begünstigten einen ungehinderten basalen Gleitprozeß. Sie charakterisieren die stabilen Bereiche des subglazialen Untergrundes. Kam es zur Bildung von offenen Rissen in der Gletscherbasis, führte dies zur Entstehung „quasi offener" hydrodynamischer Verhältnisse im subglazialen Milieu. Die hochgespannte Ton-Wasser-Suspension konnte partiell dorthin entweichen. Teile des



Abb. 4
Mit Schmelzwassersanden gefüllte langgestreckte linsenförmige Körper im unteren Teil der Moräne des ersten elsterglazialen Inlandeisvorstoßes, Tagebau Delitzsch-Südwest. Foto: Junge, Juni 1998.
Neben den diagonal verlaufenden, von der Moränenbasis ausgehenden und mit Bändertonmaterial ausgekleideten Scherfugen sind im mittleren Teil der Moräne zahlreiche, bezüglich der Moränenbasis subparallel-horizontal verlaufende, mit Schmelzwassersanden gefüllte langgestreckte Linsen entwickelt. Sie zeigen eine Verlagerung der Bewegung in hangende Bereiche des Eiskörpers im Ergebnis eines gestörten basalen Gleitprozesses („quasi offenes" hydrodynamisches System) an. An der Moränenbasis im Übergang zu den liegenden frühelsterzeitlichen fluviatilen Sanden ist nur eine dünne Bändertonlage entwickelt.



Abb. 5
Abscherung und Bildung von Harnischflächen des Böhlener Bändertons durch die Moräne des ersten saaleglazialen Inlandeisvorstoßes.
Tagebau Schleenhain. Foto: WOYCIK, 1992.
Man beachte die Unversehrtheit der Sedimente unterhalb des Bändertons (Rippelzone!).

Gletschers setzten auf den Bänderton unmittelbar auf und deformierten ihn bei der Bewegung. Damit waren punktuell Abscherprozesse der liegenden Sedimente gegeben, andererseits bei stationärem Aufsetzen der Eisbasis die Entstehung der beobachteten Auflage von Moräne auf ungestörtem Warvit möglich. Bei der weiteren Eisexpansion blieben schuttreiche Basispartien des Gletschers liegen. Sie schirmten fortan den Bänderton gegen weitere direkte Beanspruchung ab. Der Hauptfließvorgang verlagerte sich während dieser Phasen in höhere, schuttarme Bereiche des Inlandeiskörpers. Die in den Moränen zahlreich vorhandenen, flachen bis mittelsteilen, subparallel zur Moränenbasis verlaufenden und zum Teil mehrere Dekameter langen Scherfugen (EISSMANN et. al. 1985) sind Ausdruck dieser Bewegungsprozesse eines brettartigen, starren Übereinandergleitens von Eis und Moränen-Massen.

Zusammenfassung

Die an der Basis der elster- und saaleeiszeitlichen Moränen in Mitteldeutschland weit verbreiteten rhythmisch geschichteten Stauseesedimente (Bändertone) zeigen in ihrem Hangendübergang drei Typusmerkmale postsedimentärer Deformationen, die im Aufschluß lateral eng nebeneinander auftreten können:

1. Der Vorstoßbänderton ist über normaler Warvenschichtung in seinem oberen Drittel chaotisch gestört sowie rupturell und plastisch deformiert;
2. Der Bänderton ist von der bewegten hangenden Moräne abgeschert und häufig auf aufsteigenden Scherfugen in die hangende Moräne disloziert;
3. Die Moräne liegt unmittelbar brettartig und mit messerscharfem Kontakt auf dem ungestörten Rhythmit.

Makroskopische Befunde und mikromorphologische Untersuchungen im Übergangsbereich zwischen Bänderton und hangender Moräne deuten auf Bewegungsvorgänge im quasiflüssigen Zustand hin, wie dies für unter Druck stehende Ton-Wasser-Suspensionen typisch ist. Sie belegen eine überwiegend glazifluidal gesteuerte Entstehung und eine nur geringe Tiefenwirkung der beobachteten Deformation des Untergrundes im Zuge der Inlandeisbewegung. Damit wird die Gletscherbewegung hauptsächlich durch den Prozeß des basalen Gleitens reflektiert, der einen überwiegend inglazialen Sedimenttransport impliziert. Ein weitreichender subglazialer Sedimenttransport in einer durchfeuchteten, deformierten Sedimentunterlage mit zum Teil intensiven und tiefreichenden glazigenen Liegenddeformationen wird als Hauptbewegungsprozeß des skandinavischen Inlandeises abgelehnt und scheint nur von untergeordneter Bedeutung zu sein.

Summary

In central Germany wide-spread rhythmically bedded ice-dammed lake sediments (varved clays) are covered by Elsterian and Saalian tills. Along the contact, three groups of features

including post-sedimentary deformations occur. All these features are closely interrelated and can change over short lateral distances. They are:

1. plastic deformations, brittle and chaotic textures at the top of the clays overlying undisturbed rhythmic bedding;
2. slices of varved clay up-thrusted and sheared into the till and shear zones occasionally filled with varved clay sediment, and
3. rasor-blade sharp contacts between the undeformed varved clay and the till.

Field observations and micromorphological investigations of the contact zone between varved clays and overlying tills indicate presence of subglacial high-pressure, clay-water suspension. This shows that the observed deformation features are mainly caused by glaciofluidal processes of low penetration depth under the overriding ice sheet. The ice sheet movement mechanism was basal sliding, which implicates an englacial sediment transport. The theory of widespread subglacial sediment transport within the deforming bed and pervasive deformations of the bed material is not supported by geological observations in central Germany. Bed deformation could not have been the main movement mechanism of the Scandinavian ice sheet overriding soft sediments in the central European lowland.

Danksagung

Frau H. Eichhorn (Leipzig) gilt unser großer Dank für die zeichnerische Umsetzung der Naturbefunde. Herrn Prof. Dr. J. A. Piotrowski (Aarhus) möchten wir für Anregungen und Diskussionen während gemeinsamer Geländebegehungen danken. Herrn PD Dr. U. Giese (Halle) danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

ALLEY, R. B. (1991): Deforming-bed origin for southern Laurentide till sheets?. – J. Glaciol. **37**, 125, S. 67-76

BOULTON, G. S. & R. C. A. HINDMARSH (1987): Sediment deformation beneath glaciers - rheology and geological consequences. – J. Geophys. Res. **92**, B9, S. 9059-9082

EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – Schriftenreihe Geol. Wiss. **2**, S. 1-263, Berlin

EISSMANN, L. (1987): Lagerungsstörungen im Lockergebirge - exogene und endogene Tektonik im Lockergebirge des nördlichen Mitteleuropas. – Geophys. Veröff. d. KMU Leipzig, Berlin **III**, 4, S. 7-77

EISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. – Altenbg. nat. wiss. Forsch. **8**, 98 S., Altenburg

EISSMANN, L. (2000): Die Erde hat Gedächtnis – 50 Millionen Jahre im Spiegel mitteldeutscher Tagebaue. – 1. Aufl., 143 S., Beucha (Sax)

EISSMANN, L., PRIESE O., & E. RICHTER (1985): Die Geologie des Naherholungsgebietes Kulkwitz-Miltitz bei Markranstädt – ein Leitprofil des Quartärs und Periglaziärs in Sachsen. – Abh. Ber. naturkdl. Mus. Mauritianum **1**, S. 217-248, Altenburg

EISSMANN, L., LEHMANN U., & H. SCHEFFLER (1989): Notwendigkeit der Beachtung der Vorspannung bei der Bestimmung der dränierten Scherbruchfestigkeit bindiger Lockergesteine. – Neue Bergbautechnik **19**, 3, S. 93-96

HART, J. & G. S BOULTON (1991): The interrelation of glaciotectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. – Quaternary Science Reviews **10**, S. 335-350

JUNGE, F. W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete – ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises. – Altenbg. nat. wiss. Forsch **9**, S. 3-210, Altenburg

JUNGE, F. W., BÖTTGER, T. & CHR. SIEGERT (1999): Die Stauseesedimente des Bruckdorfer Horizontes – Ergebnis der Eisrandoszillation des saaleglazialen skandinavischen Inlandeises in Mitteldeutschland. – Mauritiana **17**, 2, S. 257-276, Altenburg

JUNGE, F. W., KÜHL, A. & A. WOLF (2000): Geologisch-sedimentologische Untersuchungen am Bänderschluff von Hainichen (Sachsen) - erste Ergebnisse. – Brandenburg. Geowiss. Beitr. **7**,1, S. 137–150, Kleinmachnow

MEER, VAN DER (1993): Microscopic evidence of subglacial deformation. – Quaternary Science Reviews **12**, S. 553-587

PIOTROWSKI, J. A. & A. M. KRAUS (1997): Response of sediment to ice-sheet loading in northwestern Germany - effective stresses and glacier-bed stability. – Journal of Glaciology **43**, 145, S. 495-502

PIOTROWSKI, J. A., MICKELSON D. M., TULACZYK S., KRZYSZKOWSKI D. & F. W. JUNGE (1999): Scepticism about widespread deforming subglacial beds under past ice sheets. – In: Book of Abstracts, XV. International Congress of INQUA, 3.-11.8.1999 in Durban (Südafrika). – S. 142-143

PIOTROWSKI, J. A., MICKELSON D. M., TULACZYK S., KRZYSZKOWSKI D., & F. W. JUNGE (2000): Were deforming subglacial beds beneath past ice sheets really widespread?. – Quaternary International (im Druck)

WANSA, ST. & R. WIMMER (1990): Geologie des Jungpleistozäns der Becken von Gröbern und Grabschütz. – In: EISSMANN, L. (Hrsg.): Die Eemwarmzeit und die frühe Weichselkaltzeit im Saale-Elbe-Gebiet – Geologie, Paläontologie, Palökologie. – Altenbg. nat. wiss. Forsch. **5**, S. 49-91, Altenburg

Anschrift der Autoren:

PD Dr. Frank W. Junge
Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie, Arbeitsgruppe Paläoklimatologie
Talstraße 35
D-04103 Leipzig

Prof. Dr. Lothar Eissmann
Fockestraße 1
D-04275 Leipzig

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 29–40	7 Abb., 2 Tab., 9 Lit.

Detailergebnisse pollenanalytischer Untersuchungen an saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Mecklenburg-Vorpommern)

JAQUELINE STRAHL

Zwischen 1997 und 1998 wurden in Zusammenarbeit mit dem Geologischen Dienst Mecklenburg-Vorpommern aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg 65 Proben aus vier Aufschlußprofilen mit saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Sedimenten quartärpalynologisch ausgewertet. Die Ergebnisse zur Untersuchung der fast vollständig erhaltenen eemzeitlichen Ablagerungen (Hauptprofil 1) wurden bereits 1998 in gekürzter Form durch RÜHBERG, STRAHL & KEDING publiziert.
Ziel dieser Bearbeitung ist die pollenanalytische Gliederung der im Tagebau aufgeschlossenen saalespät- und weichselfrühglazialen Abfolgen mit dem Hintergrund, die Autochthonie der von ihnen eingeschlossenen eeminterglazialen Sedimente zu unterstreichen. Dies erschien notwendig, da bezüglich der lithostratigraphischen Einstufung des liegenden warthezeitlichen Geschiebemergels (qsWA) und des diskordant darüber lagernden, vermutlich unteren Weichselgeschiebemergels (?qw1 = Brandenburger Stadium) unterschiedliche Auffassungen bestehen (vgl. ALBRECHT 1993, hier beide Geschiebemergel als qw2 = Pommersches Stadium ausgewiesen).

1. Zusammenfassung der bisherigen Ergebnisse

Abbauarbeiten im innerhalb der Pommerschen Hauptrandlage gelegenen Kiestagebau Hinterste Mühle bei Neubrandenburg (Abb. 1, 2) erschlossen im Herbst 1994 erstmals ein nahezu vollständiges, im Flankenbereich einer warthezeitlichen Geschiebemergelrippe (qsWA) erhaltenes limnisches Eemvorkommen (qee, Abb. 3). Bis zu diesem Zeitpunkt waren lediglich mehrere isolierte, geringmächtige Eem-Horizonte (überwiegend Torf, aber auch Seekreide), positioniert zwischen zwei Geschiebemergeln, beobachtet worden.

Der Aufschluß Hinterste Mühle gehört zu den seltenen übertägig aufgeschlossenen Eemvorkommen in Mecklenburg-Vorpommern, die immer im Schichtverband mit saalezeitlichen Geschiebemergeln (vermutlich Warthe-Stadium, qsWA) unter gestörten Lagerungsverhältnissen (Stauchung) auftreten. Neben Hinterste Mühle gehören dazu der limnisch-marine Kliffaufschluß am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht (STRAHL et al. 1994) sowie das marine Eemvorkommen im Liastontagebau nordöstlich Grimmen (STEINICH 1995, beide Abb. 1).
Das Liegende der Schichtenfolge in Hinterste Mühle ist ein grauer, rötlich und braun gefleckter Geschiebemergel, der ca. 1 m tief entkalkt ist. Proben aus nicht entkalkten Bereichen ergaben nach Auswertung der Kleingeschiebezählung einen ostbaltisch geprägten Geschiebeinhalt (qsWA). Dieser Befund deckt sich mit dem weiterer vergleichbarer Eemvorkommen im direkten Umfeld des Kiestagebaues (RÜHBERG, schriftl. Mitt.). Über dem warthezeitlichen Geschiebemergel (Abb. 3) wurden während des Saalespätglazials glazifluviatile bis glazilimnische Fein- und Mittelsande abgelagert. Die Entstehung des spätglazialen Sedimentationsraumes wird auf Toteis zurückgeführt, das durch tiefgründiges Austauen innerhalb der warthezeitlich entstandenen Moränenfläche (Plombierung) eine abflußlose Depression hinterließ. Diese war in ihrer Anlage tief genug, um aus der Umgebung mit Oberflächenwässern zugeführte, zunächst feinklastische Sedimente aufzunehmen. Für vermutlich synchron erfolgende Bodenbewegungen (Solifluktion) spricht das daran gebundene Auftreten von *Hippophaë* (Sanddorn). Die Umgebung des Standortes wurde durch einen offenen Vegetationstyp mit reichlich *Juniperus* (Wacholder), auch *Betula* (Birke) sowie die heliophilen Taxa Poaceae (Süßgräser) und *Artemisia* (Beifuß) geprägt.
Nach einer kurzen ersten Versumpfungsphase (Torf und Torfmudden) stellte sich die Akkumulation in dem saalespätglazialen Seebecken von feinklastischen Ablagerungen auf Schluffmudden um.

Die Vegetation zu Beginn des Eem-Interglazials wurde durch lichte Birkenwälder (PZ I nach MENKE & TYNNI 1984, Tab. 1) beherrscht. Bodenbewegungen ließen aufgrund der Schließung der Vegetationsdecke deutlich nach (verringerter minerogener Eintrag und Verschwinden von *Hippophaë*). Infolge des zügigen Temperaturanstiegs dürfte das Austauen verbliebener saalezeitlicher Toteisreste sehr rasch beendet gewesen sein.

Bereits in der zweiten Hälfte der kiefernreichen Phase (PZ II) der eemzeitlichen Vegetationsentwicklung setzte die erneute Akkumulation von Torfen am Standort ein. Es blieben trotz der fortschreitenden Verlandung des Toteissees freie Wasserrestflächen (Moorkolke) erhalten, die die Ausbreitung einer submersen und natanten, z. T. an sehr hohe Sommertemperaturen gebundenen Wasserflora (exemplarisch *Ceratophyllum* und *Brasenia*, später auch *Utricularia* sowie an Nachbarstandorten *Najas* und *Salvinia*) gestatteten. Das entstehende Moor dürfte nach den Klassifizierungsmerkmalen von SUCCOW & JESCHKE (1986) als mesotroph-subneutrales Kesselmoor zu charakterisie-

Tab. 1 Gliederung der Eem-Warmzeit nach MENKE & TYNNI (1984) in NW-Deutschland und nach ERD (1973) für das Gebiet der DDR, kombiniert mit der Zeitdauer der einzelnen Eem-Abschnitte nach MÜLLER (1974)

Nordwestdeutschland MENKE & TYNNI (1984)	Gebiet der DDR ERD (1973)	ermittelte Dauer anhand von Jahresschichtenzählungen nach MÜLLER (1974)
VII (Kiefern-Zeit)	9	ca. 2000 a
VI (Kiefern-Fichten-Tannen-Zeit)	8	ca. 2000 a
V (Hainbuchen-Fichten-Zeit)	7 6	ca. 4000 a
IVb (Hasel-Eiben-Linden-Zeit)	5	ca. 1200 a
IVa (Eichenmischwald-Hasel-Z.)	4	ca. 1200 a
III (Kiefern-Eichenmischwald-Z.)	3	ca. 450 a
II (Kiefern-Birken-Zeit)	2	ca. 200 a
I (Birken-Zeit)	1	ca. 100 a *)

*) Vermutlich handelt es sich nur um die Minimaldauer, da dieser Zeitabschnitt in Bispingen (MÜLLER 1974, LANG 1994) nicht vollständig erfaßt wurde.

ren sein, das im weiteren Warmzeitverlauf einer zunehmenden Versauerung und möglicherweise auch Oligotrophierung unterlag.

Insgesamt ist im Pollendiagramm (Abb. 4) die für das Eem zu erwartende, typische gleichförmige Vegetationsentwicklung ablesbar. Regionale Besonderheiten, wie eine deutlich geringere Beteiligung von *Taxus* (Eibe, PZ IVb/V) oder *Abies* (Tanne, PZ V/VI) sind mit den klimatisch gesteuerten Verbreitungsgrenzen dieser Gattungen in Verbindung zu bringen (steigender Kontinentalitätsgrad bzw. weite Entfernung von Montanstandorten).

Seit der PZ IVa (Eichenmischwald-Hasel-Zeit) ist die Ausdehnung bodensaurer Standorte in der Moorumgebung bzw. eine steigende Azidität der vorhandenen Moorwässer/-flächen zu beobachten, die die massenhafte Ausbreitung beispielsweise von *Osmunda* (Königsfarn) ab der PZ IVb einerseits förderte, aber auch Teile der darauf empfindlich reagierenden Wasserflora einschränkte.



Abb. 1 Lage des Kiestagebaus Hinterste Mühle sowie der Eemaufschlüsse bei Grimmen und am Klein Klütz Höved

Ab der PZ V ist eine weitflächige Versauerung auch der Böden außerhalb des Kesselmoores anzunehmen [erhebliche Zunahme von *Calluna* (Heidekraut) und *Sphagnum* (Torfmoos), untergeordnet *Pteridium* (Adlerfarn)]. Möglicherweise wurden erst in der ersten Hälfte dieses Abschnitts vollatlantische Klimabedingungen erreicht. Dafür spricht zumindest die Konzentration bzw. Massenausbreitung stark atlantisch ausgerichteter Formen wie *Hedera* (Efeu), *Viscum* (Mistel) und *Osmunda*.

Die interglaziale Entwicklung am Standort bricht in der kiefern- und birkenreichen Endphase des Eems (PZ VII) ab. Das tatsächliche Ende der Warmzeit bzw. ein lückenloser Übergang in das Weichselfrühglazial war am Hauptprofil 1 nicht nachweisbar. Das pollenanalytisch belegte, abrupte Ende der Vegetationsentwicklung am Standort sowie die Abscherung der Schichten bzw. die Umlagerung älterer intakter Torfpakete durch den darüber lagernden weichselzeitlichen Geschiebemergel (?qw1) im Topbereich der Eemtorfe, weist die Existenz eines in seinem zeitlichen Umfang nicht sicher zu fassenden Hiatus aus.

Im Folgenden soll nun der Übergang vom Saalespätglazial in das Eem-Interglazial bzw. vom Eem-Interglazial in das Weichselfrühglazial ausführlicher beleuchtet werden.

Zusätzlich zu den Pollenanalysen wurden durch Herrn KEDING (Greifswald) makrorestanalytische Untersuchungen (Tab. 2) durchgeführt, für die ihm an dieser Stelle herzlich gedankt sei.

2. Methodik

2.1 Entnahme und Aufbereitung der Proben

Die Proben für das Profil 2 (Abb. 2, 5) wurden am 05.06.1996 aus einem frisch angelegten Baggerschurf entnommen. Die Beprobung der Profile 3 - 5 (Abb. 2, 6 - 7) erfolgte am 11.10.1997. Um spätere Nachbeprobungen zu vermeiden,

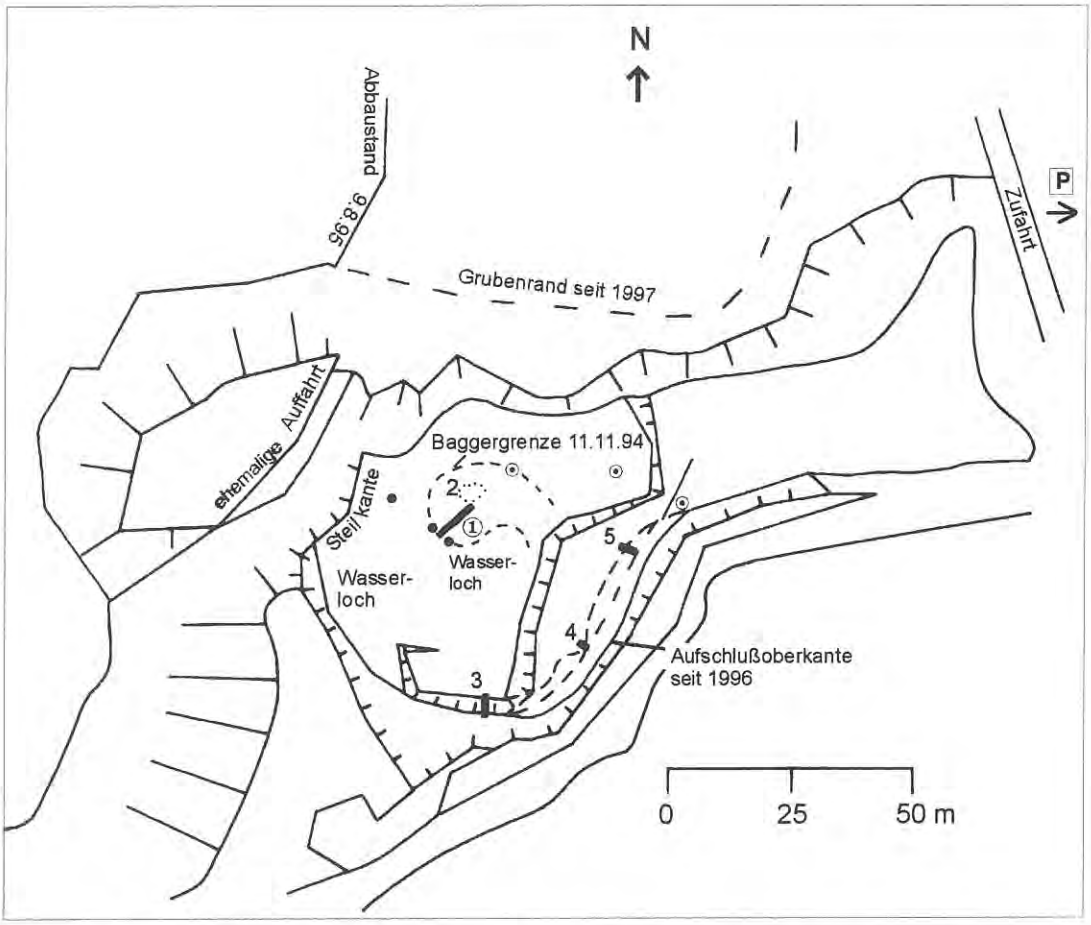


Abb. 2 Schematische Grubenskizze des Kiestagebaus Hinterste Mühle mit der Lage der Profile 1 – 5 sowie von einzelnen Geschiebemergelproben (Entwurf: RÜHBERG 3/98) Stand: Oktober 1997

① *Probenahme 11.11.1994, Profil 1, Basis ca. +56 m NN*
2 *Baggerschurf 05.06.1996, Profil 2, Basis ca. +55 m NN*
3-5 *Probenahme 11.10.1997, Profile 3-5, Basis Profil 3 ca. +59 m NN, Basis Profil 4 ca. +58 m NN, Basis Profil 5 ca. +57 m NN*
● *Geschiebemergelproben 11.11.1994*
• *Geschiebemergelproben 1997*
○ *GK 25 Nr. 2445, Koordinaten bei ① re: 87 030, h.: 34 870*

wurden dabei generell sehr enge Probenabstände, insbesondere innerhalb der rasch wechselnden Sedimentabfolgen des Weichselfrühglazials (Profil 3 und 4, Abb. 2, 6), eingehalten. Probenabstände größer 10 cm liegen lediglich für die feinklastischen Abfolgen des Saalespätglazials der Profile 2 (Abb. 5) und 5 (Abb. 7) vor.

Die Aufbereitung der für die Pollenanalyse vorgesehenen Proben erfolgte im Labor der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) in Hannover. Neben der Behandlung mit KOH, HCl und HF wurde eine Ultraschallsiebung mit einem 6 µm-Sieb zur Entfernung von störenden Kleinstpartikeln durchgeführt. Abschließend wurden die Proben acetolysiert.

2.2 Pollenspektren und Aufbau der Pollendiagramme

Für die palynologische Bearbeitung wurden ausnahmslos Flüssigpräparate (Suspension) verwendet. Basis der statistischen Auswertung der je Probe ermittelten Zählwerte ist die Grundsumme, die sich aus der Summe der Baum- (Arboreal Pollen = AP) und Nichtbaumpollen (Nonarboreal Pollen = NAP) – Σ (AP+NAP) = 100% – ergibt (i. d. R. ca. 333 - 400 Baumpollen- und Nichtbaumpollenkörner). Alle Anteile an Lokalelementen, wie höhere Wasser- und Sumpfpflanzen, Farne und Moose sowie präquartäre Umlagerungen sind wegen ihrer zu erwartenden Überrepräsentation und damit verbundenen zusätzlichen Verzerrung der Pollenspektren nicht Bestandteil der Grundsumme, werden aber wie die der einzelnen AP und NAP auf diese bezogen.

Die Darstellung der aus den untersuchten Proben ermittelten Pollenspektren erfolgte in prozentualen Pollendiagrammen (Totaldiagramme, Abb. 4 - 6). Die Pollendiagramme beschränken sich auf ausgewählte, besonders häufige Taxa. Seltenere Formen finden z. T. im Text verbale Erwähnung. Die bei der Darstellung der Vegetationsentwicklung angeführten Prozentwerte reflektieren ausschließlich Pollenfre-

Tab. 2 In den Profilen 1, 5 und 3 ermittelte Makroreste (Samen bzw. Früchte, wenn nicht anders angegeben; Bestimmung: KEDING, Greifswald)
Br. = Bruchstücke, Fr. = Fruchtschuppen, Kn. = Knospenschuppen, N. = Nüßchen, Nadelfr. = Nadelfragmente, U. = Umlagerung, xxxx = massenhaftes Vorkommen

Profil	**Hauptprofil 1**						**Profil 5**	**Profil 3**		
Stratigraphie	**Saale B**		**Saale C**		**Eem I**	**Eem II**	**Saale C**	**Weichselfrühglazial**		
Arten/Proben	**1**	**2**	**6**	**11**	**21**	**26**	**B0**	**A4-A13**	**A14-A15**	**A19-A20**
Betula alba s. l., N.	-	-	21	3	69	102	-	1	4	2
Betula nana, N.	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-
Betula nana, Fr.	-	-	2	1	-	-	-	-	-	-
Betula pubescens, Fr.	-	-	-	-	-	6	-	-	2	-
Betula pubescens, N.	-	-	-	-	11	12	-	-	-	-
Betula tortuosa, Fr.	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-
Brasenis holsatica	-	-	-	-	-	-	-	10 U.	40 U.	32 U.
Braunmoos	1	-	xxxx	52	26	10	5	10	33	xxxx
Carex cf. *acuta*	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-
Carex aquatilis	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Carex cf. *pseudocyprus*	-	-	-	-	-	1	-	2	3	-
Carex cf. *riparia*	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
Carex ssp.	-	8	28	-	1	3	2	-	-	-
Carpinus betulus	-	-	-	-	-	-	-	-	1 U.	-
Cenococcum geophilum	-	-	2	7	1	1	63	4	18	16
Ceratophyllum demersum	-	-	-	-	-	7				
Chara ssp.	-	-	173	46	6	31	52	1	-	-
Comarum palustre	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-
Cristatella mucedo	-	1	24	24	50	6	8	-	-	-
Daphnia sp.	-	-	-	-	-	14	1	-	2	-
Dulichium spathaceum	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1 U.
Eriophorum vaginatum, Sklerenchymspindeln	-	-	-	-	-	-	-	28	174	90
Juncus sp.	-	19	-	-	-	-	1	-	1	2
Lycopus europaeus	-	-	-	-	1	1	-	-	1 U.	-
Najas cf. *flexilis*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1 U.
Najas marina, Br.	-	-	-	-	-	-	-	3 U.	17 U.	14 U.
Nitella sp.	-	-	-	-	68	19	-	6	-	-
Nuphar sp.	-	-	-	-	-	-	-	-	1 U.	-
Nymphaea sp.	-	-	-	-	-	14	-	-	1 U.	-
Pinus sp., Nadelfr.	-	-	785	350	44	>500	48	6	5	1
Pinus sp., Samen	-	-	3	1	-	6	-	-	-	-
Potamogeton spp.	-	-	-	1	-	-	-	5	1	4
Potamogeton acutifolius	-	-	-	-	-	-	-	1 U.	1 U.	-
Potamogeton alpinus	-	-	2	-	1	-	-	-	-	-
Potamogeton frisii	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1 U.
Potamogeton gramineus	-	-	1	-	1	2	-	-	-	-
Potamogeton lucens	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Potamogeton natans	-	-	59	-	1	2	1	-	-	-
Ranunculus sp.	-	-	1	1	-	-	-	-	-	-
Salix sp., Kn.	-	-	-	1	-	-	4	-	-	-
Salvinia natans	-	-	-	-	2	1	-	3 U.	31 U.	9 U.
Tilia tomentosa, Br.	-	-	-	-	-	-	-	-	1 U.	6 U.
Typha sp.	-	-	-	-	7	4	-	2	4	1

quenzen und sind nicht mit der etwaigen Häufigkeit eines Taxons am Untersuchungspunkt bzw. dessen Umgebung gleichzusetzen.

Alle Kurven in den Pollendiagrammen sind zehnfach überhöht abgebildet, um auch Werte unter 1 % sichtbar zu machen. Palynomorphen, die nach Erreichen der erforderlichen Grundsumme im Präparat vorgefunden wurden, sind mit einem + im Diagramm eingearbeitet.
Der pollenanalytischen Gliederung der Diagramme liegen neben den sogenannten LPAZ (Local Pollen Assemblage Zones) für das Saalespätglazial und das Eem-Interglazial (vgl. Tab. 1) im wesentlichen die Zonierungen nach Menke & Tynni (1984) zugrunde.
Die in Menke & Tynni (1984) vorgestellte Gliederung des Saalespätglazials basiert dabei auf den Untersuchungen von Menke & Ross (1967) am Profil Brokenlande in Schleswig-Holstein.

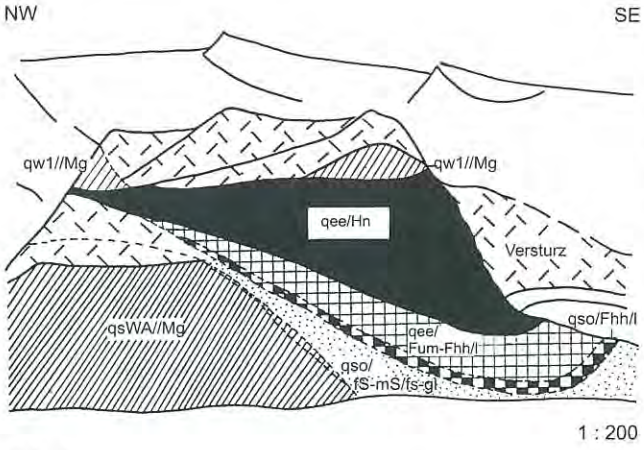


Abb. 3
Generelle geologische Lagerungsverhältnisse am Beispiel des Hauptprofils 1
qw1//Mg = Geschiebemergel des Brandenburger Stadiums der Weichselvereisung; qee/Hn = Torf des Eem-Interglazials, limnisch; qee/Fum - Fhh/l = Schluff- und Torfmudden des Eem-Interglazials, limnisch; qso/Fhh/l = Torfmudden des Saalespätglazials; qso/fS – mS/gf-gl = glazifluviatile bis glazilimnische Fein- und Mittelsande des Saalespätglazials; qsWA//Mg = Geschiebemergel des Warthe-Stadiums der Saalevereisung

3. Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse

3.1 Saalespätglaziale Ablagerungen in den Profilen 5, 1 und 2

3.1.1 Saale A nach Menke & Tynni (1984)

Waldlose Zeit des ausgehenden Saalepleniglazials
Profil 5
Pr. C 1 - C 13 (0,00 - 0,87 m über Warthe-Geschiebemergel); Abbildungen 2, 7

Im nordöstlichsten der drei an einer NE-SW gerichteten Aufschlußwand freigelegten Profile (Abb. 2) wurden Sedimente des ausgehenden Saalepleniglazials über warthezeitlichem Geschiebemergel erfaßt (Abb. 7). Bezüglich der pollenanalytischen Befunde handelt es sich um offensichtlich unter noch kalten Klimabedingungen akkumulierte, glazifluviatile bis glazilimnische Fein- und Mittelsande des Saale A (Menke & Tynni 1984).

Die überwiegend sehr pollenarmen Proben C 1 - C 13 weisen insbesondere mit Pr. C 10 hohe Anteile tertiärer Sporomorphen und Dinozysten neben thermophilen Gehölzen auf. Vertreter einer möglicherweise in der Umgebung der saalespätglazialen Toteishohlform auftretenden autochthonen Offenlandflora waren, außer Poaceae, mit u. a. *Artemisia* und Chenopodiaceae eher selten. Auch die tatsächliche Verbreitung von Birke und Wacholder als in Frage kommende Strauchschichtbildner ist nicht sicher, da bisher keine Makrorestnachweise vorliegen.
Heraus fällt Pr. C 1 mit überwiegend Ericaceae (intakte und zerfallene Tetraden) bei gleichzeitig wenigen tertiären Sporomorphen. Möglicherweise liegt hier der Nachweis einer frühzeitig beginnenden Bodenbildung in der näheren Standortumgebung vor.

Für das ausgehende Saalepleniglazial wird aufgrund der pollenanalytischen Ergebnisse die Ausbildung einer baumfreien, insgesamt sehr vegetationsarmen Landschaft abgeleitet, in der Gräsergemeinschaften, eventuell durchsetzt mit schütteren Zwergbirken- und Wacholdergebüschen, vorherrschend waren. Das wegen der fehlenden geschlossenen Vegetationsdecke ungefestigte Bodensubstrat unterlag einer fortlaufenden Erosion (Einschwemmung feinklastischer Sedimente und erheblicher Eintrag tertiärer Umlagerungen). Aufgrund des sehr unruhigen Sedimentationsmilieus unterblieb die Entwicklung einer Wasservegetation offensichtlich völlig. Nachweise eines Röhrichtbestandes mit *Typha-/Sparganium* gehen wahrscheinlich ebenfalls auf Umlagerung zurück.

3.1.2 Saale B nach Menke & Tynni (1984)

LPAZ 1 – Hippophaë-Phase
Profil 1
Pr. 1 - 2 (0,00 - 0,10 m); Abb. 2, 4
Profil 2
Pr. 1 - 4 (0,02 - 0,42 m); Abb. 2, 5

LPAZ 1 reflektiert in den Pollendiagrammen der Profile 1 und 2 (Abb. 4, 5) eine ausgeprägte Sanddorn-Phase, die pollenfloristisch dem Saale B (Menke & Tynni 1984) entsprechen dürfte. Diese Phase ist im Hauptprofil 1 durch nur zwei Proben, und zwar den Zeitraum des Sanddorn-Maximums (16.5 %, Abb. 4) umfassend, dokumentiert.

Hinsichtlich der Ergebnisse der Pr. 1 - 4 des Profils 2 (Abb. 5) liegt auch der hier abgebildete Abschnitt des Saale B in einem bereits fortgeschrittenen Stadium der saalespätglazialen Vegetationsentwicklung vor und läßt den Übergang Saale A/B mit der beginnenden Sanddornausbreitung ebenfalls vermissen[1].

[1] Anmerkung: Bei der Anlage des Baggerschurfes für das Profil 2 machte eindringendes Grubenwasser eine durchgehende Beprobung vom Saaleschiebemergel ausgehend über den Horizont des Saale A hinaus unmöglich. Generell ist von einem vermutlich mehr oder weniger lückenlosen Übergang vom Saale A in das Saale B aufgrund der bisher beobachteten Lagerungsverhältnisse auszugehen. Eine entsprechend vollständige, den warthezeitlichen Geschiebemergel, das Saalespätglazial mit den PZ A – C und das Eem-Interglazial umfassende Abfolge, liegt jetzt aus einem neuen Aufschluß für das Klein Klütz Höved (Strahl in Vorb.) vor.

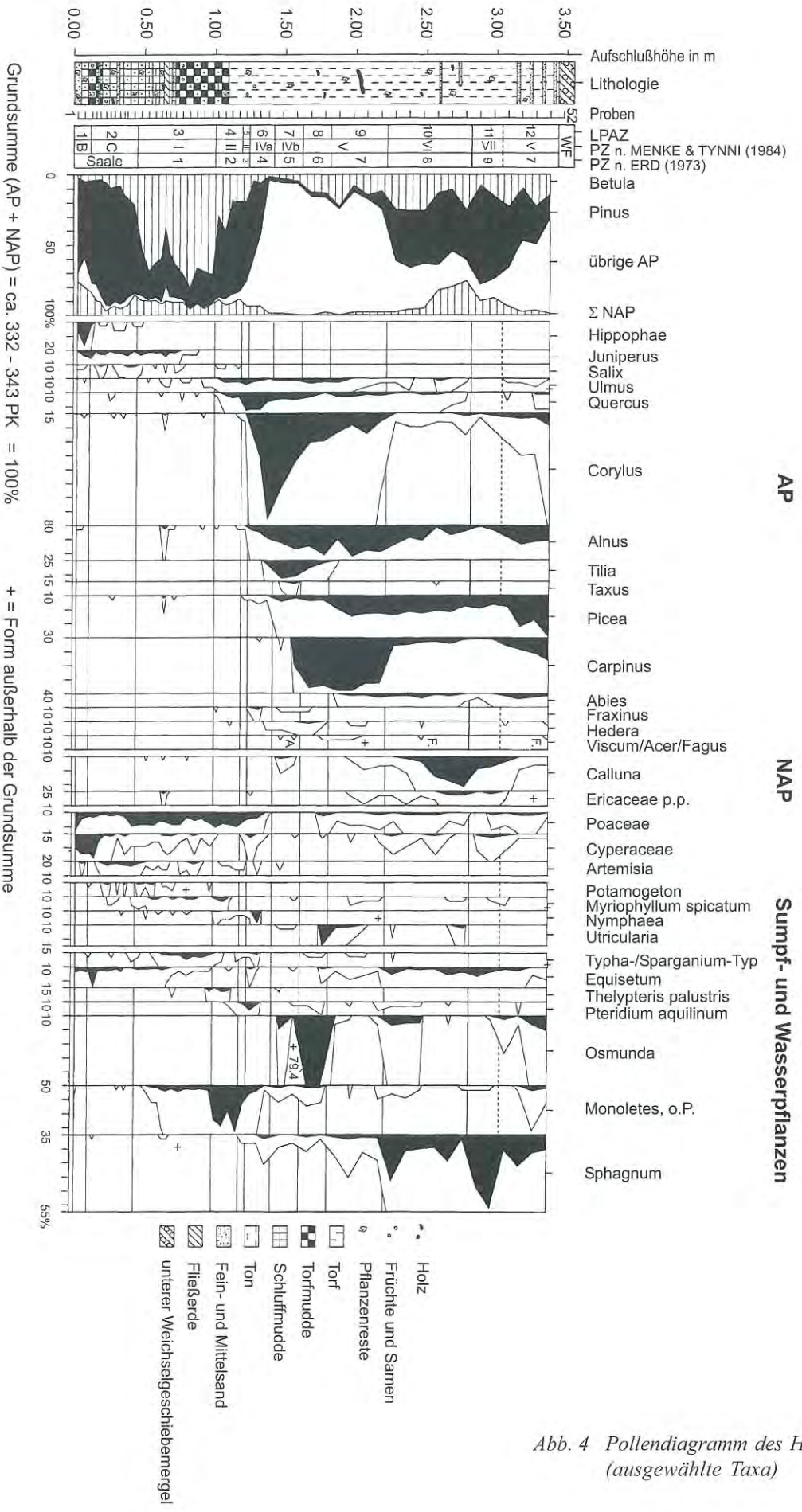


Abb. 4 Pollendiagramm des Hauptprofils 1 (ausgewählte Taxa)

Analyse STRAHL, 1996

Es überwiegt zunächst die Kiefer (78 %), deren beträchtliche Prozentwerte sehr wahrscheinlich nicht auf eine lokale Anwesenheit, sondern eher auf Fernflug bzw. Resedimentation aus einem älteren Interglazial oder dem Tertiär zurückgehen. Dafür sprächen außer den bereits nahe 10 % liegenden Werten des absolut schattenintoleranten Sanddorns auch die fehlenden Makrorestbelege.
Im Hinblick auf eine mögliche Aufarbeitung älterer Sedimente ist jedoch anzumerken, dass der Anteil umgelagerter Sporomorphen gegenüber dem Saale A erheblich gesunken ist (< 2 %). Bezüglich der nachfolgend vorgestellten Ergebnisse für das Saale C wird damit von einer überwiegenden Fernflugkomponente ausgegangen.

Die bereits erwähnten hohen Prozentwerte des Sanddorns lassen auf eine durchweg geschlossene, weitflächig verbreitete Population schließen (vgl. auch LANG 1994), die nur mit wenigen anderen Offenlandelementen, hauptsächlich Poaceae (falls nicht wie Cyperaceae auf die mehr ufernahen Bereiche konzentriert), durchsetzt war. Durch *Hippophaë* wurden bevorzugt instabile, basenreiche Pionierstandorte, insbesondere nach erfolgtem Eisrückzug im skandinavischen Vereisungsgebiet, besiedelt. Heute ist der Sanddorn in Norddeutschland als Bestandteil der natürlichen Vegetation im wesentlichen auf Kliffstandorte im Küstenbereich beschränkt. Eine beginnende Wiederbewaldung (aufkommender Schattdruck) und Bodenreifung bzw. die Verfestigung des Bodensubstrates sind die möglichen Hauptursachen für seine Arealeinschränkung.

Im oberen Abschnitt des Saale B liegt in den Profilen 1 und 2 das Sanddorn-Maximum (18 % in Profil 2) sowie der Beginn der Birken- und Wacholderausbreitung bei gleichzeitig allmählichem, aber nur kurzzeitigem Rückgang der Kiefernanteile.

Die oberhalb der bisher akkumulierten Feinsande einsetzenden feinsandigen, an Pflanzenresten reichen Schluffmudden sind wie der rapide Rückgang des Sanddorns Ausdruck beginnender Sedimentationsberuhigung bzw. sich festigenden Bodensubstrates in der Standortumgebung. Die nur etwa 5 cm mächtigen Schluffmudden im Profil 2 wurden bereits im Übergang in das Saale C durch Niedermoortorfe abgelöst. Diese erste Versumpfungsphase dokumentiert sich in beiden Pollendiagrammen über einen Maximalanstieg der Cyperaceae-Kurve.

3.1.3 Saale C nach MENKE & TYNNI (1984)

LPAZ 2 – Juniperus-Betula-Hippophaë-(Cyperaceae)-Phase
Profil 1
Pr. 3 - 12 (0,10 - 0,45 m); Abb. 2, 4
Profil 2
Pr. 5 - 13 (0,57 - 0,90 m); Abb. 2, 5

Von der zu Beginn des Saale C (LPAZ 2, Profil 2, Abb. 5) einsetzenden Vertorfung waren im wesentlichen nur die Randbereiche des spätglazialen Sees betroffen. Die Sedimente des Hauptprofils 1 (Abb. 4) repräsentieren offensichtlich den bekkentiefsten Bereich. Hier setzte sich die Sedimentation von Torf- und anschließend Schluffmudden bis in das Eem-Interglazial hinein fort. Die Torfbildung in der Uferzone ging von einem Cyperaceae-Schachtelhalm-Sumpf aus, der infolge des fortgesetzten Austauens noch verbliebenen Toteises bereits im ausgehenden Saalespätglazial wieder vernäßte (Seespiegelanstieg). Laut der karpologischen Befunde (Tab. 2) gehen die Anteile der pollenanalytisch als Cyperaceae zusammengefaßten Gruppe hauptsächlich auf verschiedene Seggen- (*Carex*) und Binsenarten (*Juncus*) zurück. Neben torfbildenden Gemeinschaften kämen ebenso Besiedler von Feuchtwiesen in der näheren Seeumgebung in Frage. Verbliebene Schlenken- bzw. freie Wasserbereiche im Beckenzentrum wurden durch *Myriophyllum spicatum*, *Potamogeton* sowie seltener auch durch *Nymphaea* und *Ceratophyllum* besiedelt. Die Nachweise von *Ceratophyllum* basieren bisher lediglich auf Funden von Blattstacheln und diese können, da keine Früchte belegt sind, auch nur zoochor verschleppt sein (keine unbedingte lokale Anwesenheit). Daneben war eine individuenreiche Characeenflora entwickelt (Tab. 2).

Gegenüber dem Saale B ist aber nicht die veränderte Vegetationszusammensetzung am Seestandort selbst ausschlaggebendes Merkmal, sondern vor allem die in seiner weiteren Umgebung erkennbare Veränderung. Dominierten während des Saale B noch Sanddornbestände, so wurden diese nun aufgrund der beginnenden Ausbreitung von Birken und Wacholder (verstärkter Konkurrenzdruck) sowie durch die damit verbundene Festigung des Bodensubstrates zurückgedrängt. Die Ausbreitung von Zwerg- (*Betula nana*) und Baumbirken (*B. alba* s.l., sicher *B. tortuosa*, Tab. 2) erfolgte kontinuierlich bis zur Baumbirkenmassenausbreitung (Steilanstieg der Birken-Kurve, nach Makroresten *B. pubescens* und *B. pendula*, Tab. 2) zu Beginn der eigentlichen Eem-Warmzeit. Die pollenanalytischen Anteile von *Juniperus* fallen im Pollendiagramm des Hauptprofils 1 aufgrund der Uferferne und der damit geringeren Repräsentanz von Cyperaceae-Pollen günstiger aus (max. 5 %). Die Weide spielte bei der Besiedlung feuchter Standorte offensichtlich nur eine insgesamt geringe Rolle. Auffällig sind dagegen die in beiden Profilen wieder deutlich angestiegenen Kiefernwerte (max. 85 bzw. 88 %). Die Frage, ob es sich hier ebenfalls um Fernflug oder mögliche Resedimentation handelt, läßt sich eindeutig über den Nachweis von Spaltöffnungen, massenhaften Nadelfragmenten sowie auch weniger *Pinus*-Samen (Tab. 2) verneinen. Dies gilt auch für eine unterhalb des Eemtorfes des Profils 4 entnommene Orientierungsprobe aus saalespätglazialen Sedimenten (B 0, 78 % *Pinus*-Pollen, 48 Nadelfragmente, Tab. 2). Aufgrund dieser Fakten ließe sich zunächst auf eine bereits geschlossene Kiefernbewaldung im ausgehenden Saalespätglazial schließen. Dagegen sprechen jedoch folgende Punkte:

1. Die kontinuierliche Ausbreitung von Birke und Wacholder bei einer gleichzeitig weiter vorhandenen, wenn auch gegenüber dem Saale B verringerten, sehr konkurrenzschwachen und schattenintoleranten Sanddornpopulation. Da die Werte von *Hippophaë* noch bei ≥ 5 % liegen, ist auf eine noch immer weitflächige Verbreitung und damit fehlenden Schattdruck, wie er von einem geschlossenen Kiefernwald ausginge, zu schließen.
2. Neben der oben genannten Ausbreitung von lichtliebenden Gehölzen bzw. Sträuchern nahmen auch krautige Komponenten wie beispielsweise *Artemisia* zu. Die Sukzessi-

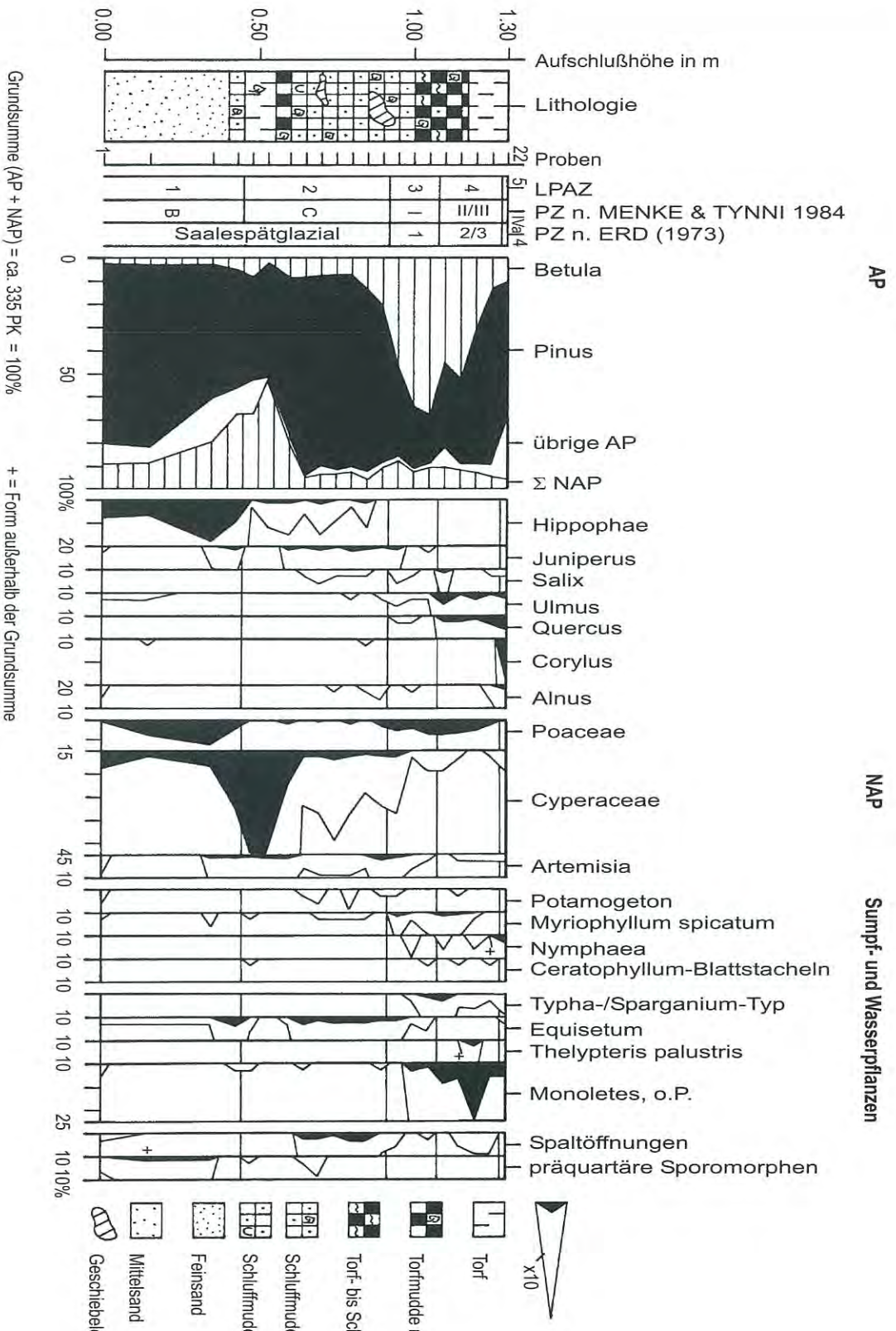


Abb. 5 Pollendiagramm des Profils 2 (ausgewählte Taxa)

Analyse STRAHL, 1997

on von Sanddorn- zu Birken- und Wacholder-dominierten Offenlandgemeinschaften mit Poaceae und *Artemisia* gleicht dabei, wie bereits durch MENKE & ROSS (1967) beschrieben, in etwa der weichselspätglazialen Vegetationsentwicklung vor dem Alleröd, in dessen jüngerem Teil es erst zu einer echten Herausbildung von Kiefernwäldern kam. Dem Meiendorf und Bölling ähnliche Wärmeschwankungen fehlen aber hier scheinbar wie auch in Brokenlande.

3. Der mit der Massenentfaltung der Birke zu Beginn des Eem-Interglazials (PZ I) zusammenfallende Rückgang der Kiefer auf Werte um 30 %.

Die über Nadelfragmente, Samen und mit Einschränkung auch Spaltöffnungen belegte tatsächliche Anwesenheit der Kiefer muß sich demnach auf allenfalls eine lokale Etablierung, beispielsweise auf geeigneten Moorstandorten, begrenzt haben. Eine Artidentifikation anhand der Nadeln und damit eine mögliche Zuordnung zu *Pinus mugo* oder *Pinus silvestris* war allerdings nicht möglich.

Der makrorestanalytische Nachweis der bereits erfolgten Ansiedlung von Baumbirken und der Kiefer müsste somit als Ausdruck einer erheblich höheren als bisher für das ausgehende Saalespätglazial angenommenen Klimagunst, die i. d. R. durch die Pollendiagramme so nicht reflektiert wird, gedeutet werden. Damit tritt erneut die Problematik der Metachronie bei der Festlegung des tatsächlichen Beginns der Eem-Warmzeit, nicht nur seitens eines zu erwartenden Süd - Nord- bzw. West - Ostgefälles in den Vordergrund. Die Grenzziehung zum nachfolgenden Eem-Interglazial wird zwar, ähnlich wie am Klein Klütz Höved (STRAHL et al. 1994), im Sinne von MENKE & TYNNI (1984) mit dem pollenanalytischen Beginn der Wiederbewaldung des Gebietes (Steilanstieg der Birken-Kurve) vorgenommen. Aber hier wie auch am Klein Klütz Höved liegt die tatsächliche klimatische Grenze Saalespätglazial/Eem-Interglazial offensichtlich etwas tiefer im Profil. Diese Annahme begründet sich aus den karpologischen und faunistischen Befunden, da wärmeanspruchsvollere Arten bereits vor den zeitlich auf die Klimabesserung träger reagierenden Gehölzen nachweisbar sind.

Der graduelle Übergang in das Eem-Interglazial ist in den Profilen 1 und 2 durch die genannte Massenausbreitung der Baumbirke bei gleichzeitigem Kiefernrückgang sehr gut überliefert. Erste, in Spuren auftretende Gehölze waren Ulme und Eiche. Durch den noch im ausgehenden Saalespätglazial wieder ansteigenden Seespiegel breiteten sich verstärkt Wasserpflanzen, insbesondere *Myriophyllum spicatum* und auch karpologisch belegt *Salvinia natans* neben *Potamogeton*, *Nymphaea* und *Ceratophyllum* (Tab. 2) sowie im Uferbereich Röhrichte mit *Typha/Sparganium* aus.

3.2 Weichselfrühglaziale Ablagerungen in den Profilen 1, 2, 3 und 4

Für das diskordant durch den unteren Geschiebemergel der Weichselvereisung (?qw1) überlagerte Hauptprofil 1 (Abb. 4) konnten bis auf den Nachweis von aufgearbeiteter Eemflora (PZ V) und einem erhöhten Tertiäranteil in geringmächtigen feinklastischen Ablagerungen an der Basis des Geschiebe-

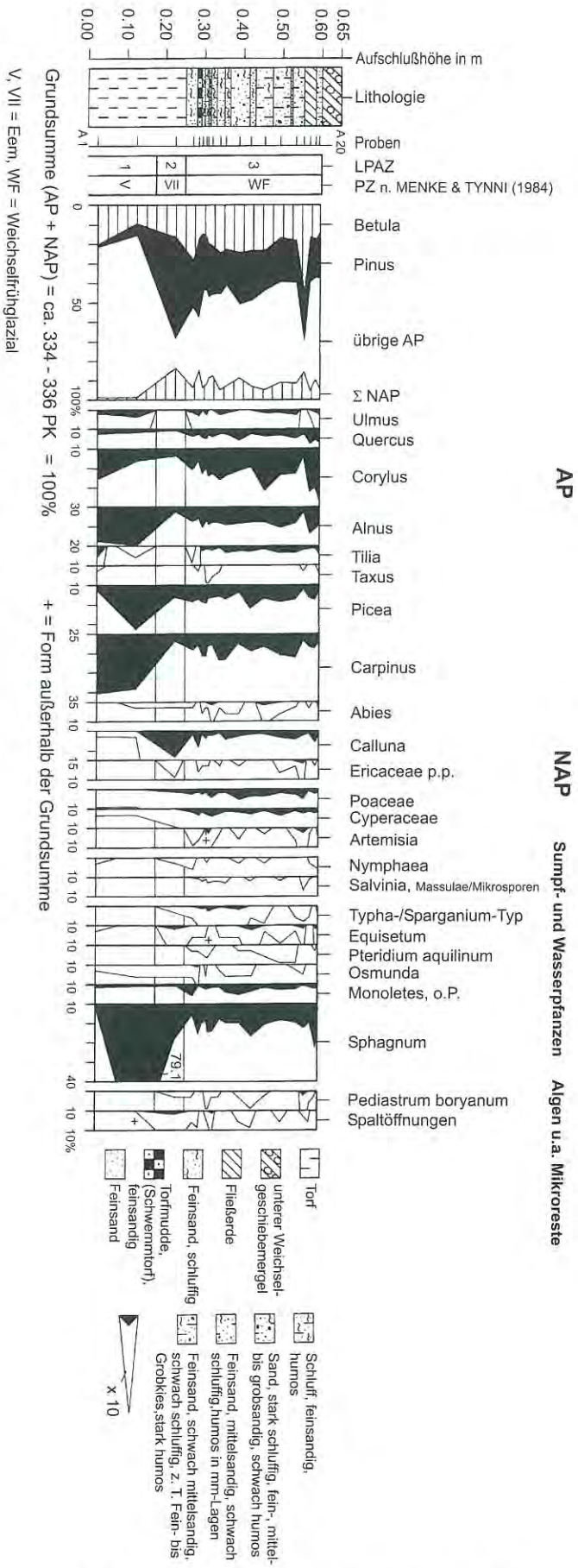


Abb. 6 Pollendiagramm des Profils 3 (ausgewählte Taxa) Analyse STRAHL, 1998

mergels bisher keine befriedigenden Aussagen zum Ablauf der weichselfrühglazialen Vegetationsentwicklung gemacht werden.

Aus diesem Grunde wurden die nachfolgend beschriebenen Profile 3 und 4 (Abb. 2) pollenanalytisch und karpologisch hinsichtlich einer möglichen Detaillierung der weichselfrühglazialen Standortentwicklung untersucht.

LPAZ 3 – Betula-Poaceae-Cyperaceae-Artemisia-Phase
Profil 3
Pr. A 4 - A 20 (0,34 - 0,00 m unter Geschiebemergel), Abb. 2, 6
Profil 4
Pr. B 6 - B 9 (0,08 - 0,00 m unter 1. Fließerde), B 10 - B 13 (0,18 - 1,25 m über 2. Fließerde), Abb. 2

Wegen der weitgehenden Übereinstimmung der in den Profilen 3 und 4 nachgewiesenen Pollenfloren wurden nur die Ergebnisse zum Profil 3 im Pollendiagramm (Abb. 6) abgebildet. Generell setzen in beiden Profilen oberhalb eemzeitlicher Torfe (glazi)limnische bis (glazi)fluviatile Schluffe und Feinsande ein, die reich an aufgearbeitetem Eem (humose Einschwemmungen) sind.

Im Pollendiagramm bildet sich neben einer erneuten Zunahme thermophiler Gehölze nach dem Ende des Eem-Interglazials auch ein Anstieg der Birken-Kurve (absolutes Maximum 44 % im jüngeren Teil des Weichselfrühglazials) ab. Diese Nachweise gehen auf sehr kleine Pollentypen, die *Betula nana* entsprechen könnten, zurück. Karpologische Belege sind jedoch nicht vorhanden. Gleichzeitig ist auch ein Anstieg bei Poaceae, Cypercaeae und *Artemisia* feststellbar. Laut den Makrorestuntersuchungen stammen die Cyperaceae-Pollen im wesentlichen wohl von *Eriophorum vaginatum*, die nach KEDING (schriftl. Mitt.) vermutlich die einzigen autochthonen Reste der zahlreich belegten weichselfrühglazialen Makroflora sind. Der Anteil tertiärer Umlagerungen ist gegenüber dem beträchtlichen resedimentierten Eemanteil vergleichsweise gering.

Eine Umstellung von sedentären auf erneut limnische Bedingungen ist neben dem Sedimentationswechsel insbesondere im Profil 4 durch das Auftreten von *Pediastrum boryanum* (max. 18 %) und *P. kawraiskyi* (max. 22 %) angezeigt. Auf einen erheblich angestiegenen Grad der Bodenbewegung verweisen außer humosen Einschwemmungen mehrere geringmächtige Fließerden. Ab Pr. B 10 nehmen im Vergleich zum Profil 3 tertiäre Umlagerungen (max. 42 %) und Dinozysten (max. 5 %) immens zu, eine weitere Einspülung humoser Bestandteile aus dem Eem blieb dagegen aus. Ab der Pr. B 11 nehmen die Pollengehalte bei insgesamt gleichbleibend hohem Tertiäranteil rapide ab.

Im Bereich des Profils 3 werden die weichselfrühglazialen Sedimente durch den unteren Geschiebemergel der Weichselvereisung abgedeckt. Bei der zeitlichen Einstufung des Geschiebemergels erfolgt durch RÜHBERG (schriftl. Mitt.) eine Korrektur von qw2 (Pommersches Stadium) zu vermutlichem qw1 (Brandenburger Stadium), da momentan keine sichere geschiebestatistische Trennung beider Mergel im Raum Hinterste Mühle möglich ist. Damit wird die bisher angenommene Erosionslücke zwischen Weichselfrühglazial und überlagerndem Geschiebemergel vorerst eingeschränkt.

4. Diskussion

Für den Kiestagebau Hinterste Mühle ist, basierend auf der pollenanalytischen Untersuchung der in den Profilen 1 bis 5 angetroffenen Schichtenfolgen, eine quasiautochthone Sequenz vom Warthe-Stadium der Saalevereisung bis in das ausgehende Eem-Interglazial feststellbar. Die saalespätglazialen Ablagerungen (qso) vermitteln pollenanalytisch lükkenlos zwischen dem Geschiebemergel des Warthe-Stadiums (qsWA) und den Sedimenten des Eem-Interglazials (qee). Die weichselfrühglazialen Sedimente (WF bzw. qwu) weichen bezüglich ihrer Pollenflora völlig von denen der saalespätglazialen Ablagerungen ab und sind diesen somit, ausgehend von einer durch ALBRECHT (1993) angenommenen allochthonen Ablagerung der eeminterglazialen Sedimente, keinesfalls gleichzusetzen.

Einschränkend ist hinzuzufügen, dass aus aufschlusstechnischen Gründen das Saale A und B nicht zusammenhängend erfasst werden konnten (Teilprofile, vgl. Kap. 4). Das heißt, die über die beginnende Sanddornausbreitung definierte untere Grenze des Saale B (MENKE & ROSS 1967 bzw. MENKE & TYNNI 1984) war pollenanalytisch nicht belegbar.

Das Saale A ist als floristische Endphase des Saalepleniglazials aufzufassen. In diesem Zeitraum hinterließ der rücktauende Warthegletscher eine Toteishohlform, in der es zunächst zur Ablagerung (glazi)limnischer Sedimente kam. Die kaum entwickelte Vegetation bestand im wesentlichen aus offenen Gemeinschaften (vor allem Poaceae), eventuell mit ersten Anteilen von Wacholder und Birke. Sämtliche anderen nachgewiesenen Taxa (thermophile Gehölze, tertiäre Sporomorphen) sind als Sekundäreintrag in den Sedimentationsraum aufzufassen.

Während des Saale B erfolgte eine großräumige Besiedlung der standortumgebenden Rohböden durch den Pionier *Hippophaë*. Der fortlaufende Absatz klastischer Sedimente spricht wie der Sanddorn selbst für eine anhaltende Bodenmobilität bei sich jedoch verringerndem Eintrag tertiärer Umlagerungen. In Übereinstimmung mit dem Kieselgurvorkommen von Brokenlade bei Neumünster (Schleswig-Holstein, MENKE & ROSS 1967) liegt im oberen Abschnitt des Saale B ein erstes Maximum von *Artemisia* und Poaceae neben der angesprochenen Sanddornhauptverbreitung vor.

Für den Übergang vom Saale B zum Saale C ist eine erste Versumpfungsphase (Cyperaceae-*Equisetum*-Sumpf, Profil 2, Abb. 5) im Randbereich der Toteishohlform nachweisbar. Im Beckenzentrum (Hauptprofil 1, Abb. 4) setzte sich die limnische Entwicklung dagegen sukzessive mit dem weiter austauenden Toteis bis in das Eem-Interglazial hinein fort. Charakteristisch für Hinterste Mühle ist neben der Ausbreitung von Birke und Wacholder die frühe lokale Anwesenheit der Kiefer. Damit besteht ein wesentlicher Unterschied zu Brokenlade (MENKE & ROSS 1967). In Brokenlade nehmen die Kiefernanteile gleichgerichtet mit den präquartären Umlagerungen vom Saale A zum Saale C hin ab. Da für eine Ausbrei-

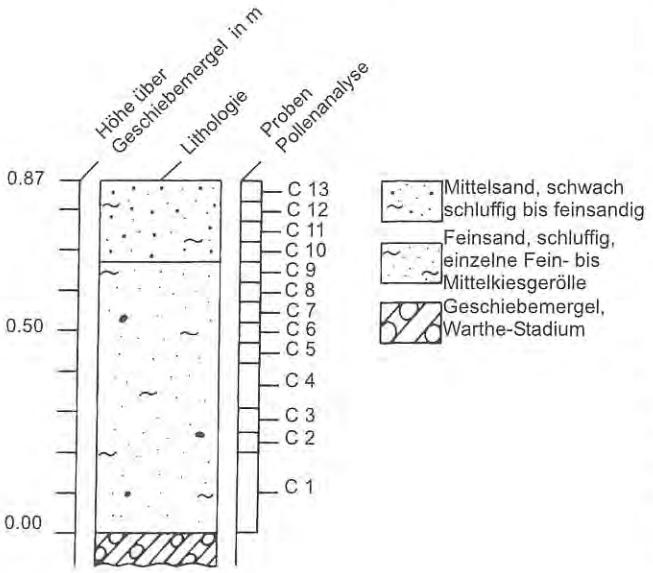


Abb. 7
Lithologie des Profils 5 – Übergang Warthegeschiebemergel zu glazilimnischen Ablagerungen des Saalespätglazials (Saale A)

tung der Kiefer (wenn in Hinterste Mühle, dann eine nur lokale) eine gewisse Klimagunst Voraussetzung ist, kann in diesem Zusammenhang nicht mehr von subarktischen Vegetationsverhältnissen während des Saale C gesprochen werden. Somit ist das Saale C also tatsächlich eine ausgesprochene Übergangsphase von subarktischen Vegetationsverhältnissen während des Saale A und mit Einschränkung B zur früheemzeitlichen Bewaldung (Birkenwälder) im Sinne MENKE's (in MENKE & ROSS 1967, wobei in Brokenlade nur die lokal ebenfalls nachweisbare beginnende Birkenausbreitung Basis dieser Einschätzung war). Dass im beschriebenen Gebiet von Vorpommern bereits früher eine klimatisch günstigere Situation als vergleichsweise im schleswig-holsteinischen Raum bestand, belegt auch exemplarisch das sehr frühe Auftreten von *Salvinia natans* in der PZ I (Birken-Zeit) des Eem-Interglazials.

Im Vergleich zu den Profilen von Brokenlade und Hinterste Mühle zeigt der derzeit in Untersuchung befindliche Neuaufschluß am Klein Klütz Höved bezüglich des Kurvenverlaufs von Birke, Sanddorn, Wacholder und Beifuß ein komplizierter gestaltetes Saalespätglazial, das in seinem Aufbau deutlich an das Weichselspätglazial mit mehreren Interstadialen erinnert. Da jedoch im gesamten Profilabschnitt erhebliche Umlagerungen festgestellt wurden, stellt sich die Frage nach der tatsächlichen Signifikanz der einzelnen Schwankungen.

In Hinterste Mühle erfolgte der Übergang in das Eem nach den derzeit vorliegenden pollenanalytischen Befunden kontinuierlich. Anzeichen für einen Hiatus sind nicht gegeben. Die endgültige Verlandung der noch während des frühen Eem-Interglazials völlig austauenden Toteis-Depression liegt im Zeitraum der gegenüber dem Saale C nun großräumigen Kiefernausbreitung (PZ II). Mit dem Übergriff der Torfakkumulation auf den gesamten Sedimentationsraum unterlag das entstehende Moor im weiteren Verlauf des Interglazials einer zunehmenden Versauerung.

Das Weichselfrühglazial ist in den Profilen 1, 3 und 4 (Abb. 4, 6) aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle unterschiedlich gut überliefert. Während des Weichselfrühglazials wurden vornehmlich eeminterglaziale Sedimente aufgearbeitet und in Form humoser Lagen in den Sedimentationsraum eingespült. Durch das Übergreifen des Eises des ?Brandenburger Stadiums (qw1) wurden im Bereich des Profils 1 ältere Eemtorfe aufgenommen und auf den quasiautochthonen Torfkörper überschoben.

In den Randprofilen 3 und 4 sind dagegen zwischen Eemtorfen und dem nur lückenhaft erhalten gebliebenen unteren Weichselgeschiebemergel mächtige (glazi)limnische bis (glazi)fluviatile Schluffe und Feinsande eingeschaltet, die zum Teil durch geringmächtige Fließerden unterbrochen werden. Die Sedimente enthalten vor allem aufgearbeitetes Eem sowie eine Offenlandflora mit Poaceae und *Artemisia* und wahrscheinlich auch Birken und werden unter zunehmendem fluviatilem Einfluß reicher an tertiären Umlagerungen.

Somit ist keineswegs von einer generellen Aufarbeitung bzw. Einschuppung eemzeitlicher Sedimente zwischen zwei weichselzeitlichen Geschiebemergelbänken auszugehen, wie durch ALBRECHT (1993) angenommen wurde. Eem und Saalegeschiebemergel wurden unter dem Einfluß des weichselzeitlichen Eises eventuell leicht aufgestaucht, blieben aber im Schichtverband unter diskordanter Abdeckung durch die weichselzeitliche Moräne erhalten.

Die Bedeutung des Aufschlusses bei Neubrandenburg liegt neben dem bisher einzigen Nachweis eines annähernd kompletten, übertägig anstehenden limnischen Eemvorkommens auch in dem Nachweis einer relativ gut dokumentierten Spätglazialabfolge, die beide pollenanalytisch und karpologisch in gut untersuchter Form vorliegen. Das vorpommersche Eemvorkommen kann als vegetationsgeschichtliches Bindeglied sowohl zwischen den schleswig-holsteinischen und niedersächsischen sowie den polnischen Aufschlüssen, als auch zwischen den Lausitzer, den mitteldeutschen (Elbe-Saale-Gebiet) und Brandenburger Vorkommen betrachtet werden.

Zusammenfassung

Die pollenanalytische Untersuchung der Profile 5, 2 und 1 aus dem Kiestagebau Hinterste Mühle ergab oberhalb eines warthezeitlichen Geschiebemergels (qsWA) eine lückenlose saalespätglaziale Sequenz (qso), die in die Abschnitte Saale A - C nach MENKE & TYNNI (1984) untergliedert werden konnte. Über dieser folgen in graduellem Übergang limnische und telmatische Ablagerungen des Eem-Interglazials (qee). Eine nahezu identische Abfolge liegt für den ebenfalls während der Weichselvereisung glazitektonisch beeinflußten Aufschluß am Klein Klütz Höved in NW-Mecklenburg vor. Zwischen eeminterglazialem Torf und dem unteren Weichselgeschiebemergel (?qw1) sind in den Profilen 1, 3 und 4 weichselfrühglaziale Sedimente eingeschaltet, deren Pollenspektren hauptsächlich durch aufgearbeitete jüngere Eemsedimente gekennzeichnet sind und damit völlig von der Zusammensetzung der saalespätglazialen Sedimente abweichen. Aufgrund der vorliegenden Ergebnisse ist die eeminterglaziale Abfolge von Hinterste Mühle als quasiautochthon auf-

zufassen. Eine Ansprache des liegenden Geschiebemergels als Zeuge eines zweiten weichselzeitlichen Eisvorstoßes (qw2), wie durch ALBRECHT (1993) angenommen, ist auszuschließen.

Summary

Pollenanalytical investigation of the profiles 5, 2 and 1 from the gravel pit Hinterste Mühle near Neubrandenburg shows a complete Late Saalian sequence (qso) above a Warthe till (qsWA). This sequence could be divided into the Saalian A to C after MENKE & TYNNI (1984). The Late Saalian (qso) is covered by limnic and telmatic sediments of the Eemian (qee). A nearly identical sequence is described for the outcrop Klein Klütz Höved in northwestern Mecklenburg, which probably was also ice pushed during the Weichselian glaciation. Eemian peats and the lower Weichselian till (?qw1) are separated by sediments of the Early Weichselian (profile 1, 3, and 4). The composition of the Weichselian pollen flora is characterized mainly by resedimented Eemian and is therefore absolutely different from the Late Saalian pollen flora.
On the basis of these results we consider the Eemian sequence from Hinterste Mühle as nearly autochthonous. A classification of the lower till as an evidence of a second Weichselian glaciation (qw2) as postulated by ALBRECHT (1993) can be excluded.

Literatur

ALBRECHT, J. (1993): Sedimentological and lithostratigraphical investigations in the gravel pit „Hinterste Mühle" at Neubrandenburg, northeastern Germany. – Examensarbete i Geologi vid Lunds Universitet, Kvartärgeologi **54**, S. 1-37, Lund

LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. - 462 S., Jena (Fischer)

MENKE, B. & P.-H. ROSS (1967): Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein bei Brokenlande, südlich Neumünster. - Eiszeitalter u. Gegenwart **18**, S. 113 – 126, Öhringen

MENKE, B. & R. TYNNI (1984): Das Eem-Interglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - Geol. Jb. **A 76**, 120 S., Hannover

MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. - Geol. Jb. **A 21**, S. 149 – 169, Hannover

RÜHBERG, N., STRAHL, J. & E. KEDING (1998): 12. Der interglaziale Torf in der Kiesgrube Neubrandenburg - Hinterste Mühle. - In: GRANITZKI, K. (Hrsg.): Geologie der Region Neubrandenburg. - S. 86 - 90, Neubrandenburg

STEINICH, G. (1995): Ein marines Eemvorkommen im Binnenland Vorpommerns (Ton-Tagebau Grimmen, westlich Greifswald). - Eiszeitalter u. Gegenwart **45**, S. 15 – 23, Hannover

STRAHL, J., KEDING, E., STEINICH, G., FRENZEL, P. & U. STRAHL (1994): Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. - Eiszeitalter u. Gegenwart **44**, S. 62 – 78, Hannover

SUCCOW, M. & L. JESCHKE (1986): Moore in der Landschaft. - 268 S.; Leipzig, Jena, Berlin (Urania)

Anschrift des Autors:

Dr. Jaqueline Strahl
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 142

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 41–52	9 Abb., 2 Tab., 8 Lit.

Prognose des Salzwasseraufstiegs im pleistozänen Grundwasserleiterkomplex eines geplanten Wasserwerkes im Land Brandenburg – Grundwassermodelle und hydrogeochemische Untersuchungen

A. Grube, A. Hermsdorf, M. Lang, B. Rechlin, W. Schneider & K. Wichmann

1. Einleitung

Die geogene Versalzung der Grundwasservorräte spielt in weiten Teilen Norddeutschlands eine zunehmend größere Rolle und stellt eine Gefahr für die dauerhafte Nutzung von Grundwasser (Gw) dar. Durch die Nutzung versalzungsgefährdeter tertiärer oder pleistozäner GwLeiter können Wasserwerksbetreiber zur Aufgabe von Brunnen oder ganzer Brunnenfassungen gezwungen sein, da sich Salzwasser mit konventionellen Aufbereitungsverfahren nicht entfernen lässt. Geogene Quellen der Versalzung sind die Ablaugung der in Norddeutschland bis in die Nähe der Erdoberfläche aufdringenden Salzstöcke, der Tiefenwasseraufstieg und die Intrusion von Meerwasser an den Küsten. Diese natürlichen Prozesse werden durch die GwGewinnung und durch künstliche Entwässerungsmaßnahmen verstärkt.

In der Praxis fehlt es häufig an Möglichkeiten zur Prognose der Entwicklung von Salzwasserbewegungen. Die hier vorgestellte Studie (Arbeitsgruppe Grundwasserversalzung Großbeuthen 1999) wurde vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB) angeregt und vom Landesumweltamt Brandenburg (LUAB) finanziert. Sie hatte zum Ziel, die komplexen hydrogeologischen Gegebenheiten Brandenburgs prototypisch am Standort des geplanten Wasserwerkes Großbeuthen in Bezug auf eine mögliche Salzwassergefährdung mit hydrogeochemischen Methoden und GwModellen zu simulieren. Im Vordergrund der Untersuchungen standen dabei der Test und die Bewertung der Einsetzbarkeit wichtiger Methoden sowie die Abschätzung von Jahreshöchstfördermengen.

2. Zielsetzung und Vorgehensweise

Das GwSystem im Untersuchungsgebiet kann aufgrund des komplexen Aufbaus des Untergrundes nicht durch analytische Modelle realitätsnah beschrieben werden. Deshalb wurden in der vorliegenden Studie numerische Modelle eingesetzt. GwStrömungen sind prinzipiell ein dreidimensionales Phänomen. Dies gilt insbesondere für die Strömung im Nahfeld von Förderbrunnen. Für die grundsätzliche Nachbildung des natürlichen GwSystems wurde deshalb zunächst ein dreidimensionales (3D) Strömungsmodell aufgebaut. Aufgrund der Datenlage wurde dieses Modell auf den pleistozänen Hauptgrundwasserleiter beschränkt. Das auf dieser Grundlage entwickelte und kalibrierte Strömungsmodell diente dann als Basis für ein 3D-Stofftransportmodell. Mit diesem wurden Szenarien angenommener Salzwasserquellen gerechnet und die maximal möglichen Fördermengen abgeschätzt.

Sofern eine instabile Schichtung von Süß- und Salzwasser vorliegt, wird die GwStrömung bereits bei Dichteunterschieden von wenigen Promille durch dichteinduzierte Bewegungen beeinflusst. Die nichtlinearen Terme in den Transportgleichungen bedingen einen extrem hohen Rechenaufwand, der bis heute für praktische Aufgabenstellungen im Geländemaßstab in der Regel nur 2D-Modelle ermöglicht. Der in der vorliegenden Studie verwendete Ansatz besteht darin, aufbauend auf dem entwickelten 3D-Strömungsmodell an geeigneten Positionen vertikale Schnittebenen festzulegen. Das Strömungsfeld in diesen Vertikalschnitten wird dann mit einem dichteabhängigen 2D-Modell simuliert. Für folgende Einflussgrößen wurden Sensitivitätsstudien zur Bestimmung des Einflusses des Dichteeffektes auf den Salzwasseraufstieg unter Berücksichtigung der Druckentlastung eines Vorfluters untersucht: Konzentration und Zufluss der Salzquelle sowie Dispersivität. Auf diese Weise werden Bedingungen ermittelt, unter denen der Dichteeffekt vernachlässigbar ist und somit die Programme MODFLOW / MT3D eingesetzt werden können.

3. Gebietsbeschreibung

3.1 Geologische und hydrogeologische Verhältnisse

Das Untersuchungsgebiet liegt im Landkreis Teltow-Fläming des Landes Brandenburg, südlich von Berlin und umfasst ca. 100 km². Der Bereich gehört zum hydraulischen Einzugsgebiet der Nuthe. Morphologisch ist der Betrachtungsraum durch die Teltow-Hochfläche (zwischen 40-45 m NN) sowie Hochflächenreste (Löwendorfer und Glauer Berge mit > 70 m NN) und durch die Nutheniederung (Ø 35 m NN) geprägt. Geologisch ist dieses Gebiet als Teil des Jungmoränengebietes (Hermsdorf, N 1995) das Ergebnis von Gletscherdynamik und glaziärer Erosions- und Akkumulationsprozesse der letzten Vereisung mit nachfolgender periglaziärer Überprägung und spätglazialer bis holozäner Talentwicklung. Der tiefere Untergrund ist durch Bohrungen weiträumig erkundet. Geophysikalisch lässt sich der Rupelton an der Basis (ca. -100 mNN) einer mächtigen känozoischen Schichtenfolge erkennen. Fehlstellen im Rupelton sind östlich von Thyrow und im Bereich des Salzstockes Blankensee nachgewiesen.

Das Gebiet wird von einer NE-SW-streichenden quartären Ausräumungszone durchzogen. Die Basis dieser Rinnenstruktur reicht im Bereich der Glauer Berge bis ca. -400 m NN und steigt zum Teltow-Plateau (Siethener See) und zu den Löwendorfer Bergen bis auf -100 m NN an. Erfahrungsgemäß kann im Rinnenrandbereich von einer heterogenen Zusammensetzung bindiger und rolliger Sedimente und entsprechenden hydraulischen Verbindungen verschiedener GwLeiter ausgegangen werden. Folgendes Normalprofil (Tab. 1) der Schichtenfolge soll die hydrogeologischen und geologischen Lagerungsverhältnisse im Betrachtungsraum erläutern:

Von hydrogeologischer Bedeutung sind Fehlstellen im saalekaltzeitlichen Geschiebemergel, so dass es zu hydraulischen Kommunikationsmöglichkeiten zwischen den GWLK 1 und 2 kommt. Ein erkundetes hydrogeologisches Fenster (KALATZ, R. 1976) zieht sich über einen Bereich von ca. 2 km durch den zentralen Betrachtungsraum und führt zu einer Mächtigkeitserhöhung (bis 50 m) im nunmehr unbedeckten Hauptgrundwasserleiter.

Hydraulisch ist das GwSystem durch die Entwässerung der Hochflächen ins Tal geprägt, wobei die Nuthe als Vorfluter die Entlastungszone für das Untersuchungsgebiet darstellt.

Tab. 1 Hydrogeologisches Normalprofil

GwLeiterkomplex (LGRB-Gliederung MANHENKE, V. 1995)	**Mächtigkeit [m]**	**Petrographische Zusammensetzung**	**Stratigraphie**
/	0 - 2	anmoorige Sedimente	Holozän
1	10 - 20	Sande verschiedener Körnigkeit	weichselkaltzeitliche Vor- bis saalekaltzeitliche Nachschüttsande
/	10 - 15	Geschiebemergel Beckentone/Schluffe	saalekaltzeitliche Grundmoräne glazilimnische Beckenbildung
2	20 - 40	Sande verschiedener Körnigkeit	saalekaltzeitliche Vorschüttsande, holsteinzeitliches Fluviatil
/	10 - 15	Schluffe, Mudden	holsteinzeitliche Stillwassersedimente
3.1	Bis > 100	Schluffe, Geschiebemergel Fein-Mittelsande	elsterkaltzeitliche glazilimnische Beckenbildung, Grundmoräne in Rinnen, lokale rollige Ablagerungen

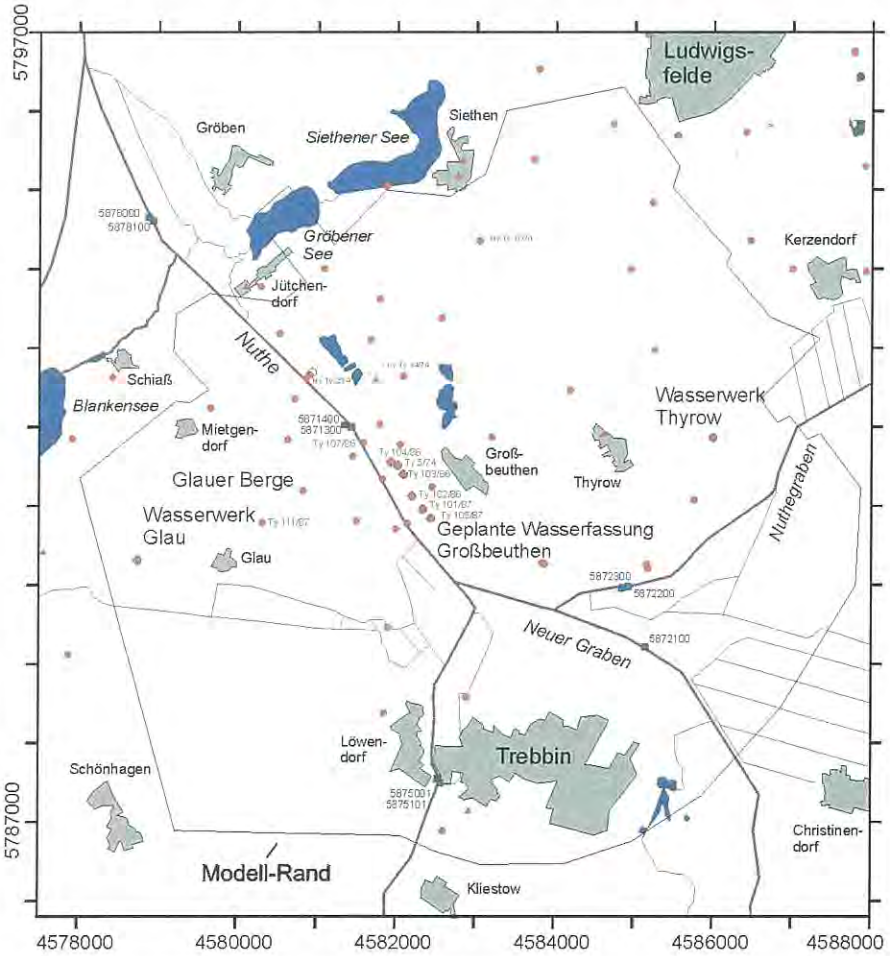


Abb. 1 Lageskizze des Untersuchungsgebietes

In der Regel besteht im Tal ein aufwärts gerichteter Druckgradient vom GWLK 2 zum GWLK 1. Im Hochflächenbereich ist ein abwärts gerichteter Druckgradient ausgebildet.

Im Gebiet fördern zwei kleine Wasserwerke (Abb. 1), die jedoch auf Grund ihrer geringen Förderleistung (< 60.000 m³/a) keinen signifikanten Einfluss auf die GwHydraulik des Gebietes besitzen. Für die geplante Wasserfassung Großbeuthen ist eine Fördermenge von zunächst ca. 2,2 Mio. m³/a (ca. 6.000 m³/d) vorgesehen.

3.2 Hydrogeochemische Situation

Aus älteren Ergebnisberichten sind bereits geogen-salinare Beeinflussungen der GwBeschaffenheit im Untersuchungsgebiet bzw. dessen direkter Umgebung (Bereich Märkisch-Wilmersdorf) bekannt. Dabei handelt es sich um Versalzungen, die zum einen mit dem Diapir Blankensee im Zusammenhang stehen und bis in oberflächennahe GwLeiter reichen (Nuthetal-Grössinsee-Gröbener See) und die zum anderen durch Rupeltonfehlstellen und begünstigende hydraulische Bedingungen das Eindringen hoch mineralisierter Tiefenwässer in pleistozäne GwLeiter ermöglichen.

Räumlich wurden für die Salzwasserquellen drei verschiedene Bereiche festgelegt:

(1) Eine flächenhafte Versalzung im Nordwesten mit Chlorid-Konzentrationen > 2.000 mg/l im GWLK 2;

(2) Die GwVersalzung im Liegenden der geplanten GwFassung (Messstelle 102/86). Diese entspricht nach dem hydrogeochemisch-genetischen Bild den Prärupelgrundwässern. Die Wässer wurden nur in dem liegenden GwLeiter angetroffen und lassen sich bisher nicht im Beschaffenheitsbild des unteren Teils des nutzbaren Hauptgrundwasserleiters nachweisen.

(3) Die Rupeltonfehlstelle im NE von Thyrow, die im hydrogeochemischen Bild des Bereichs noch nicht nachweisbar ist, wurde durch die Arbeitsgruppe Kassel bearbeitet (Voss & Koch 2000).

4. Methodik

4.1 Dichteunabhängige Modellrechnungen mit MODFLOW / MT3D

Das 3D-Stofftransportmodell basiert auf einem 3D-Strömungsmodell des Hauptgrundwasserleiters. Es wurde das Programm PROCESSING MODFLOW 5.0 (PM5; Chiang & Kinzelbach 1998) verwendet, welches auf dem Programm MODFLOW (Mc Donald & Harbaugh 1988) basiert. Zur Stofftransport-Modellierung wurde das Modell MT3D^{99} (Zheng 1998) eingesetzt.

Das Modellnetz des erstellten Strömungsmodells umfasst 112.320 Zellen (100 x 100 m). Das GwLeitersystem wurde in 9 Modellschichten unterteilt (Abb. 2). Diese Differenzierung wurde vorgenommen, um die vertikale Ausdehnung der Brunnenfilter abzubilden sowie die nummerische Dispersion bei der Stofftransport-Modellierung zu verringern. Modellschicht 9 wurde ausschließlich zur Abbildung eines Salzwasserzustroms mittels Cauchy-Randbedingung (General Head Boundary - Zustromrandbedingungen) vorgesehen.

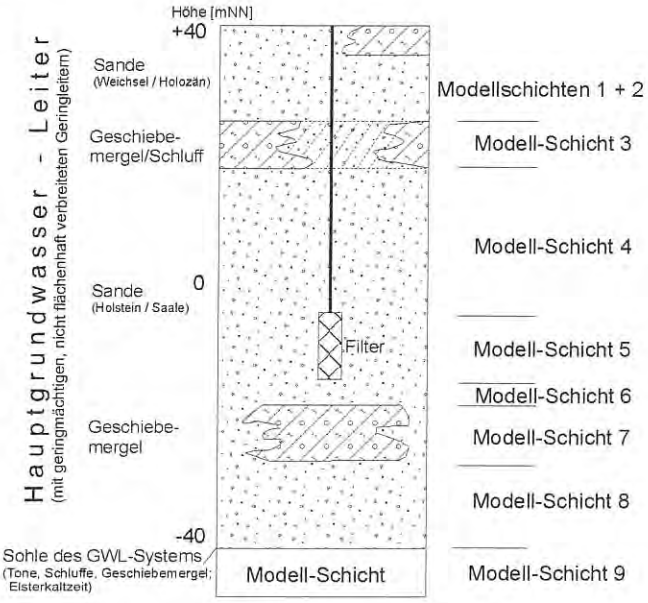


Abb. 2
Vereinfachter Aufbau des GwLeitersystems und Aufteilung in Modellschichten

Zunächst konnte ein GwGleichenplan auf der Datenbasis des LGRB vom Juli 1998, ergänzt durch weitere Daten des LUAB, erstellt werden. Bei Grundwassermessstellen (GWM), die sich im Salzwasser befinden, ist für das Potential nicht nur die Standrohrspiegelhöhe, sondern auch die mittlere Dichte der Wassersäule in der GWM maßgebend. Für das Untersuchungsgebiet Großbeuthen wurde für die im Versalzungsbereich liegenden GWM der äquivalente Süßwasserspiegel bestimmt. Hierbei ergab sich ein mittlerer Korrekturwert von 0,03 m. Die in MehrfachGWM nachgewiesenen vertikalen Potentialdifferenzen sind relativ gering. Zudem bewirkt die Fehlstelle im Geringleiter einen flächenhaften hydraulischen Kontakt, so dass der Vorfluter Nuthe auch auf den unteren GwLeiter einen wesentlichen hydraulischen Einfluss hat. Deshalb wurde ein einheitlich für alle Modellschichten angenommener GwGleichenplan (Abb. 4) verwendet. Die Hauptvorfluter im Untersuchungsgebiet, d.h. Nuthe, Nuthegraben und Neuer Graben, wurden mittels des River Package (Erweiterung im PM5 zur Modellierung von Vorflutern) nachgebildet.

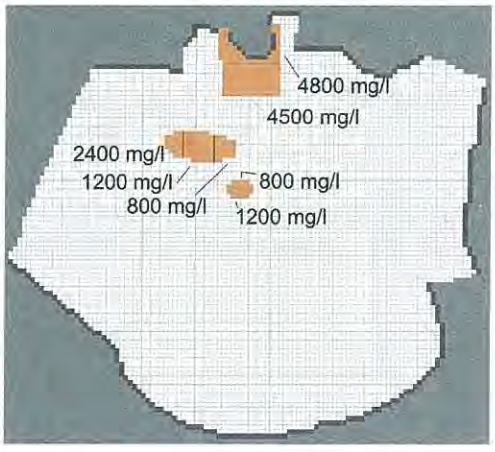


Abb. 3
Eingangskonzentrationen in den Modellschichten 8 und 9

Um die Salzwasserquellen im Liegenden und westlich der geplanten Wasserfassung abbilden zu können, wurden Cauchy-Randbedingungen definiert. Die hierfür zugrunde liegenden Daten sind den hydrogeologischen Profilen entnommen bzw. während der Modellkalibrierung ermittelt worden. Die Randpotentiale für die potentiellen Salzwasserquellen ("Quelle 2", Abschnitt 3.2) unter der geplanten Wasserfassung wurden so gewählt, dass im Systemzustand ohne GwFörderung nur ein geringer Zustrom (513 m^3/d) erfolgt. Die verwendete Quellkonzentration wurde bei der Modellkalibrierung (Abb. 3) festgelegt. Die im Norden des Untersuchungsgebietes nachgewiesene Versalzung wurde aus modelltechnischen Gründen über eine Festkonzentrations-Randbedingung in der 8. Modellschicht abgebildet.

de $k_{f,h}/k_{f,v} = 10$ und für die effektive Porosität ein Wert von 0,15 verwendet. Für die berechneten GwGleichen mussten durch Variation die k_f-Werte an den gemessenen GwGleichenplan angepasst werden. Die Güte der Kalibrierung scheint insgesamt befriedigend zu sein, die mittlere Abweichung der gemessenen von den berechneten Potentialen beträgt für den oberen Bereich des GwLeiters 0,10 m.

Für die hydrodynamische Dispersion liegen keine Geländedaten vor, so dass auf Richtwerte aus der Literatur zurückgegriffen wurde. Während der Kalibrierung des Stofftransportmodells erfolgte eine Variation der Dispersionswerte, um die gemessenen Salzkonzentrationen nachbilden zu können. Für die Kalibrierung wurde schließlich ein Wert von 15 m für die longitudinale Dispersivität eingesetzt.

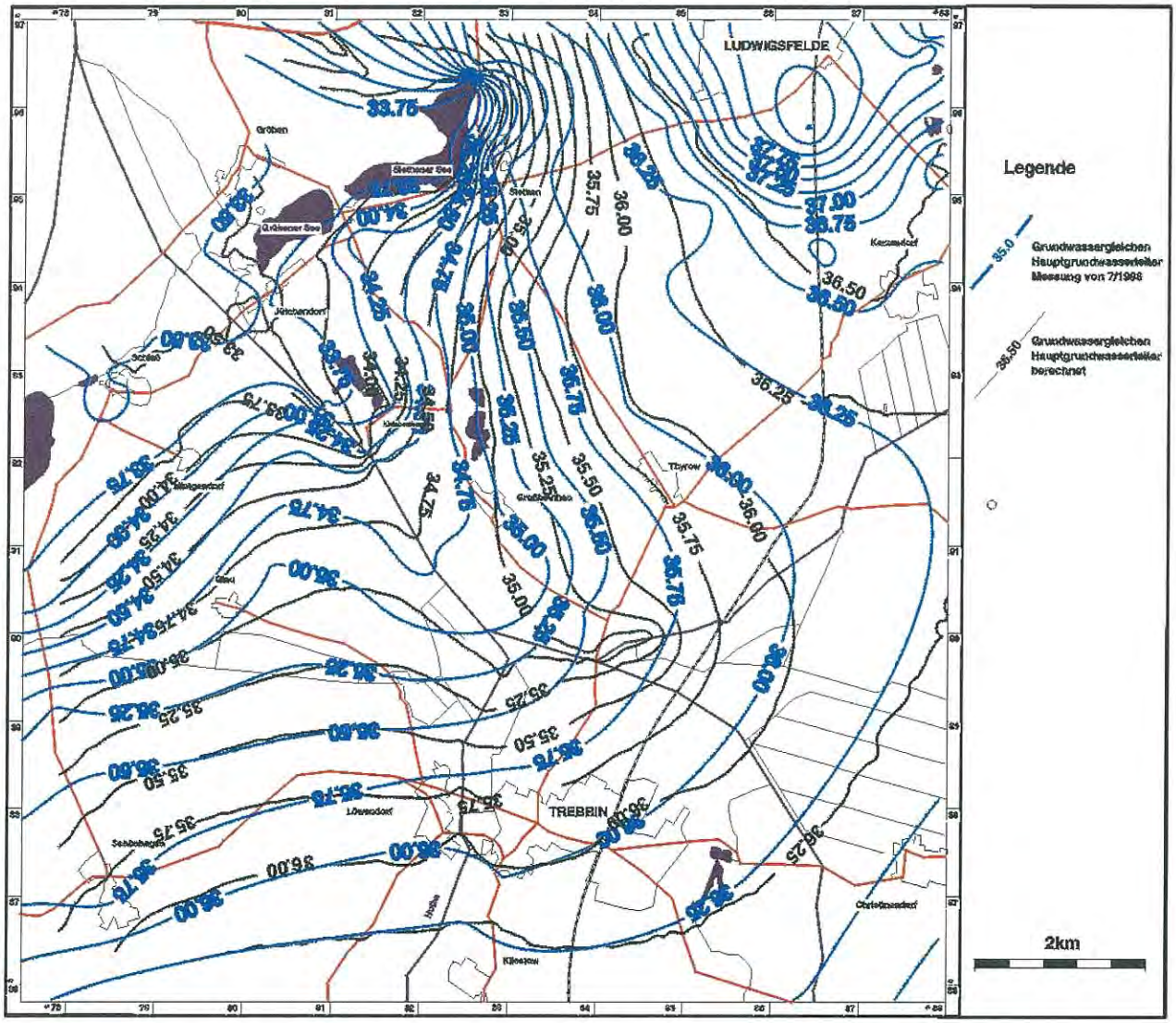


Abb. 4 Aus Messdaten interpolierte und berechnete Grundwassergleichen ohne Förderung

Als Orientierungshilfen bei der Kalibrierung dienten Wasserbilanzen des Gesamtsystems, von Teilgebieten und des Vorfluters. Die angesetzten GwNeubildungswerte sind als relativ niedrig einzustufen und führen zu einer konservativen Abschätzung des Salzwasseraufstiegs. Durchlässigkeitsbeiwerte (Berechung nach BEYER) lagen aus den geologischen Erkundungen des Bereiches vor. Als Anisotropiefaktor wur-

4.2 Interpretation und vergleichende Bewertung der hydrogeochemischen Befunde mit den Grundwassermodellrechnungen

Basierend auf entsprechend hydrogeologisch angelegten Schnitten konnte für den Betrachtungsraum ein Überblick der hydrogeochemischen Entwicklung bzw. genetischen

Herkunft der Grundwässer erarbeitet werden. Zur Charakterisierung der Grundwässer und zur Gefährdungsabschätzung des Salzwasseraufstiegs wurden vergleichsweise das Genesemodell des LGRB (RECHLIN 1997) mit weiteren hydrogeochemischen Bewertungsmethoden (WANDTscher Härtequotient, PIPER-Diagramm) eingesetzt. Die Probenahme erfolgte an 27 GWM, in 4 Wasserwerken und an 5 Punkten der Vorfluter in mehreren Beprobungskampagnen, wobei über 150 Wasserproben gewonnen wurden. Aufgrund der Position der vorhandenen GWM bestand nur bedingt die Möglichkeit, die hydrogeochemischen Schnitte des LGRB parallel der Stromlinien zu legen, so dass ein Vergleich dieser Ergebnisse mit denen aus der modelltechnischen Auswertung nur partiell gelang, da im Strömungsmodell Schnitte nur entlang von Modellspalten oder Modellreihen gelegt werden können.

4.3 Dichteabhängige Modellrechnungen mit SUTRA

Für die Süß-/Salzwassermodellierung liegen verschiedene dichteabhängige Programme vor (FEIN 1991). Die im Folgenden beschriebenen Modellrechnungen wurde mit dem Finite-Elemente (FE)-Programm SUTRA (VOSS 1984) durchgeführt.

Anhand der folgenden Sensitivitätsstudie wurden Bedingungen ermittelt, unter denen der Dichteeinfluss auf den Salztransport vernachlässigbar ist. Weiterhin wurde der Einfluss der hydrodynamischen Dispersion auf den Salztransport untersucht. Hierfür war ein schematisches Vertikalschnitt-Modell erforderlich, welches die im Bereich der geplanten Wasserfassung Großbeuthen bestehende Druckentlastung durch den Vorfluter Nuthe abbildet.

Da die Vorfluteranströmung symmetrisch erfolgt, reicht es aus, eine Schnitthälfte bis zur Symmetrieachse zu betrachten. Die Symmetriestromfläche sowie die Sohle des GwLeiters sind als undurchlässiger Rand (NEUMANN-Randbedingung) definiert. Der im mittleren Bereich der GwLeitersohle angeordnete Zustromrand stellt die Salzwasserquelle dar. Am rechten Modellrand ist ein hydrostatisches Festpotential (DIRICHLET-Randbedingung) angesetzt. Der Vorfluter wird durch eine einzelne Festpotential-Modellzelle abgebildet, deren Wert 0,3 m unterhalb des hydrostatischen Festpotentials liegt. Der Salzwasserzustrom am unteren Modellrand wurde über einen Bereich von 20 m Länge fest vorgegeben und mit einer Zustromrate von $2{,}7 \times 10^{-5}$ kg/(s × m²) belegt. Es erfolgten Vergleichsrechnungen mit um den Faktor 2, 4 und 10 erhöhten Zustromraten. Als weitere Variante der Salzquelle ist der diffusive Salzeintrag aus einem Salzwasserreservoir im Liegenden möglich. Diese Situation wurde in einer Vergleichsrechnung mittels einer Festkonzentrations-Randbedingung am unteren Modellrand über einen Bereich von 20 m abgebildet. Die GwNeubildung beträgt auf einer Länge von 105 m am oberen Modellrand $3{,}17 \times 10^{-6}$ kg/(s × m²) = 100 mm/a.
Bei der numerischen Lösung mit FE-Verfahren können numerische Dispersion sowie Oszillationen auftreten. Numerische Dispersion ist eine durch zu grobe räumliche Diskretisierung verursachte scheinbare Durchmischung. Sofern die Gitterabstände deutlich größer als die Dispersivitätswerte sind, gewinnt die numerische Dispersion an Einfluss. Hieraus ergibt sich als Anforderung an die Diskretisierung des Modellgebietes, dass das PECLET-Kriterium sowie für die zeitliche Diskretisierung das COURANT-Kriterium erfüllt sind. Die Diskretisierung des FE-Gitters erfolgte in viereckigen Flächenelementen mit einer Länge von 5 m in x-Richtung und 0,5 m in y-Richtung bei einer Gitterausdehnung von 120 m in x-Richtung und 60 m in y-Richtung.

Die folgenden Modellrechnungen zum Salztransport beruhen auf der Simulation eines nicht stationären Modells über einen hinreichend langen Zeitraum (ca. 27 Jahre) bis zu einem quasistationären Zustand. Die Annäherung an einen Gleichgewichtszustand ist daran erkennbar, dass sich die Salzkonzentrationen in den einzelnen Zeitschritten nur noch minimal verändern.
Die Konzentrationsabhängigkeit der Dichte wurde mit kg/m³ angenommen (VOSS & SOUZA 1987).

5. Ergebnisse

5.1 Abschätzung der zulässigen Jahreshöchstfördermengen

Generell ist die Angabe von maximalen Jahreshöchstfördermengen einer geplanten Wasserfassung mit Unsicherheiten behaftet, da eine Kalibrierung für den Zustand mit Förderung praktisch nicht möglich ist. Es sind jedoch tendenzielle Aussagen möglich, wenn die natürlichen Verhältnisse ohne GwEntnahme im Modell nachgebildet werden können. Deshalb wurde in einem ersten Schritt eine Kalibrierung auf die hydrogeochemischen Verhältnisse hin durchgeführt. Hierzu wurden die Eingangswerte im Modell so lange variiert, bis nach Beendigung eines Rechenlaufes die berechneten Werte in den verschiedenen Modellschichten den gemessenen Konzentrationen entsprachen. Die Modell-Laufzeiten betrugen jeweils 500 Jahre. Aus den hydrogeochemischen Ergebnissen und den Modellrechnungen kann geschlossen werden, das ein Zutritt von Salzwasser aus einer Fehlstelle im Liegenden der zukünftigen Fassung unter natürlichen Strömungsbedingungen heute im hydrogeochemischen Bild deutlich sichtbar sein müsste. Der Zutritt von Gw aus dem im Bereich der GWM Ty 102/86 in einem tieferen GwLeiter angetroffenen Salzwasser wurde deshalb im Modell für den nicht durch GwFörderung beeinflussten Zustand gering gehalten.

Praktische Erfahrungen an anderen Wasserwerksstandorten Brandenburgs zeigen, dass bei Aufnahme der Förderung durch die Absenkung der GwPotentiale eine Mobilisierung von Salzwässern aus tieferen GwLeitern erfolgen kann. Die im Modell gewählte Art der Quelle lässt einen Zutritt von Salzwasser in Abhängigkeit von den Förderbedingungen zu. Mittels der verschiedenen Förderszenarien sollte geprüft werden, ob eine vorgesehene Entnahmemenge von ca. 6 000 - 8 000 m³/d ohne Aufsalzung der Wasserfassung möglich ist. Es wurden verschiedene Entnahmemengen für die bestehende Wasserfassungsanlage (Anordnung 1a bis 1c in Abb. 5) sowie für alternative Brunnenstandorte berechnet. Die alternativen Standorte umfassten drei zusätzliche Brunnen im unteren GwLeiterabschnitt der Glauer Berge (Anordnung 2a)

bzw. fünf zusätzliche Flachbrunnen (zusätzlich zu drei eingeschalteten Tiefbrunnen in der vorhandenen Wasserfassung) westlich der Nuthe (Anordnung 2b). Bei der Auswahl alternativer Standorte stand eine bessere flächenhafte Verteilung der Potentialabsenkung bzw. eine erhöhte Entnahme von Uferfiltrat im Vordergrund.

Eine Darstellung der Wasserbilanzen für verschiedene Förderbedingungen ist in Abb. 5 enthalten. Prinzipiell steigt mit der Entnahmemenge der Anteil des Uferfiltrats aus der Nuthe. Demzufolge sinkt die Menge des in die Nuthe exfiltrierenden Wassers. Das bei Förderung zusätzlich in das Modell hinzutretende Nuthe-Wasser kann als minimaler Uferfiltratanteil an der Förderung angesehen werden. Bei höheren Fördermengen steigt der Anteil des aus der Salzwasserquelle im Liegenden der Wasserfassung stammenden Grundwassers. Dieser liegt jedoch weit unter dem des Nuthe-Anteils. Demgegenüber bleiben die Wasserbilanzen für Modellränder und Gw-Neubildung relativ konstant. Aufgrund des fehlenden Gefährdungspotentials wurden bevorzugt die potentiellen Salzwasserzutritte um die Brunnenfassung (Abb. 6) betrachtet.

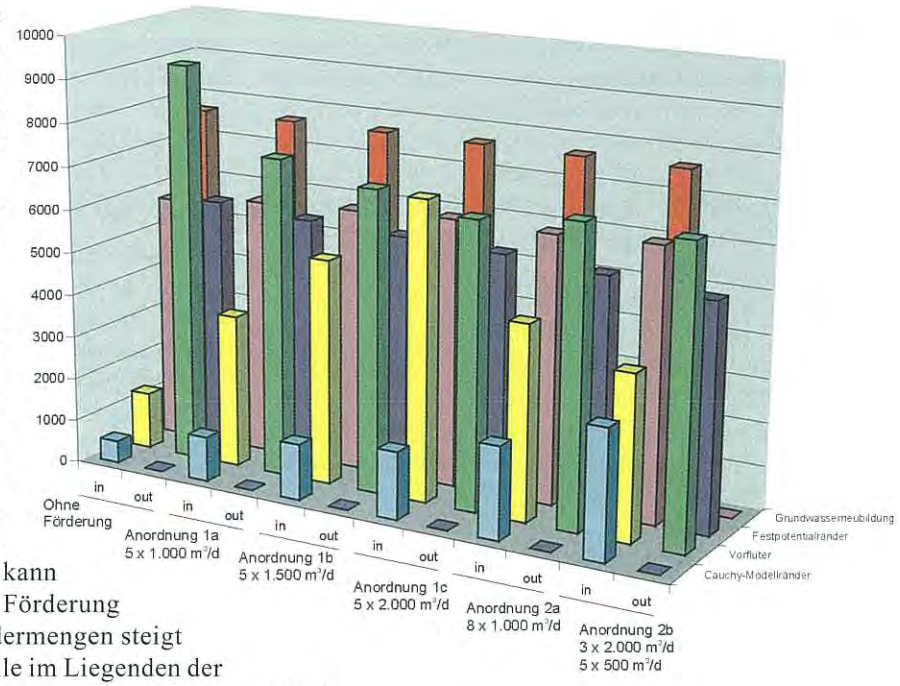


Abb. 5
Zusammenstellung der Wasserbilanzen für einige Förderzustände [m³/d]

Die starke Absenkung der GwPotentiale bei Förderung von 10.000 m³/d führt beispielsweise im Modell zu einem erheblich verstärkten Salzwasserzutritt. Insgesamt stellt die GwVersal-

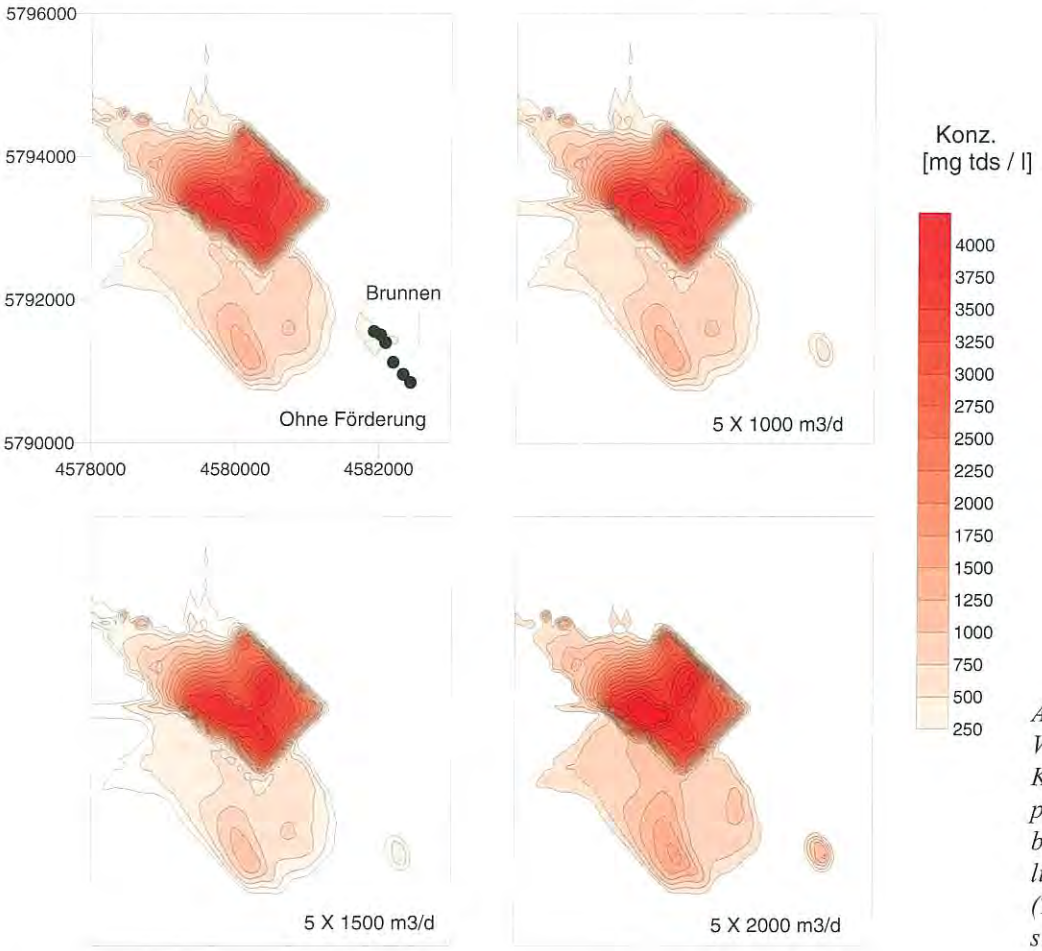


Abb. 6
Veränderung der TDS-Konzentrationen im geplanten Förderhorizont bei verschiedenen simulierten Entnahmemengen (TDS: Eindampfrückstand)

zung im Nordwesten selbst bei hohen Förderraten von ca. 10 000 m³/d keine Gefährdung für die geplante GwFassung in Großbeuthen dar. Es kann eine Förderrate von 5 x 1 500 m³/d in der bestehenden Wasserfassung als günstige Variante angesehen werden. Die im Bereich der Brunnenfilter berechneten Konzentrationen sind dann als unkritisch zu betrachten, der Anteil von Gw aus Uferfiltrat beträgt mehr als 1/3 der Gesamtfördermenge und stellt damit eine wichtige Förderreserve dar. Die Berechnung der alternativen Brunnenstandorte erbrachte gegenüber der bestehenden Wasserfassung aufgrund verringerter Anteile an Uferfiltrat am geförderten Gw bzw. dem verstärkten Zutritt von Salzwasser aus der in diesem Bereich angenommenen Quelle keine wesentlichen Vorteile.

5.2 Interpretation und vergleichende Bewertung der hydrogeochemischen Befunde mit den Modellrechnungen

Im Ergebnis der vorliegenden Auswertung sind gebietsspezifische genetische GwTypen erkennbar, die sich grundsätzlich auf die im Genesemodell des LGRB (Rechlin 1997) dargestellten Grundtypen zurückführen lassen. Diese genetischen Ergebnisse wurden den Methoden nach Piper und Wandt gegenübergestellt, in deren Vergleich zueinander eine bessere Differenzierung der Grundwässer durch die Anwendung des Genesemodells des LGRB festgestellt werden konnte, erkennbar vor allem in der Zuordnung neubildungs- und geogen-salinar beeinflusster Grundwässer. Im Bereich unterschiedlich neubildungsgeprägter Grundwässer (Typ 2, 4, 5) lassen sich vorwiegend begründet im Kationenaustausch verschieden lange Aufenthaltszeiten postulieren, die im Genesemodell gut nachvollzogen werden können. Weiterhin bieten entsprechende Ionenverhältnisse bei den hydrogeochemischen Grundtypen (Tab. 2) zusätzliche Hinweise.

Bei der Auswertung der GwAnalytik konnten im Betrachtungsraum folgende genetische Typen (Abb. 7) zugeordnet werden, wobei der Typ 4 einen Mischtyp darstellt:

Tab. 2 Ionenverhältnisse der hydrogeochemischen Grundtypen

LGRB-Genesetyp	GWM	Na/Cl	HCO_3/SO_4+Cl	Ca/Na	HCO_3/ Cl	SO_4/Cl
2	Ty 107/86 OP	1,3	0,98	4,1	3,4	2,4
	Ty 57/74 OP	1,4	1,2	3,8	4,3	2,6
5	Ty 107/87 UP	0,8	1,1	7,4	4,0	2,5
	Ty 110/86 OP	0,4	1,9	10,1	5,3	1,7
6	Ty 108/86 MP2	2,0	6,9	2,9	8,1	0,2
	Lw 28/71 OP	2,8	9,5	2,0	9,6	0,008
7	Ty 108/86 UP	1,1	0,5	0,3	0,5	0,10
	Ty 102/86 UP	1,3	0,7	0,3	0,8	0,14
8	Ty 56/74 UP	1,0	0,05	0,05	0,05	0,09
	Lw 28/71 UP	1,0	0,03	0,01	0,03	0,06

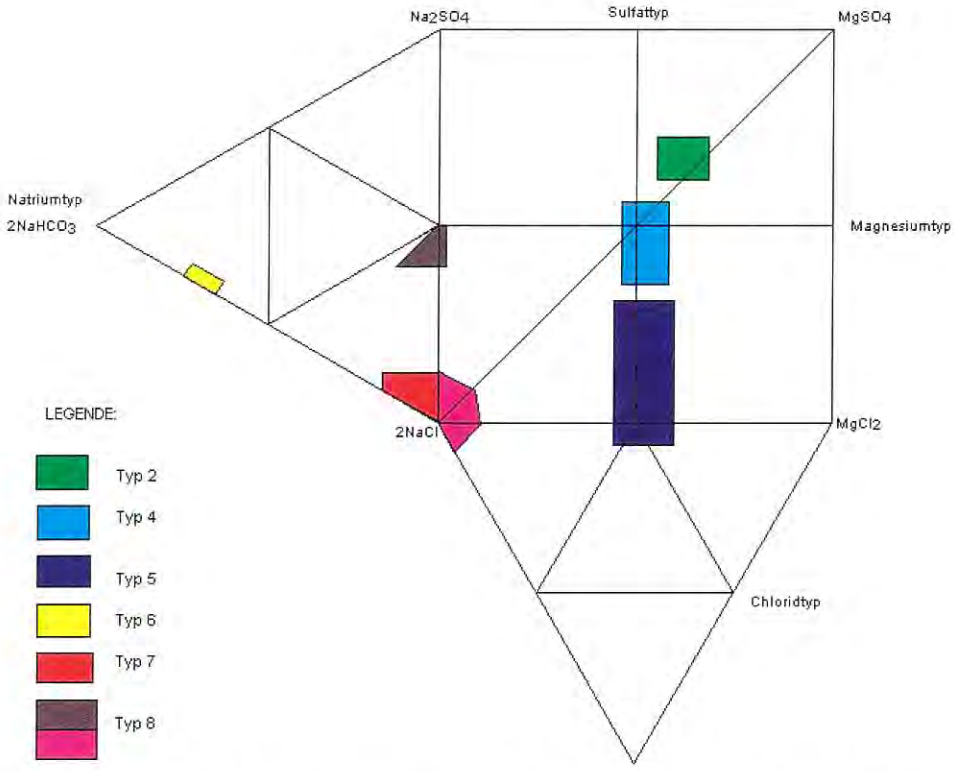


Abb. 7 Gebietsspezifische genetische Typen im Betrachtungsraum (n. Rechlin 1997)

Typ 2 Sulfattyp: Wässer der GwNeubildung des ungeschützten GWLK 1 (Ty 107/86 OP). Grundwässer diesen Typs sind erwartungsgemäß im Nuthetal verbreitet.

Typ 4 Sulfat/Magnesiumtyp: Wässer im liegenden Bereich des GWLK 1 bzw. im Bereich hydrogeologischer Fenster (Ty 17/74). Es handelt sich hierbei um einen Übergangstyp zwischen Typ 2 und 5, anhand dessen geologische Fenster identifiziert werden können. Im Untersuchungsgebiet sind diese Wässer oft anthropogen überprägt.

Typ 5 Magnesiumtyp: Wässer mit längeren Aufenthaltszeiten des meist bedeckten Hauptgrundwasserleiters GWLK 2 (Ty 111 MP). Er tritt hauptsächlich in den GWM des GWLK 2 im Bereich des Teltow-Plateaus, der Glauer Berge sowie des Nuthetals auf. Weiterhin konnte er an den Talrändern im Übergang zur Hochfläche nachgewiesen werden.

Typ 6 Natriumtyp: gut geschützte Wässer durch hydraulisch abgeschirmte Verhältnisse und einer eher geringen Grundwasserzirkulation (Lw 28/71 OP). Diese Grundwässer treten im Allgemeinen in den größeren Teufenbereichen (z. B. in Rinnen) mit bereits reduzierendem Milieu auf. Weiterhin ist dieser Typ für Grundwässer im GWLK 1 in Vorflutnähe prägend, die im Zusammenhang mit einer hydraulischen Entlastung eng begrenzte lokale Aufstiegsbahnen unterhalb des Vorfluters markieren. Andererseits kann auch eine holozäne Überdeckung (Moorerden, Torfe) zu einem austauscharmen, sauerstoffreduzierten Milieu führen.

Typ 7 u. 8 Chloridtyp: sehr gut geschützte, hoch mineralisierte Tiefenwässer (Ty 108/86 UP, Lw 28 UP, Ty 111/87 UP). Die Wässer des Typs 7 sind häufig an pleistozäne Rinnen mit fehlendem oder mächtigkeitsreduziertem Rupelton gebunden. Durch diese Inhomogenitäten besteht die Möglichkeit des Eindringens salinarer Tiefenwässer in die süßwasserführenden Horizonte des Pleistozäns. Treffen pleistozäne Rinnen und hydraulische Entlastungszonen wie im Untersuchungsgebiet zusammen, können die salzbefrachteten Grundwässer des GWLK 3 (stammend aus dem Prärupel) durch ihren aufwärts gerichteten Druckgradienten bis in Bereiche des Hauptgrundwasserleiters und weiter bis in den GWLK 1 gelangen. Ablaugungswässer des Salzstockes Blankensee können dem **Typ 8** zugeordnet werden. Aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung werden diese in chloridisch und sulfatisch geprägte Mischwässer unterschieden. Das sulfatbefrachtete Wasser mit SO_4-Konzentrationen >200 mg/l bei einer Überdeckung von ca. 80 m ist in dieser Region bisher nicht als salinares Tiefenwasser beschrieben worden. Es kann auf die Ablaugungsprozesse des Gipshutes des Salzstockes Blankensee zurückgeführt werden, wird aber als relativ immobil oder auch inaktiv für den untersuchten Fassungsstandort beurteilt.

Weitere Ergebnisse im Hinblick auf die Verifizierung des Genesemodells des LGRB konnten anhand der 1999 durchgeführten Tritiumuntersuchungen gewonnen werden (BEDNORZ 1999). Die sich u. a. auf den dargestellten Schnitt (Abb. 8) konzentrierenden Untersuchungen bestätigen Jungwasseranteile im Gw des Typs 2 (Ty 6,11,15/74 sowie 107/86 OP). Weiterhin konnte belegt werden, dass in unmittelbarer Nähe der Nuthe (Ty 104/86 Br, Ty 54/74 OP) durch fehlendes Tritium das Vorhandensein älterer Grundwässer gegeben ist.

Vergleichende Bewertung

Im Hinblick auf eine geplante GwFörderung sind hauptsächlich der Typ 2 (Gw aus Neubildung), der Typ 5 („ältere" Grundwässer aus Neubildung) sowie die Typen 7 und 8 (geogensalinare Beeinflussung) bezüglich Menge und Beschaffenheit von wasserwirtschaftlicher Bedeutung (Abb. 8).

These 1: Die Grundwässer des im Modell berücksichtigten Hauptgrundwasserleiters sind im Bereich der Glauer Berge anhand der Lagepunkte im Genesemodell als relativ alte Grundwässer mit längeren Verweilzeiten im Untergrund charakterisiert. Diese These kann anhand des Strömungsmodells gestützt werden. Es sind die seitlich ins Nuthe-Tal zuströmenden Grundwässer sowie die tiefreichende Zirkulation der im Gebiet neu gebildeten Grundwässer erkennbar.

These 2: Das in der tieferen Verfilterung der GWM Ty 111/87 auftretende, sulfatisch geprägte Ablaugungswasser steht nach den regionalen geologischen Kenntnissen vermutlich mit dem Salzstock Blankensee in Verbindung und wird als relativ immobil eingestuft. Diese Wässer stellen demzufolge nur dann eine geogene Gefährdung für die Wasserfassung dar, wenn sie durch ungünstige Standortwahl der Brunnen und punktuell hohe Förderleistungen, verbunden mit entsprechenden Absenkungsbeträgen, aktiviert werden. Über die Herkunft der Wässer und deren Entstehung können aufgrund der Konfiguration des Strömungsmodells keine direkten Aussagen gemacht werden. Ein Zutritt der Ablaugungswässer vom Salzstock Blankensee in der tiefen GWM Ty 111/87 erscheint aufgrund der GwGleichen zunächst als unwahrscheinlich. Allerdings können die komplizierten hydrogeologischen Verhältnisse anhand des vorhandenen GWM-Netzes - speziell im Südwesten des Untersuchungsgebietes - nicht gut nachvollzogen werden. Prinzipiell ist eine solche Ausbreitungsvariante für die Salzwässer der Struktur Blankensee jedoch denkbar. In Bezug auf die GwEntnahme in der Brunnenfassung Großbeuthen spielt das allerdings keine Rolle, da die Fließverhältnisse auch bei größeren Fördermengen keine wesentliche Salzwasserausbreitung in Richtung Fassungsbereich bewirken, wenn eine weitgehend gleichmäßige Entnahme der geplanten Wassermengen realisiert wird.

These 3: Das chloridisch geprägte Tiefenwasser der GWM Ty 108/86 UP wird über den Rand der tief angelegten Rinne über eine Rupeltonfehlstelle in das System eingebracht. Es kann genetisch deutlich von den Ablaugungswässern des Salzstockes Blankensee unterschieden werden. Analog zur These 2 kann diese Aussage nicht anhand des Strömungsmodells geklärt werden.

These 4: Im Bereich der Nuthe (Ty 107/86 OP) wird das Gw deutlich durch die GwNeubildung beeinflusst. Die GWM Ty 107/86 OP wird aus Nord und Süd von oberflächennahem Gw mit einem hohen Neubildungsanteil angeströmt. Die These kann somit gestützt werden.

These 5: Die ebenfalls im ungespannten Gw ausgebauten GWM (Ty 14/74; Ty 17/74; Ty 107/86 UP) deuten auf längere Verweilzeiten im Untergrund hin, wobei die GWM Ty 14/74 (hydrogeologisches Fenster) und die GWM Ty 17/74 zusätzlich aus hangender Zuspeisung beeinflusst werden. Diese Wässer sind deutlich anthropogen belastet. Nach dem

GwStrömungsmodell tritt in den entsprechenden Teufen Gw lateral, von unten (Liegendspeisung) und von oben (Neubildung) zu, so dass die im Genesemodell abgebildete hydrogeochemische Schichtung im GwLeiter - ohne eine genauere Differenzierung der Anteile- prinzipiell gestützt werden kann.

Vernachlässigbarkeit des Dichteeffektes

Die Konzentrationsverteilung zeigt nur bei einer Quellkonzentration von c_0 = 20.000 mg/l und relativ kleinen Dispersivitätswerten signifikante Unterschiede in der Salzausbreitung. Das schwerere Salzwasser im unteren Bereich

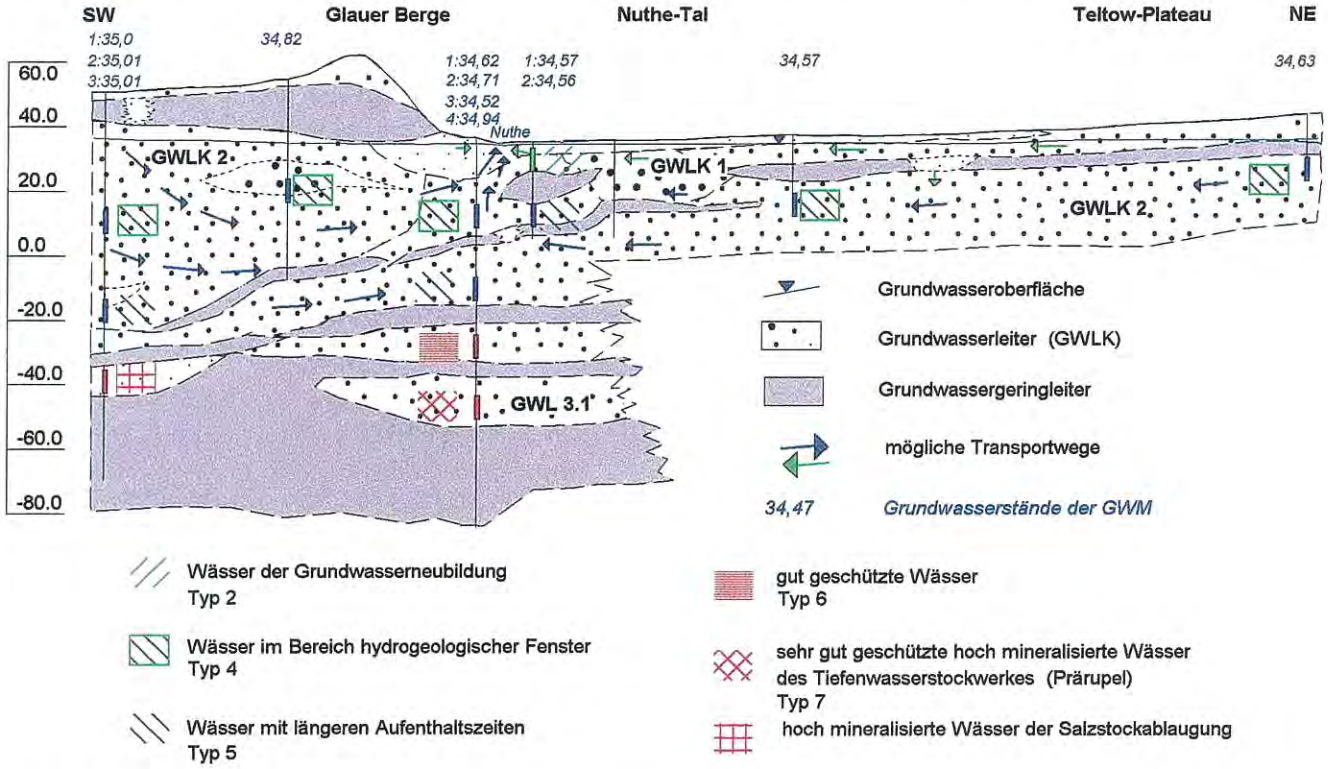


Abb. 8 Hydrogeologisch-hydrogeochemischer Modellschnitt

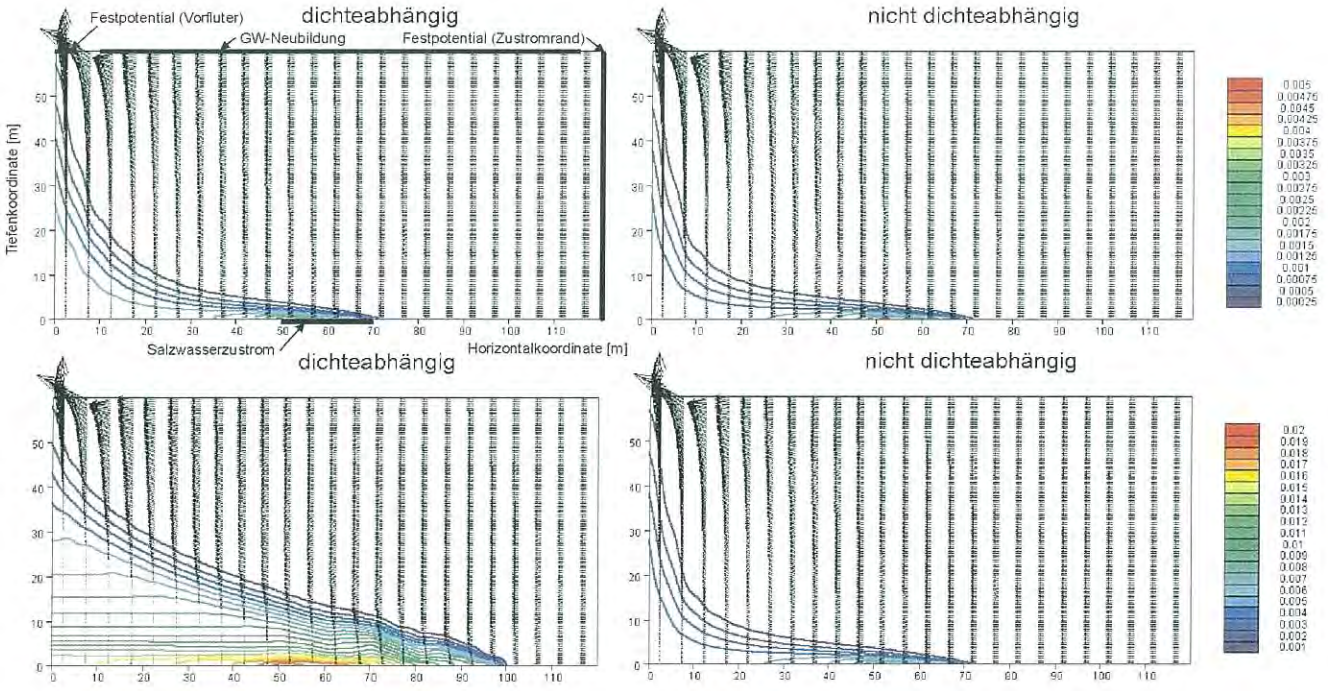


Abb. 9

Ergebnisse der Modellrechnungen mit SUTRA. Dargestellt ist der Vertikalschnitt Isokonzen und Vektordarstellung des Geschwindigkeitsfeldes. Quellkonzentration c_0 = 5 g/l (oben) und c_0 = 20 g/l (unten), Salzwasser-Zustromrate $q = 2{,}7 \times 10^{-5}$ m³/(s × m²), Dispersivitätswerte a_L = 1 m ; a_T = 0,1 m.

wird vom Süßwasser umströmt, da aufgrund der kleinen Dispersivitätswerte nur eine geringe Durchmischung stattfindet.

Der Dichteeffekt bewirkt grundsätzlich eine Trennung der Salzwasserströmung von der Süßwasserströmung, was sich in einer schärferen Übergangszone zeigt. Dagegen bewirken hohe Dispersivitätswerte eine Mischung von Salzwasser und Süßwasser. In Abhängigkeit von den Konzentrations- und Dispersivitätswerten (Abb. 9) überlagert sich die Wirkung dieser beiden gegensätzlichen Einflüsse. Erst bei Salzkonzentrationen ≥ 5.000 mg/l kann der Dichteeffekt der durch Dispersion hervorgerufenen Durchmischung entgegenwirken, so dass sich schärfere Konzentrationsfronten ausbilden. Variationen der Werte für die longitudinale Dispersivität a_L haben einen geringeren Einfluss auf die Konzentrationsverteilung. Dagegen beeinflussen bereits kleine Änderungen der transversalen Dispersivität a_T die Konzentrationsverteilung erheblich.

Bei Dispersivitätswerten $a_L \leq 1$ m stellt sich eine Art 2-Phasen-Strömung ein, bei der im unteren Modellbereich eine Salzwasserströmung und im oberen Bereich eine Süßwasserströmung vorherrscht. Bei einer Dispersivität von $a_L = 15$ m sowie $a_T = 1{,}5$ m und Salzkonzentrationen ≤ 20.000 mg/l ist der Dichteeffekt vernachlässigbar. Bei höheren Dispersivitätswerten wird der Dichteeinfluss durch die zunehmende Durchmischung überlagert. Bei den dichteabhängigen Modellrechnungen zeigt sich eine Verringerung der Strömungsgeschwindigkeit im Salzwasser. Für die in Großbeuthen nachgewiesenen Salzkonzentrationen ≤ 5.000 mg/l sind bei $a_L \geq 5$ m und $a_T \geq 0{,}5$ m Modellrechnungen unter Vernachlässigung des Dichteeffektes ohne wesentlichen Genauigkeitsverlust möglich. Messwerte für die Dispersivität liegen für das Untersuchungsgebiet nicht vor. Man kann jedoch davon ausgehen, dass bei dem Betrachtungsmaßstab wesentlich höhere Dispersivitätswerte auftreten.

Empfehlungen zur Bewirtschaftung des vorgesehenen Wasserwerksstandortes Großbeuthen

Nach den bisher vorliegenden Untersuchungsergebnissen kann die geplante Wasserfassung Großbeuthen mit der vorgesehenen Förderleistung von ca. 2,2 Mio. m³/a ohne eine Gefährdung durch geogen-salinare Grundwässer betrieben werden. Voraussetzung hierfür ist die Einhaltung stabiler Förderbedingungen; ein entsprechendes Förderkonzept ist für den praktischen Wasserwerksbetrieb zu entwickeln. Die hydraulischen und hydrogeochemischen Bedingungen müssen mit einem angepassten Monitoringkonzept kontinuierlich überwacht werden. Das bestehende GWM-Netz ist hierfür grundsätzlich geeignet. Als Indikator für einen fortschreitenden Salzwasseraufstieg sind beispielsweise räumliche Verlagerungen (Abbau) von Natrium-Austauschwässern besonders zu berücksichtigen.

Zusammenfassung

Die potentiellen Salzwasserquellen des Untersuchungsgebietes gehen auf Ablaugung am Salzstock Blankensee und den Aufstieg geogener Salzwässer aus dem Prärupel zurück. Ein Zutritt dieser Wässer in das betrachtete GwSystem ist durch Fehlstellen im Rupelton in den Bereichen Blankensee und nordöstlich von Thyrow möglich. Als wesentlicher Aufstiegsmechanismus wirkt die Druckentlastung des Vorfluters Nuthe. Daneben können sich die Ablaugungswässer gravitativ ausbreiten, für die Prärupelwässer ist der Einfluss des aufwärts gerichteten Druckgradienten in den Quellhorizonten maßgebend.

Nach den Modellrechnungen ist bei den vorgesehenen Fördermengen langfristig keine Aufsalzung der geplanten Wasserfassung zu erwarten. Eine Förderrate von bis zu 5 x 1.500 m³/Tag in der bestehenden Wasserfassung ist als günstige Variante anzusehen. Alternative Brunnenstandorte erbrachten gegenüber der bestehenden Wasserfassung aufgrund sich verringernder Anteile an Uferfiltrat am geförderten Gw bzw. einem verstärkten Zutritt von Salzwasser keine wesentlichen Vorteile.

Die vergleichende Bewertung der hydrogeochemischen Befunde mit den GwModellrechnungen ergibt eine grundsätzliche Übereinstimmung betreffs der generellen Strömungsrichtungen, der Verweilzeit, des Mischungsverhaltens verschiedener Grundwässer sowie der vorhandenen hydrogeochemischen Schichtung im GwLeiter. Fragen des sich im hydrogeochemischen Bild andeutenden Zutritts von verschiedenen Salzwässern aus tieferen GwLeitern sowie deren Mobilisierbarkeit bei Aufnahme der Förderung können durch das Strömungsmodell nicht eindeutig beantwortet werden, da das vorhandene Datenmaterial unzureichend und eine verlässliche vertikale Erweiterung des Modells nicht möglich ist.

Prinzipiell hat sich der Einsatz des Strömungs- und Stofftransportmodells MODFLOW/MT3D für die bearbeitete hydrogeologische Situation als brauchbar erwiesen. Voraussetzung für die Einsetzbarkeit eines dichteunabhängigen Modells ist eine Überprüfung der im Modellgebiet vorherrschenden Salzkonzentrationen und Untergrundeigenschaften. Sofern die Konzentrationen 5.000 mg/l nicht überschreiten und eine stabile Salz-Süßwasserschichtung vorliegt, kann der Dichteeffekt in der Regel vernachlässigt werden. Die Modellergebnisse mit MT3D führen im Vergleich zu dichteabhängigen Modellen zu einer konservativen Abschätzung der Salzausbreitung, da die berechnete Ausbreitungsreichweite größer ist als die unter Dichteeinfluss. Für Modellrechnungen in großräumigen Bereichen ist man heute noch auf eine Kombination von einem dichteunabhängigen Modell für die Kalibrierung und einer Kontrolle der Approximation mit einem Dichtemodell angewiesen. Eine Kalibrierung direkt mit einem dichteabhängigen 3D-Modell ist in der Regel aufgrund von zu großen Rechenzeiten nicht praktikabel. Sharp-interface-Modelle sind in vergleichbaren Situationen nicht angebracht, da die in heterogenen GwLeitern auftretende Vermischung beim Salzwasseraufstieg relevant ist.

Summary

A projected water work in Brandenburg / Germany has been investigated in view of the endangerment through upconing of geogenic saltwater. The saltwaters originate both from di-

lution of salt domes that appear close to the surface and ascending deeper water from pre-Eocene aquifers. The main mechanism for the upconing is the pressure reduction caused by the Nuthe river. The investigation area shows an upper aquifer with a lower and an upper part. Salinization is mainly occuring in the lower part and partly in the upper unit.

Prerequisite for the usability of a model without density compensation is a verification of the tds concentrations and geohydraulic parameters by a program with density-compensation (in this case SUTRA). Density effects can be neglected when the concentrations do not access 5.000 mg tds/l. A calibration of the numerical model MODFLOW / MT3D was only possible by a calibration on the near natural situation without major withdrawals. The site was then investigated regarding future maximum pumping rates. Regarding the model results, a long term salinization of the water work could be avoided when 5 x 1 500 m^3/d are pumped in the existing well field. Alternative well sites are not necessary. A comparison between the hydrogeochemical finds – mainly derived from the "genesis model of the Geological Survey of Brandenburg" (Genesemodell des LGRB) – and the ground water modells was performed. The comparison showed a principal conformity. The lack of data for deeper aquifers, which play a role in salt water transport limits the prognosis possibility of the numerical model. A realistic prediction at the studies sites was principally proved by the use of the non-density-dependent flow and transportmodel MODFLOW / MT3D without density. A realistic prediction at the studies sites was principally proved by the use of the non-density-dependent flow and transportmodel MODFLOW / MT3D without density.

Literatur

ARBEITSGRUPPE GRUNDWASSERVERSALZUNG GROSSBEUTHEN (1999): Die Dynamik der Salz-/Süßwassergrenze im Grundwasser als Kriterium der langfristigen Sicherheit der Trinkwasserressourcen im Land Brandenburg – Projekt Grossbeuthen. – Gutachten i. A. des LUA Brandenburg, TUHH, AB Wasserwirtschaft und Wasserversorgung, Mitarbeiter: GRUBE, A., HERMSDORF, A., KALATZ, R., KOCH, M., LANG, M., RECHLIN, B., SCHNEIDER, W., VOSS, A. und WICHMANN, K.; Beratend wirkte W. KINZELBACH im Projekt mit; Endbericht vom 20.10.1999, 122 S., Hamburg-Harburg (unveröff.)

BEDNORZ, F. (1999): Bericht zur Verweilzeitbestimmung aus Tritiumproben ausgewählter Standorte des Landes Brandenburg. – Hydrogeologie Nord, Niederlassung Hennigsdorf , 12 S. (unveröff.)

CHIANG, W. H. & W. KINZELBACH (1991): PROCESSING MODFLOW (PM), Pre- and postprocessors for the simulation of flow and contaminants transport in groundwater systems with MODFLOW, MODPATH and MT3D. – Handbuch zum Programm, – Version 5.0 Dez. 1998. Hamburg, Heidelberg (Selbstverlag)

FEIN, E. (1991): Statusbericht: Grundwasserprogramme mit variabler Dichte. – GSF-Ber. **31-92**, S. 1-54, Neuherberg

HERMSDORF, N. (1995): Zur Schichtenfolge des Teltow Plateaus. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **2**, 1, S. 27-37, Kleinmachnow

KALATZ, R. (1976): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Vorratsnachweis Thyrow 1974/75. – VEB Hydrogeologie Nordhausen (unveröff.)

MANHENKE, V., HANNEMANN, M. & B. RECHLIN (1995): Gliederung und Bezeichnung der Grundwasserleiterkomplexe im Lockergestein des Landes Brandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **2**, 1, S.12, Kleinmachnow

MCDONALD, M. C. & A. W. HARBAUGH (1988): MODFLOW, a modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. – U.S. Geological Survey, Open-file-report, S. 83-875,

MÜLLER, A. (1988): Hydrogeologischer Ergebnisbericht mit Grundwasser-Vorratsberechnung – Detailerkundung Thyrow. – VEB Hydrogeologie Nordhausen, BT Berlin, Juni 1998 (unveröff.)

RECHLIN, B. (1997): Zur Anwendung des hydrogeologischen Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg (Mittelbrandenburgischer Raum, Stand April 1997. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **4**, 1, S. 67-71

VOSS, A. & M. KOCH (2000): Numerical simulations of possible effects of groundwater pumping on saltwater upconing in the state of Brandenburg, Germany. – Physics and Chemistry of the Earth (im Druck)

VOSS, C. I. (1984): A Finite-Element Simulation Model for saturated-unsaturated, fluid-density-dependent Groundwater Flow with Energy Transport or chemically-reactive single-species Solute Transport. – U. S. Geological Survey, Report 84/4369, 409 S.

VOSS, C. I. & W.R. SOUZA (1987): Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone. – Water Resources Res. **23**, 10, S. 1851-1866,

ZHENG, C. (1998): MT3D^{99} – a modular 3d multispecies transport simulator. – S. S. Papadopulos & Assoc., Inc., Rockville, Maryland

Anschrift der Autoren:

Dr. A. Grube
Technische Universität Hamburg-Harburg,
DVGW-Forschungsstelle
Arbeitsbereich Wasserwirtschaft und Wasserversorgung
Schwarzenbergstr. 95
21073 Hamburg

Dipl.-Geoln. A. Hermsdorf
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Dipl.-Phys. M. Lang,
Technische Universität Hamburg-Harburg,
DVGW-Forschungsstelle
Arbeitsbereich Wasserwirtschaft und Wasserversorgung
Schwarzenbergstr. 95
21073 Hamburg

Dipl.-Geol. B. Rechlin
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Prof. Dr. –Ing. W. Schneider
Technische Universität Hamburg-Harburg,
DVGW-Forschungsstelle
Arbeitsbereich Wasserwirtschaft und Wasserversorgung
Schwarzenbergstr. 95
21073 Hamburg

Prof. Dr. –Ing. K. Wichmann
Technische Universität Hamburg-Harburg,
DVGW-Forschungsstelle
Arbeitsbereich Wasserwirtschaft und Wasserversorgung
Schwarzenbergstr. 95
21073 Hamburg

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 143

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 53–57	2 Abb., 2 Tab., 9 Lit.

Elsterglaziale Bildungen westlich von Bad Bibra (Burgenlandkreis)

Stefan Wansa

Einleitung

Das Verkehrsprojekt Schiene Nr. 8 - Neubaustrecke Erfurt-Leipzig/Halle - des Verkehrswegeplanes Deutsche Einheit bildet in Sachsen-Anhalt einen Schwerpunkt der fachbehördlichen Begleitung von geotechnischen Trassenuntersuchungen durch das Geologische Landesamt (GLA). In diesem Rahmen sind sämtliche Kernprofile der geotechnischen Haupterkundung feinstratigraphisch gegliedert worden. Darauf aufbauend war die Präzisierung geologischer Strukturmodelle möglich, was sich insbesondere für die Projektierung von Tunnel- und Brückenbauwerken als sehr bedeutsam erwies (Böttge & Strobel 1995).

Im Raum westlich von Bad Bibra ist ein engmaschiges Bohrnetz angelegt worden, da hier drei große Bauwerke entstehen sollen. Das sind von SW nach NE: der 6800 m lange Finnetunnel, die 248 m lange Saubachtalbrücke und der 6414 m lange Bibratunnel. In mehreren Bohrungen zwischen dem Saubachtal und dem Schnecktal wurden unter weichselzeitlichem Löß Geschiebemergel und Bänderton aus der Elster-Kaltzeit sowie feuersteinfreie Schotter angetroffen. Insbesondere die Bohrungen 6033.00 und 7006.00 haben ungewöhnlich mächtige Quartärprofile durchteuft (Abb. 1 u. 2), die im Zuge der fachbehördlichen Vorhabenbegleitung durch das GLA stratigraphisch-genetisch interpretiert werden sollten.

Kenntnisstand

Das Untersuchungsgebiet* befindet sich im Ausstrichbereich des Mittleren Buntsandsteins in der Finne zwischen den Ortslagen Saubach und Bad Bibra. Der Buntsandstein wird hier unmittelbar von quartären Sedimenten überlagert. Als älteste pleistozäne Bildung südlich des heutigen Saubachtals gilt ein feuersteinfreier Schotterzug der Ilm. Er gehört zu der jüngsten präglazialen Ilmterrasse, die von Mellingen, südöstlich Weimar, in nördlicher Richtung bis Rothenberga rekonstruierbar ist. Im Bereich der Finne floss die Ilm nach E über Bad Bibra und weiter entlang des heutigen Hasselbachs bis unterhalb von Balgstädt, wo sie sich mit der Unstrut vereinigte. Die Schotter sind aufgrund der konkordanten Überlagerung durch Eisstauseebildungen als frühelsterkaltzeitlich eingestuft worden (Naumann & Picard 1907, 1908, Soergel 1923, Schulz 1962, Eissmann 1964, Steinmüller 1967).
Bei Kahlwinkel werden die Stauseesedimente von der Elster-Grundmoräne überlagert. Darüber hinaus sind in der weiteren Umgebung noch mehrere isolierte Vorkommen von Elstergrundmoräne nachgewiesen worden (Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000, Blatt Halle/S.-Süd 2564).

Während der Elster-Kaltzeit wurde das Ilmtal mit glaziären Sedimenten verfüllt, so dass sich der wiederbelebende Fluss nach Abschmelzen des Inlandeises einen neuen Weg bahnen musste (Steinmüller 1967). Die Ilm fließt seitdem von Weimar nach NE und mündet bei Großheringen in die Saale.

Das Saale-Inlandeis hat die Finne nicht erreicht, der Eisrand lag zur Zeit der Maximalausdehnung 10-20 km nördlich und östlich von Bad Bibra und ist u.a. durch den Zeuchfelder Sander markiert (Schulz 1962). Periglaziäre Bildungen aus der Saale-Kaltzeit sind im Untersuchungsgebiet bisher nicht identifiziert worden, so dass die elsterglazialen Sedimente von weichselzeitlichen Fließerden und Löß bedeckt werden. Im Saubachtal stehen holozäne Auenbildungen über weichselzeitlichen Flussablagerungen an (Lithofazieskarten Quartär, Blatt 2564 Halle/S.-Süd).

Quartäre Schichtenfolge

Die beiden untersuchten Bohrprofile weisen prinzipiell die gleiche quartäre Schichtenfolge auf (Abb. 2). Über dem Mittleren Buntsandstein lagern in gleichem Niveau Flussschotter, Eisstauseebildungen und Grundmoräne der Elster-Kaltzeit. Im Hangenden folgen weichselzeitliche Fließerde und Schwemmlöß.

Die **Flussschotter** sind 2 bzw. 3 m mächtig und bestehen aus sandigem Kies, der im unteren Teil viele Sandstein-Bröckchen enthält. In der Bohrung 6033.00 wird der Schotter im Hangenden durch einen Sandstein-Block begrenzt. Der Geröllbestand ist durch die starke Dominanz der Vulkanite aus dem Thüringer Wald gekennzeichnet (vorwiegend Gehrener Vulkanit, frdl. mündl. Mitt. Dr. W. Knoth, Halle). Daneben sind lediglich noch Sandsteine und Quarzite, in Bohrung 6033.00 auch Kalksteine von Bedeutung. Quarz ist gering vertreten, nordisches Material kommt nicht vor. Bemerkens-

* Die Bohrprofile werden mit freundlicher Genehmigung der Planungsgesellschaft Bahnbau Deutsche Einheit – Projektzentrum Leipzig veröffentlicht.

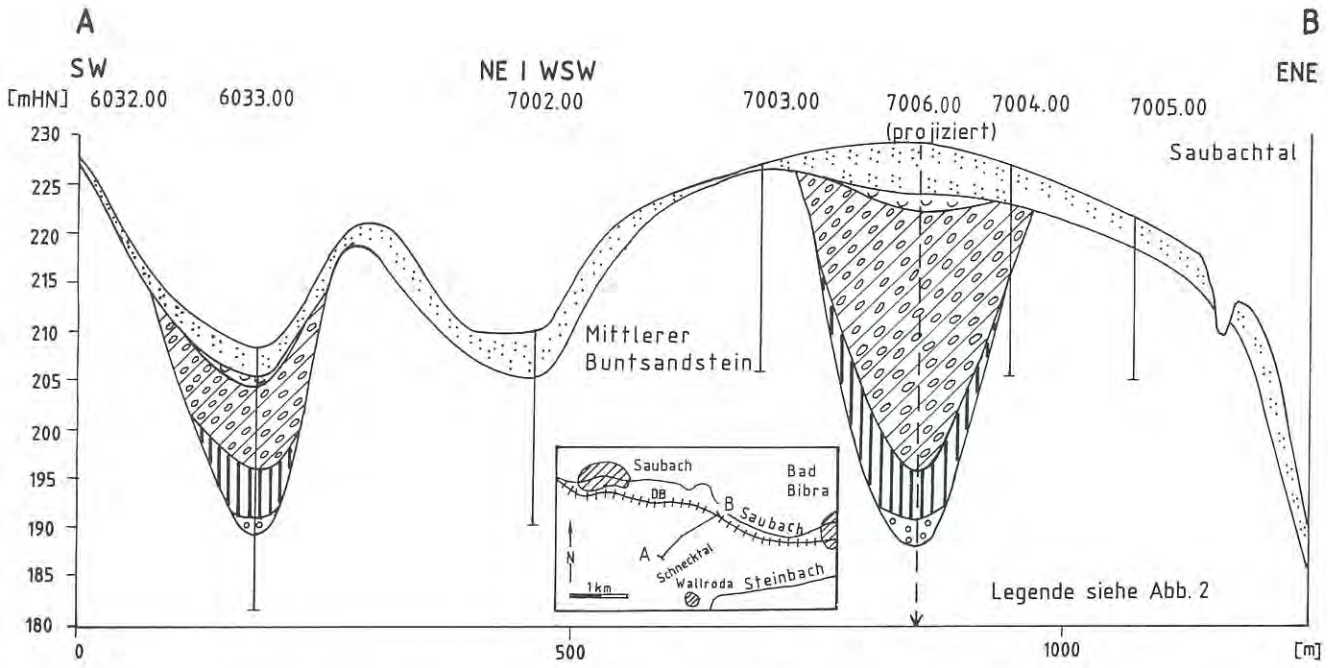


Abb. 1 Schnitt durch das Quartär zwischen dem Schnecktal und dem Saubachtal westlich von Bad Bibra

wert ist das Fehlen von Kalkstein-Geröllen in der Zählprobe aus Bohrung 7006.00. Bei der Bohrkernaufnahme ist jedoch durch Herrn Dipl.-Geol. K.-F. Sparfeld, GFE-GmbH Halle, Kalkstein als Geröllkomponente notiert worden.

Bekanntermaßen wechselt der Kalkstein-Gehalt (Muschelkalk aus dem Thüringer Becken) in den Terrassen von Ilm, Unstrut und Saale sowohl im Vertikal- als auch im Horizontalprofil sehr rasch, mitunter sprunghaft. Nach EISSMANN (1964, S. 14) kommen dafür drei Ursachen in Betracht:

1. primäre Unterschiede in der Zufuhr
2. chemische Zersetzung
3. mechanischer Abrieb unter Mitwirkung aggressiver Wässer.

Im vorliegenden Fall handelt es sich wohl vor allem um eine Kalksteinreduzierung bzw. -ausmerzung am Terrassenrand infolge chemischer Zersetzung: "Hier treten, gewissermaßen einer Drainage folgend, die auf den Terrassenhängen entweder versickernden oder oberirdisch ablaufenden Niederschlä-

Tab. 1 Geröllanalysen von frühelsterkaltzeitlichen Ilmschottern in der Finne zwischen Saubach und Bad Bibra (Fraktion 6,3–63 mm, Angaben in Korn-%)

Gruppe	Bohrung 6033.00 R 4467917.876 H 5674341.763 Ansatzpunkt: 208,20 m HN Probenahmeteufe: 17,35-19,30 m	Bohrung 7006.00 R 4468421.597 H 5674809.578 Ansatzpunkt: 228,90 m HN Probenahmeteufe: 37,75-39,00 m
Vulkanit	51,0	79,9
Sandstein	26,8	11,7
Quarzit, quarzit. Sandstein	10,1	6,0
Kalkstein	5,5	--
Quarz	3,0	1,6
Kristallin	1,5	0,8
Grauwacke	0,5	--
Verkieselungen	1,0	--
Fe-Konkretionen	0,5	--
Geröllanzahl	198	383

ge in den Schotterkörper ein. Diese Wässer sind im allgemeinen weich und reich an ungebundener Kohlensäure und vermögen die Kalksteine rasch aufzulösen". Durch Schotteranalysen aus der frühelsterkaltzeitlichen Ilmterrasse südlich der Finnestörung ist festgestellt worden, dass sich der Muschelkalk-Anteil mit Annäherung an die Finne reduziert, was zu einer relativen Anreicherung der Vulkanite führt (Steinmüller 1967).

Beide Proben weisen nahezu das gleiche Spektrum an Geröllen auf, doch wechseln die Anteile erheblich (Tab. 1). Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Probe aus der Bohrung 6033.00 nur eine sehr geringe Geröllanzahl aufweist, so dass den Prozentangaben nur eingeschränkte Bedeutung zukommt. Nach dem Geröllbestand und den Lagerungsverhältnissen lassen sich die Schotter der frühelsterkaltzeitlichen Ilm zuordnen.

Die Flussschotter werden von fast 5 m mächtigen schwarzolivgrauen tonigen Schluffen überlagert, die als **Dehlitz-Leipziger Bänderton** interpretiert werden können. Die Schluffe enthalten lagenweise Sand- und Schluffstein-Bröckchen sowie kohlige und kalkige Einlagerungen und sind mit Ausnahme des Hangendteiles durch hellere, feinsandige Lagen deutlich gebändert. Auch in der Bohrung 7004.00 (Abb. 1) wurden im Liegenden der Elster-Grundmoräne 0,7 m Bänderton erbohrt, allerdings in einer ca. 20 m höheren Position.

Mit 8,7 bzw. 26,6 m Mächtigkeit folgt über den Eisstauseeablagerungen die **Elster-Grundmoräne**. Sie besteht aus schwarzolivgrauem und dunkel- bis schwarzgraubraunem tonig-sandigem Schluff mit Kiesen und Steinen. Das Material ist kalkig und führt mit wechselnder Intensität Sand- und Kiesnester sowie kohlige Schmitzen. Im Geschiebebestand herrscht einheimisches Material vor, insbesondere Muschelkalk, der vermutlich aus der Querfurter Mulde stammt und nur einen kurzen Transportweg im Gletscher zurückgelegt hat (Tab. 2). Die elsterzeitliche Einstufung der Grundmoräne wird durch die ausnahmslos frischen Feuersteine und das Fehlen der Halleschen Porphyre gestützt (vgl. Schulz 1962).

Zwischen der Grundmoräne im Liegenden und dem Schwemmlöß im Hangenden lässt sich in beiden Bohrprofilen eine sehr heterogene Übergangsschicht aushalten, die als **Fließerde** anzusprechen ist. Der 1,0 bzw. 1,7 m mächtige dunkelocker- und braunolivfarbene, wechselnd kalkige Schluff weist gehäuft Sand- und Kieslinsen sowie Gerölle aus Kalkstein, Sandstein und Quarz auf. Den hangenden Profilabschluss bildet 3,8 bzw. 5,0 m mächtiger hellbrauner und gelbockerfarbener **Schwemmlöss**, auf dem der rezente Boden entwickelt ist. Das Material führt sandige Schlieren und Nester, im unteren Teil auch einzelne Sandstein-Bröckchen und Quarz-Gerölle. Stellenweise ist der Schwemmlöss entkalkt.

Vermutlich stammen die Fließerde und der Schwemmlöss zum größten Teil aus der Weichsel-Kaltzeit; Hinweise auf saaleglaziale Bildungen konnten nicht gefunden werden.

Genetische Interpretation

Abbildung 1 verdeutlicht, dass die Bohrungen 6033.00 und 7006.00 elsterglaziale Talfüllungen durchteuft haben. Nachdem die fluviatile Eintiefung in der frühen Elster-Kaltzeit bis unter 190 m HN gereicht hatte und die Ilm ihre jüngste feuersteinfreie Terrasse aufgeschüttet hatte, entstand zwischen dem vorstoßenden Elster-Inlandeis und den höher gelegenen Gebieten in dessen südlicher Umrandung ein ca. 750 km² großer Eisstausee (Eissmann 1975). Die gebänderten Schluffe über der Frühelsterterrasse wurden vermutlich am Westrand dieses Eisstausees akkumuliert und können folglich als Dehlitz-Leipziger Bänderton angesprochen werden. Die un-

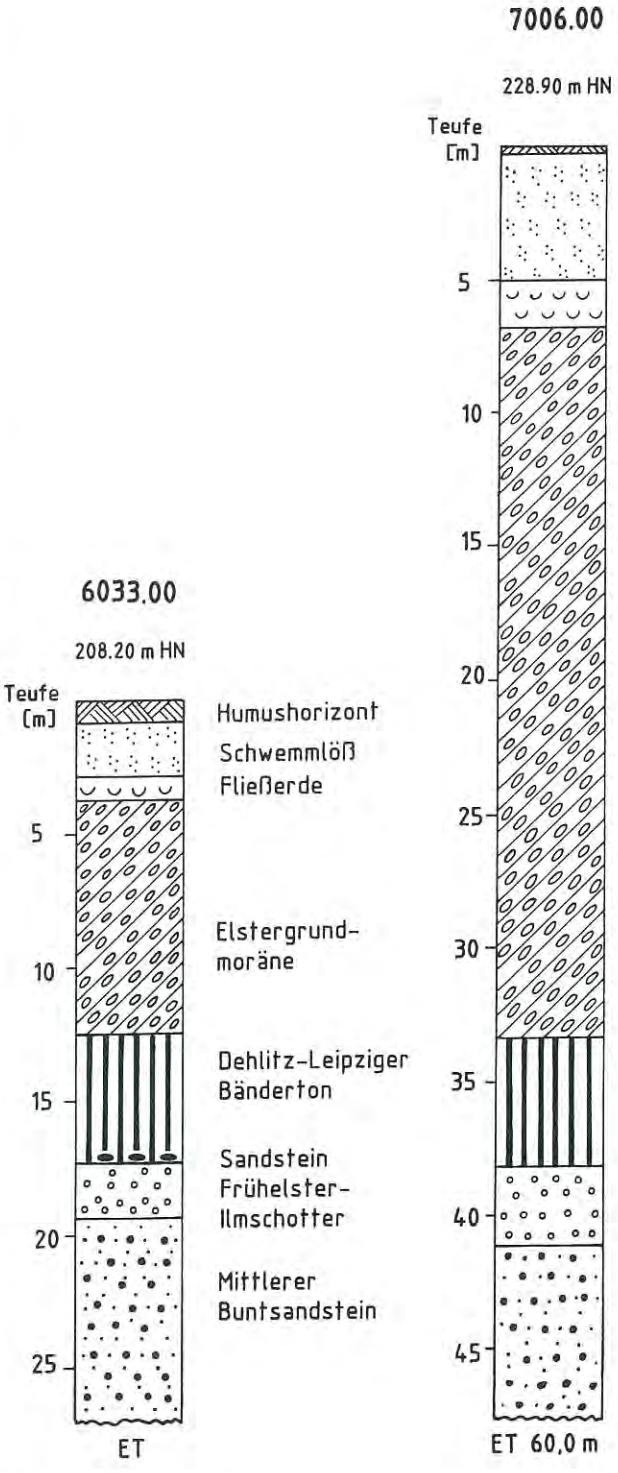


Abb. 2
Profile der Bohrungen 6033.00 (H 4467917.876, R 5674341.763) und 7006.00 (H 4468421.597, R 5674809.578)

Tab. 2 Geschiebeanalyse der Elstergrundmoräne in der Finne zwischen Saubach und Bad Bibra (Fraktion 4–10 mm, Angaben in Korn-%)

Gruppe	Bohrung 6033.00 R 4467917.876 H 5674341.763 Ansatzpunkt: 208,20 mHN Probenahmeteufe: 5,20-6,00 m	Bemerkungen
Kristallin	13,9	vorwiegend nordisch
Kalkstein	45,0	vorwiegend Muschelkalk
Dolomit	2,8	Trias
Feuerstein, frisch	4,5	
Sandstein, Quarzit	20,7	
Quarz	10,6	
Sonstige	2,5	Ton-/Schluffsteine, Kieselschiefer, Metamorphite
Geschiebeanzahl	641	
Xylit	6,6	Angabe auf die Summe der anderen Geschiebe bezogen

gewöhnlich große Mächtigkeit der Glazilimnite ist offenbar an die Position im Ilmtal gebunden und wurde nicht durch syngenetische Senkung verursacht. Tektonische oder atektonische Bewegungen haben zumindest seit der Elster-Kaltzeit nicht mehr stattgefunden, da sich die Basis des Schotterkörpers in der geradlinigen Verlängerung des von STEINMÜLLER (1967) dargestellten Längsprofiles der präglazialen Ilm befindet.

Auf den Höhen zwischen dem Saubachtal und dem Schnecktal waren bisher keine Grundmoränen bekannt, und nördlich des Saubachtales ist lediglich auf dem Sand(-Berg) ein isoliertes Vorkommen kartiert worden (Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000, Blatt Halle/S.-Süd 2564). Um so erstaunlicher ist die enorme Geschiebemergelmächtigkeit vor allem in der Bohrung 7006.00. Zweifellos hat das Elster-Eis die Finne komplett überfahren und dabei auch eine Grundmoräne abgelagert, die jedoch großräumig der nachfolgenden Erosion zum Opfer gefallen ist. Die Täler boten günstige Voraussetzungen für die Anhäufung mächtigen Moränenmaterials, was zu einem merklichen Reliefausgleich führte. Auch in flussaufwärts gelegenen Abschnitten des präglazialen Ilmtales wurden bis >25 m mächtige pleistozäne, im wesentlichen elsterkaltzeitliche Sedimente nachgewiesen (STEINMÜLLER 1967).

Da die glaziäre Talverfüllung auch eine Verlegung des Flusslaufes bewirkte, war die Grundmoräne hier weitgehend vor Erosion in späteren Periglazialzeiten (Saale- und Weichsel-Kaltzeit) geschützt. Durch die Akkumulation von Fließerde und Schwemmlöß kam es sogar zu einer weiteren Verflachung des Reliefs.

Die Bohrung 7006.00 befindet sich auf einem Höhenrücken, dessen Flanken von Mittlerem Buntsandstein gebildet werden. Hier ist morphologisch von dem alten Tal nichts mehr zu erahnen, d.h. die Talverfüllung und die Verlegung des Ilmlaufes haben eine Reliefumkehr bewirkt.

Zusammenfassung

In der Finne, südlich der Saale-Inlandeisbedeckung, wurden mehr als 40 m mächtige elster- und weichselkaltzeitliche Sedimente erbohrt. Den untersten Teil des Quartärprofils bilden frühelsterkaltzeitliche Schotter der Ilm. Während der Elster-Kaltzeit wurde das alte Ilmtal durch glazilimnische Ablagerungen (Dehlitz-Leipziger Bänderton) und eine Grundmoräne verfüllt. Nach dem Zerfall des Elster-Inlandeises hat die wiederbelebte Ilm ihren Lauf geändert, so dass die elsterkaltzeitlichen Sedimente vor Erosion geschützt blieben. Die Elster-Grundmoräne ist von Fließerde und Schwemmlöß der Weichsel-Kaltzeit bedeckt. Lithologie, Genese und Stratigraphie der pleistozänen Sedimente werden diskutiert.

Summary

In boreholes in the Finne area south of the Saalian ice margin a more than 40 m thick sequence of Elsterian and Weichselian sediments was found. The lowermost part of the Quaternary profile consists of Early Elsterian gravels from the Ilm river. The old Ilm valley was filled with glaciolacustrine varved clay (Dehlitz-Leipziger Bänderton) and till from the Elsterian Cold Stage. After the decay of the Elsterian ice sheet the Ilm river changed the course to the recent valley. Therefore the Elsterian sediments have been preserved from erosion. The Elsterian till is overlain by periglacial flow material and reworked loess from the Weichselian Cold Stage. The lithology, genesis and stratigraphy of the Pleistocene sediments are discussed.

Literatur

BÖTTGE, V. & G. STROBEL (1995): Zur fachbehördlichen Vorhabenbegleitung des Geologischen Landesamtes bei Projekten des Verkehrswegeplanes Deutsche Einheit im Land Sachsen-Anhalt. – Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt **1**, S. 169-183, Halle

Eissmann, L. (1964): Die alt- und frühpleistozänen Schotterterrassen der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Gebietes. – Geologie, Beiheft 46, S. 1-93, Berlin

- (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – Schriftenr. geol. Wiss., 2, S. 1-263, Berlin

Naumann, E. & E. Picard (1907): Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst. **28**, S. 141-149, Berlin

- (1908): Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. – Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. **29**, S. 566-588, Berlin

Schulz, W. (1962): Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). – Geologie, Beiheft 36, S. 1-69, Berlin

Soergel, W. (1923): Beiträge zur Geologie von Thüringen – I. Präglaziale Schotterterrassen der Ilm. – N. Jb. Mineral., Geol., Paläont., Beil.-Bd. 49, S. 1-51, Stuttgart

Steinmüller, A. (1967): Die präglazialen Schotterkörper der Ilm im Gebiet zwischen Ilmtalstörung und Finne – Zur Problematik von Terrassengliederungen und zur Frage pleistozäner Krustenbewegungen und Flußverlegungen im Thüringer Becken. – Geologie **16**, S. 41-63, Berlin

- (1980): Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000, Blatt Halle/S.-Süd 2546, ZGI Berlin

Anschrift des Autors:

Dr. Stefan Wansa
Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt
PF 156
06035 Halle

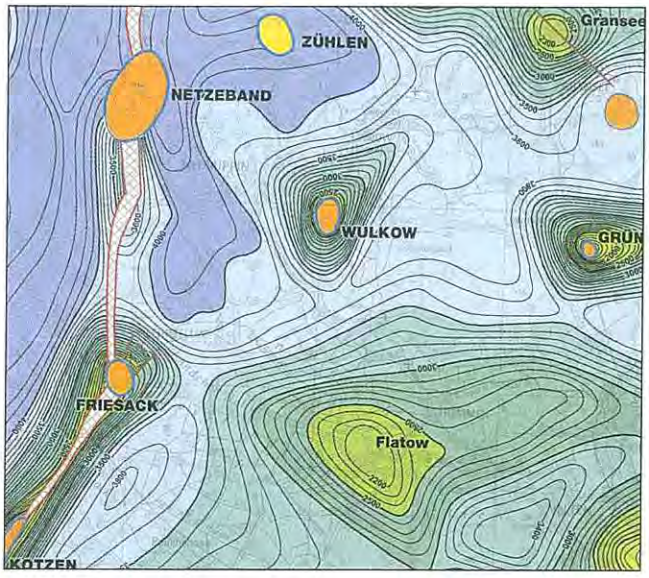
LANDESAMT

Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000

Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche

HORST BEER

Der tiefengeologische Bau in Brandenburg wird von den diskonformen Lagerungsverhältnissen des känozoischen, insbesondere quartären Deckgebirges weitgehend überprägt und verdeckt. Der Zechstein mit seinen hochmobilen salinaren Folgen - vor allem der mächtigen Staßfurt-Folge - hat eine intensive strukturtektonische Differenzierung des Untergrundes geschaffen, die den geologische Bauplan der mesozoischen Abfolge dominiert. Die Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche repräsentiert somit am deutlichsten die Lagerungsverhältnisse des salinaren und postsalinaren Stockwerks. Zudem ist der Zechstein auch Träger eines vielfältigen Rohstoffpotenzials, wie z. B. Gips, Erdöl, Erdgas, Kupfer, die in Brandenburg abgebaut bzw. erkundet wurden. Direkt (Kavernen im Steinsalz, in Vorbereitung) oder indirekt (Schichtenfolgen über salinaren Hochlagen) wird der Zechstein bzw. dessen Lagerungsposition zur Untergrundgasspeicherung (Aquiferspeicher) oder zum Kalksteinabbau genutzt. Die Kenntnis der Teufenlage des Zechsteins ist eine wesentliche Grundlage für bestimmte bergbauliche Vorhaben. Aufgrund seiner hohen Wärmeleitfähigkeit können Lagerungs- und Mächtigkeitsanomalien auch für geothermische Nutzungen Bedeutung gewinnen.



Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche (Ausschnitt)

Der gute regionale Kenntnisstand zu den Lagerungsverhältnissen des Zechsteins ist einer Vielzahl von Tiefbohrungen verschiedener Explorationsprogramme und einem nahezu flächendeckenden digitalseismischen Messprogramm zu verdanken, die vornehmlich im Rahmen der Erdöl-Erdgas-Erkundung realisiert wurden. Das Land Berlin wurde in die Kartendarstellung integriert. Die Karte wurde in enger Kooperation zwischen dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB) und dem Landesvermessungsamt Brandenburg (LVermA) erstellt, wobei letzteres die kartografisch-technische Umsetzung übernommen hat. Untersetzt wird der geologische Inhalt durch eine vereinfachte Topografie.

Der Maßstab 1 : 300 000 wurde als Standardmaßstab des LGRB für geologische Übersichtskarten gewählt und entspricht dem der topografischen Karte des LVermA. Er ermöglicht prinzipiell die Auflösung der Strukturen; im Detail - an steilen Flanken von Salzstöcken - ist dies nicht mehr gegeben. Hier zeigt die Farbgebung innerhalb der Salzstockkontur - die farbliche Differenzierung des 100-m-Isobathenabstandes erfolgt in 500-m-Intervallen - das Teufenintervall an, wobei die Teufe des Caprock-Daches der Salzstöcke in den Erläuterungen auf der Rückseite der Karte tabellarisch erfasst ist.

Auf den ersten Blick vermittelt die Karte

- die Verbreitung des Zechsteins;
  zechsteinfrei ist lediglich der Süden Brandenburgs im Bereich der Lausitzer Scholle
- die Teufenzunahme in nordwestlicher Richtung;
  die Zechsteinoberfläche erreicht hier in beckenwärtiger Position mehr als 4500 m unter NN
- eine intensive strukturelle Gliederung mit Differenzierung und Bezeichnung der Strukturen;
  Salzstöcke vorrangig im Westen; zahlreiche Salzkissen unterschiedlicher Amplitude vornehmlich im Südosten; nichtsalinare, an denUntergrund gebundene Hochlagen im Süden; Tieflagen als Abwanderungszonen des Salzes zwischen den salinaren Hochlagen
- den Verlauf bedeutender Störungssysteme;
  die internen Lagerungsverhältnisse sind oftmals nicht bekannt

Erläuterungen auf der Rückseite der Karte geben knappe und allgemein verständliche Ausführungen zu

- historische Entwicklung des Zechsteinaufschlusses und Umfang des zur Verfügung stehenden Datenfonds (Bohrungen, Digitalseismik)
- Aufbau, Gliederung und Grenzziehung des Zechsteins
- Absenkungsentwicklung der Zechsteinoberfläche, insbesondere für unterschiedliche regionalgeologische Positionen
- Genese und Charakteristik salinarer Strukturen.

Abbildungen veranschaulichen beispielhaft die erläuternden Texte und zeigen in geologischen Schnitten eindrucksvoll die stark wechselnden Lagerungsverhältnisse. Geologisch Interessierte können anhand ausgewählter Literaturangaben tiefer in die Problematik des Zechsteins und seiner Lagerungsverhältnisse eindringen.

Annotation

BEER, H. (2000): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000 – Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche. – Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg, Kleinmachnow/Potsdam

Vertrieb:

Die Karte ist über das Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow sowie über das Landesvermessungsamt Brandenburg, Heinrich-Mann-Allee 103, 14473 Potsdam zum Preis von 19,90 DM zu beziehen.

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 144

Anschrift des Autors:
Dipl.-Geol. Horst Beer
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 59–72	13 Abb., 1 Tab., 18 Lit.

Sedimentfolgen und Lagerungsverhältnisse im quartären Deckgebirge des Tagebaus Welzow-Süd

Ralf Kühner

Einleitung

Der im Süden des Landes Brandenburg gelegene Braunkohlentagebau Welzow-Süd (Betriebsdirektion Welzow-Süd der Lausitzer Braunkohle Aktiengesellschaft) bewegt sich in einem aus quartärgeologischer Sicht außerordentlich reichhaltig gegliederten und interessanten Gebiet. Mit den Abraumböschungen des Tagebaus wird eine bis 70 m mächtige Folge pleistozäner Sedimente aufgeschlossen, die permanent auf einer Länge von ca. 3500 m einer direkten Beobachtung zugänglich ist. In Verbindung mit dem ständigen Fortschreiten des Tagebaues können neben dem lateralen Aufbau der einzelnen Horizonte auch räumliche Entwicklungen und Lagebeziehungen zueinander unmittelbar verfolgt werden. Damit erhalten die aus regelmäßigen Kartierungen, Bemusterungen und Beobachtungen gewonnenen Erkenntnisse einen unverzichtbaren Stellenwert bei der Erarbeitung stratigraphischer, genetischer und struktureller Modellvorstellungen.

Das Betrachtungsgebiet befindet sich auf dem Südlichen Landrücken im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls westlich von Spremberg (Abb. 1). Es wird im wesentlichen von den Ortschaften Jehserig - Rehnsdorf - Welzow - Neupetershain umgrenzt. Von Nord nach Süd lassen sich vier markante geomorphologische Einheiten aushalten, die durch ein stark bewegtes Relief charakterisiert sind:

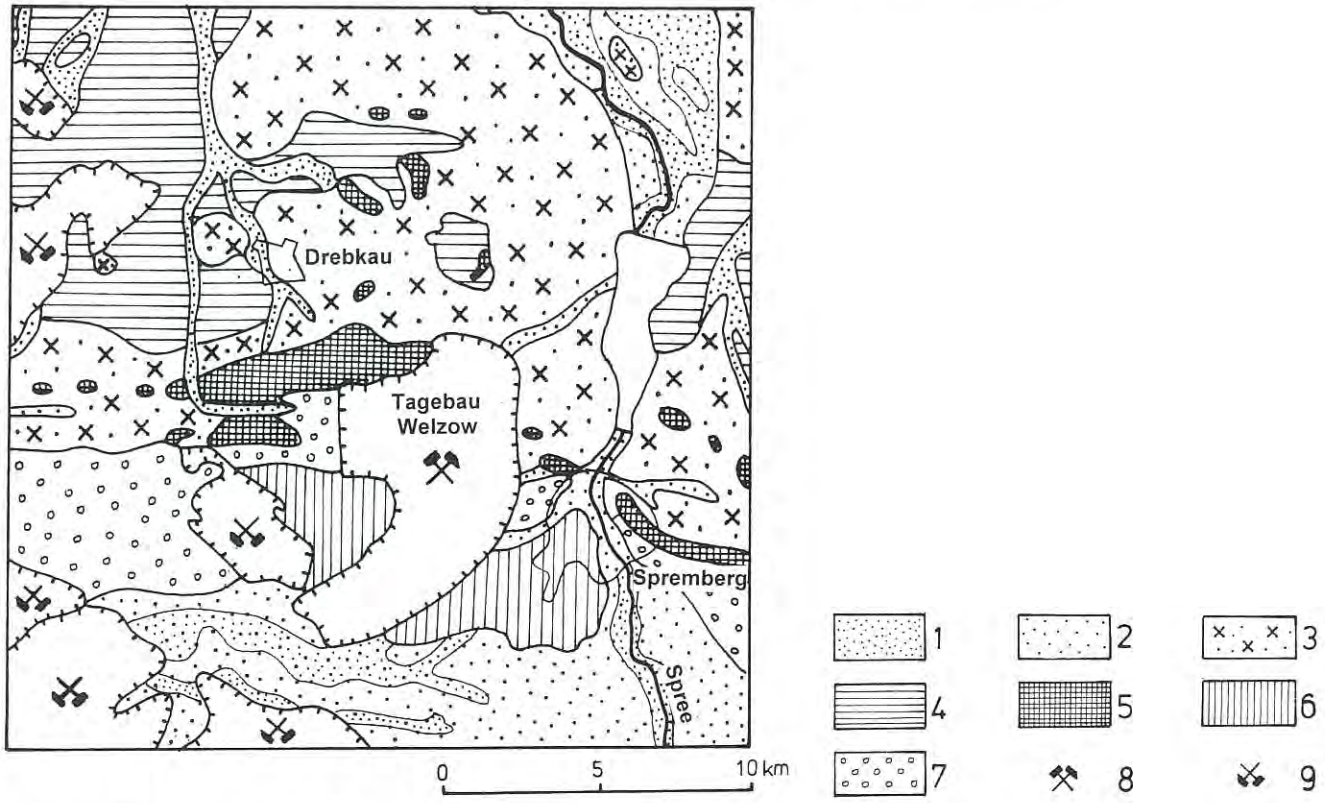
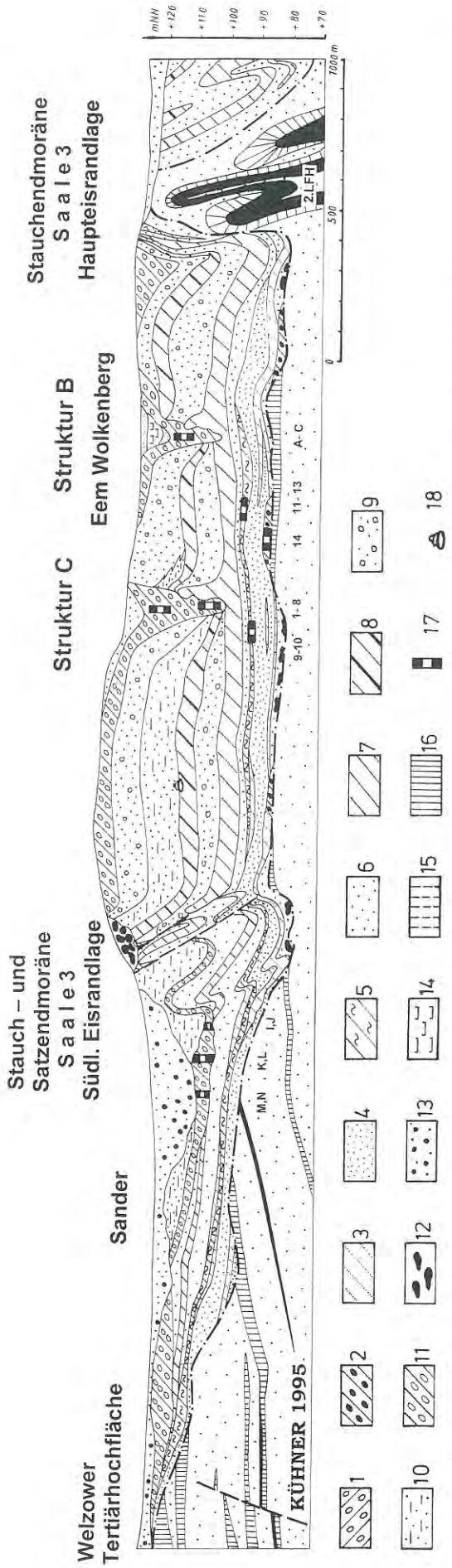


Abb. 1 Geomorphologische Übersichtskarte (n. Nowel 1995)
1 - Holozäne Niederungen; 2 - Urstromtalbildungen und Flußterrassen; 3 - Glaziale Hochflächen des Niederlausitzer Grenzwalls mit Schmelzwassersanden und Geschiebemergeln; 4 - Periglaziale Becken mit weichselzeitlicher Überprägung; 5 - Saale 3-zeitliche Endmoränenbildungen; 6 - Welzower Tertiärhochfläche mit z.T. sehr geringer quartärer Bedeckung; 7 - Sanderflächen; 8 - Aktiver Tagebau; 9 - Ehemaliger Tagebau



- Glaziale Hochflächen auf der Nordabdachung des Niederlausitzer Grenzwalls mit Höhen um +100 mNN,
- der Höhenzug des Niederlausitzer Grenzwalls mit Höhen bis +155 mNN,
- vorgelagerte Sanderflächen mit Höhen zwischen +120 und +130 mNN und
- die Welzower Tertiärhochfläche mit Höhen bis +135 mNN, auf der sich die Mächtigkeit quartärer Sedimente auf wenige Dezimeter reduziert.

Quartäre Sedimente im Bearbeitungsgebiet

Die Quartärbasis zeigt mit Ausnahme in glazigen bedingten Störungszonen einen relativ einheitlichen Trend in ihrer Ausformung. Sie beginnt im Norden bei ca. +60 bis +70 mNN im Niveau der Oberen Briesker Folge und steigt nach Süden bis auf +135 mNN im Bereich der Welzower Tertiärhochfläche an. Diese wird im wesentlichen aus den Sedimenten des 1. Lausitzer Flözhorizonts mit den begleitenden Flaschentonen und Kiessanden des Senftenberger Elbelaufs aufgebaut (Raunoer Folge). Die quartären Sedimente reduzieren sich hier in ihrer Mächtigkeit bis auf wenige Dezimeter und setzen sich lokal nur noch aus einem geringmächtigen Bodenhorizont zusammen.

Als älteste pleistozäne Ablagerungen steht derzeit im Niveau um +75 mNN ein dunkler, graubrauner bis schwarzgrauer Geschiebemergel **(Unterer Geschiebemergel)** an, der sehr fest und kompakt ausgebildet ist. Er wurde bislang nur in lokalen Erosionsresten angetroffen. Nach Westen wird sich sein Verbreitungsgebiet erheblich vergrößern, er tritt dann als zusammenhängender Komplex mit lokalen Mächtigkeiten von mehr als 50 m auf (Abb. 2).

Bereits aus der Bohrerkundung ist eine differenzierte vertikale Gliederung erkennbar, die sich in drei Horizonten mit jeweils charakteristischen lithologischen Eigenschaften widerspiegelt. Der untere Bereich wird durch einen festen und zähen Geschiebemergel repräsentiert. Abschnittsweise ist eine

Abb. 2
Geologischer Schnitt I Tagebau Welzow-Süd nach Böschungskartierungen und Bohrungen, (Schnittspur s. Abb.7)

1- Basaler Schluff, Deformationsmoräne; 2- Unterer Geschiebemergel; 3- Schluff, meist sandig bis schwach tonig; 4- Fein- bis Mittelsand, vereinz. kiesige Lagen; 5- schluffiger Sand bis sandiger, schwach kiesiger Schluff, z.T. geschichtet, Fließstrukturen; 6- Mittelsande, kiesige Einschaltungen; 7- Unterer Bänderschluff; 8- Oberer Bänderschluff; 9- kiesige Mittel- und Grobsande; 10- Beckensand, schluffige Feinsande mit einzelnen Schlufflagen; 11- Oberer Geschiebemergel (Saale 2); 12- Blockpackung, (Satzendmoränen Saale 3); 13- kiesige Sande, (Sander Saale 3-zeitlicher Eisrandlagen); 14- Eem-zeitliche Bildungen; 15- Schollen aus umgelagerten tertiären Schluffen und Tonen; 16- Tertiäre Schluffe und Tone (tmi); 17- Probenahme Kleingeschiebeanalyse; 18- Viviparus diluvianus KUNTH

blätterige, lastbedingte Struktur zu erkennen, die sich in horizontalen Trennflächen im Abstand von wenigen Zentimetern zeigt. Typisch ist ein sehr hoher Anteil an eingeschuppten und aufgearbeiteten Tertiärmaterialien. Neben feinverteilten kohligen Partikeln, Xyliten und hohen Gehalten an Quarzen (bis 50%) und Lyditen des Senftenberger Elbelaufs sind auch zusammenhängende Schollenkomplexe bis 9 Meter Mächtigkeit eingeschlossen. Sie stammen vorwiegend aus der Raunoer Folge (Elbekiese, Flaschenton, schluffige Sande und Schluffe aus dem Oberbegleiterkomplex). Die Schollen sind in sich deformiert, gegeneinander verstellt und liegen in unterschiedlichen Niveaus.

Die Mächtigkeit des unteren, als Absetzmoräne anzusprechenden Bereiches erreicht in den bemusterten Bohrungen teilweise 20 m.

Im Liegenden tritt ein cm- bis dm-mächtiger, dunkel- bis schwarzbrauner, ungeschichteter, meist toniger und kalkfreier Schluff auf. Der Kontakt zum eigentlichen Geschiebemergel ist relativ eben und deutlich ausgebildet, dagegen erscheint die Grenze zu den unterlagernden tertiären Sedimenten infolge zahlreicher Kleindeformationen und Einschuppungen von Liegendmaterial sehr indifferent. Der von mm-großen Quarzkörnern durchsetzte Schluff besteht augenscheinlich vorwiegend aus umgelagerten tertiären Materialien und repräsentiert eine unmittelbar an der Gletscherbasis mitgeschleppte Schicht, auf welcher die Eisbewegung erfolgte. Piotrowski (1992) bezeichnet derartige Bildungen als Deformationsmoräne (deformation till), Stephan & Ehlers (1983) bevorzugen dagegen auf Grund der von echten Moränen abweichenden Zusammensetzung die Bezeichnung „subglazial verformte Sedimente".

Im mittleren Bereich des Moränenkomplexes treten umgelagerte bzw. eingeschuppte Tertiärschollen vollständig zurück. Auch die Konsistenz weicht auffallend ab und liegt nur noch im halbfesten Bereich. Die lokal sehr zahlreichen, dm- bis m-starken Sand- und Kieseinschaltungen werden ausschließlich von nordisch dominierten Schmelzwasserbildungen repräsentiert. Vereinzelt treten ein bis drei Meter mächtige Straten aus festem, z.T. sehr zähem Geschiebemergel auf, die mit den Schmelzwasserkiesen wechsellagern oder in den halbfesten Geschiebemergel eingelagert sind.

Generell lässt sich dieser mittlere Abschnitt als normal konsolidierte Ausschmelzmoräne klassifizieren, die durch Schmelzwassersedimente aufgespalten ist und lokal ausgetaute Straten von verlagerten Schollen der Gletscherbasis enthält. Der obere Abschnitt wird durch überwiegend "weiche" Geschiebemergel gekennzeichnet. Es handelt sich hier um relativ geschiebearme und schluffige Moränen, die offenbar subaquatisch gebildet wurden und zusätzlich durch periglaziäre Prozesse sowie Verwitterung beeinflusst sind.

Außerhalb der Verbreitung des mächtigen Moränenkomplexes beginnt die quartäre Schichtenfolge nur mit lokalen Erosionsrelikten des Unteren Geschiebemergels (Abb. 3). Darüber liegt eine sehr wechselhafte Folge aus glazifluvialen Sanden und Kiesen, die mit geringmächtigen, nicht über große Entfernungen aushaltenden Bänderschluffen und schluffigen Feinsanden wechsellagern. Ihre Mächtigkeit beträgt im Nordteil teilweise mehr als 10 m und reduziert sich entsprechend der nach Süden ansteigenden Quartärbasis gegen Null. An der Flanke der Welzower Tertiärhochfläche wird sie diskordant von jüngeren Sedimenten abgeschnitten.

In die Folge ist ein markanter, brauner bis schwarzbrauner, schluffiger Sand eingeschaltet, der an der Hochfläche in einem Niveau um +130 mNN und Mächtigkeiten von wenigen Dezimeter beginnt. Nach Norden taucht er bis unter +100 mNN ab, wobei sich die Mächtigkeit in muldenförmigen Vertiefungen auf mehr als 5 m erhöhen kann. Der untere Teil ist häufig durch Wechsellagerungen von Mittelsanden mit unterschiedlichen Schluff-Anteilen geprägt, die dem Horizont ein gestreiftes bis gebändertes Aussehen vermitteln (Abb. 4). Im oberen Teil dominieren ungeschichtete, schluffige Mittel- bis Grobsande mit geringen Kiesanteilen. Steine treten nur selten in Erscheinung. Charakteristisch sind sich fahnenartig auflösende, sandige Einlagerungen oder wulstige, auf Fließpro-

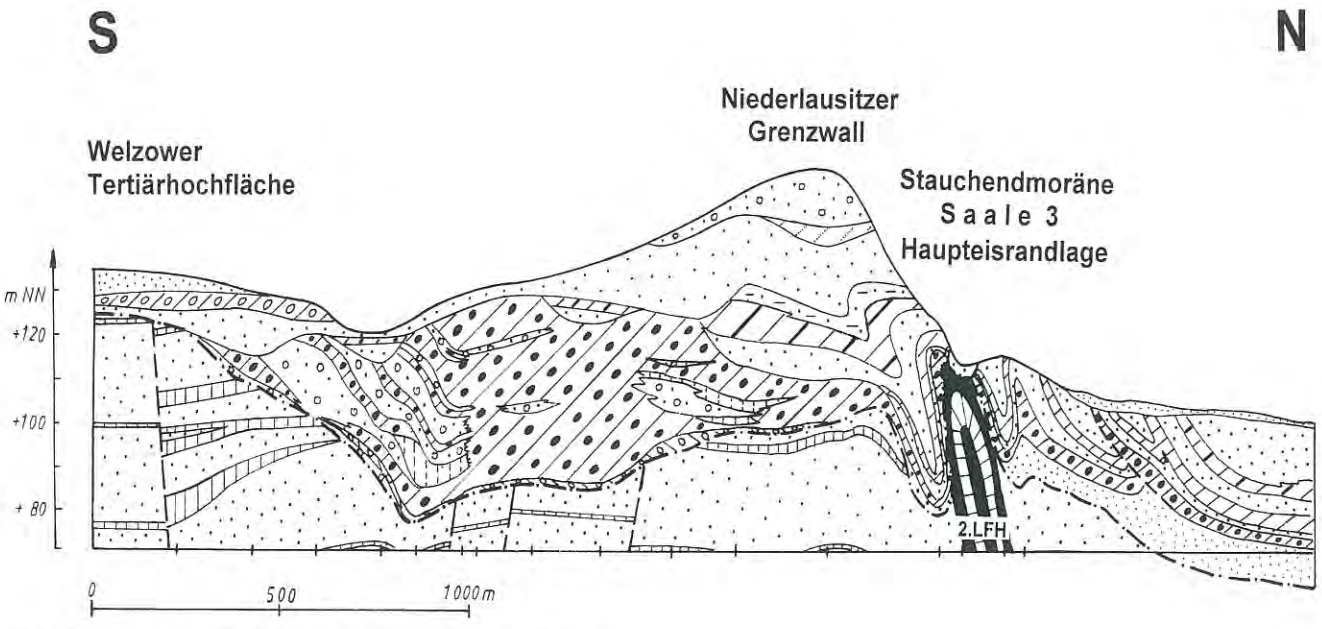


Abb. 3 Geologischer Schnitt II, (Schnittspur s. Abb.7)

zesse hinweisende Strukturen. Häufig finden sich Brocken und schlierige Einlagerungen aus einem hellgrauen, geschiebemergelartigen Material, das randlich deutliche Auflösungserscheinungen zeigt.
Insgesamt ähnelt der Horizont im äußeren Erscheinungsbild einer sehr sandigen, subaquatisch abgelagerten Fließmoräne, die jedoch nach LIPPSTREU (1996, briefl.) ein für Geschiebemergel völlig atypisches Spektrum aufweist. Die nordischen Komponenten treten in den untersuchten Proben (Nr. 9-13, Tab. 1) stark in den Hintergrund (NK 8,7 bis 11,5%, PK 1,5 bis 4,8%, D und PS 0 bis 0,4%), so dass in der Kleingeschiebezusammensetzung ausschließlich Lokalkomponenten vorherrschen. Dominierend ist ein hoher Quarzanteil von 60 bis 73%, der ebenso wie die südlichen Komponenten (Lydite, Quarzitschiefer, südliches Kristallin, etc.: 5.2 bis 14,6%) zum überwiegenden Teil aus den tertiären Elbeläufen stammt. Obwohl derart lokalmaterialdominierte Geschiebemergel nicht auszuschließen sind, wird dieses Sediment nicht mit der Grundmoräne eines Eisvorstoßes in Zusammenhang gebracht. Wahrscheinlicher ist die Ablagerung innerhalb eines Beckens, das im Süden durch die Welzower Tertiärhochfläche, im Norden durch den rücktauenden Rand des Gletschers begrenzt wurde. Der Materialeintrag erfolgte vorwiegend vom südlichen, aus anstehendem Tertiär aufgebauten Beckenrand.
Die Sedimentation im Becken endete nach einer kurzen, zwischenzeitlichen Einschüttung von nordisch dominierten kiesigen Sanden mit einem Bänderschluff, der großflächig im gesamten Betrachtungsgebiet ausgebildet ist (**Unterer Bänderschluff**). Er ist am Nordhang der Welzower Tertiärhochfläche bis in ein Niveau von +132 mNN und mit Mächtigkeiten bis 1,2 m verbreitet. Seine Ausbildung entspricht hier einem typischen glazilimnischen Staubeckensediment mit entsprechender rhythmischer Schichtung. Die Warvenanzahl schwankt zwischen 30 und 40. Er taucht nach Norden auf ca. +103 mNN ab, die Mächtigkeit erhöht sich bei gleichzeitiger Strukturänderung auf 5 bis 7 m. Die ungestörte Warvenschichtung ist hier nur noch im Basisbereich erhalten und geht nach wenigen Zentimetern in einen durch Schichtverbiegungen und sehr intensive Fältelungen gekennzeichneten Bereich über. Die intraformationellen Deformationen gipfeln in einem ca. 80 cm mächtigen Abschnitt, in dem der Bänderschluff völlig seine ursprüngliche Schichtung verloren hat. Es existiert nur noch eine strukturlose Grundmasse aus miteinander verbackenen mm-großen Schluffbröckchen und zahlreich eingelagerten, regellos verteilten Bänderschluffrelikten (Abb. 5). Sie sind vorwiegend plattig ausgebildet, mit scharfen eckigen Kanten und lassen kaum innere Deformationen erkennen. Der Wechsel von dem gefältelten Bereich zu den brekzienartigen Bildungen erfolgt fast übergangslos. Darüber liegen wieder in sich gestörte Bänderschluffe bzw. schwach geschichtete bis massige Schluffe.
Im Hangenden geht der Untere Bänderschluff sehr schnell in schluffige Feinsande mit einzelnen Schlufflagen über. Vereinzelt waren innerhalb dieser wenige Dezimeter mächtigen Folge Kryoturbationen in Form von Verbrodelungen der Sande



Abb. 4 Schluffige bis schwach kiesige „Beckensande" aus dem Liegenden des Unteren Bänderschluffs



Abb. 5 Brekziöser Teil des Unteren Bänderschluffs

mit den Schluffen erhalten. Die Kryoturbationen belegen das Ende der glazilimnischen Sedimentation durch Trockenfallen des Beckens und anschließender Überprägung der gebildeten Oberfläche im Permafrostbereich. Hinweise auf fossile Böden oder organogene Ablagerungen im Hangenden dieser Serie fehlen jedoch vollständig, so dass eine Weiterentwicklung zu interstadialen Verhältnissen nicht belegt werden kann.

Mit dem Einsetzen grober, 5 - 7 m mächtiger Schüttungen beginnt ein weiterer Zyklus. Die Schmelzwasserablagerungen sind nur schwach erosiv in die unterlagernden Beckenbildungen eingetieft. Sie setzen sich lithologisch aus mittel- bis grobsandigen, partiell kiesigen Sanden zusammen. Sehr häufig sind eingelagerte Schwemmkohlen sowie bis faustgroße Tongerölle aus den anerodierten Bereichen des Unteren Bänderschluffs. Die glazifluviale Sedimentation endet abrupt durch erneute Abriegelung des Beckens im Zuge der stetigen Gletscherannäherung. Mit scharfer Liegendgrenze beginnt der **Obere Bänderschluff**. Er wird in seiner Verbreitung nach Süden durch einen ihn überlagernden Geschiebemergel erosiv abgeschnitten bzw. keilt ebenfalls an der Welzower Tertiärhochfläche aus.
Der hellgraue Bänderschluff von ca. 2 - 4 m Mächtigkeit beginnt im unteren Abschnitt mit einer Wechsellagerung mm-starker, schluffiger Tonlagen mit cm-starken, schwach feinsandigen Schlufflagen, deren Mächtigkeit zum Hangenden auf teilweise 10 - 15 cm ansteigt. Dabei erhöht sich gleichzeitig ihr Feinsandanteil, so dass ein allmählicher Übergang zu schluffigen, gebänderten Feinsanden erfolgt, die nur noch sporadisch tonige Lagen führen. Die Sequenz schließt im oberen Bereich mit parallel geschichteten Feinsanden ab, die teilweise eine noch gut erkennbare Rippelstruktur zeigen. Vereinzelt sind hier bereits dm-starke, schräggeschichtete Mittel- bis Grobsandlagen eingeschaltet. Sie treten in der weiteren Entwicklung immer stärker in den Vordergrund, bis nur noch sandig-kiesige Schüttungen mit rasch wechselnden Kornspektren dominieren. Gelegentlich konnten in den kiesigen Partien Schalenreste von *Viviparus diluvianus* KUNTH gefunden werden, die als erster biostratigraphischer Hinweis auf ein saalezeitliches Alter des Komplexes deuten.

Im Hangenden der Vorschüttsequenz folgt in ausgedehnter Verbreitung der **Obere Geschiebemergel**. Er steht im wesentlichen in drei unterschiedlichen geomorphologischen Bereichen an, aus denen er infolge glazigener Deformation und Erosion nicht aushaltend weiter verfolgt werden kann. In den **Sandergebieten** zwischen der Welzower Tertiärhochfläche und den Höhenzügen des Niederlausitzer Grenzwalls liegt die graubraune, lokal auch rotbraun getönte Moräne bei ca. +110 mNN. Sie wird im unteren Bereich durch einen ca. 2 – 3m mächtigen, dunkelgraubraunen Setztill repräsentiert. Im oberen Teil geht er in einen laminierten Ausschmelztill über, der vermutlich subaquatisch abgelagert wurde und von Bänderschluffen bzw. schluffigen Feinsanden überlagert wird. Der Übergangsbereich ist typischerweise häufig als Wechsellagerung cm- bis dm-starker Till- und Schlufflagen ausgebildet. Im Hangenden folgen die eigentlichen Sanderschüttungen mit groben Sanden und Kiesen, deren Liegendes lokal rinnenförmig bis auf den Geschiebemergel eingeschnitten ist.
Der Obere Geschiebemergel kann bis zum Auskeilen an der Welzower Tertiärhochfläche verfolgt werden. Dabei schneidet er alle älteren Bildungen diskordant ab und liegt über +130 mNN lokal direkt dem anstehenden Tertiär der Raunoer Folge auf.

Im Bereich der **Hochflächen** steht die Moräne meist oberflächennah in Form ausgedehnter, bis ca. 5 m mächtiger Decken im Niveau zwischen +135 bis +145 mNN an. Sie ist in den oberen 1 bis 2 Metern entkalkt und lokal gelb- bis rostbraun verfärbt. GELETNEKY (1996) und VATER (1996) beschreiben sie überwiegend als Ablationstill, der nur lokal durch geringmächtige Absetz- bzw. Deformationstills unterlagert wird. Das Hangende des auf den Hochflächen immer in exponierter Lage anstehenden Geschiebemergels ist durch ausgedehnte Steinanreicherungen charakterisiert, in denen Windschliffe einen dominierenden Anteil aufweisen.

Der Geschiebemergel ist im Bereich der Hochflächen nahezu ungestört abgelagert und wird hier nur von geringmächtigen periglaziären Bildungen überlagert. Lokal treten jedoch sehr intensive Stauchungen in Erscheinung, die auch noch die Beckenbildungen im Hangenden des Oberen Geschiebemergels erfasst haben. Sie stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit einer Eisrandlage, deren Existenz im Bearbeitungsgebiet auch durch charakteristische Eiskontaktsedimente und ungestörte Schmelzwasserablagerungen belegt werden. Eine zugehörige Grundmoräne konnte bislang nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden.

Südlich der ehemaligen Ortslage Wolkenberg wurden Reste einer Satzendmoräne überbaggert, die diskordant auf gestörtem Oberem Geschiebemergel aufsaß. Ihre NW-SE streichende Ausdehnung betrug ca. 250 m bei einer maximalen Breite von etwa 60 bis 120 m. Der morphologisch nicht mehr sichtbare Komplex war rund 5 m in den Untergrund eingeschnitten und setzte sich im wesentlichen aus groben Sanden und Kiesen mit extrem hoher Steinführung (>20 Steine über 50 cm Kantenlänge auf 1 000 m^3) und unregelmäßig eingelagerten Schluff- und Geschiebemergelschollen zusammen. Weitere Satzendmoränen liegen am nördlichen Rand des Tagebaus und bilden markante, bis 10 m hohe Erhebungen auf dem Höhenzug des Niederlausitzer Grenzwalls. Sie sind hier vorwiegend E – W orientiert und erreichen Ausdehnungen bis 700 m Länge.

Im Bereich **subglazialer Schmelzwasserrinnen** erreicht der Obere Geschiebemergel mit Werten über 30 m seine größten Mächtigkeiten. Er tritt hier als dominierender Bestandteil der Füllsedimente auf und wird in der Regel durch zahlreiche grobe Sand- und Kieshorizonte in mehrere Bänke aufgespalten. Sie verlaufen konform zur Rinnengeometrie, verzahnen sich randlich mit den kiesigen Sedimenten im Flankenbereich und zeigen eine große Variabilität hinsichtlich ihrer petrographischen und faziellen Ausbildung. Von GELETNEKY (1996) und VATER (1996) durchgeführte Detailuntersuchungen zeigen, dass in der Rinne ausschließlich Ablationstills verbreitet sind. Die Basisbereiche setzen sich dabei vorwiegend aus einem subaquatischen Abtropftill zusammen, der durch geringe Feinkornanteile, stark wechselnde Kies- und Grobsandgehalte sowie unregelmäßig eingeschaltete Sand- und Kiesbänder charakterisiert wird. Typisch sind häufig zu erkennende Drapierungen um die meist subvertikal eingeregelten Steine. Geschiebelängsachsenmessungen zeigen relativ steile Einfallswinkel bis 44° ohne bevorzugte lineare Einregelung. Randlich verzahnt sich der Abtropftill mit subaquatischem Fließtill, der deutliche, zur Rinnenbasis hin einfallende Fließfalten erkennen lässt. Die hangenden Ab-



Abb. 6 Rehnsdorfer Eem-Vorkommen im Hangenden des eingemuldeten Oberen Geschiebemergels

schnitte der Tillsequenz liegen vorwiegend als Ausschmelztill vor, dessen Geschiebelängsachsen nach Nordosten einfallen und offenbar die konservierte ursprüngliche Richtung des Eisvorstoßes repräsentieren. Nur im Flankenbereich erfolgt ein Umschwenken der Einregelung zum Rinnentiefsten, so dass auch hier eine Verzahnung mit vermutlich subaerischem Fließtill anzunehmen ist.

Das Hangende der Geschiebemergelkomplexe in den Rinnen ist lokal bis 8 m tief eingemuldet. Deutliche Sackungserscheinungen im Geschiebemergel und den überlagernden Sanden weisen auf eine Bildung durch austauendes Toteis. Die relativ schmalen, bis über 300 m langen Depressionen sind mit limnisch-organogenen Sedimenten gefüllt (Abb. 6). Im wesentlichen treten Schluff- und Lebermudden, Sande, Torfe sowie im Randbereich vereinzelte Süßwasserkalke in Erscheinung (Vorkommen Rehnsdorf, Wolkenberg, Wolkenberg I, Papproth). Die limnische Sedimentation begann während des Eem-Interglazials (ERD, mündl. Mitt., 1993) und dauerte lokal bis zur Gegenwart an.

Rinnen

Der Nordostteil des Bearbeitungsgebietes wird von einem Netz subglazialer Schmelzwasserrinnen durchzogen, die nahezu vollständig mit Tills vom Typ des Oberen Geschiebemergels gefüllt sind. Das System setzt sich aus sechs größeren, miteinander vergitterten Hauptstrukturen (Struktur A bis F) zusammen (Abb. 7). Als Hauptstreichrichtung dominiert ein NW-SE gerichteter Verlauf, der innerhalb der Struktur nach E–W umschwenken kann bzw. durch E-W gerichtete Rinnen gekreuzt wird. Die Länge der einzelnen Strukturen kann 2 km erreichen, ihre Tiefe liegt bei max. 35 m unter Gelände im Niveau des Unteren Bänderschluffs. Charakteristisch ist ein durch zahlreiche Übertiefungen geprägtes Basisrelief mit bis zu 3 m tiefen Auskolkungen, die mit groben Sanden, Kiesen und Steinen gefüllt sind. Die Breite der Rinnen liegt im allgemeinen zwischen 50 und 200 m. Sie kann sich lokal auf weniger als 20 m verengen oder im Bereich der Struktur F wannenartig auf etwa 500 m erweitern. Der Hauptteil der Rinnenfüllung wird durch verschiedene Tillfazies charakterisiert, die sich fast ausschließ-

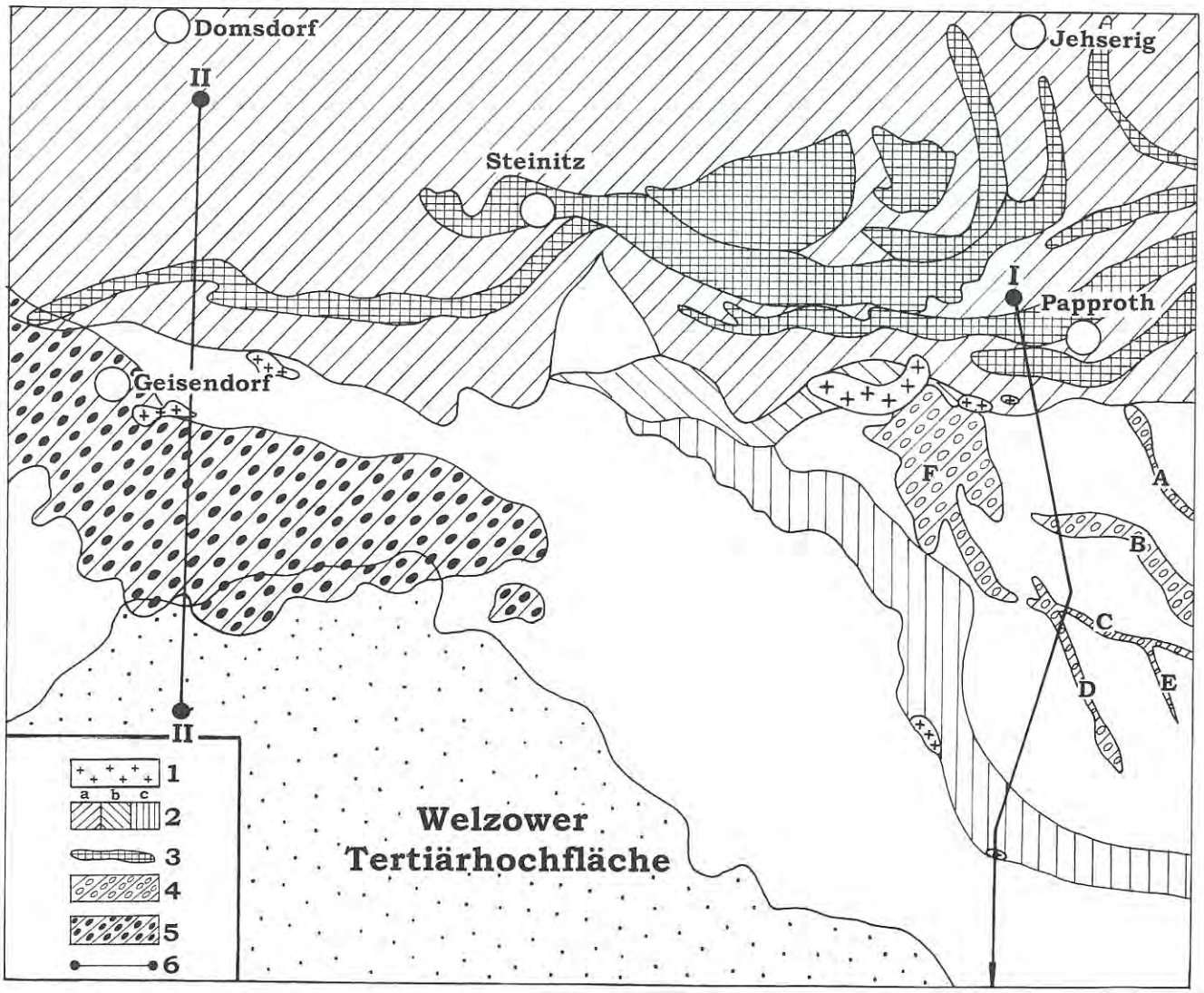


Abb. 7
Strukturkarte; 1 – Satzendmoränen; 2 – Stauchendmoränen, a-Haupteisrandlage, b-Zwischenrandlage, c-südliche Randlage; 3 – Stauchungsbereiche im 2. Lausitzer Flöz (n. GREULICH 1989); 4 – subglaziale Schmelzwasserrinnen (Strukturen A-F); 5 – Hauptverbreitung Unterer Geschiebemergel; 6 – Schnittspurlinien

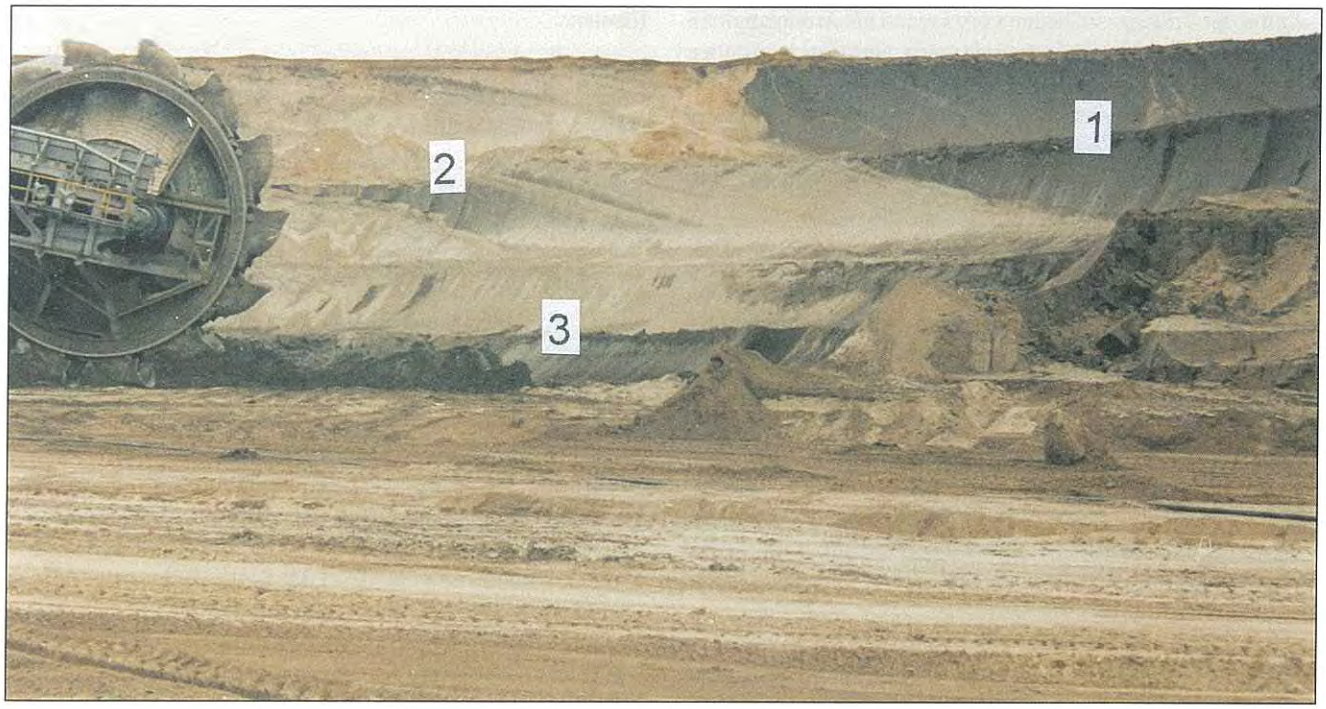


Abb. 8
Abtauchender Oberer Bänderschluff an der Südflanke Struktur C; 1-Rinnengeschiebemergel; 2-Oberer Bänderschluff; 3-Unterer Bänderschluff

lich aus subglazialen Abtropf- und Fließtills zusammensetzen und von groben Kiessanden in mehrere Bänke aufgespalten werden. An den Rinnenflanken können grobkörnige Sedimente ausgebildet sein, die oft nur wenige Dezimeter mächtig sind, parallel zu ihnen verlaufen bzw. sich taschenförmig in die Flanken einschneiden. Im Gegensatz zu den Kieshorizonten im Tillkomplex ist die Flankenauskleidung in Zusammenhang mit der Rinnengenese zu bewerten und spricht in Verbindung mit dem übertieften Basisrelief und dem unregelmäßig gewundenen, z.T. sich kreuzenden Verlauf für eine glazihydromechanische



Abb. 9 N-Flanke Struktur C; 1-Rinnengeschiebemergel; 2-Unterer Bänderschluff

Entstehung. Die subglazial abfließenden, gespannten Schmelzwässer führten zudem zu Ausspülungen aus dem durchschnittenen Kiessandkomplex zwischen den Bänderschluffen. Als Folge des Massendefizites sackte der Obere Bänderschluff bis auf den Unteren Bänderschluff ab. Diese Erscheinung ist nur an den südlichen Rinnenflanken zu beobachten (Abb. 8). Die nördlichen Flanken sind dagegen durch beeindruckende, bis 15 m hohe diapirartige Strukturen im Unteren Bänderschluff gekennzeichnet. Durch den Aufstieg wurde die gesamte Hangendfolge einschließlich des Oberen Bänderschluffs nach oben gedrückt. Beachtenswert sind die unterschiedlichen Störungsformen beider Bänderschluffe. Während der Untere Bänderschluff, dessen Basis nahezu unbeeinflusst verläuft, ausschließlich durch plastische Deformationen gekennzeichnet ist, treten im aufgeschleppten Oberen Bänderschluff und seinen Hangendsedimenten vorwiegend scharfe rupturelle Brüche und Abscherungen in Erscheinung.

Deutlich erkennbar ist eine ausgeprägte Südvergenz der Schluffdiapire (Abb. 9). Sie sind vereinzelt mehrere Zehner Meter in die Rinnensedimente intrudiert sind. Geletneky (1996) beschreibt zu den Aufstiegsstrukturen parallel verlaufende Geschiebelängsachsen im Rinnentill, die auf eine Neueinregelung im Zuge der Deformation zurückzuführen sind. Damit erfolgte die Mobilisierung des Schluffs erst nach Verfüllung der Rinne mit Ausschmelztills. Sie steht offenbar in Zusammenhang mit einem erneuten Vorrücken des Eises, dessen Auflast zum Aufbau hoher Porenwasserdrücke im wassergesättigten Unteren Bänderschluff führte. Der aus der Gletscherbewegung resultierende Druckgradient konnte sich durch die Barrierewirkung der geschiebemergelgefüllten Rinnen nicht ins Vorland abbauen und führte zum Aufstieg des hochmobilen Materials. Die rupturellen Strukturen im Oberen Bänderschluff könnten hierbei ein Hinweis auf die Tiefe der Permafrostgrenze sein.

Stauchendmoränen

Die vielfältigen Lagerungsstörungen im Untergrund, die sich im Bearbeitungsgebiet in eindrucksvollen Stauchungsgebieten präsentieren, wurden bereits von Kaunhowen (1923) als Bildung einer Endmoräne beschrieben und von Cepek (1960) mit der Saale lll-Kaltzeit parallelisiert. Greulich (1989) postulierte in Bezug auf die Störungen im 2. Lausitzer Flöz für dieses Gebiet die Bezeichnung "Drebkauer Flözfaltungszone", die sich regional nach Nowel (1984) im Kerbbereich zwischen dem Spremberger Lobus im Osten und dem Drebkau-Altdöberner Lobus im Westen befindet. Eine detaillierte Beschreibung und Gliederung der Lagerungsverhältnisse im Bereich des 2. Lausitzer Flözes wurde 1989 durch Greulich vorgestellt. Er konnte 12 Großfaltenstrukturen ausgliedern, die bis in eine Tiefe von 85 m nachweisbar sind und in markanter Weise den Verlauf der ehemaligen Haupteisrandlage nachzeichnen. Im oberflächennahen Bereich ist im Deckgebirge ein erheblich ausgedehnteres Störungsgebiet angelegt, welches durch Aufschlüsse an den Abraumböschungen teilweise sehr detailliert gegliedert werden kann. Die südlichsten Deformationen sind ca. 2,5 km vor der Haupteisrandlage in Form eines lobenförmig ausgebildeten Faltenbogens erkennbar (Abb. 7). Bei einer Störungstiefe von max. 45 m wurden hier vorwiegend nur die quartären Schichten erfaßt. Dabei bildet der Obere Geschiebemergel mit seinen glazilimnischen Nachschüttbildungen den nachweislich jüngsten stratigraphischen Komplex, der in die Deformationen einbezogen wurde (Abb. 10). Der zum Eis gerichtete Rand der Stauchendmoräne



Abb. 10 Deformierter und überschobener Oberer Geschiebemergel im Stauchendmoränenbogen der südlichen Randlage

beginnt generell mit einer regelmäßig geformten Flanke, an welcher der Obere Bänderschluff bis zur Rasensohle aufgefaltet bzw. aufgeschuppt ist. Distal folgt eine ca. 300 m breite Zone intensivster Zerscherung und plastischer Deformation, die überwiegend in einer Überschiebung endet. Die deformierten Bereiche werden diskordant von ungestörten Schmelzwassersanden und –kiesen (Abb. 11) überlagert, lokal sind Reste von Satzendmoränen erhalten. Der nordwestliche Teil des Faltenbogens wird südlich Steinitz durch einen jüngeren, E – W orientierten Faltenzug überlagert (Zwischeneisrandlage). Die Deformationen beschränken sich auch hier auf die quartäre Schichtenfolge bis ins Liegende des Unteren Bänderschluffs. In der Regel ist ein dominierender Sattelzug ausgebildet, der im Unteren Bänderschluff noch eine Amplitude von 40 m aufweist. Daran schließt sich unmittelbar das ausgedehnte Störungsgebiet der mit den Flözstörungen in Zusammenhang stehenden Haupteisrandlage an. Die Stauchungen beginnen im Quartär bis zu 2,5 km nördlich der Flözsättel mit durchschnittlichen Wirkungstiefen von 30 – 40 m und lassen sich noch bis zu 500 m ins südliche Vorland verfolgen. Dabei wird im Raum südöstlich Steinitz der Zwikkelbereich zweier Gletscherloben nachgezeichnet, der sich auch bis in den Bereich der Flözsättel durchpaust.

Generell ist im gesamten Bearbeitungsgebiet eine deutliche Konformität in den Lagebeziehungen und Störungsbildern vom Liegenden des 2. Lausitzer Flözhorizontes bis zu den saalezeitlichen Schichtgliedern zu vermerken. Somit müssen auch die tiefreichenden Deformationen als Ergebnis einer saalezeitlichen Eisdynamik gewertet werden. Die Deformationen bis in den Oberen Geschiebemergel fixieren dabei einen darauffolgenden Eisvorstoß als ursächliches Ereignis für die Anlage der ausgedehnten Stauchungszonen im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass sich der überwiegende Anteil der Sattel- und Muldenstrukturen **vor** dem eigentlichen, morphologisch in Erscheinung tretenden Grenzwall konzentriert. Der Höhenzug selbst ist, analog zu den Verhältnissen im Tagebau Greifenhain (LIPPSTREU u.a., 1995), dagegen kaum durch innere Deformationen geprägt und wird hier vorwiegend aus den schluffig-sandigen und sandig-kiesigen Hangendsedimenten des Oberen Bänderschluffs (Vorschüttbildung Oberer Geschiebemergel) aufgebaut. Ihnen liegen bis 10 m mächtige, grobe und steinige Schmelzwasserkiese aus der Rückzugsphase des deformierenden Eisvorstoßes auf, die von kuppigen, blockreichen Satzendmoränen gekrönt werden.

Die mächtigen Reste älterer Vorschüttbildungen im Kernbereich des Grenzwalls deuten an, dass zumindest Teile des heutigen Höhenzuges erosiv vormodelliert waren. Der jüngste Eisvorstoß fand somit bereits ein morphologisch stark bewegtes, ansteigendes Relief vor, welches vom Eis nur im ersten Anlauf lokal überwunden werden konnte (südliche Eisrandlage).



Abb. 11
Bereich Stauchendmoräne; diskordante Überlagerung der deformierten saalezeitlichen Beckenfeinsande durch jungsaalezeitliche Schmelzwassersande und -kiese

Geschiebeanalytische Untersuchungen

Die große Zahl der meist sowohl vertikal durch Sande und Schluffe als auch lateral durch Erosion bzw. Deformation getrennte Geschiebemergelhorizonte im Tagebau Welzow-Süd boten bislang vielfältigen Spielraum zur Abtrennung verschiedener Eisvorstöße und Postulierung zahlreicher genetischer Modelle. Das Fehlen sicherer biostratigraphischer Datierungsmöglichkeiten aus dem Liegenden der Geschiebemergel prädestinierte die Kleingeschiebeanalyse nach Cepek (1971) als bislang einzige Methode zur Korrelierung der entsprechenden Schichtkomplexe. In Anbetracht zahlloser älterer Zählergebnisse, die heute aus verschiedensten Gründen nicht mehr auffindbar oder rekonstruierbar sind und der oftmals formalistisch anmutenden Abzählung einzelner Geschiebemergelhorizonte waren Anlass für eine Neubewertung durch gezielte Probenahme. Das Hauptziel der Untersuchungen bestand dabei in der für eine sichere Tagebauführung zwingend notwendigen Korrelierung der einzelnen Geschiebemergelhorizonte, die aufgrund unterschiedlicher geotechnisch-technologischer Eigenschaften (u.a. Kornverteilung, Festigkeit, Steinführung, Abrasivität, Einlagerungen von rutschungsbegünstigenden Schluffen und Tonen) besitzen.

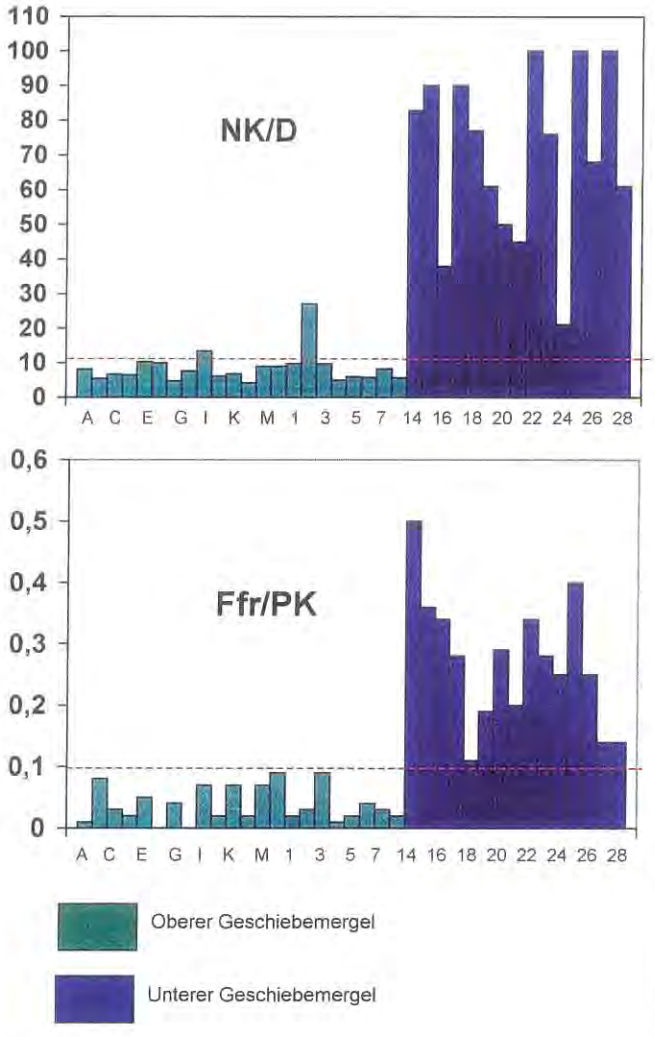


Abb. 12
Ergebnisse der Kleingeschiebeanalyse nach TGL 25 232 (Zählungen Cepek 1992, Lippstreu 1995, 1996, 1997, 1999)

Insgesamt wurden von 1993 bis 1999 42 Geschiebemergelproben aus Kernbohrungen und dem Anstehenden entnommen und im LGRB nach der Methode von Cepek (1971) ausgewertet. Das wesentlichste Ergebnis der Kleingeschiebeanalyse ist die Existenz zweier Geschiebemergelkomplexe mit jeweils signifikanten Geschiebespektren, die zwei Eisvorstößen zugeordnet werden müssen (Abb. 12). Beide Moränen sind auch über größere Entfernung (max. Entfernung der Entnahmepunkte 5,3 km) sehr homogen zusammengesetzt. Die Schwankungsbreite der Geröllspektren in den Proben weit auseinander liegender Punkte ist dabei keinesfalls höher als die Schwankungsbreite vertikal übereinander liegender Proben eines Entnahmeortes. Damit ist diese Methode in Verbindung mit einer vorurteilsfreien Akzeptanz der Ergebnisse grundsätzlich geeignet, sichere lithostratigraphische Aussagen zu liefern.

Der Untere Geschiebemergel (im Folgenden n. Lippstreu, 1996, 1998, 1999, briefl.) erbrachte für alle Proben übereinstimmende Ergebnisse, die ihre Zugehörigkeit zu einem altersgleichen Moränenkomplex belegen. Sämtliche Proben werden durch eine deutlich karbonatarme Zusammensetzung charakterisiert (Tab. 1). Der Dolomitgehalt (D) bleibt generell $\leq 0{,}8$ %, der Anteil an mesozoischen Kalken (MK) übersteigt nur in einer Probe 0,8 %. Auffallend ist ein sehr hoher Quarzanteil von 35% - 56%. Die Quarze sind überwiegend hellgrau bis grau, vereinzelt bläulichgrau, gut gerundet und klar. Ihre Herkunft ist, wie auch die geringen Anteile südlichen Materials (silbergraue Feldspäte und Lydite), durch Aufnahme aus den tertiären Elbekiesen der Raunoer Folge zu erklären. Im gesamten Spektrum dominiert nordisches Kristallin (NK) mit Anteilen zwischen 17,6% und 33,2%, das durch einen hohen Anteil von angewittertem Material auffällt. Dagegen konnten, in Hinblick auf mögliche Karbonatdezimierungen, keine ähnlichen Verwitterungserscheinungen an den paläozoischen Kalken (PK) festgestellt werden.
Insgesamt kann jedoch anhand der einstufungsrelevanten Geschiebekoeffizienten keine eindeutige stratigraphische Zuordnung für diese Moräne getroffen werden. Rein formal stehen die Ergebnisse zwischen Saale- und Elster-Komplex (Abb. 13), wobei sich generell ein Trend zum Saale-Komplex andeutet. Dies ergibt sich zum einen aus den geringen Werten für den NK/PK-Quotienten (1,65) sowie den infolge des prozentual niedrigen Feuersteingehaltes ebenfalls geringen Ffr/PK-Quotienten von durchschnittlich 0,27.
In Anbetracht eines von Cepek (1991) für die Elstermoränen der östlichen Niederlausitz beschriebenen sehr geringen Gehaltes an frischen Feuersteinen (Ffr) und dem daraus resultierenden niedrigen Ffr/PK-Quotienten (der in der Regel nur für die jüngeren Moränen Werte <0,38 zeigt) kann prinzipiell auch eine Zuordnung zum Elster-Komplex nicht ausgeschlossen werden. Damit wäre dieser Geschiebemergel mit den in Lithologie, Farbe und Konsistenz vergleichbaren, elsterzeitlichen Geschiebemergeln im Raum Klinge-Dubrau (Cepek & Nowel, 1991), Greifenhain (Lippstreu et al. 1995) zu korrelieren.

Der Obere Geschiebemergel deutet aufgrund verschiedener Höhenniveaus und wechselnden makropetrographischen Erscheinungsbildes auf unterschiedliche Eisvorstö-

Tab. 1 Ergebnisse der Geschiebezählungen im Tagebau Welzow-Süd (nach CEPEK 1992, LIPPSTREU 1995, 1996, 1997, 1999); Fraktion 4 bis 10 mm

	F/NK	NK/PS	NK/D	NK/PK	Ffr/PK	(PK+D)/S	PKgr/PKr+sz	Entnahmestelle
A	0,04	10,69	8,18	0,87	0,01	9,26	18,88	Geschiebemergel im Liegenden des Eem-Vorkommens Wolkenberg 1
B	0,07	60,50	5,50	1,53	0,08	7,21	38,50	
C	0,07	21,4	6,69	0,91	0,03	7,44	13,75	
D	0,04	14,67	6,47	0,85	0,02	7,54	64,00	Geschiebemergel im Liegenden des Eem-Vorkommens Wolkenberg
E	0,07	29,62	10,3	1,04	0,05	8,96	75,00	
F	0,08	25,00	10,00	0,85	0,00	7,11	28,5	Geschiebemergel im Liegenden des Eem-Vorkommens Rehnsdorf
G	0,06	17,33	4,73	0,96	0,04	9,28	8	
H	0,02	53,00	7,57	1,02	0,00	9,83	51,0	
I	0,09	161,0	13,42	1,05	0,07	8,25	10,76	Stat. 15,0
J	0,04	16,86	6,21	0,86	0,02	9,75	33,25	
K	0,08	28,75	6,76	1,19	0,07	8,77	96,00	Stat. 13,7
L	0,05	33,33	4,17	0,69	0,02	6,46	23,00	
M	0,08	49,50	9,00	0,95	0,07	6,76	25,00	Stat. 12,0
N	0,15	8	9,00	0,90	0,09	4,89	25,67	
1	0,02	14,11	9,77	1,05	0,02	7,88	29,25	Rinnenfüllung Struktur D
2	0,05	15,00	27,00	0,79	0,03	8,33	17,88	
3	0,11	29,00	9,66	1,30	0,09	5,05	28,66	
4	0,03	9,94	4,97	0,75	0,01	9,21	27,00	
5	0,03	5,55	6,00	0,65	0,02	12,85	28,00	
6	0,06	17,30	5,76	0,93	0,04	12,71	22,25	Rinnenfüllung Struktur C
7	0,05	60,66	8,27	0,78	0,03	8,19	22,20	
8	0,06	10,14	5,68	0,74	0,02	12,06	20,33	
9	0,61	8	8	2,15	0,15	1,63	8	"Beckensand"
10	0,74	8	8	5,40	0,60	1,00	1,50	
11	0,00	8	8	7,00	0,00	1,33	8	
12	0,00	8	31,00	2,39	0,00	2,33	8	
13	0,00	8	8	4,00	0,00	4,33	8	
14	0,28	165	82,8	1,88	0,49	3,0	7,8	Bohrung B839/96
15	0,19	90,00	90,00	2,31	0,36	1,9	4,57	Bohrung B798/97
16	0,18	38,00	38,00	1,85	0,34	8,60	9,25	
17	0,16	90,00	90,00	1,8	0,28	3,4	15,66	
18	0,12	38,5	77,0	1,43	0,11	5,5	9,8	
19	0,11	30,5	61,00	1,69	0,19	2,18	17,00	
20	0,21	25,00	50,00	1,47	0,29	4,38	10,54	Bohrung C948/97
21	0,14	45,00	45,00	1,5	0,2	3,44	7,57	Bohrung B802/97
22	0,24	23,33	8	1,49	0,34	2,94	10,75	
23	0,28	15,2	76,0	1,07	0,28	6,55	9,14	
24	0,26	42,00	21,00	1,5	0,25	2,31	8,33	
25	0,18	8	8	2,2	0,4	0,71	8	
26	0,19	34,0	68,0	1,55	0,25	3,46	10,0	Bohrung C949/98
27	0,11	24,6	8	1,3	0,14	4,07	10,4	
28	0,1	30,5	61,0	1,65	0,14	4,22	36,0	

ße, die sich jedoch geschiebestatistisch nicht belegen ließen. THIEM & KRBETSCHEK (1992) stellten bereits nach Auswertung von 164 Geschiebemergelproben aus dem Raum Welzow fest, dass „... keine der drei (angenommenen Saale- d.A.) Grundmoränen eine statistisch signifikante Geschiebegemeinschaft besitzt.". Trotz ihrer daraus resultierenden Ablehnung der Geschiebeanalyse zur Korrelierung saaleglazialer Schichtglieder deuten sie dennoch an, „... daß die angetroffenen saaleglazialen Serien ... lediglich einer Kaltzeit angehören...".

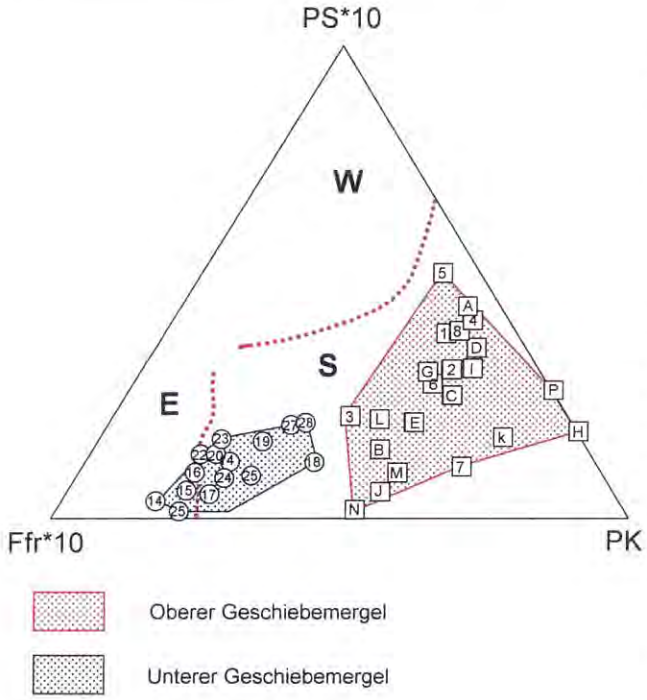


Abb. 13
Lage der Geschiebemergelproben im Auswertedreieck nach TGL 25 232

In Zusammenhang mit kontinuierlichen Böschungskartierungen wurden durch den Autor zwischen 1992 und 1996 aus unterschiedlichen Positionen des Oberen Geschiebemergels 22 Proben zur kleingeschiebeanalytischen Auswertung genommen. Die Ergebnisse aller Proben bestätigen die von THIEM & KRBETSCHEK (1992) getroffene Vermutung und weisen eine derart markante Übereinstimmung auf, dass entgegen bisherigen Vorstellungen sowohl die oberflächennahen Moränen auf den Hochlagen, die Geschiebemergel im Liegenden der Eem-Becken als auch die in den Sanderflächen von mächtigen Nachschüttsedimenten bedeckten Moränen lediglich einem Eisvorstoß zugeordnet werden sollten.
Der Geschiebemergel zeigt ostbaltisch geprägte, karbonatreiche und sandsteinarme Geschiebespektren (Tab 1). Der markante Dolomitgehalt (max. 7,9%, durchschnittlich 4,9%) spiegelt sich in entsprechend niedrigen NK/D - Quotienten wider, die bis auf zwei Ausnahmen unter 11 (durchschnittlich 7,23) liegen. Sandsteine und frische Feuersteine treten in geringer Verteilung in Erscheinung und bedingen (PK+D)/S - Quotienten zwischen 5,0 und 12,9 sowie Ffr/PK - Verhältnisse unter 0,1. Der NK/PK - Quotient bleibt mit einer Abweichung unter 1,2. Der Gehalt an paläozoischen Kalken ist mit durchschnittlich 39% sehr hoch, dabei dominieren graue Kalke.

Die Spektren erlauben in Verbindung mit dem Vorkommen umgelagerter Schalenreste von *Viviparus diluvianus* KUNTH in den Liegendsedimenten eine sichere Einstufung des Oberen Geschiebemergels in den Saale-Komplex. Er entspricht nach TGL 25 234 (CEPEK 1981) infolge der signifikanten Übereinstimmung mit allen einstufungsrelevanten Quotienten einem Saale ll-Geschiebemergel (gSll) der Fläming-Kaltzeit. In Anlehnung an die CEPEK sche Dreigliederung des Saale-Komplexes ergibt sich somit folgerichtig die Bildung der Satz- und Stauchendmoränen am Niederlausitzer Grenzwall im Ergebnis der Lausitz-Kaltzeit (Saale lll). Die beiden Kaltzeiten werden von NOWEL (1996) mit dem Drenthe 2-Vorstoß (Saale ll) bzw. dem Warthe-Vorstoß (Saale lll) korreliert. Für die postulierte Tranitz-Warmzeit zwischen Drenthe und Warthe gibt es im Bearbeitungsgebiet jedoch keine Belege. Eine mögliche Schichtlücke muss ausgeschlossen werden, da die Eem-Vorkommen in den mit Oberen Geschiebemergel gefüllten Depressionen keine warmzeitlichen Verhältnisse im Zeitraum zwischen Rinnenanlage und dem folgenden, für die Deformationen verantwortlichen Eisvorstoß erwarten lassen. Zu vergleichbaren Aussagen kommt u.a. auch BÖNISCH (1991) in Auswertung der Lagerungsverhältnisse zahlreicher Eem-Vorkommen in der NW-Lausitz, die ebenfalls an Strukturen gebunden sind, in denen älteres Toteis (Saale 1) bis zur eemzeitlichen Erwärmung konserviert war.
Somit erscheint es lediglich gerechtfertigt, den Oberen Geschiebemergel aufgrund seiner ostbaltischen Geschiebezusammensetzung allgemein mit einem zweiten Saale-Vorstoß (Saale 2) in diesen Raum in Verbindung zu bringen. Daraus entwickelte sich ein weiterer Vorstoß (Saale 3), der durch mehrere Eisrandlagen mit entsprechenden Satz- und Stauchendmoränen in den Aufschlüssen des Tagebaus Welzow-Süd belegt wird.
Unter dem Aspekt, die Position des seit WOLDSTEDT (1927) als Haupteisrandlage der Warthe beschriebenen Niederlausitzer Grenzwalls zu wahren, muss der Obere Geschiebemergel mit dem 2. Drenthe-Vorstoß parallelisiert werden (NOWEL 1996). Eine hieraus abgeleitete Einstufung des Unteren Geschiebemergels als Saale 1-Moräne (Drenthe 1) bietet sich in diesem Zusammenhang an, sollte aber nicht zwangsläufig erfolgen. Die glazifluvialen Kiessande im Hangenden des kryogen überprägten Unteren Bänderschluffs können grundsätzlich auch als Saale 1-zeitliche Schüttung über einer elsterzeitlichen Bekkenserie interpretiert werden.
Mit der u.a. von EISSMANN (1995) und LIPPSTREU (1995) vertretenen Korrelation der Saale ll (Saale 2 im Raum Welzow) mit der Warthe-Kaltzeit ergibt sich dagegen die Konsequenz, den Niederlausitzer Grenzwall als Ergebnis einer gering zeitversetzten, mehrfach oszillierenden Rückzugsstaffel der Warthe zu bewerten.

Zusammenfassung

In der aufgeschlossenen quartären Schichtenfolge des Tagebaus Welzow-Süd können zwei eigenständige, geschiebestatistisch sicher zu trennende Grundmoränen nachgewiesen werden. Die jeweiligen Nach- und Vorschüttbildungen liegen konkordant übereinander und vermitteln den Eindruck lükkenlos aufeinander folgender Sedimentationszyklen, die durch die Welzower Tertiärhochfläche im Süden begrenzt und von den jeweiligen Eisbewegungen gesteuert wurde. Ein weiterer, im wesentlichen durch mächtige Sanderschüttungen, Satz- und Stauchendmoränen zu belegender Eisvorstoß schließt die glaziäre Entwicklung ab, wobei mehrere Eem-Vorkommen im Hangenden eine entsprechende Zeitmarke setzen.
Mit dem Fehlen sicher stratifizierbarer Horizonte im Liegenden der Abfolge kann für den Beginn der Sedimentation, insbesondere für das Alter des Unteren Geschiebemergels, keine stichhaltige Aussage getroffen werden.

Die markanten Deformationen im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls sind im Ergebnis mehrerer Oszillationen nach Bildung eines Saale 2-zeitlichen Geschiebemergels durch einen jüngeren, zeitlich gering versetzten Eisvorstoß (Saale 3) entstanden.

Summary

The Quaternary sequence of the open-cast mine Welzow - Süd is characterised by two separate ground moraines with typical boulder communities, determined by using analyses of small pebbles. Their post- and pre-sediment formations show conformable bedding and give the impression of undisturbed complete settlement. Another glaciation will be supplied by ice-marginal sediments, push end moraines and thick sandur plains. With this ice-advance the glazial development is finished, divided by Eemian deposits in the immediate roof. The age of the Lower till is undefined, there are no evidence of time-marks for underlying beds.
The striking glacigene disturbances of bedding in the area of the Niederlausitzer Grenzwall are results of multiple ice-marginal oszillations by the youngest glaciation within the Saale complex (Saale 3). It took place directly after the origin of Upper till (Saale 2), a interglacial warming-up period can be excluded.

Literatur

BENDA, L. (Hrsg.)(1995): Das Quartär Deutschlands. – 408 S., Stuttgart (Borntraeger)

BÖNISCH, R. (1991): Neue quartärgeologische Modelle für Embecken in der Niederlausitz. – Exk.-führ. 38. Jahrestagung Ges. Geol. Wiss., S. 95-97, Berlin

CEPEK, A. G. (1960): Quartär - Eisrandlagen, Interglaziale und Präglazial in Brandenburg. – Exk.-führ. 7. Jahrestagung Geol. Ges. DDR, Berlin

CEPEK, A. G. (1971): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – TGL 25 232, Bl. 1-6, Staatssekr. f. Geologie, Berlin

CEPEK A. G. & W. NOWEL (1991): Zum Pleistozän im Raum Klinge-Dubrau (östliche Niederlausitz), ein Typusgebiet für den Saale-Komplex. – Z. geol. Wiss., **19**, 3, S. 289-316, Berlin

EISSMANN, L. (1995): Sachsen. – In: BENDA, L. (1995), S. 171-198

GELETNEKY, J. (1996): Geologischer Bau und Genese subglazialer Schmelzwasserrinnen im Braunkohlentagebau Welzow-Süd (Brandenburg). – Diplomarbeit an der Math.-Naturw. Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, (unveröff.)

GREULICH, K. (1989): Lagerungsverhältnisse des 2. Miozänen Flözhorizontes im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls im Raum Neupetershain-Spremberg. – In: Freib. Forschungsh., **C 434**, Leipzig

KAUNHOWEN, F. (1923): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Drebkau. – Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

LIPPSTREU, L; HERMSDORF, N. & A. SONNTAG (1995): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Greifenhain (LAUBAG) und in seinem Umfeld. – Brandenburgische Geow. Beitr., **2**, 1, S. 61-67, Kleinmachnow

LIPPSTREU, L. (1995): Brandenburg. – In BENDA, L. (1995), S. 116-147

NOWEL, W. (1984): Die geologische Entwicklung des Bezirkes Cottbus – Teil III/B: Das Quartär (Stratigraphie). – Nat. u. Landsch. Bez. Cottbus, 6, S. 3-33, Cottbus

NOWEL, W. (1996): Aktuelle Bemerkungen zur Gliederung des Saale-Komplexes im Quartär der Niederlausitz. – Nat. und Landsch. in der Niederlausitz, 17, S. 54-77, Cottbus

PIOTROWSKI, J. (1992): Was ist ein Till?. – Die Geowissenschaften **10**, 4, S. 100-108, Weinheim (VCH)

STEPHAN, H.-J. & J. EHLERS (1983): North German till types. – In: Glacial Deposits in North-West Europe. – S. 239-248, Rotterdam

THIEM, G. & M. KRBETSCHEK (1992): Geschiebestatistische Untersuchungsergebnisse an Grundmoränen im Raum westlich Spremberg (Niederlausitz). – Z. geol. Wiss. **20**, 5/6, S. 593-601, Berlin

VATER, R. (1996): Zur Genese subglazialer Schmelzwasserrinnen im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls (Brandenburg). – Diplomarbeit an der Math.-Naturw. Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, (unveröff.)

WOLDSTEDT, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. – Sitz.-Ber. preuß. geol. Landesanst. 2, S. 115-119, Berlin

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. (FH) Ralf Kühner
LAUBAG-HV
Abt. Geologie/Kohlenqualität
Knappenstr. 1
01968 Senftenberg

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 73–81	7 Abb., 24 Lit.

Bodenentwicklung auf quartären Substraten – mit Beiträgen zu Bodenkartierung und Bodenschutz in Schleswig-Holstein

P. Janetzko & B. Burbaum

1. Einleitung

Im Unterschied zur Nachbardisziplin Geologie, in der Fragen der Stratigraphie und Genese von Gesteinen im Vordergrund stehen, beschäftigt sich die Bodenkunde/ bodenkundliche Kartierung, im wesentlichen mit der Frage, welcher Boden sich seit der Ablagerung eines Gesteins im Grenzraum zur Atmosphäre im Zusammenwirken unterschiedlicher Faktoren aus dem Gestein entwickelt hat.
Die Böden werden heute von den Geologischen Diensten der Länder nach einer verbindlichen Anleitung (KA 4) im Gelände aufgenommen und klassifiziert. Das Ergebnis der Aufnahmen im Gelände wird in Bodenkarten veröffentlicht. Im Zentrum der Kartierung stehen Bodentypen, die aufgrund bestimmter Horizontfolgen klassifiziert werden. Die Horizonte ihrerseits sind das Produkt unterschiedlicher Verwitterungs-, Verarmungs-, Anreicherungs- und Umwandlungsprozesse im Bodenprofil.
Böden erfüllen im Landschaftshaushalt unterschiedliche Funktionen vom Lebensraum für Tiere und Pflanzen über Speicherfunktionen (Wasser, Nährstoffe) bis hin zu den Funktionen als Filter, Puffer oder Transformator (Regelungsfunktionen).

2. Historischer Abriss der Bodenkartierung in Schleswig-Holstein

Die Anfänge der systematischen, auf Flächendeckung abzielenden Bodenkartierung in Schleswig-Holstein liegen schon etwa 90 Jahre zurück. Damals haben Geologen wie C. Gagel und J. Schlunk im Rahmen der geologischen Landesaufnahme in Preußen und benachbarten Gebieten im Maßstab 1 : 25 000 etliche Geologische Karten mit Erläuterungsheften veröffentlicht. Die Karten enthalten neben Darstellung der geologischen Bildungen auch sogenannte agronomische Einschreibungen. Diese beziehen sich im wesentlichen auf die Bodenartenschichtung.
Die Erläuterungen zu diesen Karten gliedern sich in die Geologie des tieferen und des oberflächennahen Untergrundes und behandeln auch die Bodenverhältnisse mit klimatischen, bodenphysikalischen/-chemischen Kennwerten und Angaben zur land- und forstwirtschaftlichen Nutzung in einer "agronomischen" Beschreibung.
Reine Bodenkarten im Rahmen der Landesaufnahme sind erst nach dem 2. Weltkrieg herausgekommen. Dabei finden sich in den älteren Bodenkarten in Anlehnung an die klassische Bodensystematik (Dokutschajew 1879) klimaphytomorphe Bezeichnungen für Böden. Im norddeutschen Raum wird daher z.B. zwischen Wald- und Heideböden unterschieden, wobei die Verheidung seit der Bronzezeit durch Rodung des Waldes in dem ursprünglich zu > 90 % bewaldeten Land ausgelöst wurde und im Mittelalter ihren Höhepunkt erreichte. Eine weitere Unterteilung der Böden erfolgte durch die Kennzeichnung der Wasserverhältnisse (trocken – nass) oder durch den Grad der Podsolierung (braune und rostfarbene Waldböden bzw. Heideböden).
In den sechziger Jahren wurden schließlich die ersten Bodenkarten (Naturpark Aukrug) mit der von Kubiena (Kubiena 1953) eingeführten, von Mückenhausen (Mückenhausen 1959) weiterentwickelten und von den Staatlichen Geologischen Diensten aufgegriffenen Bodensystematik veröffentlicht.
Die weitere Entwicklung der Bodenkartierung in Schleswig-Holstein ist eng an das Programm Nord geknüpft, durch welches die Chancen der Landwirtschaft vor allem im Bereich der Eider-Treene-Sorge-Niederung und der Westküste verbessert werden sollten. Schließlich sind über die Jahre hinweg ca. 40 %der Landesfläche im Maßstab 1 : 25 000 kartiert worden. Allerdings besteht ein deutliches Ungleichgewicht in bezug auf die räumliche Verteilung der kartierten Gebiete. So sind die Festlandmarschen fast vollständig, die Geest etwa zur Hälfte, die Jungmoräne jedoch nur zu etwa 10 – 20 kartiert. Die bestehenden Defizite in der Kenntnis der räumlichen Verbreitung der Böden im Lande und in der Bundesrepublik insgesamt sollte u.a. durch die Erarbeitung einer bundeseinheitlichen Bodenübersicht im Maßstab 1 : 200 000 ausgeglichen werden.
Die neuesten Karten (etwa ab 1995) geben neben der Typologie und der Bodenart (Sand, Lehm etc.) auch die Genese des Substrates (glazifluviatil, glazigen, glazilimnisch, fluviatil, periglaziär etc.) also die Bodenformen an.

3. Ausgewählte pedogene Faktoren

3.1 Das Substrat

Das Ausgangsmaterial der Bodenbildung besteht im Norddeutschen Flachland fast ausschließlich aus quartären Lokkergesteinen. Ausnahmen in Schleswig-Holstein sind der Rotliegendton ("Rotenlehm") bei Elmshorn am Rand einer Subrosionssenke auf dem Liether Salzstock, die permische Salzstruktur des Segeberger Kalkberges (Zechstein-Anhy-

drit), die Lägerdorfer Kreide sowie der Buntsandstein von Helgoland. Tertiäre Lockergesteine wie der eozäne Tarraston befinden sich häufig als Schollen in eiszeitlichen Ablagerungen.

Das Substrat der Böden ist gekennzeichnet durch die Gesamtbodenart (Fein- und Grobboden), durch die Geogenese, durch Zusammensetzung und Herkunft der Bodenausgangsgesteine und seine stratigraphische Zuordnung. Die Geogenese kann z.B. das Korngrößenspektrum bzw. den Sortierungsgrad von Substraten oder den Rundungsgrad von Einzelkörnern bestimmen. Zusammensetzung und Herkunft können den Mineralbestand widerspiegeln und somit die pedogene Entwicklung vorzeichnen. Der Feinboden wird in der bodenkundlichen Kartierung anhand des Bodenartendreiecks der Bodenkundlichen Kartieranleitung (KA 4) beschrieben. Dieses ist ein rechtwinkliges Dreieck (2-Komponenten-Diagramm) mit den Reinformen der Hauptbodenarten Sand, Schluff und Ton an den Eckpunkten. An seinen Schenkeln finden sich daher Zweikorngemische und zur Mitte Dreikorngemenge mit einer starken Mischung der Hauptkomponenten in Form der Hauptbodenart Lehm als sandiger, toniger oder schluffiger Lehm (Abb. 1a, b).

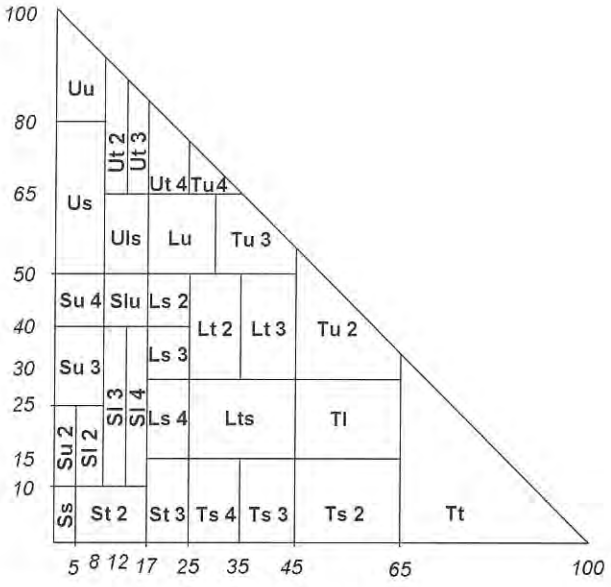


Abb. 1a Bodenartenuntergruppen

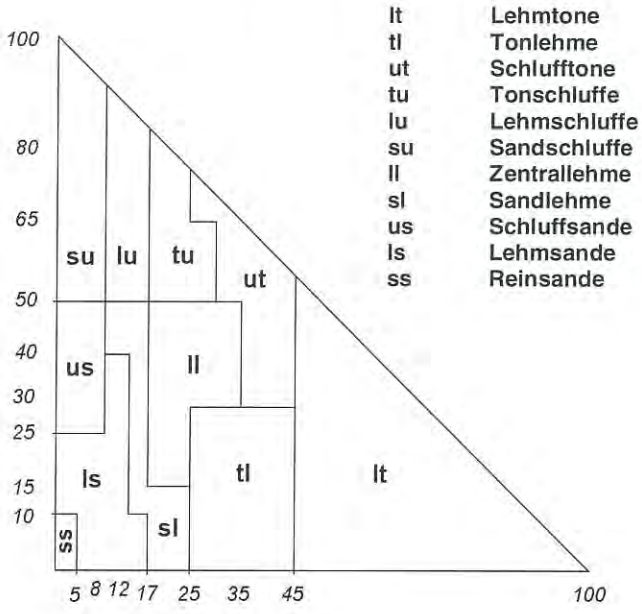


Abb. 1b Bodenartengruppen

Diese entsprechen z.T. dem Geschiebelehm/-mergel mit einem breiten Kornspektrum (mit Grobbodenanteilen), geringem Sortierungsgrad des Korngemenges und einem schlechten Rundungsgrad der Einzelkörner.

Etwas homogener ist schon der Geschiebesand der Satzendmoränen, der noch größere Blöcke (Geschiebe) enthalten kann. Ein weiteres Ausschmelzprodukt findet sich dann im Sander, in dem keine größeren Blöcke mehr auftreten, die Kornsortierung und der Rundungsgrad jedoch zunehmen.

Eine (sehr) gute Sortierung zeigen dagegen Beckensedimente und Marschen als Zweikorngemische. Erstere können eine sehr feine Schichtung besitzen, die den jahreszeitlichen Rhythmus ihrer Ablagerung widerspiegeln.

Auch die periglaziären Sedimente weisen je nach Transportmedium und -form unterschiedliche Sortierungs- und Rundungsgrade auf. Es ist in etwa folgende Reihe von schlechter bis guter Sortierung festzustellen: Fließerden – Schwemmfächer – Geschiebedecksand – niveofluviatiler Sand in Tälern – Flugsand. Die zuletzt genannten Flugsande weisen neben der guten Korngrößensortierung auch eine Mineralsortierung in Form einer Quarzanreicherung auf. Alle periglaziären Sedimente sind zudem meist entkalkt, da sie in der Regel während der Umlagerung ihren Carbonatanteil verloren bzw. vermindert haben. Organische Beimengungen sind in periglaziären Sedimenten keine Seltenheit.

Die holozänen Sedimente, z.B. Dünen- oder Auensande sind oft durch höhere Humusgehalte gekennzeichnet. Der Anstieg des Meeresspiegels bewirkte schließlich die Bildung der Marschen (mit gut sortierten Sedimenten) einerseits und durch die Erhöhung des Grundwasserspiegels führte er andererseits zur großräumigen Vermoorung in flachen Geestgebieten. Zu Beginn des Holozäns kam es in trockenen Klimaabschnitten ähnlich wie im Spätglazial zu größeren Flugsandaufwehungen und Dünenbildungen.

3.2 Das Klima

Das Klima in Schleswig-Holstein ist thermisch und hygrisch als recht ozeanisch einzustufen (FRÄNZLE 1993). In der Normalperiode 1961 – 90 lag die Jahresmitteltemperatur bei 8,2° C und der Jahresmittelwert der Niederschläge bei 779 mm. Einige regionale Unterschiede sind jedoch aus bodenkundlicher Sicht bemerkenswert. So liegen die Niederschläge auf den vorgelagerten Inseln in der Nordsee sowie der Marsch deutlich (100 – 150 mm/a) niedriger als in den hochaufragenden Alt- und Jungmoränen und nehmen zur Ostsee hin wieder ab, wo sie mit 550 mm/a auf Fehmarn ihr Minimum erreichen. Aufgrund der mäßigen Sommertemperaturen und der dabei reichlichen Niederschläge ist die jährliche klimatische Was-

serbilanz mit + 200 bis 400 mm als mittel bis hoch einzustufen und liegt nur im äußersten Osten des Landes (z.B. Fehmarn) geringfügig darunter. Es kann allerdings davon ausgegangen werden, dass sie in trockenen Abschnitten in der nacheiszeitlichen Klimaentwicklung darunter gelegen hat, so dass sogar steppenähnliche Bedingungen angenommen werden. Insgesamt ist festzuhalten, dass das Klima in Schleswig-Holstein als Bodenbildungsfaktor in Bezug auf die Ausprägung der Bodentypen eher einen angleichenden als einen dividierenden Charakter hat.

4. Pedogene Prozesse

Nach Abschluß eines Sedimentationsprozesses (-zyklus), der das Ausgangsmaterial liefert, setzt die Bodenbildung ein. Dabei werden häufig in einer bestimmten Reihenfolge, z.T. aber auch parallel zueinander unterschiedliche Prozesse wirksam.

An der Oberfläche der glazialen Sedimente kam es im Tundrenklima des Spätglazials zu Umlagerungsprozessen (Solifluktion, Abluation ...) und zu kryogenen Prozessen (Gefügeveränderungen, Solimixtion). Diese stellen die Grenze zwischen geologischen und pedologischen Prozessen dar.

Humusstoffen in sandigen Substraten (Podsolierung) und Tonpartikeln in lehmigen Substraten (Lessivierung) von oben nach unten ein, so dass es zu einer Sexquioxid- und Humusakkumulation (Bh- und Bs- Horizonte der Podsole) und zu einer Tonanreicherung (Bt-Horizonte der Parabraunerden) im Unterboden kommt. Die Oberböden zeigen dagegen eine Bleichung (Ae- bzw. Al-Horizonte). Wichtige pedogene Prozesse und Eigenschaften in Abhängigkeit von pH-Wert sind der Abbildung 2 zu entnehmen.

Bei geringerem oder fehlendem Oberflächenabfluß und schwer durchlässigem Untergrund kommt es zu Staunässebildung (Pseudovergleyung). Die damit verbundenen Redoxwirkungen äußern sich u.a. in Form von Rostflecken im Wasserschwankungsbereich. Das Stauwasser selbst tritt nur jahreszeitlich auf, und besitzt eine größere Amplitude als das Grundwasser in Grundwasserböden (Gleye). Die Profile gliedern sich in einen Stauwasserleiter (Sw) und eine Stauwassersohle (Sd). Darunter befindet sich der staunässefreie C-Horizont.

Böden im Grundwasserschwankungsbereich (Gleye) zeigen dagegen einen rostfleckigen Oxidationshorizont (Go) und einen grauen bis blaugrauen Reduktionsbereich (Gr) unter

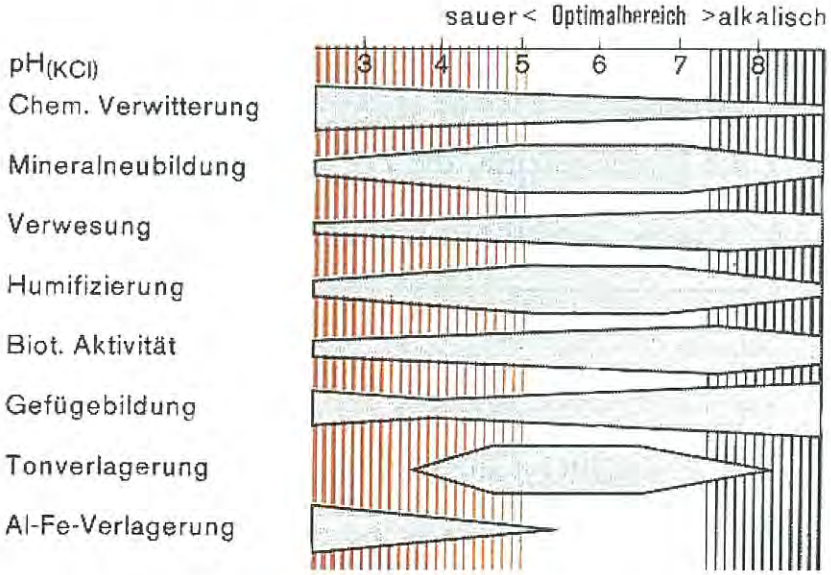


Abb. 2 Beziehungen zwischen pH und pedogenetischen Faktoren (verändert nach D. Schröder 1972)

Besonders wärmere Phasen (Interstadiale, Interglaziale) waren bzw. sind auch von bodenbiologischen Aktivitäten geprägt. Durch Humusakkumulation im Oberboden entstehen zunächst Böden einer geringen Entwicklungsstufe (A-C-Böden, z.B. Pararendzina). Mit fortschreitender Entkalkung setzt mit der chemischen Verwitterung der Gesteine und Minerale auch deren Oxidation durch den Luftsauerstoff ein, so dass ein brauner Unterboden (Bv-Horizont) zwischen dem A- und dem C-Horizont entsteht (Braunerde). Sinken die pH-Werte im Bodenprofil durch zunehmende Versauerung in Folge des Auftretens der beim Abbau organischer Substanz freiwerdenden Huminsäuren weiter ab, können bei abwärts gerichtetem Bodenwasserstrom andere Prozesse wirksam werden. So setzt eine Wanderung von Sesquioxiden (Fe, Al) sowie

ständigem Grundwassereinfluss. Der ständig grundwassererfüllte Gr-Horizont sollte in reinen Gleyen definitionsgemäß bei max. 8 – 13 dm unter Geländeoberfläche (GOF) beginnen.

5. Regionalspezifische Bedingungen der Pedogenese in Schleswig-Holstein

Entsprechend seinem geologischen Aufbau ist das Land mit seinen Bodengesellschaften auf der höchsten Hierarchieebene – den Bodenregionen (BR) – in die pleistozäne Alt- und Jungmoränenlandschaft sowie das Küstenholozän und die Flusslandschaft an der Elbe außerhalb des unmittelbaren Tideeinflusses gegliedert (Abb. 3).

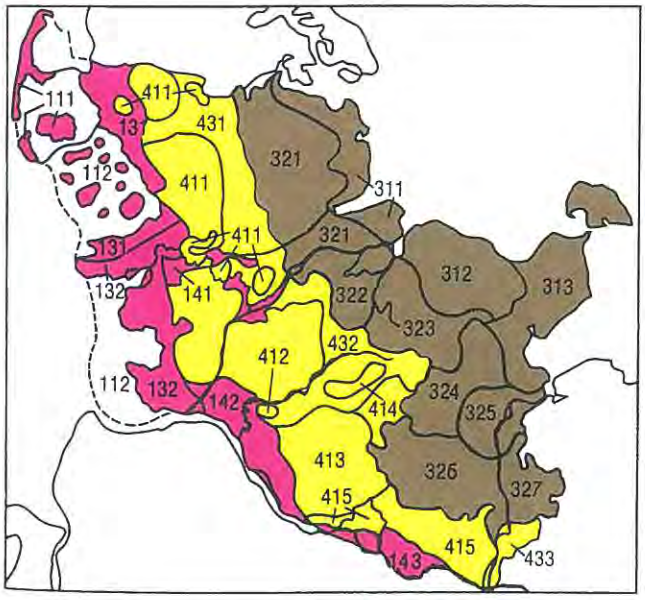


Abb. 3: Bodenlandschaften Schleswig-Holsteins

BR	**1**	**Küstenholozän**
BGL	**11**	**Nordfriesisches Wattenmeer mit Halligen und Inseln**
	111	Nördlicher Bereich der Inseln mit Geestkernen
	112	Südlicher Bereich der Inseln, Halligen und Marschen
BGL	**12**	**Watt an der Nordseeküste**
BGL	**13**	**Marschen und Moore im Tideeinflußbereich**
	131	Nordfriesische Marsch und nördliches Eiderstedt
	132	Dithmarschen und südliches Eiderstedt
BGL	**14**	**Ästuargebiete**
	141	Eider-Treene-Ästuar
	142	Elbe-Ästuar
	143	Hamburger Stromteilungsgebiet
BR	**3**	**Jungmoränenlandschaften**
BGL	**31**	**Sandig-lehmige Moränenlandschaften im Bereich jüngerer Eisvorstöße**
	311	Ostschleswiger-Mittelholsteiner-Fördenlandschaft
	312	Holsteiner Seenplatte
	313	Wagrische Halbinsel/Lübecker Bucht
BGL	**32**	**Sandig-lehmige Moränenlandschaften im Bereich älterer Eisvorstöße**
	321	Ostschieswiger Hügelland
	322	Mittelholsteiner Hügelland
	323	Ostholsteiner Hügelland
	324	Obertrave-Gebiet
	325	Lübecker Becken
	326	Stormarner Moränengebiet
	327	Ratzeburger Seenplatte
BR	**4**	**Altmoränenlandschaften**
BGL	**41**	**Sandig-lehmige Hohe Geest**
	411	Schleswiger Geest
	412	Mittelholsteiner Geest
	413	Pinneberger-Barmstedter Geest
	414	Bramstedter Geest und Kisdorfer Wohld
	415	Hamburger Raum, Glinder- und Schwarzenbeker Geest
BGL	**43**	**Sandige Vorgeest mit Weichselsandern, Talsandgebiete und flachen Saalesandern**
	431	Schleswiger-Vorgeest
	432	Holsteiner Vorgeest
	433	Büchener Sander

BR = Bodenregion, BGL = Bodengroßlandschaft,
Sonstige = Bodenlandschaften (vgl. KA 4)

Das Küstenholozän (Watten und Marschen an der Nordseeküste bzw. in den Ästuargebieten) verfügt über einen primären geogenen Salzgehalt, der mit der Entwässerung der Marschen bei ihrer Kultivierung verlorengeht. Daher ist die erste Stufe der Pedogenese der Marschen die Salz-/Rohmarsch.
Ferner sind die Marschen meist carbonathaltig abgelagert worden und verlieren ihren Carbonatgehalt im zeitlichen Verlauf der Pedogenese im Oxidationsbereich fortschreitend nach unten (Mittelwert ca. 10 cm/100 a). Auf die Salzmarsch folgt daher die Kalkmarsch und wenn eine Entkalkungstiefe von 4 dm überschritten wird, definitionsgemäß die Kleimarsch. Bei hohen sedimentären Ton- oder Humusgehalten bzw. bei Tonverlagerung werden weiter Knick- und Organomarschen unterschieden und bei Profilabfolgen mit fossilen A- oder Go-Horizonten (Humus-/Eisendwog) Dwogmarschen.
Von West nach Ost folgt die Geest. Dieser Begriff kommt aus dem Plattdeutschen und bezeichnet eine Landschaft mit ertragsschwachen Böden. Die Geest umfasst daher Altmoränenkomplexe, saalezeitliche Sander traditionell aber auch die weichselzeitliche Vorgeest vor dem Jungmoränenrand.
Im Gegensatz zu den Böden der beiden anderen Bodenregionen herrscht eine große Entkalkungstiefe von mehreren Metern vor und nur dort, wo die Erosion stärker angreifen konnte, tritt der Geschiebemergel nah an die Oberfläche.
Diese tiefe Entkalkung dürfte schon auf pedogene Prozesse während der Eem-Warmzeit zurückzuführen sein. Nach dem partiellen Abtrag des Eem-Bodens in der Weichselzeit (an Einzelprofilen zu verfolgen) wurden spätestens seit dem Weichsel-Spätglazial periglaziäre Deckschichten als Fließerden und Decksand abgelagert. Damit ist die heutige Carbonatobergrenze das Ergebnis aus Entkalkung und Mächtigkeit periglaziärer Überprägung und Überdeckung.
Die Jungmoräne wurde früher in bezug auf ihre Periglazial- und Bodenentwicklung in einem deutlichen Kontrast zur Altmoräne gesehen. Da die Periglazialentwicklung auf der Altmoräne in das Weichsel-Glazial gestellt wurde, blieb für die gleiche Entwicklung auf der Jungmoräne nur das Spätglazial. Nun sind neben den sandigen und lehmigen Deckschichten, die sich auf der Weichselmoräne befinden, auch typische Periglazialerscheinungen wie Brodelböden, Polygonmuster und Frostkeile nachgewiesen worden (LIEDTKE 1981). Sogar eine Bodenbildung in den interstadialen Abschnitten (Meiendorf, Bölling, Alleröd) während des Weichsel-Spätglazials (Tundrenzeit) wird derzeit diskutiert (vgl. Kap. 6).
Da das Inlandeis jeweils mit mehreren Vorstößen in den norddeutschen Raum vordrang und sich auch etappenhaft wieder zurückzog, verblieb für die Gebiete mit früherem Eisrückzug ein längerer eisfreier Zeitraum (ca. 5 000 a), in dem es zu periglazialen Prozessen und unter klimatisch günstigsten Bedingungen im Spätglazial auch zur Pedogenese kommen konnte. Trotzdem ist das Ausgangsmaterial der Bodenbildung im Jungmoränengebiet, in der Regel von SW nach NO zunehmend, stärker als im Altmoränengebiet von hochglazialen Sedimenten geprägt.
Wesentlich für den Ablauf vieler pedogener Prozesse ist die Entkalkung, die mit der chemischen Verwitterung erreicht wird. Die hochglazialen Sedimente wurden aber in der Regel mit einem gewissen Carbonatgehalt (bis 30 % und mehr) abgelagert, aber schon durch die periglaziale Umlagerung ging ein

Teil bzw. das gesamte Carbonat verloren, so dass Stoffverlagerungen (Tonverlagerung) schon bald nach der Entstehung der periglazialen Geländeoberfläche einsetzen konnten.

6. Pedogenese in ihrem zeitlichen Verlauf (Chrono-, Klima- und Lithosequenzen)

Die Geschwindigkeit der Pedogenese ist von mehreren Faktoren abhängig. Das Klima mit Niederschlagshöhe und –intensität sowie das Substrat mit seiner unterschiedlichen Durchlässigkeit tragen beispielsweise ganz entscheidend zum Ablauf der Perkolation und damit der vertikalen Stoffverlagerung im Bodenprofil bei.
Zum Faktor Zeit ist ferner prinzipiell zu sagen, dass die Pedogenese bei sonst gleichen Bedingungen nach unterschiedlicher Dauer ganz unterschiedliche Böden bedingen kann.
Natürliche Bodenentwicklungen im zeitlichen Verlauf bei konstanten Bedingungen werden auch als Chronosequenz bezeichnet. Eine solche findet man z.B. in einer Dünenabfolge mit Weiß-, Grau- und Braundünen auf Sylt. Dabei zeigen die jüngsten Dünen die geringste Pedogenese (Weißdüne: Lokkersyrosem) und ältere eine mittlere (Graudüne: Regosol) bzw. stärkere Bodenentwicklung (Braundüne : Podsol-Regosol, Podsol-Braunerde).
Generell können normale oder harmonische sowie inverse oder disharmonische Horizontfolgen unterschieden werden (Reuter 1962). Dabei zeigt sich die Chronosequenz eines Bodenprofiles in seiner Horizontabfolge, sie dokumentiert sich in normalen Horizontfolgen (Abb. 4). Während z.B. der Bv-Horizont unter dem Bs-Horizont eines Braunerde-Podsols als harmonische Horizontfolge (Chronosequenz) gedeutet wird, dokumentieren die Verzahnungs-/Übergangshorizonte einer Parabraunerde-Schwarzerde einen Klimawechsel (Klimasequenz). Schwarzerden unter rezenten steppenartigen (semihumiden bis semiariden) Bedingungen zeigen keine Veränderung des primären A-C-Profiles, da auch die Entkalkung wegen der geringeren Perkolation nur bis zur Untergrenze des A-Horizontes reicht und daher z.B. eine Tonverlagerung gar nicht zulässt (Abb. 4).
Eine weitere Ursache einer inversen Horizontfolge ist im Sedimentwechsel aufgrund eines neuen Sedimentationszyklus und einer (sub)fossilen Bodenbildung am Ende des ersten Zyklus zu sehen. Der (sub)fossile Boden ist durch ein jüngeres Sediment zugedeckt worden, auf dem sich dann der rezente Boden entwickelt hat (Lithosequenz Abb. 4).
Im Gegensatz zu den Boden-Übergangstypen einer Chrono-/Klimasequenz erzeugt eine Lithosequenz einen Überlagerungstyp. Ein häufiges Beispiel für eine Lithosequenz stellt der Überlagerungstyp einer rezenten Braunerde aus Geschiebedecksand in einer Hauptlage über einer Parabraunerde aus Geschiebelehm (evtl. Basislage) dar.

So sind z.B. auf Altmoränen bis zu 3 Böden beobachtet worden: Braunerde aus Geschiebedecksand in der Hauptlage, Braunerde-Parabraunerde aus Decklehm in der Mittellage (bei-

harmonische Horizontfolge (Chronosequenz)			
Ah Al Bt	Lessivé	Ah Ae Bhs	Podsol
Bv t	mit Braunerde- und	Bsv Bv	mit Braunerde- und
eC	Pararendzina-Stadium	Cv	Regosol-Stadium

disharmonische Horizontfolge (Klimasequenz)		
Boreal	**Atlantikum**	**heute**
Humusakkumulation	**Lessivierung**	**Tschernosem-Lessivé**
Axh Ach + eC eC	Ah Al Bt (Bv) eC	Ap Axh-Al Axh-Bt eC

disharmonische Horizontfolge (Lithosequenz)				
Braunerde über Parabraunerde				
Zeitraum	**Substrat**	**Böden**	**Horizonte**	**Sediment-zyklus**
Holozän Weichsel (qw) Spätglazial (qw)	periglaziäre Hauptlage sandig	Braunerde	Ah Bv	2
Interstadial Spätglazial (qw) Hochglazial (qw)	Basislage lehmig Geschiebelehm/ -mergel	Parabraunerde	II f Bt Cv	1

Abb. 4 Bodensequenzen

de Lagen weichselzeitlich) über Podsol-Braunerde ("Rosterde") aus saalezeitlichem Geschiebesand in der Basislage. Dabei sind jedoch von den fossilen Horizonten nur jeweils die durch Eisen-Humus-Verkittung oder Tonanreicherung verfestigten Horizonte erhalten geblieben.
Klimaschwankungen während des Holozäns haben Auswirkungen auf den Meeresspiegel sowie auf die Grundwasserstände auf dem Festland gehabt und so zu einem mehrfachen Richtungswechsel der Pedogenese geführt (Reuter 1962). An der Küste sind auf diese Art "Küstenüberflutungsmoore" entstanden, und auf dem Festland wurden trockene Podsole zu Gley-Podsolen; ehemalige Oxidationshorizonte (Go) grundwasserbeeinflusster Böden gerieten in den Reduktionsbereich (Gr), was z.T. an türkisfarbenen Gr-Horizonten mit reliktischen Eisenkonkretionen sichtbar wird.
Umgekehrt haben sich Meeresregressionen oder auch anthropogene Grundwasserabsenkungen in der Entstehung von Dwögen in der Marsch bzw. im Fortschreiten des Zersetzungsgrades von Torfen bis hin zu ihrer völligen Mineralisation bemerkbar gemacht.

6. Bodengesellschaften und ihre Abgrenzung bei der Kartierung

Mit der fortschreitenden Bodenkartierung im Jungmoränengebiet ist deutlich geworden, dass sich die Struktur der Bodendecke nicht mehr als Bodenformenkarte im Maßstab 1 : 25 000 darstellen lässt. Vielmehr bedingt der engräumige Wechsel von Kuppen, Hanglagen und Senken die Darstellung in Form von Bodengesellschaften mit dominierenden Leitböden und untergeordneten Begleitböden. Die Bodengesellschaften sind hierarchisch aufgebaut und reichen von der oft nur punktuellen Bodenform über Bodenformengesellschaften zu Leitbodengesellschaften und –assoziationen.
Auf der höheren Ebene der Landschaftsmodule werden Bodenlandschaften (BL), Bodengroßlandschaften (BGL) und Bodenregionen (BR) (vgl. KA 4) beschrieben (Ag Boden 1994) (Abb. 3).
Bei einer ersten pedologischen Beurteilung eines Gebietes wird von der oberen Hierarchieebene ausgegangen. Diese ist durch geographische Faktoren mit unterschiedlichen Prioritäten nach Gebiet und Hierarchiestufe definiert. Zu diesen Faktoren gehören Geologie, Orographie, Hydrographie und Klima.

Bei den BL können als Zuordnungskriterien Stratigraphie und Relief maßgeblich sein, wie z.B. die flache drenthezeitliche Altmoränenlandschaft der Pinneberger Geest bzw. das welllige warthezeitliche Altmoränengebiet der Bramstedter Geest und des Kisdorfer Wohldes oder auch klimatische Faktoren, z.B. die feuchtere Holsteinische Seenplatte im Westen und die trockenere Wagrische Halbinsel mit Fehmarn im Osten.
Mit einem für den Bodenschutz verwertbarem Inventar von Bodengesellschaften ist die untere Hierarchieebene ausgestattet. Grundlage der kleinmaßstäbigen BÜK 200 (Blatt CC 2318 Neumünster, 1999) sind hydrogeomorph definierte Einheiten. Diese beinhalten z.B. sandige Randlagen, sandig-lehmige Moränen, lehmige Grundmoräne, Sander, Schmelzwasserrinnen usw. mit Leitbodenassoziationen und Leitbodengesellschaften (Abb. 5). Eine Parallelität zwischen der Gesellschaftshierarchie und einer Hierarchie bei den Parametern ist häufig erkennbar.

Aggregierungstufe	Reliefstufen	Begrenzende Faktoren	Beispiel	Maßstabsbereich
Landschaftsmodell				
7 BR 6 BGL		Faktorenkomplex: Geologie, Klima Hydro-/Orographie	Altmoränenlandschaft (4) lehmige Moränenplatte (4.1) Pinneberger Geest (SW-Holst.) (4.13)	BÜK 800 BÜK 500
5 BL		Hydrogeomorphie	Grundmoränenlandschaft	
Teillandschaft				
Parametermodul -B.Vergesellschaftung (Leit-/Begleitböden)		Relief + Substrat + Wasserverhältnisse		
4 Leitbodenassoziation		Makrorelief	weichselztl. "Urstromtal"	BÜK 200
3 Leitbodengesellschaft	Komplexer Reliefformtyp (E, O, G,V)	Mesorelief	spätglaziale Talaue	BK 25
2 Bodenformengesellschaft	einfacher Reliefformtyp (K, H, T)		holozänes Flußbett	
Bodenform	Untersetzung d. einf. Reliefformtyps (z.B. TS, TH, TX)	Mikrorelief Nanorelief		BK 5

Abb. 5 Zusammenhänge zwischen den Hierarchiestufen (Aggregierungsstufen) der Bodengesellschaften und dem Relief (unter bestimmten Voraussetzungen ist eine Verschiebung zwischen den Spalten erforderlich)

Bei mittelmaßstäbigen Bodenkarten (1 : 50 000 und größer) ist der Verlauf der Bodengrenzen (Grenzen der Kartiereinheiten) häufig eng an den Verlauf der Isohypsen angelehnt. Die Teillandschaft der Endmoräne löst sich z.B. in einzelne Wälle bzw. kulissenartig gestaffelte Erhebungen auf, die etwa parallel zueinander verlaufen mit dazwischenliegenden offenen Hohlformen. Die Bodengrenzen sind demnach durch die Umrisse komplexer Reliefformen vorgegeben (z.B. Hierarchiestufe der Leitbodengesellschaft).
Bei großmaßstäbigen Karten (z.B. BK 5) lässt der Verlauf der Isohypsen eine weitere Differenzierung der komplexen Reliefformtypen in einfache Reliefformtypen wie Kulminations-, Hang- und Tiefenbereiche erkennen und das Bodenmosaik noch vielfältiger erscheinen (z.B. in der Hierarchieebene der Bodenformengesellschaft). Der einzelne Punkt (oft auch die Bodenform) ist in seinem Reliefbezug z.B. nach Kulminations-Scheitellage/-Hanglage/-Sattelbereich lokalisiert (Abb. 5).

7. Die Nutzung der Böden unter besonderer Berücksichtigung des Ertragspotentials

Die Einschätzung des Ertragspotentials kann auf der Basis der Acker- und Grünlandzahlen der Reichsbodenschätzung (RBS) vorgenommen werden. Dabei ergeben sich nach der bodenregionalen Gliederung des Landes drei Ertragsgruppen.

1. Böden mit hohem bis sehr hohem Ertragspotential in den Marschen (um 70 Punkte der Bodenschätzung). Die Böden der Kalk- und Kleimarschen mit höheren Schluffgehalten stellen beste Ackerböden dar (Dithmarscher Kohl, Weizen), solche mit höheren Tongehalten in Dwog- und Knickmarsch sind besser als Grünland zu nutzen.
2. Arme Sandböden der Geest und Vorgeest mit geringerem Ertragspotential (15 – 30 Punkte) dienen heute dem Mais- und traditionell dem Roggen- und Kartoffelanbau (Podsole und Braunerden). Stau- und grundnasse Böden, z.T. mit etwas höheren Bodenzahlen, werden dagegen überwiegend als Grünland genutzt. Böden der Vorgeest mit Flugsanddecken sind in hohem Maße erosionsgefährdet. Sie liegen an der Untergrenze der wirtschaftlichen Ertragsfähigkeit und werden daher als "Grenzertragsböden" bezeichnet. In Grundwassernähe ist Grünlandnutzung auch wegen der dann geringeren Erosionsgefährdung vorzuziehen.
3. Die Böden des östlichen Hügellandes nehmen in ihrem Ertragspotential eine Mittelstellung zwischen den Marschen und der Geest ein. Ähnlich gut wie die Kalkmarschen werden die Böden der Wagrischen Halbinsel mit Fehmarn bewertet (Fehmaraner Schwarzerde). Auch Böden aus Geschiebe-/Decklehm mit hohem Schluffgehalt, die häufig als Braunerde-Parabraunerde klassifiziert werden können, dürften aufgrund ihrer guten Nährstoff- und Wasserversorgung hohe Punktzahlen erreichen, während die sandigen Böden der Endmoränen und Sander schlechter bewertet werden. Letztere werden häufig auch forstlich genutzt.

8. Bodenschutz

Der Schutz der Böden gilt den vielfältigen Funktionen derselben. Dabei ist die Ertragsfunktion nur ein Aspekt seiner Schutzwürdigkeit. Als Bestandteil des Naturhaushalts mit seinem Nährstoff- und Wasserkreislauf sowie als Abbau-, Ausgleichs- und Aufbaumedium für stoffliche Einwirkungen ist der Boden schutzwürdig.
Hinzu treten die Lebensraumfunktion für Menschen, Tiere und Pflanzen sowie die Funktion als Archiv der Natur- und Kulturgeschichte. Ein besonderer Aspekt des Bodenschutzes ist der Pedotopschutz als Teil des Geotopschutzes. Häufig lässt sich zudem ein sinnvoller Zusammenhang mit dem Biotopschutz herstellen, da z.T. eine enge Verknüpfung besteht. So macht z.B. der Schutz eines Eisenhumuspodsols als Boden besonderen Sinn, wenn er in Verbindung mit der Düne, auf der er entstanden ist und der zugehörigen charakteristischen Vegetation (Extremstandort mit großer Trockenheit und Nährstoffarmut) gesehen wird.
Die Abbildung 6 zeigt eine Auflistung von Böden, die für den Pedotopschutz in Schleswig-Holstein interessant sind. Dazu gehören neben Böden mit einer besonderen Archivfunktion für die Natur-, Klima- und Kulturgeschichte auch sogenannte seltene Böden, also Bodenformen, die eine für die Region seltene Bodenentwicklung zeigen (Janetzko 1998).
Einige der dargestellten Beispiele für die Funktion als Archiv der Natur- und Kulturgeschichte seien nachfolgend näher erläutert: Strandwälle verlagern sich mit Veränderungen der Küstenströmung. Ältere Strandwälle zeigen eine stärkere Pedogenese als jüngere. Ähnlich verhält es sich mit der Pedogenese auf verschieden alten Dünen (Beispiele 1 und 3).
Inversionsrücken in der Marsch zeichnen den Verlauf ehemaliger Priele in einem sonst stärker moorigen Gebiet nach. Durch die Moorsackung hat sich das Relief umgekehrt. Kleimarschen markieren den Prielverlauf (Beispiel 2).

Die geringe Vergleyung in den Niederungen der Holmer Sandberge belegt die junge Flugsandverschüttung derselben (Beispiel 4).
Vom Sediment her würde sich der unmittelbare Tideeinfluss vom Tiderückstaubereich kaum abgrenzen lassen. Die Grundwasserdynamik eines Vega-Gleys ist jedoch anders als die eines Marschbodens (Beispiel 5).
Die sogenannten "roten Podsole" mit ihrem roten Unterboden wurden mit alten Brandstellen in Verbindung gebracht. Wahrscheinlich ist jedoch, dass es sich um Böden aus glaziär bzw. periglaziär umgelagerten tertiären Kaolinsanden handelt, die im Kontakt mit dem Bodenwasser diese Färbung bekamen (Beispiel 6).
Böden als Klimazeugen wurden in Kapitel 5 besprochen, so dass hier noch Böden betrachtet werden, die für die Siedlungs- und Bedeichungsgeschichte an der Nordseeküste bzw. an der Elbe interessant sind:
Alte Warftenketten im Bereich der Dwogmarsch markieren eine mittelalterliche Landoberfläche. Sie wurde durch Deiche entlang der Warften vor neuzeitlichen Überflutungen geschützt (Beispiel 1 "Kulturgeschichte").
Auch unter Wattböden konnten im Bereich gering überschlickter Dwogmarschen alte Kulturspuren wie Ackerflächen und Brunnen nachgewiesen werden. Im Gegensatz zu den Warften konnten sie jedoch nicht geschützt werden (Beispiel 2).
Schließlich sei noch die Entkalkung der Marschen mit dem Übergang Kalk-/Kleimarsch erwähnt, wo z.B. das Deichalter von etwa 400 Jahren mit einer Entkalkungstiefe von 4 dm (1 dm/100 a) korreliert (Beispiel 3).

Seltenheit von Böden (Geotope)	Archiv der Klimageschichte	Archiv der Naturgeschichte	Archiv der Kulturgeschichte
Segeberger „Kalkberg": Rendzina aus sulfatischem Festgestein	Borealzeit: Schwarzerde-Parabraunerde aus Geschiebelehm (Fehmarn)	Strandwallbildung: Regosol-/Lockersyrosem-Gley aus Strandwallsand (Michaelisdonn)	Bedeichung/ Besiedlung: Kleimarsch mit „schwarzer Schnur" (Humusdwog, Warftenketten bei Wesselburen)
Tagebau Lieth b. Elmshorn (Pseudo-)Gley-Pelosol aus Rotliegendton	Atlantikum – heute: Nieder-/Hochmoor aus ± zersetztem Nieder-/Hochmoortorf	Moorsackung – Inversionsrücken: Kleimarsch aus perimarinem Schluffsand (Wilstermarsch)	Besiedlung: Sandwatt über Dwogmarsch aus marinem Schluffsand über brackischem Ton (nordfries. Wattenmeer)
	Eemzeit: „Rosterde aus saalezeitlichem Geschiebesand"	Dünenentwicklung: Podsol-Regosol-Lockersyrosem aus Dünensand (Sylt)	Bedeichung: Kalkmarsch aus tidal-fluviatilem Sand- bis Tonschluff (Glückstädter „Wildnisse")
		Flußbettverlagerung: Gley-Regosol/ Auenregosol aus Flugsand (Holmer Sandberge)	
		Tidegrenz/-rückstaubereich: Vega-Gley aus fluviatilem Schluffton (Elbaue oberhalb Geesthacht)	
		Abtragungsgebiete/ Kaolinsandvorkommen: Lockerbraunerde („roter Podsol" aus periglaziärem Sand (Osterau)	

Abb. 6 Pedotopschutz in Schleswig-Holstein

Zusammenfassung

Anlässlich des Jubiläums 125jähriger Quartärforschung in Norddeutschland werden Böden, die sich auf quartären Substraten entwickelt haben, besprochen.

Nach einem historischen Abriss und Darstellung des gegenwärtigen Standes der Bodenkartierung in Schleswig-Holstein wird insbesondere auf die verschiedenen Substrate mit ihren petrographischen Eigenschaften, auf die relevanten pedogenen Prozesse sowie speziell auf die unterschiedlichen Bodenregionen Schleswig-Holsteins eingegangen.

Hervorgehoben wird die Pedogenese in ihrem zeitlichen Verlauf, der durch Chrono-, Klima- und Lithosequenzen gekennzeichnet ist. Besondere Bedeutung kommt dabei den Lithosequenzen mit periglaziären Deckschichten zu, weil sie die höheren Solummächtigkeiten, die oft tiefe Mergelobergrenze und inverse Horizontfolgen erklären.

Auf die Zuordnung begrenzender Faktoren, insbesondere Reliefeinheiten für Bodengesellschaften unterschiedlicher Hierarchiestufen, mithin auf die Grundlagen der Bodenkartierung sowie auf die Nutzung der Böden in den verschiedenen Bodenregionen unter Berücksichtigung ihres Ertragspotenzials wird eingegangen.

Unter dem Aspekt des Pedotopschutzes werden Böden insbesondere in ihrer Archivfunktion für die Klima-, Natur- und Kulturgeschichte an Hand einiger Beispiele bewertet.

Summary

On the occasion of the 125 anniversary of Quaternary research in northwestern Germany the soils, developed on Quaternary substratum are discussed.

After a brief historic outline and the presentation of the present-day state of soil mapping in Schleswig-Holstein the theme is focused on the different substratum and their petrographic properties as well as on the important processes of pedogenesis specially in the different soil regions of Schleswig-Holstein.

Pedogenesis as a function of time is discussed and explained in soil sequences (chronological, climatical and lithological sequences). The lithological sequences with participation of periglacial sediments are relevant because of their intensive and deep soil genesis. These soils are often deeply free of lime and show an inverse sequence of soil horizons.

The influence of morphology on the definition of soil associations of different hierarchical levels as the basis of soil mapping is explained. The interest is set on the different soil regions and their agricultural productivity.

Some examples of soils as records of the climatic, natural or historic development are given being worth to be protected as archives and pedotopes.

Literaturauswahl

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung, 4. Aufl. (KA 4), 392 S., Hannover

ALTERMANN, M. & D. KÜHN (1998): Systematik der bodenbildenden Substrate. – Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **86**, S. 135 – 174, Göttingen

BLUME, H.-P. (1961): Die Tonverlagerung als profilprägender Prozess in Böden auf jungpleistozänem Geschiebemergel. – Diss. Univ. Kiel

FINNERN, H. (1985): Naturschutzgebiete, Landschaftsschutzgebiete und Naturparks in Schleswig-Holstein 1 : 25 000, Geol. Landesamt Schl.-Holst., Kiel

FRÄNZLE, O. (1981): Erl. GMK 25, Bl. 8, 1826 Bordesholm. – S. 1 – 45, Berlin

FRÄNZLE, O. (1993): Das Klima. – Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **70**, S.17

JANETZKO, P. (1996): Verbreitung und Gliederung periglaziärer Deckschichten im Jungmoränengebiet von Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Pedogenese. – In: Festschrift zum 80. Geburtstag von Prof. H.E. STREMME; Landesamt für Natur und Umwelt, Abt. Geologie/Boden

JANETZKO, P. (1996): Norddeutsche Jungmoränenlandschaften – Böden als Teile von Landschaften. – In: Blume et al. (Hrsg.). Handbuch der Bodenkunde, (Ecomed)

JANETZKO, P., FILIPINSKI, M. & E. CORDSEN (1998): Schutzwürdige seltene Böden. – Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. **87**, S. 3 – 6, Göttingen

JANETZKO, P. (1999): Chrono-, Klima- und Lithosequenzen in der Boden- und Landschaftsentwicklung seit dem Spätglazial. – Z. angew. Geol. **45**,1, S. 32 – 36

KOPP, D. (1965): Die periglaziären Decksande im norddeutschen Tiefland und ihre bodenkundliche Bedeutung. – Ber. Geol. Ges. DDR, **10** S., 739 – 771

KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. – Stuttgart (Enke)

LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa – Erläuterungen zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1 : 1 000. – Forsch. z. dtsch. Landkd. **204**, 307 S., 2. erw. Aufl., Trier

MEYNEN, E., SCHMITTHÜSEN (Hrsg.) (1953 – 62): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 1 – 9, 1 – B 3, Bad Godesberg

MÜCKENHAUSEN, E. (1959): Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. – Frankfurt a.M. (Verl. Kommentator)

RANGE, P. (1946): Geologische Reinkarte, Bl. 2127 Leezen. – Landesamt für Angewandte Geologie, Kiel (unveröff.)

REUTER, G. (1962): Lessivé-Braunerde-Interferenzen auf Geschiebemergel. – Zeitschr. f. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkd. **98**, 3, S. 240 – 246

ROSS, P.-H. (1991): Geowiss. schützenswerte Objekte (GeoschOb) in Schleswig-Holstein 1 : 25 000; Geologisches Landesamt

SCHRÖDER, D. (1972): Bodenkunde in Stichworten. – 2. Aufl. 144 S. (Hirt)

STEWIG, R. (1978): Landeskunde von Schleswig-Holstein. – Geocolleg 5, 216 S. (Hirt)

STREMME, H. E. (1981): Erläuterung zu den Bodenkarten vom Naturpark Aukrug (Kartenbl. 1 : 25 000 Holtdorf/Bargstedt 1824, Hennstedt 1924), Kiel

STREMME, H.E. (1990): Böden als erd- und landschaftsgeschichtliche Urkunden. – In: BLUME, H. P. (Hrsg.): Handbuch des Bodenschutzes. – S. 106 – 108, (Ecomed)

Karten

Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 (BÜK 200), Blatt CC 2318 Neumünster, Hannover 1999

Blatt CC 1518 Flensburg (im Druck).

Anschrift der Autoren:

Titel
Dr. P. Janetzko
Dipl.-Geogr. B. Burbaum
Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Abt. Geologie/Boden
Hamburger Chaussee 25
24220 Flintbek

BUCHBESPRECHUNG

Schroeder, J. H. (Hrsg.) (1999): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 6: Natursteine in Architektur und Baugeschichte von Berlin. Berlin. - Selbstverlag Geowiss. in Berlin und Brandenburg e. V., 230 S., 185 Abb., 17 Tab., 8 Faltkarten und –tafeln
ISBN 3-928651-07-2
ISSN 0941-2980

Dieser „Gesteinskundliche Stadtbummel zwischen St. Marienkirche und Siegessäule" ist weit mehr als ein geologischer Führer üblicher Art. Der Einführung dienen ein Beitrag über den Untergrund des Berliner Zentrums sowie kurze, aber sehr informative Ausführungen zu Genese, Vorkommen, Verarbeitung und Verwendung vor allem der im Exkursionsbereich im Verlauf Jahrhunderte währender Bautätigkeit genutzten Naturwerksteine.

Den Hauptteil bildet die Behandlung der Gebäude, Denkmäler und nicht zuletzt der Pflastersteine beiderseits der Route vom Alexanderplatz über die Liebknechtbrücke, Unter den Linden, durch das Brandenburger Tor bis zur Mitte des Tiergartens. Am Anfang der Beschreibung aller namhaften Bauwerke vermitteln „Baugeschichtliche" und „Architekten-Steckbriefe" sowie Tabellen mit Angaben zu Art, Herkunft und Einsatz der Natursteine im Bauwerk einen komprimierten, aber vielseitigen Überblick. In den Textteilen erfährt der Leser – ganz gleich ob Geowissenschaftler, Architekt oder Historiker – viel Wissenswertes nicht nur aus für ihn ferner liegenden Fachgebieten. Allgemein interessieren sicher auch die Ausführungen zum Schicksal von Bauwerken im Lauf der Geschichte bis hin zu Schäden durch Umwelteinflüsse sowie Bemühungen um die Erhaltung und Sanierung gefährdeter Bausubstanz. Schließlich ist es ergötzlich zu lesen, was z. B. Goethe zur Entstehung „erratischer Blöcke" oder Ringelnatz zum Schicksal von Pflastersteinen zu sagen haben.
Den Text ergänzen zahlreiche, gut ausgewählte und meist farbige Bilder hoher Qualität von Gebäuden, architektonischen Details und Gesteinen, Pläne von Gebäudekomplexen, Grundrisse einzelner Bauten und Skizzen zur Demonstration des Einsatzes der Natursteine als architektonische oder konstruktive Elemente. Das umfangreiche Quellenverzeichnis ermöglicht die Vertiefung der mit dem handlichen Büchlein bei einem Bummel durch Berlins Zentrum gewonnenen Kenntnisse von „versteinerten Zeugnissen" brandenburgisch-preußisch-deutscher Geschichte. Die Erläuterung vieler Fachausdrücke erleichtert auch jedem am behandelten Themenkreis interessierten Laien die Ausschöpfung des so reichhaltigen Inhalts dieses Vademekums.

Die Broschüre spricht folglich nicht nur den Geowissenschaftler aus Berlin und Brandenburg an, indem sie ihm Bausteine auch aus fernen Herkunftsgebieten nahe bringt und ihn anregt, sich noch mehr mit Fragen der Baukunst, dem Wirken namhafter Baumeister und mit der Geschichte dieser Stadt zu beschäftigen. Der große Kreis von potenziellen Interessenten außerhalb der Geowissenschaften wird diese Fundgrube unter dem Stichwort „Geologie von Berlin und Brandenburg" kaum suchen. Uns obliegt es deshalb im Zeitalter von Beton und Kunststoffen auch, Kenntnisse über das konstruktive, vor allem aber dekorative Element „Naturstein" zu vermitteln, nicht zuletzt um beispielsweise zu vermeiden, dass – wie selbst erlebt – ein Migmatit aus Brasilien als „Italienischer Marmor" bewundert wird.

Alles in allem – allein das Blättern in diesem Büchlein ist schon ein ästhetischer Genuss, noch mehr die Wanderung auf der einen oder anderen, nach den vielen Anregungen auswählbaren Route. Hierbei kann man vor allem ermessen, welche Mühe es gemacht haben muss, die umfangreichen Informationen aus so vielen Sachgebieten zusammenzutragen, zu ordnen und zum Druck zu bringen. Dem Herausgeber, wohl auch Initiator dieses Vorhabens, aber auch allen Autoren sei Dank für die äußerst sachkundige Darstellung des anspruchsvollen Themas. Den Wunsch, solche "Bummel" auch auf andere Teile Berlins (und vielleicht auch Brandenburgs) auszurichten, gestattet sich der Rezensent – sicher in Übereinstimmung mit allen Kennern des „Naturstein-Führers".

Wolfgang Gotte

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 83–91	11 Abb., 3 Tab., 16 Lit.

Quartäres Raseneisenerz in Mecklenburg-Vorpommern – Genese, Stoffbestand, Vorkommen und Nutzung

Hasso Zwahr, Klaus Granitzki, Joachim Schomburg & Hans-Jürgen Zander

1. Einführung

Raseneisenerz wurde in Mecklenburg-Vorpommern in früheren Jahrhunderten als einheimischer Rohstoff für die Eisenherstellung verwendet. Schlackenfundplätze insbesondere aus der vorrömischen Eisenzeit belegen eine vorgeschichtliche Verhüttungstätigkeit. Vor allem aus dem 16.-18. Jahrhundert sind Eisenwerke aus den verschiedenen Landesteilen, z. B. Dömitz, Grabow, Wittenburg, Zarrentin, Hammer (Landkreis Uecker-Randow) u.a. bekannt (v. Bülow 1949, Ernst 1966). Eine besondere Bedeutung erlangte die Verhüttung von Raseneisenerz in Torgelow, die 1778 ausführlich von Georgi beschrieben und erst 1858 eingestellt wurde.

In der Griesen Gegend, einem großen Heidegebiet in SW-Mecklenburg, wurde Raseneisenerz häufig als Baumaterial für Wohnhäuser, Mauern u.a. eingesetzt. Bock (1987) berichtet über eine Vielzahl von Bauten, die mit Klump (kompaktes Raseneisenerz) aus diesem Gebiet errichtet wurden und stellt die Erhaltung dieser für die Griese Gegend „so wichtigen Zeugnisse des ländlichen Bauens" als Aufgabe des Denkmalschutzes heraus.

Nach dem 2. Weltkrieg wurde bis 1990 Raseneisenerz südöstlich Hagenow bei Kuhstorf - Moraas abgebaut. Das Erz diente nach Aufbereitung (Aufmahlen) als Katalysator bei der Herstellung einer Entschwefelungsmasse unter Zumischung von thermisch aktiviertem Schwefelkiesabbrand. Diese Masse war in der DDR der einzig vorhandene Trockenentschwefeler auf Eisenkontaktbasis, der der gaserzeugenden Industrie zur Verfügung stand.

2. Genese und Stoffbestand

Die beiden Eisenhydroxide Goethit (α-FeOOH) und Lepidokrokit (γ-FeOOH) bauen das wichtige Eisenerz Limonit auf. Goethit und Lepidokrokit enthalten theoretisch 62% Fe, mit wechselnden H_2O-Gehalten sowie sorptiven Anteilen von P, V, Mn, Si, Ba, Ca u.a. Goethit kristallisiert rhombisch und bildet feinste prismatisch-nadelige Kristalle meist zu strahligen, massig-dichten, pulverigen bzw. gelartigen mikro- bis kryptokristallinen Massen aggregiert. Limonit ist weltweit verbreitet. Je nach den verschiedenen Bildungsumständen ist er unterschiedlich ausgebildet. So treten die beiden Hydroxide als Verwitterungsprodukte eisenhaltiger Minerale gehäuft auf in

- **Raseneisenerzen** (Abb. 1a,b), **Morast-, Sumpf-, Wiesen- oder Seeerz**
- **Ortsteinkrusten der Podsolböden** (Auswaschung von Fe- und Al- Hydroxiden aus dem Oberboden und Anreicherung im sauren Milieu im Unterboden unter Verkittung der Bodenteilchen (Abb. 2a)
- tropischen **lateritischen Böden**, teilweise sogar lagerstättenbildend als Ferricret in Ferrasolen (im spanischen Sprachraum als **Perdigones** bekannt Abb. 2b),
- der **Oxidationszone sulfidischer Erzlagerstätten** (Eiserner Hut),
- **Brauneisenerzen in Form von oolithischen Erzen** als mächtige Flachwasserbildungen (z.B. ordovizische oolithische Eisenerze Thüringens, mitteljurassische Minette Lothringens, unterkretazische Bohnerze von Salzgitter)

Die bei der Verwitterung eisenhaltiger Minerale wirkenden Säuren sind im wesentlichen freie Kohlensäure der zirkulierenden Oberflächenwässer sowie Huminsäuren als Abbauprodukte pflanzlicher Substanzen.

Zweiwertiges Eisen ist als Hydrogenkarbonat leicht löslich, aber nur in sauerstofffreiem Milieu beständig. Besonders augenfällig ist die eisenlösende Wirkung von Huminsäuren der Moorwässer, aus denen beim Austritt an der Oberfläche rotbraun gefärbte Eisenhydroxide ausgefällt werden. Ähnlich ist die Entstehung der Raseneisenerze zu verstehen, die durch kapillar aufsteigende eisenhaltige Lösungen aus der Reduktionszone nahe der Oberfläche zu ihrer Bildung führen. Schematisch verläuft die Bildung der einzelnen Fe-Phasen (Hydroxide, Oxide), wie in Abbildung 3 aufgezeigt wird (Scheffler, Welte et. al. 1958). Entscheidend für die Kristallstruktur ist die Wertigkeit der Fe-Ionen im Moment der Bildung der Hydroxide. So entstehen aus Ferro-Ionen bei absinkenden pH-Werten braungefärbte röntgenamorphe, wasserreiche Ferri-Gele, die bei Alterung (gedrosselte Oxidation bzw. Alterung bei alkalischer Reaktion) zur Bildung von Goethit führen. Im Falle der Raseneisenerze verläuft diese Reaktion im Bereich des Grundwasserspiegels und stauender Nässe, wie die Befunde des Auftretens dieser Gesteine (schmale Streifen - Bachtypus, flach sandig-flächige Vorkommen - Randzonentypus, flächig-nestartige Vorkommen - Nestertypus, Bandel 1937) belegen.

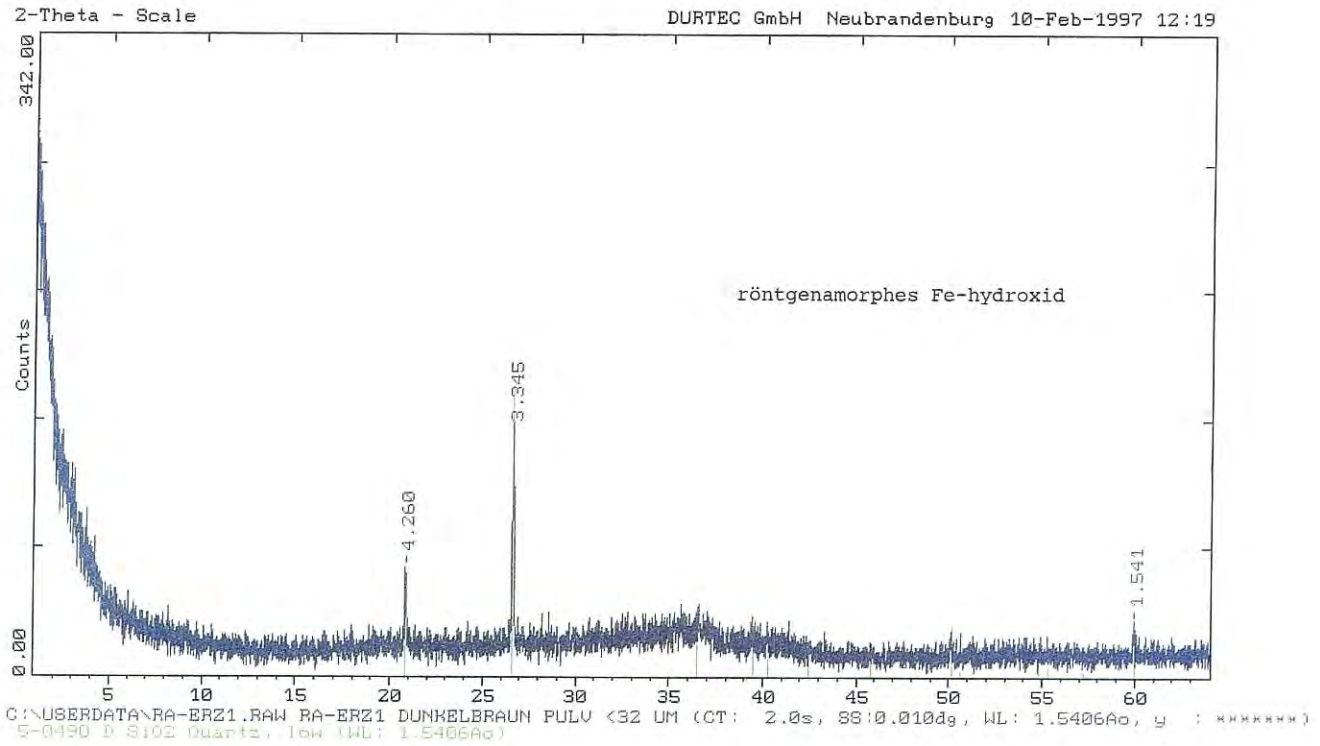


Abb. 1a Raseneisenerz, erdige Varietät, Sandhagen, dunkelbraun

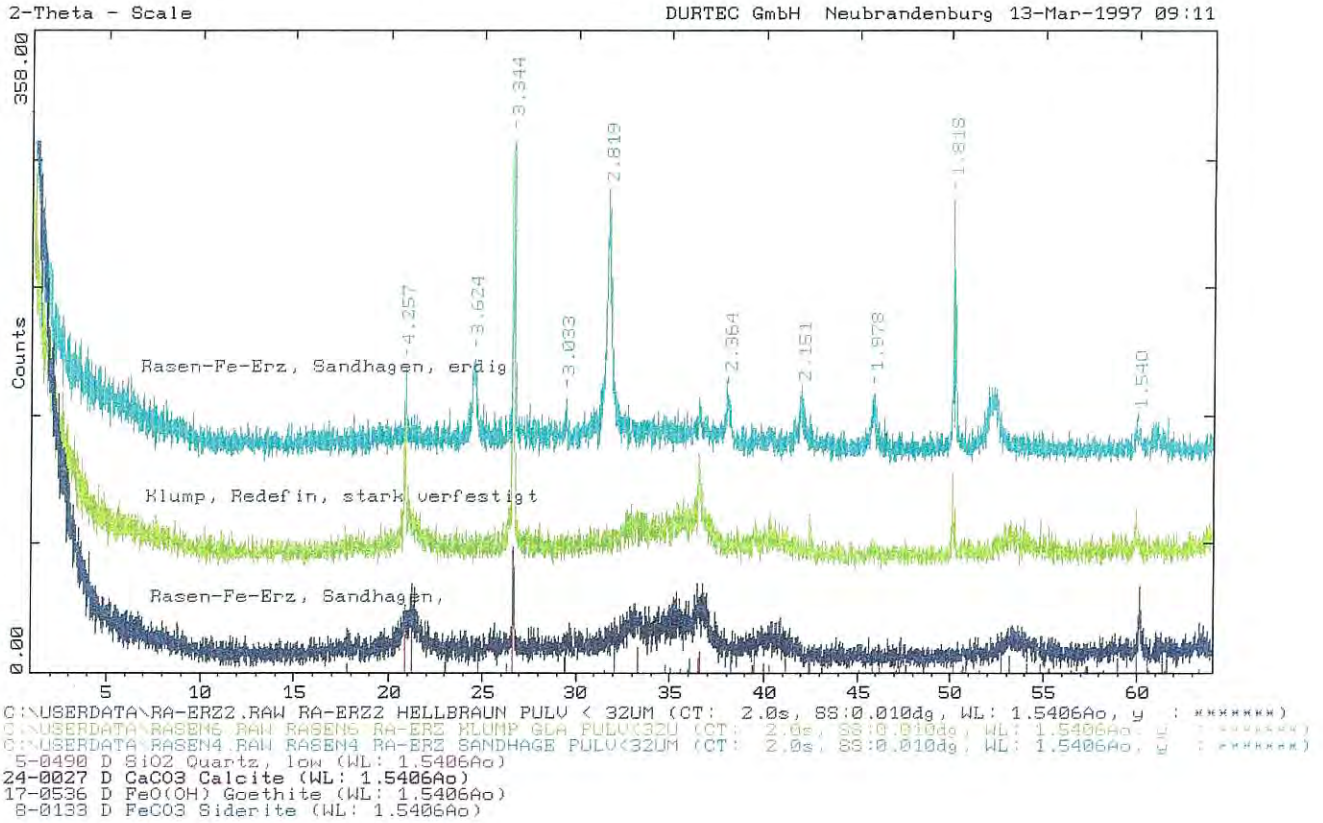


Abb. 1b
Raseneisenerz, schwach verfestigte Varietät, hellbraun bis ocker, Sandhagen, untere Kurve,
Raseneisenerz, Varietät Klump, stark verfestigt, Redefin, mittlere Kurve
Raseneisenerz, Varietät erdig, dunkelbraun, Sandhagen, obere Kurve

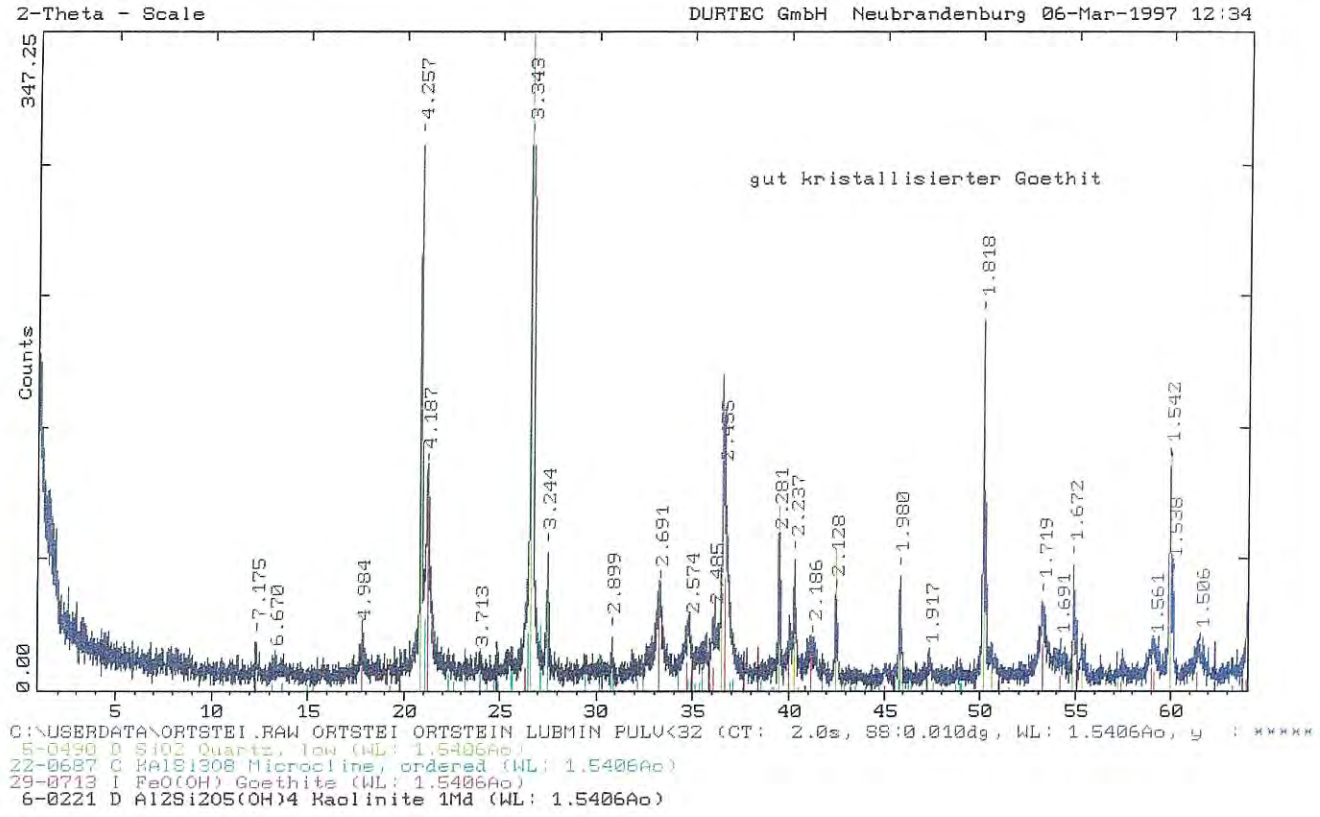


Abb. 2a Ortsteinkruste (Lubmin), braun

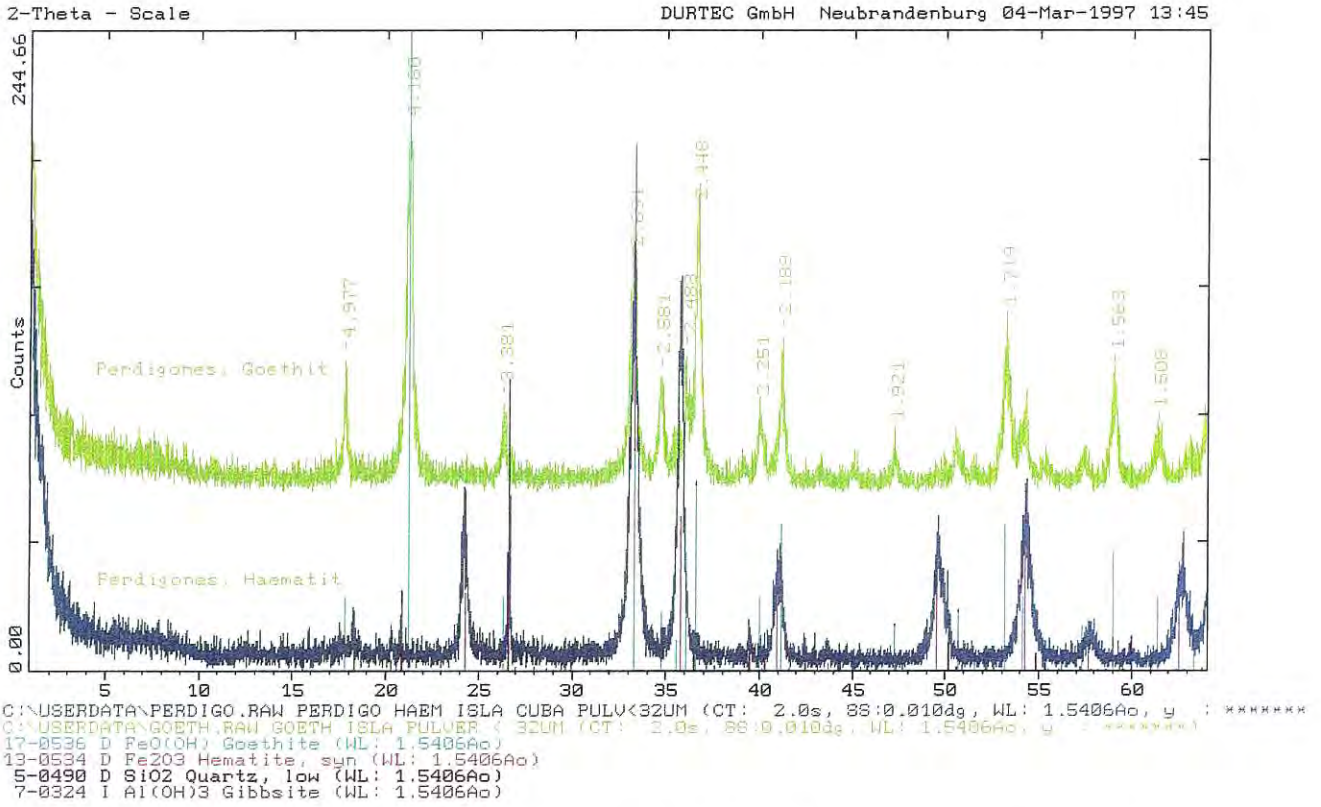


Abb. 2b Perdigones, Goethit, obere Kurve; (konkretionäre Bildungen in Perdigones, Hämatit, untere Kurve; tropischen Lateritböden, Isla de la Juventud, Kuba)

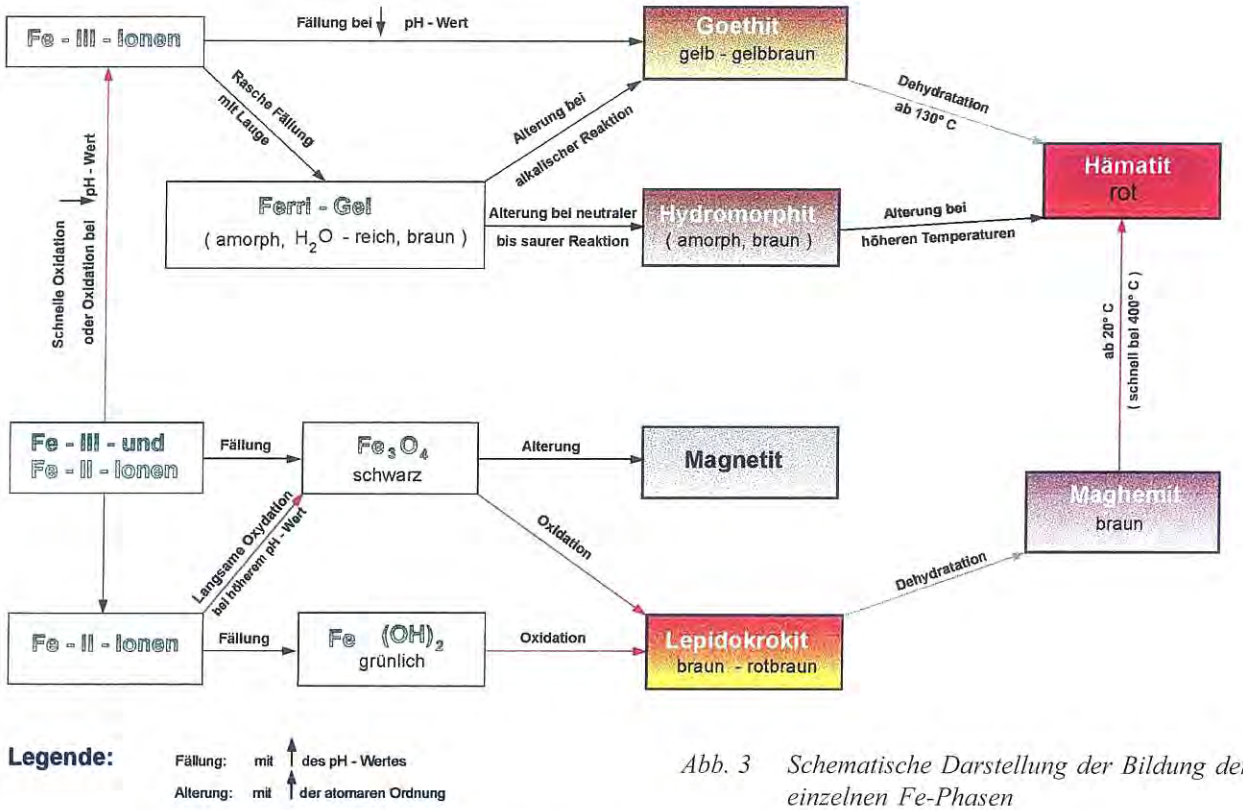


Abb. 3 Schematische Darstellung der Bildung der einzelnen Fe-Phasen

Aus dem Eh - pH -Diagramm (Abb. 4) der einfachen Eisenionen und Eisenhydroxide bei 25°C (HELGESON, BROWN et al. 1969) wird deutlich, dass die Fällung der Eisenhydroxide im wesentlichen bei positiven hohen Redoxpotentialen und pH-Werten < 7 (saure Lösungen, Redoxpotentiale von ca. -50 bis +800 mV) erfolgt. Die Löslichkeit von $Fe(OH)_2$, $Fe(OH)_3$, $Al(OH)_3$ und SiO_2 mit den zugehörigen Gleichgewichtsgleichungen stellt die Abbildung 5 und Tabelle 1 nach BIERMANS & BAERT (1977), SILLEN & MARTELL (1964), STUMM & MORGAN (1971) dar.

Je nach Kristallinitätsgrad von Goethit-haltigen Proben ist das enthaltene Eisen unterschiedlich löslich und auch die spezifische Oberfläche schwankt zwischen 25 und 180 m²/g, wie die Tabelle 2 (TORRENT, SCHWERTMANN et al. (1991) zeigt.

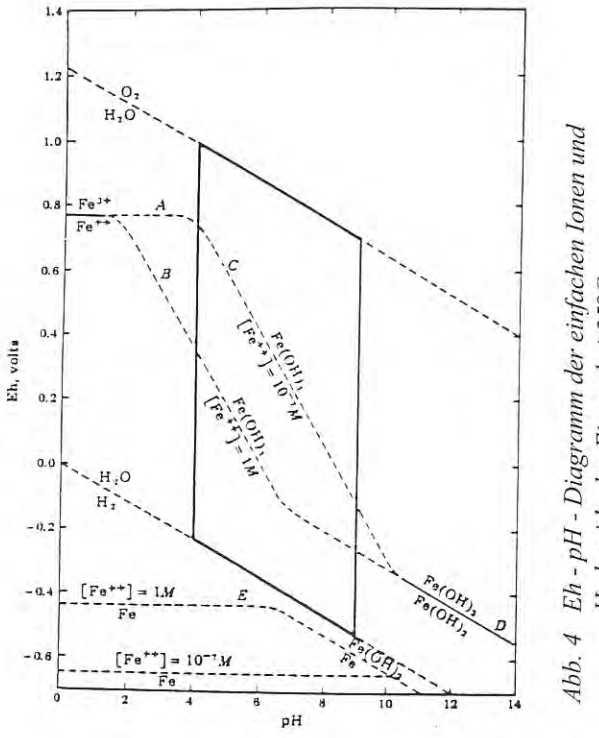


Abb. 4 Eh - pH - Diagramm der einfachen Ionen und Hydroxide des Eisens bei 25°C

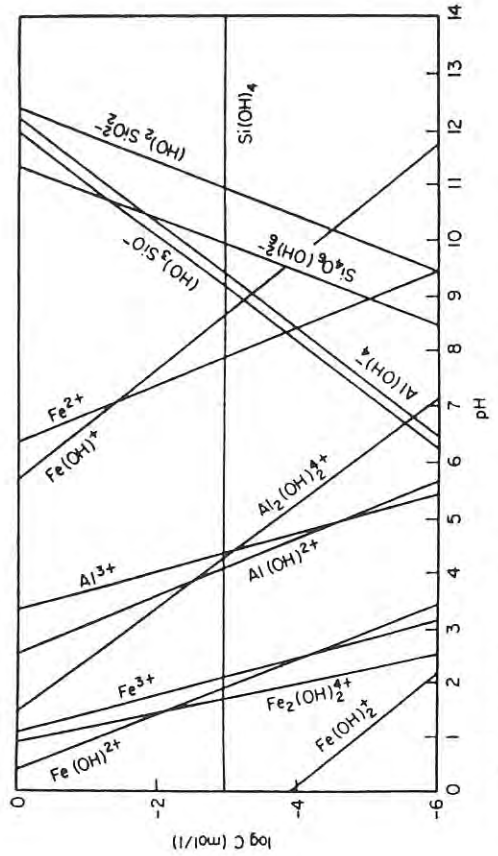


Abb. 5 Löslichkeitsdiagramm von $Al(OH)_3$, $Fe(OH)_3$, $Fe(OH)_2$, SiO_2 und verwandter Komplexe als Funktion des pH-Wertes bei 25°C

Tab. 1 Gleichgewichtsgleichungen bezüglich der Oxide oder Hydroxide des Aluminiums, Eisens und Siliziums in wässrigem Milieu bei 25°C (SILLEN & MARTELL 1964, STUMM & MORGAN 1971)

Gleichgewichtsgleichungen	Form	log K_s	log K
$FeO(OH)_{(s)} + H_2O \square Fe^{3+} + 3OH^-$	Goethite	- 44,0	
	amorphes FeOx	- 36,5	
$Fe^{3+} + H_2O \square Fe(OH)^{2+} + H^+$			- 2,60
$Fe(OH)^{2+} + H_2O \square Fe(OH_2)^+ + H^+$			- 4,70
$2Fe^{3+} + 2H_2O \square Fe2(OH)_2^{4+} + 2H^+$			- 2,85
$Fe(OH)_{2(s)} \square Fe^{2+} + 2OH^-$		- 15,1	
$Fe^{2+} + H_2O \square FeOH^+ + H^+$			- 7,15
$Al(OH)_{3(s)} \square Al^{3+} + 3OH^-$	Gibbsite	- 33,51	
	amorphes AlOx	- 29,92	
$Al(OH)_{3(s)} + H_2O \square Al(OH)_4^- + H^+$		- 12,4	
$Al^{3+} + H_2O \square Al(OH)^{2+} + H^+$			- 4,96
$2Al^{3+} + 2H_2O \square Al2(OH)_2^{4+} + 2H^+$			- 8,06
$Al^{3+} + 4H_2O \square Al(OH)_4^- + 4H^+$			- 20,30
$SiO_{2(s)} + 2H_2O \square Si(OH)_2$	Quarz	- 3,7	
	amorphes SiOx	- 2,85	
$Si(OH)_4 \square H^+ + SiO(OH)_3^-$			- 9,46
$SiO(OH)_3^- \square H^+ + SiO_2(OH)_2^{2-}$			- 12,56
$4Si(OH)_4 \square Si_4O_6(OH_6^{2-} + 2H^+ + 4H_2O$			- 12,57

Tab. 2 Ausgewählte Eigenschaften Goethit-reicher Proben

Probe	Ursprung	andere Minerale [4]	Fe_d [5] g/kg	Al_d [5] g/kg	Fe_o [5] g/kg	Fe_{HCl} [5] g/kg	spez. Oberfläche m²/g
Bou 1	Bröckelboden [1]	Qu, Ta	325	9	5,7	370	110
Bou 2	Wurzelröhre [1]	Qu, Ta	390	17	5,9	410	107
Bou 5a	Ferricret [1]	Qu, Chr, Ta	455	17	5,9	410	107
Tib 3	Ferricret [1]	Gb, Chr	280	57	0,6	295	78
Moi 1	Ferricret [1]	Qu, Chr, Ta	360	9	3,8	385	55
388	Seeerz (Kruste) [2]	Fh	465	0	144,5	485	182
47A	Seeerz (pisolitisch) [2]	Fh	435	22	14,4	480	123
K1	Bodenkonkretion [3]	n.d.	490	0	34,4	515	37
Fe 29	Bröckelboden	n.d.	440	12	1,0	485	53
Fe 8b	Ferricret	Qu	485	2	3,3	545	25

[1] - SCHWERTMANN & LATHAM (1986) [2] - SCHWERTMANN et al. (1987) [3] - SCHWERTMANN (1988)
[4] - *Qu - Quarz, Ta - Talk, Chr - Chromit, Gb - Gibbsit, Fh - Ferrihydrit, n.d. - nicht bestimmt*
[5] - *Fe_d, Al_d = CBD* - lösliches Fe, Al; Fe_o = Oxalat - lösliches Fe; Fe_{HCl} = HCl -lösliches Fe,*
** CBD=Citrat-Bikarbonat-Dithionit*

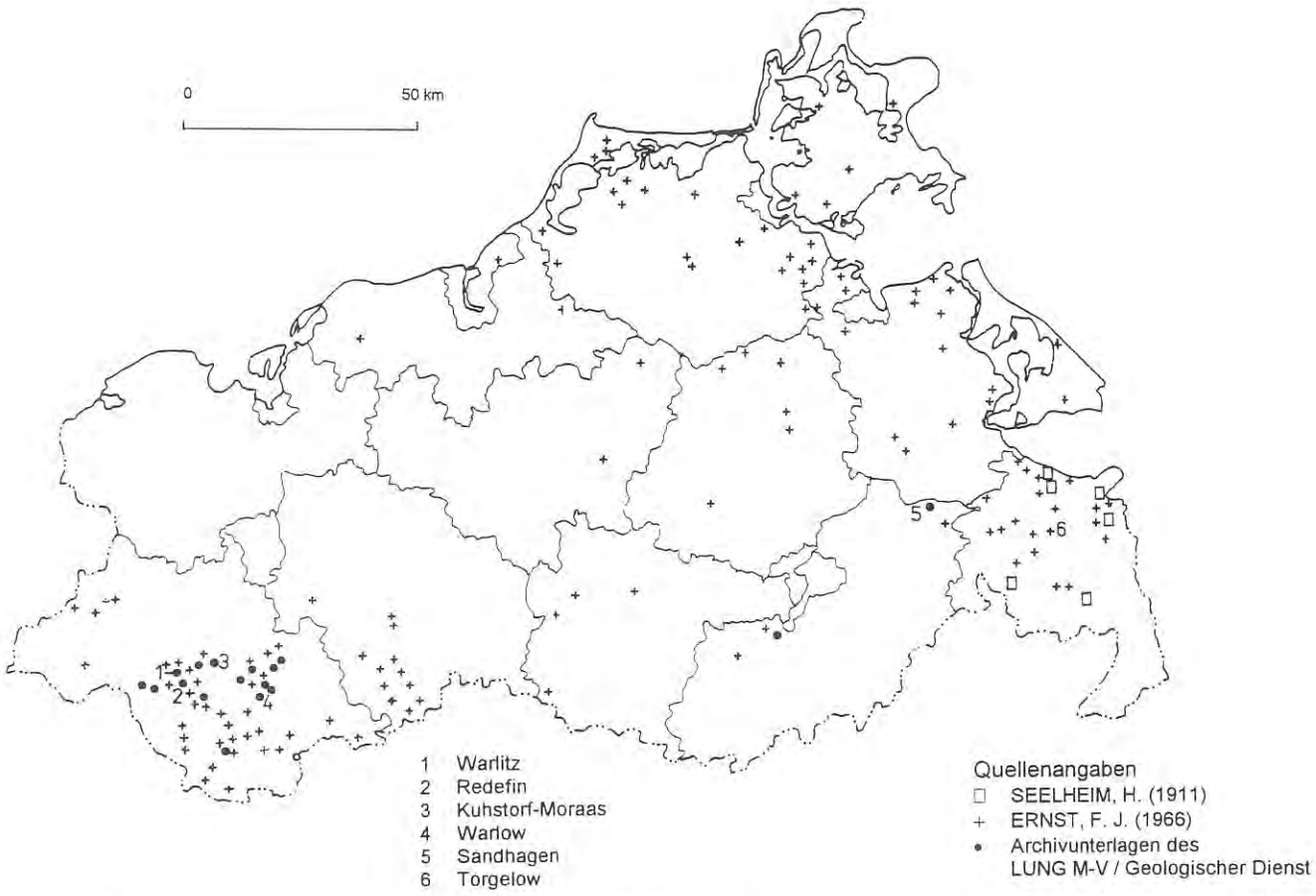


Abb. 6 Raseneisenerzvorkommen und -fundpunkte in Mecklenburg-Vorpommern

Alle Übergänge zwischen röntgenamorphen Zuständen der Eisenoxihydrate und -hydroxide kommen in Abhängigkeit von der Alterung und damit der Dauer von physikochemischen Zuständen vor (Abb. 1, 2). Bemerkenswert ist, dass die konkretionären Fe-Hydroxide der tropischen lateritischen Verwitterungskruste sowohl in Form von Hämatit bzw. auch als sehr gut kristallisierter Goethit auftreten (Abb. 2b). Ortsteinkrusten der Podsole bestehen meist aus relativ gut kristallisiertem Goethit, der detritische Bodenbestandteile (Quarz, Kalzit, Tonminerale) verkittet (Abb. 2a).

Raseneisenerze werden durch BANDL (1937) und ERNST (1966) in vier Gruppen unterteilt:

1. erdiges Erz (Brinker, Rotfien)
2. eigentlicher Raseneisenstein oder Klump
3. sandiges Erz, Eisensand
4. erbsengroße Klümpchen, loser Graupenstein.

Die an Raseneisenerzproben aus Mecklenburg-Vorpommern durchgeführten röntgenographischen Untersuchungen (Abb. 1a,b) belegen die Dominanz von oft amorphen bis schlecht kristallisierten Fe-Hydroxiden (lockere, erdige Varietäten - Ocker oder Xanthosiderit), während der zum Hausbau verwendete sehr feste Klump aus stark fehlgeordnetem Goethit und deutlich Quarz besteht. Manchmal enthalten die Raseneisenerze auch Einschlüsse von Vivianit und Siderit. Im Liegenden der Profile wird oft eine Vivianitkonzentration beschrieben (BANDEL 1937). Zusätzlich zu den Fe-Mineralen treten detritische Minerale der obersten Schichten des Alluviums (Böden, Umlagerungshorizonte) wie Quarz, Feldspat, Kalzit und geringe Anteile von Tonmineralen auf.

3. Vorkommen

Die aus der Literatur und den Archivunterlagen des LUNG, Geologischer Dienst Mecklenburg-Vorpommern bekannten Raseneisenerzvorkommen und deren Fundpunkte sind auf der Karte der Abbildung 6 übersichtsmäßig eingezeichnet. Es wird deutlich, dass sich die Fundstellen in SW-Mecklenburg (Griese Gegend) und in der Ueckermünder Heide häufen. Für diese beiden Gebiete erfolgten auch spezielle Bearbeitungen durch BANDEL (1937) und SEELHEIM (1911).

Einen Schichtenschnitt durch das Raseneisenerzvorkommen Sykau zeigt die Abbildung 7 und ein in einer Schürfgrube freigelegtes Raseneisenerzprofil bei Sandhagen/ Landkreis Mecklenburg-Strelitz wird in der Abbildung 8 dargestellt.

1952 wurden in SW-Mecklenburg (Raum Boizenburg -Hagenow - Grabow - Dömitz) geologische Untersuchungen zum Nachweis von Raseneisenerz durchgeführt. Dabei wurden Flächen in einer Größe von 28,5 km² untersucht, von denen insgesamt 8,4 km² als fündig ausgewiesen wurden. Im Ergebnis der geologischen Arbeiten wurden durch den Objektbearbeiter GEHL (1952) 15 Gebiete für weitere Spezialuntersuchungen vorgeschlagen.

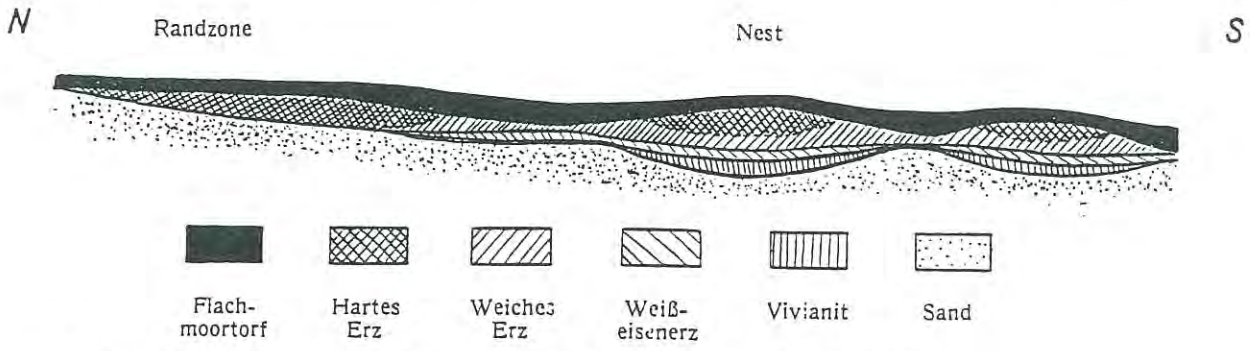


Abb. 7 Schichtenschnitt durch das Raseneisenerzvorkommen Sykau (BANDEL 1937)

1977 wurden die Raseneisenerzlagerstätten Warlitz (20 ha) und Niendorf - Warlow (6 ha) als Bergbauschutzgebiete durch den damaligen Bezirkstag Schwerin festgesetzt. Damit wurden diese Flächen für eine künftige Nutzung gesichert. Die nach der Wende auf diesen Flächen begonnene landwirtschaftliche Nutzung hat eine künftige Raseneisenerzgewinnung in Frage gestellt.

4. Nutzung

Die Roherzgewinnung und Verhüttung von Raseneisenerzen in den sogenannten Eisenhämmern Mecklenburgs und Vorpommerns sowie die Verwendung als Hausbaumaterial (BOCK 1987, BANDEL 1937) sind seit vielen Jahrzehnten ohne Bedeutung und müssen als historische Nutzungen bewertet werden (Abb. 8, Tab. 3).

Die einzige bekannte Nutzung von Raseneisenerz aus dem Tagebau Kuhstorf-Moraas bei Hagenow bestand in der Bereitstellung von Material zur Trockenentschwefelung von Kesselanlagen und Gasleitungen in allen Energiekombinaten der DDR und kam 1990 zum Erliegen (Tab. 3). Weitere Applikationen sind nicht bekannt.

Interessant für seinen Einsatz als Adsorbermaterial ist die sehr geringe primäre Kristallitgröße der Eisenoxihydrate, ihre damit erheblich große spezifische Oberfläche sowie ihre Fähigkeit zur Sorption von z. B. P, V, S, Mn, Si, Al, Ba, Ca, u.a., was Raseneisenerze für die Entwicklung von Mischadsorbern interessant macht. Für eine Verwendung als Adsorbermaterial müssen die Raseneisenerze nach der Gewinnung getrocknet und auf eine reaktive Sekundärkorngröße vermahlen werden. Die resultierenden Pulver können dann allein oder mittels verschiedener Bindemittel wieder in feste Granalien unterschiedlichster Formen und Körnungen überführt werden, wodurch sie in Schüttschichtfiltern u.ä. einsetzbar werden. Insbesondere die von TORRENT, SCHWERTMANN et al. (1991) durchgeführten Untersuchungen zur Phosphoradsorption an Goethitreichen Materialien ergeben Einsatzmöglichkeiten in der Landwirtschaft (Phosphatfixierung und gesteuerte P-

Tab. 3 Applikationen und Anforderungen an Raseneisenerze

Rohstoff	Spezielle Applikationen	Rohstoffanforderungen
Raseneisenerz	1. metallurgische Industrie: als historischer Rohstoff in Mecklenburg und Vorpommern für Eisengießerei, z.B. Eisenhammer in Neustadt, 1769 stellte die Eisenhütte Dömitz ihren Betrieb ein, heute aus Kostengründen bedeutungslos;	Fe-Gehalt > 35%
	2. Bauwesen: als Baustoff im Hausbau anstelle von Feldsteinen, historische Verwendung in W-Mecklenburg (Ludwigsluster Raum), Klumphäuser in Loosen, Bandenitz, Büdnerei in Glaisin und Grebs, Friedhofstor und Teile der Stadtmauer von Ludwigslust;	verfestigte Varietäten
	3. Katalysatoren/Adsorber (Tagebau im Kreis Hagenow, zur Trockenentschwefelung von Kesselanlagen und Gasleitungen in allen Energiekombinaten der DDR verwendet)	große spezifische Oberfläche (meist > 100 m²/g)



Abb. 8
Raseneisenerzprofil bei Sandhagen/Landkreis Mecklenburg-Strelitz

Pflanzenverfügbarkeit in Böden) und in der Umweltschutztechnik (Phosphatfixierung in unverfestigten Seesedimenten, Behandlung von eutrophierten Gewässern) erkennen. Eine niedersächsische Umwelttechnikfirma bietet seit kurzem einen eisenhydroxidhaltigen Mischadsorber am Markt an.

Zusammenfassung

Raseneisenerz stellt eine Anreicherung von Eisenhydroxiden (Goethit, Lepidokrokit) dar, die durch Ausfällung des in Huminsäuren gelösten Eisens entstehen. Diese Reaktion verläuft in Niederungsgebieten in Bereichen stauender Nässe. Raseneisenerz ist in früheren Jahrhunderten als einheimischer Rohstoff für die Eisenherstellung verwendet worden. Die letzte Nutzung bestand in der Materialbereitstellung zur Trockenentschwefelung von Kesselanlagen und Gasleitungen. Sie kam 1990 zum Erliegen. Wegen der sehr geringen primären Kristallitgröße der Eisenoxihydrate ergeben sich Einsatzmöglichkeiten als Adsorbermaterial in der Landwirtschaft und Umwelttechnik.

Summary

Meadow iron ore represents an enrichment of iron hydroxides (goethite and lepidocrocite), which are formed by precipitation of iron dissolved by humic acids.

This reaction takes part in lower regions with areas of damming up wetness. The x-ray investigations of samples of meadow iron ores of Mecklenburg-Vorpommern show a dominant occurrence of amorphous or bad crystallized iron hydroxides by the earthy and loose varieties, while the very hard and dense so called "Klump" consists of strong disordered goethite and quartz.

Meadow iron ore was used in former centuries as an domestic raw material for the production of metallic iron. The last use was as a material for dry desulfurication of cauldron installations and gas pipelines. This use was finished in 1990. Because the very small grain size of the iron hydroxides primary crystals there are possibilities of use as adsorbens in the agriculture and environmental technique.



Abb. 9 Friedhofsmauer und Wohnhaus in Wöbbelin, erbaut aus Klump

Die an Raseneisenerzproben aus Mecklenburg-Vorpommern durchgeführten röntgenographischen Untersuchungen belegen die Dominanz von oft amorphen bis schlecht kristallisierten Fe-Hydroxiden bei den lockeren, erdigen Varietäten, während der zum Hausbau verwendete sehr feste Klump aus stark fehlgeordnetem Goethit und deutlich vorhandenem Quarz besteht.

Literatur

BANDEL, W. (1937): Die alluvialen Eisenerze in SW-Mecklenburg und ihre Entstehung. – Beilage zu Heft 46, N. F. 11, Mitteilungen aus der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt, S. 1-13, Rostock

BIERMANS, V. & L. BAERT (1977): Selective extraction of the amorphous Al, Fe and Si oxides using an alkaline iron solution. – Clay Minerals 12, S. 127-135, London

BOCK, S. (1987): Bauen mit Klump. – Schweriner Blätter, 7, Schwerin

v. BÜLOW, K. (1949): Entstehung der alluvialen Eisenerzlagerstätten Mecklenburgs. – Archiv für Lagerstättenforschung, 79, Berlin

ERNST, F. J. (1966): Die vorgeschichtliche Eisenerzeugung. Mitt. des Bezirksfachausschusses für Ur- und Frühgeschichte, 14, S. 1-93, Neubrandenburg

GEHL, O. (1952): Bericht über die Ergebnisse der Kartierung der Raseneisenerzvorkommen in SW-Mecklenburg. – Staatl. Geol. Komm. Zweigstelle Schwerin, Rostock (unveröff.)

GEORGI, J. G. (1778): Nachricht von dem Eisenwerke bey Torgelow in Vorpommern. – (Aus: D. G. Schrebers neuen Sammlg. verschiedener in die Cameral-Wissenschaften einschlagender Abhandlungen etc. 1762 Theil I, S.147-160) Abgedruckt in „Gesterdings Pommersch. Magazin" IV., Rostock

HELGESON, H. C., BROWN, T. H. & R. H. LEEPER (1969): Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving an aqueous phase at one atm and 0 - 300°C. – Freeman Cooper & Comp., 253 S., San Francisco

SEELHEIM, H. (1911): Die Ueckermünder Heide. – XII. Jahresbericht der Geographischen Ges. – S. 1-193, Greifswald

SILLEN, L. G. & A. E. MARTELL (1964): Stability constants of metal ion complexes. – Chemical Society, London

STUMM, W. & J. J. MORGAN (1971): Aquatic chemistry. – New York (Wiley)

SCHEFFLER, F., WELTE, E. & F. LUDWIEG (1958): Zur Frage der Fe-Oxid-Hydrate im Boden. – Chemie der Erde **19**, S. 31-64, Jena

SCHWERTMANN, U. (1988): Some properties of soil and synthetic iron oxides. – In: J. W. STUCKI et al. (ed.) Iron in soils and clay minerals, S. 203-250. – Nato Advanced Inst., Bad Windsheim, Dordrecht (Reidel Publishing Co.)

SCHWERTMANN, U. & M. LATHAM (1986): Properties of iron oxides in some New Caledonian oxisols. – Geoderma 39, S. 105-123, Amsterdam

SCHWERTMANN, U., CARLSON, L. & E. MURAD (1987): Properties of iron oxides in two finnish lakes in relation to the environment of their formation. – Clays Clay Miner. 35, S. 297-304, Oxford

TORRENT, J., SCHWERTMANN, U. & V. BARRON (1991): Phosphate adsorption by natural goethite-rich materials. – Proc. 7th. EUROCLAY Conf. Dresden '91, S. 1095-1100, Greifswald

Anschrift der Autoren:

Dr. H. Zwahr & Dr. habil. J. Schomburg
DURTEC GmbH, Neubrandenburg

Dipl.-Geol. K. Granitzki
Landesamt für Umwelt, Naturschutz u. Geologie, Geologischer Dienst, Außenstelle Neubrandenburg

Dipl.-Ing. H.-J. Zander
Landesamt für Umwelt, Naturschutz u. Geologie, Geologischer Dienst, Schwerin



Hans Ziermann

* 4. September 1934

✞ 20. März 2000

Nach schwerer, mit großer Gefaßtheit ertragener Krankheit verstarb am 20. März 2000 in Berlin Diplom-Geologe Hans Ziermann im Alter von 65 Jahren. Durch seinen viel zu frühen Tod wurde nicht nur eine empfindliche Lücke in die Quartärforschung Brandenburgs gerissen, sondern haben wir auch einen ehemaligen Arbeitskollegen und langjährigen Freund verloren.

Mehr als 30 Jahre seines Arbeitslebens hat Hans Ziermann das Berlin – brandenburgische känozoische Lockergebirge durchforscht, anfangs als Rohstofferkunder, später dann als Regionalgeologe für das Quartär im westlichen Brandenburg. Er galt als einer der besten Kenner der quartären Schichtenfolge in Brandenburg. Doch auch dem Tertiär galt sein Interesse, insbesondere als Rohstofferkunder. Hunderte von Schichtendokumentationen tragen seine Handschrift und sind Ausdruck seines enormen Fleißes. Immer wieder verblüfften seine Detailkenntnisse, so zu Schichtenausbildungen in Bohrungen, durchgeführten Untersuchungen und zu deren Ergebnissen.

Geboren wurde Hans Ziermann am 04. September 1934 im Berliner Stadtbezirk Weißensee. Hier schloß er 1954 auch seine Schulbildung mit dem Erwerb des Abiturs ab. Anschließend begann er das Studium der Geologie an der Humboldt-Universität zu Berlin. Seine Lehrer waren hier u.a. Serge von Bubnoff und Werner Schwan. Mit der Diplomarbeit über einen altpaläozoischen Gesteinskomplex im Vogtland schloß Hans Ziermann 1959 sein Studium erfolgreich ab.

Der Geologische Dienst Mitte in Berlin war die erste Station der beruflichen Laufbahn von Hans Ziermann. Als Diplom-Geologe in der Abteilung Steine und Erden führte er hier von 1959 bis 1964 mit Akribie und großem Engagement Aufsuchungs- und Erkundungsarbeiten auf Rohstoffe im quartären und tertiären Lockergebirge Brandenburgs durch. Besondere Verdienste hat er sich während dieser Zeit mit der Suchkartierung und Erkundung tertiärer Quarzsande für die Gießerei-Industrie erworben.

1964 wechselte Hans Ziermann zum Zentralen Geologischen Institut Berlin. Als wissenschaftlicher Mitarbeiter in der Gruppe Steine und Erden erarbeitete er bis 1967 mehrere Erkundungsmethodiken und Lagerstättenkonditionen für quartäre und tertiäre mineralische Rohstoffe. Besondere Erwähnung verdienen seine rohstoffprognostischen Arbeiten zu keramisch hochwertigen tertiären Tonen sowie zu kretazischen und tertiären Quarzsanden mit Glassandqualität. Und schließlich war er maßgeblich an der Erarbeitung der „Höffigkeitseinschätzung quartärer Kiessande in der DDR" beteiligt, die er ab 1966 leitete und 1967 zu einem erfolgreichen Abschluß geführt hat.

Nachdem 1967 die Lagerstätten-Abteilung des ZGI aufgelöst worden war, arbeitete Hans Ziermann ab 1968 in der von A. G. Cepek im ZGI aufgebauten und geleiteten Gruppe Quartär. Er gehörte zu den ersten Mitarbeitern der hier angesiedelten Themengruppe „Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000" und war maßgeblich an der Projektierung und Musterblatt-Erarbeitung zu diesem modernen Kartenwerk beteiligt. Er wurde Regionalgeologe für das Quartär im westlichen Brandenburg und Hohen Fläming und war bis 1980 stellvertretender Leiter der Themengruppe. Mit umfangreichen Geländearbeiten hat er Hunderte von Bohrungen und Aufschlüssen in seinem Regionalgebiet dokumentiert und für das Lithofazieskartenwerk erschlossen. Insgesamt 8 brandenburgische Einheitsblätter der Lithofazieskarte Quartär mit jeweils bis zu 9 Horizontkarten hat Hans Ziermann allein oder in Zusammenarbeit mit anderen Kollegen der Themengruppe fertiggestellt, für 6 weitere Blätter Brandenburgs zeichnete er als Redakteur verantwortlich.

Mit besonderem Ehrgeiz hat sich Hans Ziermann um die Kenntniserweiterung zum Berlin-westbrandenburgischen Holstein-Bekken verdient gemacht. Hervorzuheben ist insbesondere seine dann Jahre später gemeinsam mit Rainer Zwirner erarbeitete „Karte der Verbreitung und Tiefenlage des Holstein-Komplexes in Berlin-Brandenburg 1 : 500 000".

Aufgrund seiner umfassenden und weit über das Quartär hinausgehenden geologischen Kenntnisse wurde Hans Ziermann zunehmend auch für andere Forschungsthemen tätig. So arbeitete er von 1980 bis 1983 im Forschungsthema „Geologisches Ressourcenpotential Braunkohle" und zwischen 1985 und 1990 anteilig für das Forschungsthema „Endlagerung radioaktiver Abfälle Morsleben (ERA)".

Als Mitte 1990 das ZGI in eine GmbH überführt wurde, war Hans Ziermann noch für kurze Zeit in der UWG (jetzt FUGRO Consult GmbH) tätig. Er stellte u.a. das Manuskript des Blattes Brandenburg der „Oberflächenkarte Quartär 1 : 200 000" fertig und beteiligte sich an den Arbeiten zur Gliederung von quartären Schichtenprofilen aus dem Stadtgebiet von Berlin(West).

Ab Oktober 1990 war Hans Ziermann wissenschaftlicher Mitarbeiter in der Berliner Außenstelle der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Hier führte er seine bereits 1985 begonnenen quartärgeologischen Arbeiten zum Abschluß und war anschließend an der Projektierung und Durchführung eines neuen Untersuchungsprogrammes für Morsleben („ERAM") beteiligt. Im Alter von 63 Jahren trat Hans Ziermann 1997 krankheitsbedingt in den vorgezogenen Ruhestand.

Obgleich Hans Ziermann in den letzten Jahren nicht mehr unmittelbar im brandenburgischen Quartär tätig war, hat er dennoch sein umfangreiches Wissen hierzu auch weiterhin in vielfältiger Weise zur Verfügung gestellt und publik gemacht, sei es durch Vorträge, Exkursionsführungen oder auch durch bereitwillige Beratung von in unserem Amt durchgeführten Arbeiten. Dem 1991 neu konstituierten Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg fühlte er sich von Anfang an freundschaftlich verbunden und begleitete mit großer Aufmerksamkeit unsere quartärgeologischen Aktivitäten und die wieder aufgenommene Oberflächenkartierung. Sein vortreffliches Urteil war uns stets viel wert, seine Ratschläge und Hinweise haben in unseren Arbeiten Berücksichtigung gefunden.

Durch sein langjähriges, fleißiges Wirken im Quartär Brandenburgs hat er sich ein umfangreiches, breitgefächertes Wissen angeeignet, dennoch sich damit nie in den Vordergrund gedrängt. Bescheidenheit und Zurückhaltung waren ihm zu Eigen, sein Wirken war eher still und wenig spektakulär. Trotzdem wußte er, seine wissenschaftlichen Überzeugungen beharrlich und mit Bestimmtheit zu verteidigen. Im privaten wie im beruflichen Leben hatte Hans Ziermann ein ausgesprochenes Harmoniebedürfnis. Freundschaft, Kollegialität und Hilfsbereitschaft hatten für ihn einen hohen Stellenwert. Er half, wo er konnte, und er war stets um einen Ausgleich der Interessen bemüht, konnte hervorragend schlichten.

Hans, wenn wir in diesem Jahr auf 125 Jahre Akzeptanz der Glazialtheorie und 125 Jahre erfolgreicher Quartärforschung im norddeutschen Flachland zurückblicken, so ist auch Dein Name unter denjenigen zu nennen, die mit ihrem jahrzehntelangen Wirken einen wertvollen, bleibenden Beitrag zur Kenntnis des Quartärs in Norddeutschland geleistet haben. Wir im Geologischen Landesamt Brandenburg werden mit unseren Arbeiten, in die auch Deine Erkenntnisse Eingang finden, dafür sorgen, dass Dein Name und Deine Leistungen nicht in Vergessenheit geraten.

L. Lippstreu

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 93–100	1 Kt., 3 Tab., 15 Lit.

Untersuchungen an ausgewählten Standorten der Ziltendorfer Niederung vor und nach dem Oderhochwasser im Sommer 1997 mit Nachweis von Immissionsbelastungen

Dieter Kühn, Ludger Anders, Karl-Heinz Morstein & Helmut Brandt

1. Anlaß der Untersuchung

Das Oderhochwasser im Sommer 1997 hat u.a. die Frage aufgeworfen, inwieweit die teilweise durch nahegelegene Emittenten ohnehin belasteten Böden der Ziltendorfer Niederung durch sedimentierte Schadstoffe infolge der mehrwöchigen Überflutung zusätzlich belastet worden sind. Die hierüber geführten Diskussionen und Aussagen leiden sämtlich unter dem Mangel, daß der jeweilige exakte Ausgangszustand vor der Überflutung nicht bekannt ist und die Einschätzung der Veränderung eines etwaigen Belastungspotentials daher nur vager Natur sein kann. Durch den Umstand, dass ab Frühjahr 1997 in der Ziltendorfer Niederung Nachschätzungsarbeiten nach dem Bodenschätzungsgesetz durchgeführt wurden, ergab sich die günstige Gelegenheit, an ausgewählten, exakt eingemessenen Probenahmestellen zeitnah vor und nach der Hochwassereinwirkung und teilweise lageabhängig zu Emittenten gezielt Bodenuntersuchungen vornehmen und auswerten zu können. Hierüber soll im Folgenden berichtet werden.

2. Zum Sachverhalt

Bedingt durch umfassende Meliorationsmaßnahmen haben sich im Niederungsgebiet der Oder zwischen Eisenhüttenstadt im Süden und Brieskow-Finkenheerd im Norden, der sogenannten Ziltendorfer Niederung, bewertungsrelevante Veränderungen der Böden (Verbesserung der Wasserverhältnisse) und ihrer Nutzung (teilweise Umwandlung von Grünland in Ackerland) ergeben. Der Amtliche Landwirtschaftliche Sachverständige (ALS) des zuständigen Finanzamtes, zu dessen Aufgaben auch die Durchführung der Bodenschätzung gehört, hat deshalb im Frühjahr 1997 für die landwirtschaftlich genutzten Flächen der Gemeinden in der Ziltendorfer Niederung ein Bodenschätzungsverfahren (Nachschätzung) nach § 12 BodSchätzG eingeleitet. [1]

In Vorbereitung der geplanten Nachschätzung in der Ziltendorfer Niederung waren Vergleichsstücke, die für die Erstschätzung im Jahre 1951 angelegt worden waren, zu überprüfen, gegebenenfalls zu verwerfen und neu anzulegen. Der ALS legte nach eingehender Überprüfung aufgrund der eingetretenen Veränderungen insgesamt sechs neue Vergleichsstücke als Stützpunkte der geplanten Schätzungsarbeiten in der Ziltendorfer Niederung (siehe Karte 1) zusätzlich an. Folgende Stücke wurden ausgewählt, eingemessen und in Zusammenarbeit mit dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe (LGRB)[2] beprobt und nach dem Regelwerk der Bodenschätzung einerseits (siehe Tab. 1) und bei der Wiederholungsbeprobung nach den Vorschriften der Bodenkundlichen Kartieranleitung, 4. Auflage, Hannover 1994, kurz KA 4 (Ad-hoc-AG Boden 1994, Arbeitskreis Bodensystematik 1998) andererseits bewertet und kartiert (siehe Tab. 2).

Anhand der festgestellten Merkmale legen die Bodenschätzer mittels Grünland- bzw. Ackerschätzungsrahmen Boden- bzw. Grünlandzahlen fest, die eine Aussage über die Ertragsfähigkeit des Bodens gestatten und im übrigen als Bemessungsgrundlage für die Grundsteuer, als Orientierung für Festlegung von Pachtzinsen, Kaufpreise u.a. dienen.

---

[1] Mit den eigentlichen flächenhaften Schätzungsarbeiten sind sogenannte Schätzungsausschüsse betraut. Ein Schätzungsausschuß besteht aus dem ALS und zwei ehrenamtlichen Bodenschätzern. Der Schätzungsausschuß bewertet jeden einzelnen der normalerweise im 50 Meter-Raster angelegten Bohrpunkte durch Vergleich mit vom ehemaligen Reichsschätzungsbeirat, heute Bundesschätzungsbeirat, rechtsverbindlich bewerteten Musterstücken (durchschnittlich 400 m² große Bodenareale annähernd gleicher Bodenqualität). Die Zahl der in erreichbarer näherer Umgebung eines Bodenschätzungsobjektes gelegenen Musterstücke reicht insgesamt naturgemäß nicht aus, um die Böden einer Gemeinde in ihrer Vielfalt ausreichend bewerten zu können. Deshalb werden zusätzlich für die wichtigsten und besonders typischen Böden einer Gemeinde, wiederum im Vergleich mit entsprechenden Musterstücken, sogenannte Vergleichsstücke ausgewählt, beschrieben und bewertet.

[2] Zwischen den Bodenschätzern der Finanzverwaltung und den Bodengeologen des LGRB (zweier Institutionen der angewandten Bodenkunde in Brandenburg) besteht seit Jahren eine enge Zusammenarbeit zum gegenseitigen Nutzen. Während die Finanzverwaltung z.B. von der bodenkundlich modernen Ansprache und analytischen Untersuchung aller neu angelegten Vergleichs- und Musterstücke durch das LGRB profitiert, verwendet das LGRB die Ergebnisse der Bodenschätzung als zusätzliche und reichhaltige Datenquelle zur Absicherung eigener Tätigkeitsfelder. Geplant ist die Digitalisierung der Grablochbeschriebe aus den sogenannten Feldschätzungsbüchern.

Tab. 1: Vergleichsstücke der Ziltendorfer Niederung[3]

lfd. Nummer	Lage in der Gemeindeflur	Nutzungs-art	Klassen-zeichen	Bewertung	Termin der Probenahme	
					vor der Überflutung	**nach** der Überflutung
1	Brieskow-Finkenheerd	Grünland	L II a 3	49	30.05.1997	16.10.1997
2	Brieskow-Finkenheerd	Grünland	T III a 3	35	30.05.1997	16.10.1997
3	Wiesenau	Ackerland	Sl 4 Al	32/31	29.04.1997	19.09.1997
4	Wiesenau	Ackerland	S 4 Al	25/24	29.04.1997	19.09.1997
5	Ziltendorf	Grünland	lS II a 2	49	29.04.1997	19.09.1997
6	Vogelsang	Ackerland	S 4 D	22/21	28.04.1997	19.09.1997

Die neu angelegten Vergleichsstücke sollten neben den vorhandenen Musterstücken bei den für den Spätsommer geplanten Schätzungsarbeiten als Wert- und Vergleichsmaßstab dienen. Diese Planung wurde durch die folgenden Naturereignisse jedoch gegenstandslos.
Nachdem infolge einer als "Vb-Wetterlage" bezeichneten charakteristischen Wettersituation im oberen Einzugsgebiet der Oder im Zeitraum von nur wenigen Tagen außergewöhnlich hohe Niederschläge von bis zu 1500 mm gefallen waren, entwickelte sich eine Hochwasserwelle mit auf polnischer Seite katastrophalen Folgen. Am 17. Juli erreichte eine erste Hochwasserwelle den Pegel Ratzdorf am Zusammenfluß von Oder und Neiße und damit deutsches Gebiet. Während in den folgenden Tagen die Deiche zu den Niederungsgebieten Oderbruch und Neuzeller Niederung erfolgreich gesichert werden konnten, kam es am 23. Juli zu dem ersten folgenschweren Deichbruch nördlich der Siedlung Aurith, in dessen Folge ca. 5000 ha fruchtbare Auenböden der Ziltendorfer Niederung überschwemmt wurden. Erst im September 1997 war die Niederung wieder vollständig trockengelegt.

Von den im Mai/Juni angelegten Vergleichsstücken waren Nummer 1, 2, 3, und 5 überflutet worden. Die Stücke 4 und 6 könnten lediglich vorübergehend durch zeitweilig erhöhten Grundwasserstand beeinflußt worden sein. Die Stücke 1 und 2 befinden sich an der tiefsten Stelle der Niederung (+ 22 m über NN) und waren demzufolge am längsten überflutet. Angemerkt sei auch, daß sich die Stücke 1 und 2 in unmittelbarer Nähe zum ehemaligen Heizkraftwerk Brieskow-Finkenheerd (Inbetriebnahme 1923) und das Vergleichsstück Nr. 6 nahe dem Eisenhüttenkombinat Ost (Inbetriebnahme 1953) in Eisenhüttenstadt befinden. Durch die über Jahrzehnte erfolgten Immissionen war also eine gewisse Vorbelastung von vornherein zu erwarten.
Als Folge der Überstauung starb die Vegetation im Bereich der überfluteten Vergleichstücke ab. Eine nennenswerte und sichtbare Sedimentation von Schwebstoffen und Treibgut erfolgte nicht, abgesehen von sandigen Schwemmfächern unmittelbar an den Deichbruchstellen, weil der Deichbruch innerhalb des Hochwasserereignisses relativ spät erfolgte.

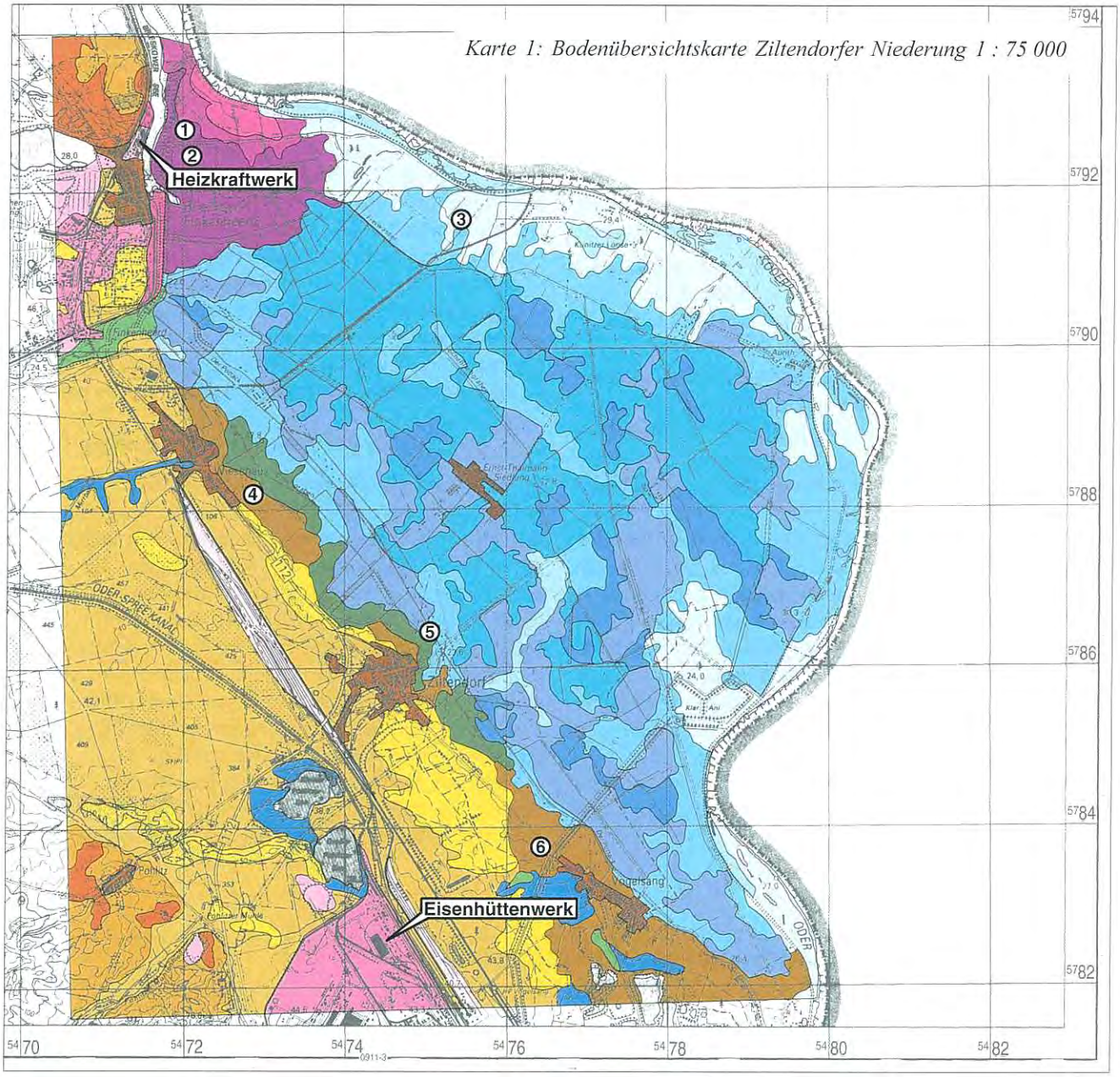
3. Bodenverhältnisse

Bevor auf die Ergebnisse der beiden Beprobungen eingegangen werden soll, werden im Folgenden die natürlichen Verhältnisse näher beschrieben. Die Karte 1 gibt einen Überblick über die Bodenverhältnisse der Ziltendorfer Niederung und der angrenzenden Gebiete. Sie wurde auf der Basis verschiedener z. T. großmaßstäbiger und sehr differenzierter Unterlagen für den Endmaßstab der Karte erstellt (Geologische Spezialkarte 1 : 25 000 Bl. 3753-3754 und 3853-3854, Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftliche Standortkartierung 1 : 100 000 Bl. 32 und 33, Bodenschätzungskarten 1 : 25 000 Bl. 3753-3754 und 3853-3854, Topographische Karte 1 : 25 000 Bl. 3753-3754 und 3853-3854). Damit kann der Naturraum hinreichend genau für die Bewertung der Eintragssituation beschrieben werden.
Die Ziltendorfer Niederung südöstlich von Frankfurt ist eine Erweiterung der Oderaue westlich des Stromes. Sie wird westlich von einer Terrasse des Berliner Urstromtales begrenzt, die über 10 m höher als das Auenniveau gelegen ist. Die Terrassenkante zur Oderaue ist durch periglaziäre Prozesse zu einem meist flachen Hang verändert worden. Teilweise wird dieser morphologische Rand von Dünen bedeckt, die den Reliefunterschied zur Aue lokal wiederum verstärken.[4]
Die Substrate des Berliner Urstromtales bestehen überwiegend aus periglaziär überprägten Talsanden über reinen Talsanden. In ersteren konnte sich in der Regel eine Verbraunung bilden. Diese reicht bis in die Tiefe der periglaziären Überprägung (Hauptlagenmächtigkeit ca. 50 cm). Dieser Bereich ist durch Frostwechselprozesse klastisch aufbereitet und besitzt ferner geringe Mengen äolischer Komponenten,

[3] Nach den Vorschriften der Bodenschätzung (Arbeitsanleitung 1969) handelt es sich bei den Grünlandvergleichsstücken um Böden mit mittlerem (Bodenstufe II) bzw. schlechtem (Bodenstufe III) Aufbau. Bodenstufen (bei Ackernutzung Zustandsstufen) umreißen einen Komplex fruchtbarkeitsbestimmender Eigenschaften, der sich vereinfacht mit der Humosität und Tiefgründigkeit der Krume und Kontinuität der Horizontübergänge beschreiben läßt.
Die Klimastufe a besagt, dass es sich um Standorte mit einer Jahresmitteltemperatur >8°C handelt. Die Grünlandvergleichsstücke sind durch mittlere (Wasserstufe 3) und gute (Wasserstufe 2) Wasserverhältnisse charakterisiert.
Bei den drei Vergleichstücken der Nutzungsart Acker handelt es sich neben der Bodenart Sand um Anlehmsand (Sl). Sie wurden der Zustandsstufe 4 (grob vergleichbar der Bodenstufe II beim Grünland) zugeordnet. Sie sind im Holozän (Al) bzw. Pleistozän (D) entstanden.

[4] Die Terrassenkante war und ist ein bevorzugter Siedlungsraum. Auf ihr liegen die Siedlungen Brieskow-Finkenheerd, Wiesenau, Ziltendorf und Vogelsang (siehe Karte 1). Nördlich von Eisenhüttenstadt verläuft der Strom der Oder direkt an dieser Terrassenkante, wodurch die Niederung im Süden abgeschlossen wird. Im Norden auf der Höhe des Ortsteiles Brieskow grenzt die Urstromtalterrasse als westlicher Auenrand an eine Hochfläche mit Geschiebelehmen. Südlich Frankfurt fließt die Oder direkt an dieser Hochfläche entlang und schließt die Niederung im Norden ab.

Karte 1: Bodenübersichtskarte Ziltendorfer Niederung 1 : 75 000



1 Vega-Gleye aus flacher Braunkohlenkraftwerksasche verbreitet über Auenlehmsand über tiefem Auensand und jeweils gering verbreitet über Auensandlehm über tiefem Auensand und über Auensand

2 Vega-Gleye aus flacher Braunkohlenkraftwerksasche verbreitet über Auenlehm über tiefem Auensand und jeweils gering verbreitet über Auensandlehm über tiefem Auensand und über Auenlehmsand über tiefem Auensand

3 Vega-Gleye aus flacher Braunkohlenkraftwerksasche fast ausschließlich über Auenlehm- bis -schluffton über tiefem Auensand und selten über Auensandlehm über tiefem Auensand

4 Vega-Gleye aus überwiegend Auensand und gering verbreitet Auenlehmsand bis -sandlehm über Auensand

5 Vega-Gleye aus überwiegend Auenlehmsand über Auensand und gering verbreitet aus Auensand

6 Vega-Gleye aus überwiegend Auenlehmsand und gering verbreitet aus Auensandlehm über Auensand

7 Vega-Gleye aus überwiegend Auensandlehm über Auensand und gering verbreitet Auenlehm über Auensand

8 Vega-Gleye aus überwiegend Auenlehm über Auensand und gering verbreitet Auenlehmton über Auensand

9 fast ausschließlich Vega-Gleye aus Auenlehm- und -schluffton über Auensand und selten Erdniedermoore aus Torf über Auensand

10 überwiegend Gleye aus Flußsand, gering verbreitet Gley-Braunerden aus Kryoturbatsanden über Urstromtalsand und selten Moorgleye aus flachem Torf über Flußsand

11 überwiegend Reliktgley-Braunerden und jeweils gering verbreitet Gley-Braunerden und vergleyte Braunerden aus Kryoturbatsand über Urstromtalsand

12 verbreitet Erdniedermoore aus Torf über tiefem Flußsand und jeweils gering verbreitet Gleye aus Flußsand und Moorgleye aus flachem Torf über Flußsand

13 fast ausschließlich Erdniedermoore aus Torf über Auensand oder über tiefem Auensand

14 überwiegend podsolige Braunerden aus Flugsand und verbreitet podsolige Braunerden aus Flugsand über tiefem Urstromtalsand

15 fast ausschließlich podsolierte Braunerden und gering verbreitet Braunerden aus Kryoturbatsand über Schmelzwassersand

16 überwiegend podsolige Braunerden und jeweils gering verbreitet vergleyte podsolige Braunerden aus Kryoturbatsand über Urstromtalsand sowie podsolige Braunerden aus Flugsand über tiefem Urstromtalsand

17 überwiegend Fahlerde-Braunerden aus Kryoturbatlehmsand über Fließsandlehm über tiefem Grundmoränenlehmsand und gering verbreitet lessivierte Braunerden aus Kryoturbatlehmsand über Schmelzwassersand

18 Lockersyroseme überwiegend aus Kippsand über Urstromtalsand und verbreitet aus Kippschutt über Kippsand über tiefem Urstromtalsand

19 ausschließlich Regosole aus Kippsand

20 verbreitet Regosole aus Kippsand über Urstromtalsand und jeweils gering verbreitet Lockersyroseme aus Kippschutt über Kippsand über tiefem Urstromtalsand, Pararendzinen aus schwach schuttführendem Kalksand über Urstromtalsand sowie Versiegelungsfläche

21 verbreitet Braunerde-Hortisole aus Kryoturbatsand über Urstromtalsand und jeweils gering verbreitet vergleyte Pararendzinen aus schwach grusführenden Kippkalksand über Urstromtalsand und Versiegelungsfläche

22 verbreitet Vega-Gley-Hortisole aus Auensandlehm über Auensand und jeweils gering verbreitet Pararendzinen aus schwach grusführendem Kippkalksand über Auensandlehm und Versiegelungsfläche

so dass dieser Bereich des Bodens stärker zur Verbraunung neigt. Im Bereich des Urstromtales sind die Böden meist grundwasserferner. Der Grundwasserspiegel befindet sich heute überwiegend mehrere Meter unter Flur. Im Bereich der abgeflachten Terrassenkante weisen die Böden reliktische Vernässungserscheinungen auf, die vermutlich noch aus den Zeiten regelmäßiger Überflutungen stammen. Denkbar ist aber auch ein spätglazialer/frühholozäner höherer Grundwasserstand im Urstromtal in der Nähe des Odertales vor dessen Eintiefung.

Die Substrate der Niederung wurden durch den Fluss abgelagert. Im Untergrund befinden sich in der Regel ältere Sande. Die Verteilung der charakteristischen Auenlehm- bis -tonbedeckung richtet sich nach dem Verlauf ehemaliger Altarme und der Entfernung zum heutigen Strom. Das heißt, die Fließgeschwindigkeiten bei früheren Überschwemmungen vor der Eindeichung bestimmten diese Verteilung. Mit zunehmender Entfernung vom Oderstrom nimmt der Tongehalt in der Auenlehmdecke schnell zu. Die Mächtigkeiten der Auenlehm- bzw. -tonbedeckung sind meist unter 1 m. BROSE 1998 hat die Verteilung von verschiedenen Substraten in der Oderaue beschrieben. Die sandigen Bereiche in Stromnähe sind durch die Uferwallbildung zu erklären. Im tieferen Untergrund unter dem bodenkundlichen Betrachtungsraum wechseln oft schluffig-tonige und sandige Ablagerungen der Oder. Nach einer maximalen Eintiefungsphase unmittelbar nach dem Eisrückzug über das Gebiet der heutigen Ostsee erhöhte sich mit dem Meeresspiegelanstieg die Erosionsbasis wieder. Die Auen wurden mit Sedimenten aufgefüllt.
Die Tabelle 2 klassifiziert die 6 untersuchten Standorte nach der KA 4 entsprechend den Beprobungsstandorten nach dem Hochwasserereignis.

Alle anderen Standorte weisen die für diesen Abschnitt des Odertales typische sandig-lehmige bis schluffig-tonige Substratbedeckung von Auensanden auf. Aufgrund der relativ niedrigen Niederschlagssummen dieser Region ist bei der Bodenbildung primär von einer Vergleyung auszugehen. Anzeichen für eine Pseudovergleyung sind aufgrund des relativ hohen Grundwasserstandes in der Oderaue nicht eindeutig erkennbar. Wie bereits oben erwähnt (Tab. 2), sind die Standorte 1 und 2 von einer flachen, stark kalkhaltigen Flugascheschicht bedeckt. Diese schluffig-sandige Braunkohlenkraftwerksasche besitzt neben dem typischen Kalkgehalt für derartige Immissionssubstrate die entsprechenden chemischen Verhältnisse. Auf den überfluteten Standorten und in ihrer Umgebung waren außer an den Deichbruchstellen während der Beprobung nach dem Hochwasser keine (klastischen) Sedimentationserscheinungen zu erkennen.

4. Auswertung der Untersuchungsergebnisse

Es muss vorangestellt werden, dass nicht die Ergebnisse eines von Anfang an geplanten Feldversuches vorgestellt werden. Bei der Erstuntersuchung handelt es sich lediglich um die routinemäßige Anlage von "Stützpunkten" für die Bodenschätzung bzw. Bodenkartierung. Die zum Zeitpunkt der Erstbeprobung vorgenommene Untersuchung mit z. T. relativ groben Nachweisgrenzen und im Sinne der Untersuchung einer Schadstoffbelastung nicht vollständigen Untersuchungspalette (auch ohne das Element Quecksilber), konnte aus Gründen der Vergleichbarkeit zum zweiten Probenahmetermin nicht grundlegend geändert werden.
Vorweg soll auch erwähnt werden, dass dieselbe Probe im Sinne der Fragestellung nicht zweimal untersucht werden kann. Die Wiederholung ist nur auf einem möglichst nah

Tab. 2: Bodenformenansprache

Lfd. Nr.	bodensystem. Einh. (Subtyp)	substratsystem. Einheit (Subtyp)	verbale Bezeichnung der Bodenform
1	AB-GG	a-cus(Yab) \ fo-lt // fo-ss	Vega-Gley aus flachem Flugschluffsand (Braunkohlenkraftwerksasche) über Auenlehmton über tiefem Auenreinsand
2	AB-GG	a-cus(Yab) \ fo-ut // fo-ss	Vega-Gley aus flachem Flugschluffsand (Braunkohlenkraftwerksasche) über Auenschluffton über tiefem Auenreinsand
3	AB-GG	fo-ls // fo-ss	Vega-Gley aus Auenlehmsand über tiefem Auenreinsand
4	rGG-BB	pky-ss(Sp) / fu-ss	Reliktgley-Braunerde aus Kryoturbatreinsand (Geschiebedecksand*) über Urstromtalreinsand
5	GGa	fo-ll / fo-ss	Auengley aus Auennormallehm über Auenreinsand
6	rGGh	pky-ss(Sp) / fu-ss	Relikthumusgley aus Kryoturbatreinsand (Geschiebedecksand*) über Urstromtalreinsand

** Synonyme Verwendung zu vergleichbaren Bodenausgangsgesteinen auf Hochflächen (i. w. Hauptlage bzw. periglaziär überprägter Sand)*

Die Standorte 4 und 6 befinden sich auf der abgeflachten Terrassenkante des Berliner Urstromtales am Rand der Oderaue. Es ist davon auszugehen, dass selbst durch das Hochwasser im Sommer 1997 der Grundwasserspiegel nicht die Höhe der reliktischen Gleymerkmale erreichte, da sich diese Böden ca. 3 bis 5 m über dem angrenzenden Niederungsniveau befinden. Diese angrenzenden Areale wurden nur flach überflutet.

(Dezimeterbereich) gelegenen Standort innerhalb eines Horizontes möglich. Aus der natürlichen Varianz der Bodendecke ergeben sich Unterschiede in den Analysenergebnissen, die wie unten beschrieben einen Vergleich hinsichtlich der Auswirkungen eines Hochwassers erschweren. Engräumig wechselnde Substratunterschiede können im Einzelfall für die Varianz einzelner Parameter größere Bedeutung haben als der diesbezügliche Einfluss durch Einträge eines Hochwassers.

Die Horizontsymbole wurden entsprechend den geltenden Nomenklaturen für die bodenkundliche Kartierung (Ad-hoc-AG Boden 1994, Arbeitskreis Bodensystematik 1998) bestimmt. Die Tabelle 3 enthält wesentliche Parameter, die anhand der Proben untersucht wurden. Andere ebenfalls analysierte Parameter wurden nicht aufgeführt, weil die Werte entweder unterhalb der Nachweisgrenzen für einzelne Elementgehalte nach der Bestimmungsmethode Königswasseraufschluß mit ICP-AES (Beispiel Cadmium < 0,2 mg/kg) liegen oder sich aus der räumlichen und vertikalen Verteilung der Gehalte keine sicheren Aussagen ableiten lassen. Die Beprobung erfolgte bis maximal 1 m unter Flur. Bei der Tiefenangabe in cm für den tiefsten Horizont in Tabelle 3 wurde deshalb > 100 cm angegeben. Steht als letzte Tiefenangabe ein konkreter Wert, bedeutet dies, dass ein noch folgender Horizont nicht mehr beprobt wurde.

Schwerpunkt der Untersuchungen war ein *Vergleich* der Gehalte ausgewählter Elemente in den Böden der sechs Standorte *vor und nach* dem Hochwasserereignis und in Abhängigkeit zur Lage der Emittenten anhand von Vorsorgewerten (Bachmann et al. 1997, Prüß 1994), aber auch anhand natürlicher Gehalte vergleichbarer Böden (Terytze, K., Kroschel, P. & B.-D. Traulsen 1997).

Ein Vergleich mit Hintergrundwerten der natürlichen Gehalte der untersuchten Elemente Brandenburger Böden ist jedoch insofern problematisch, weil das in der Literatur vorgefundene Material jeweils nur begrenzte Vergleichsmöglichkeiten zuläßt. Offensichtlich ist eine hinreichende Aussagekraft im Sinne einer relevanten Vergleichsmöglichkeit nur bei Berücksichtigung weiterer Bodenparameter gegeben (Bodenart, mineralische Zusammensetzung, pH-Wert, Gehalt an organischer Substanz, geologische Herkunft des Materials, Nutzungsart, Horizont, anthropogene Vorbelastung usw.).

Ein Vergleich der gefundenen Werte mit Gehalten Brandenburger Böden ist daher anhand von Spannen der von Terytze, K., Kroschel, P. & B.-D. Traulsen 1997 in Böden des Spreewaldes festgestellten natürlichen Gehalte (getrennt nach Sandböden und Böden mit Tongehalt > 8 %) vorgenommen worden. Die Böden des Spreewaldes erscheinen hinsichtlich Entstehung und Aufbau zumindest näherungsweise mit den Böden der Ziltendorfer Niederung vergleichbar, obwohl bindige Böden (schwere Lehme und Tone) fehlen, die Untersuchungen sich offensichtlich nur auf den Ah-Horizont beziehen und auch im Spreewald durch den jahrzehntelangen Betrieb der Braunkohlenkraftwerke Lübbenau und Vetschau eine gewisse Vorbelastung zu erwarten ist.

Bei näherer Betrachtung der Analysenergebnisse muss zunächst herausgestellt werden, dass die erwartete Vorbelastung durch Emissionen des Heizkraftwerkes Brieskow-Finkenheerd und des Eisenhüttenkombinates Eisenhüttenstadt in der Tat auf den Standorten 1, 2 und 5 bei den Elementen Cr, V und Zn bestätigt werden kann. Es werden deutlich höhere Gehalte nachgewiesen, als sie vergleichbare Standorte in Brandenburg (Terytze, K., Kroschel, P. & B.-D. Traulsen 1997) aufweisen (Tab. 3).

Bei den genannten Elementen werden Vorsorgewerte erreicht, teilweise leicht überschritten. Eine erhebliche Belastung im Sinne einer vielfachen Überschreitung von Vorsorgewerten konnte nicht aufgefunden werden.

Der Arsengehalt in einigen Horizonten der Standorte 1 und 2 erreicht die Vorsorgewerte. In den oberen Horizonten der Standorte 5 und 6 sind auch die Gehalte des Elementes Blei erhöht. Allerdings sind diese beiden Standorte in der Nähe stark befahrener Straßen gelegen, so dass ebenso die Nachwirkungen der Nutzung bleihaltiger Kraftstoffe in Betracht gezogen werden müssen.

Bezogen auf die möglichen Auswirkungen durch Einträge des Hochwassers kann festgestellt werden, dass es keine sicheren Hinweise darauf gibt, dass sich Werte erhöht haben. Das Überschreiten der Nachweisgrenzen für das Element Nickel bei der zweiten Beprobung in den bindigen Horizonten der Vergleichstücke 1 und 2 wird auf die o.a. Heterogenität des Standortes zurückgeführt. Bei den Böden der Standorte 1, 2, 3 und 5 müßten insbesondere im ersten Horizont Unterschiede zwischen den beiden Beprobungsergebnissen feststellbar sein. Teilweise liegen die neueren Werte sogar unterhalb der Erstbeprobung, was ebenfalls nur mit Unterschieden zwischen Erst- und Wiederholungsstandort zu erklären ist.

Es ist also positiv zu bewerten, dass sich aufgrund des Hochwasserereignisses keine zusätzlichen nachweisbaren Belastungen ergeben haben. Bei den Schwermetallen liegen nach der Ersten Verordnung zur Änderung der Klärschlammverordnung 1997 (EPA 1982) oder den Orientierungswerten nach (Eikmann & Kloke 1993) keine kritischen Wertüberschreitungen vor. Allerdings werden die nutzungs- und schutzgutbezogenen Orientierungswerte für eine multifunktionale Nutzung (Bodenwert I) bei den Elementen Chrom und Vanadium für die Standorte 1 und 2 im 2. oder 3. Horizont überschritten. Bei Vanadium wird sogar der Bodenwert II für landwirtschaftliche Nutzflächen (100 mg/kg Boden) bei 2 Proben überschritten.

Anhand der Befunde lassen sich differenzierte Aussagen zum betrachteten Naturraum ableiten. 3 Phänomene, verbunden mit der Entwicklung des Naturraumes und seiner Nutzung, sind für die unterschiedlichen Gehaltssituationen im Betrachtungsraum verantwortlich:

- Auswirkungen der Auenlehmbildung,
- Unterschiede zwischen eigentlicher Aue mit Überflutungen und randlichen Terrassen
- anthropogene Einflüsse durch Kraftwerksimmissionen.

In Verbindung mit den anderen Bodeneigenschaften (Bodenart, pH-Wert, $CaCO_3$-, C_t-Gehalt und KAK_{pot}) können Schlussfolgerungen zur potentiellen Verlagerung von kritischen Elementen abgeleitet werden. Auffällig ist, dass gerade bei den Standorten mit höheren Elementgehalten die bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften einer Verlagerung eher entgegen stehen. Allerdings sind sie dadurch für die Nutzung relevanter.

In der Aue spiegeln sich die deutlichen vertikalen Substratunterschiede auch in den bodenchemischen Eigenschaften und Elementgehalten wider. So erfolgt bei allen vier Auenprofilen (1, 2, 3 und 5) ein deutlicher Gehaltsanstieg für die meisten Elemente von den Sanden im Untergrund zu den bindigeren Substraten, die die Sande bedecken. Im jeweils obersten Horizont ist in der Regel nochmals mit höheren Werten zu rechnen, wie dies die Standorte 3 und 5 teilweise belegen. Für die Standorte 1 und 2 trifft dies in gleicher Weise zu.

Tab. 3 Ausgewählte Analysewerte im Vergleich zu Vorsorgewerten und natürlichen Gehalten

Vgl.stück Nr.	Probe Nr.	Monat	Horizont	U.-Tiefe	Bod.-art	pH $CaCl_2$	KAK Pot.	C_t-Gehalt	Schwermetalle [1]																					
									Arsen			Chrom			Kupfer			Nickel			Blei			Vanadium			Zink		
									Analyse	Vorsorgewert	natürl. Gehalte [2]	Analyse	Vorsorgewert	natürl. Gehalte	Analyse	Vorsorgewert	natürl. Gehalte	Analyse	Vorsorgewert	natürl. Gehalte	Analyse	Vorsorgewert	natürl. Gehalte	Analyse	Vorsorgewert	natürl. Gehalte	Analyse	Vorsorgewert	natürl. Gehalte
				cm			mval/100g	%	ICP mg / kg																					
1 (3)	1	Mai	rAh	20	n.b.	7,75		12,37	8	15	4,5	**30**	**30**	15-30	12	20	13-30	-5	15	2-11	17	40	10-50	45	100	13-35	54	60	27-170
	2		rAp-rGo	50	Tu2	7,09		1,81	**17**	17	4,5	**85**	100	15-30	22	60	13-30	-5	70	2-11	39	100	10-50	**118**	100	13-35	107	200	27-170
	3		rGo	90	Lt2	7,02		0,46	**15**	17	4,5	49	60	15-30	-10	40	13-30	-5	50	2-11	19	70	10-50	71	100	13-35	39	150	27-170
	4		Go	>100	Ss	7,20		-0,09	-3	6	4,5	8	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	6	40	5-30	6	100	4-24	-5	60	12-55
	1	Okt.	rAp1	10	Su4*	7,73	43,0	12,57	12	15	4,5	31	30	15-30	-10	20	13-30	-5	15	2-11	7	40	10-50	51	100	13-35	42	60	27-170
	1,1		rAp2	20	Su4*	7,69	41,8	10,90	6	15	4,5	25	30	15-30	-10	20	13-30	-5	15	2-11	7	40	10-50	45	100	13-35	36	60	27-170
	2		rAp-rGo1	50	Lt3	7,12	33,6	1,82	**14**	17	4,5	**83**	60	15-30	19	40	13-30	20	50	2-11	40	70	10-50	**96**	100	13-35	100	150	27-170
	3		M-rGo2	80	Lt2	7,12	26,2	0,40	**14**	17	4,5	52	60	15-30	-10	40	13-30	13	50	2-11	18	70	10-50	66	100	13-35	38	150	27-170
	4		rGr-Go	105	Sl3	7,21	9,9	0,12	-3	15	4,5	26	30	15-30	-10	20	13-30	-5	15	2-11	9	40	10-50	16	100	13-35	11	60	27-170
2 (3)	1	Mai	Ah	15	n.b.	7,55		12,38	**15**	15	4,5	**40**	30	15-30	19	20	13-30	-5	15	2-11	28	40	10-50	51	100	4-24	**75**	60	27-170
	2		M-Go	35	Tu3	6,84		0,96	9	17	4,5	82	100	15-30	18	60	13-30	-5	70	2-11	27	100	10-50	**118**	100	13-35	106	200	27-170
	3		M-Gr	85	Lt2	6,89		0,63	-3	17	4,5	7	60	15-30	-10	40	13-30	-5	50	2-11	-5	70	10-50	-5	100	13-35	-5	150	27-170
	4		Gr	>100	Ss	6,74		-0,09	5	6	4,5	**72**	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	2-11	23	40	5-30	81	100	4-24	45	60	12-55
	1	Okt.	Ah	15	Su4*	7,65	45,6	13,47	6	15	4,5	27	30	15-30	14	20	13-30	-5	15	2-11	17	40	10-50	32	100	13-35	56	60	27-170
	2		M-Go1	35	Lt3	6,87	33,7	1,74	11	17	4,5	**85**	60	15-30	19	40	13-30	25	50	2-11	44	70	10-50	**96**	100	13-35	116	150	27-170
	3		M-Go2	55	Lt2	6,59	33,3	0,88	12	17	4,5	**83**	60	15-30	13	40	13-30	26	50	2-11	26	70	10-50	**99**	100	13-35	107	150	27-170
	4		M-Gor	90	Lt2	6,82	27,1	0,66	3	17	4,5	**70**	60	15-30	-10	40	13-30	17	50	2-11	28	70	10-50	83	100	13-35	80	150	27-170
	5		Gr	>100	Ss	6,91	4,9	0,16	-3	6	4,5	10	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	7	60	5-30	19	100	4-24	9	60	12-55
3 (4)	1	April	Ah	25	Sl3	5,02		1,29	5	15	4,5	27	30	15-30	-10	20	13-30	-5	15	2-11	16	40	10-50	25	100	13-35	34	60	27-170
	2		rGo	55	Ss	5,43		0,12	-3	6	4,5	12	30	02-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	6	40	5-30	11	100	4-24	7	60	12-55
	3		Go	>100	Ss	5,23		-0,09	-3	6	4,5	-5	30	02-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	9	40	5-30	7	100	4-24	7	60	12-55
	1	Sept.	rGo-Ap	25	Su2	5,41	13,0	1,24	4	6	4,5	22	30	15-30	-10	20	13-30	-5	15	2-11	17	40	10-50	18	100	13-35	36	60	27-170
	2		M-rGo	55	Ss	5,65	2,2	-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	7	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	3		rGr-Go	75	Su2	4,47		0,24	-3	6	4,5	21	30	15-30	-10	20	13-30	-5	15	2-11	11	40	10-50	15	100	13-35	17	60	27-170
4 (11)	1	April	Ah	25	Ss	3,94		0,60	-3	6	4,5	-5	30	15-30	13	20	5-15	-5	15	1-9	16	40	23	-5	100	4-24	14	60	12-55
	2		rGo	40	Ss	4,31		0,18	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	7	40	5-30	-5	100	4-24	7	60	12-55
	3		rGo	60	Ss	4,68		-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	6	40	5-30	6	100	4-24	7	60	12-55
	4		Go	>100	Ss	4,87		-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	9	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	1	Sept.	rAp	25	Ss	4,04		0,59	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	18	40	5-30	10	100	4-24	11	60	12-55
	2		rGo-Ah+Bv	40	Ss	4,33		0,24	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	10	40	5-30	9	100	4-24	9	60	12-55
	3		rGo	65	Ss	4,83		0,10	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	-5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	4		rGr-Go	>100	Ss	4,74		-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	-5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
5 (6)	1	April	Ah	15	Sl4	4,92		2,83	7	15	4,5	**38**	30	15-30	13	20	13-30	-5	15	2-11	34	40	10-50	39	100	13-35	**87**	60	27-170
	2		Go-rAp	25	Ls3	5,12		2,03	7	17	4,5	49	60	15-30	12	40	13-30	-5	15	2-11	20	40	10-50	62	100	13-35	**83**	60	27-170
	3		Go	50	Ss	5,08		0,13	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	4		Gr	>100	Ss	5,34		-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	-5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	1	Sept.	Go-Ah	10	Sl3	5,45	24,8	2,59	7	15	4,5	**36**	30	15-30	14	20	13-30	-5	15	2-11	29	40	10-50	39	100	13-35	**83**	60	27-170
	2		Go-rAp1	20	Sl3	5,54	24,5	2,76	6	15	4,5	**38**	30	15-30	13	20	13-30	-5	15	2-11	26	40	10-50	46	100	13-35	**78**	60	27-170
	2,1		Go-rAp2	35	Ls3	5,27	24,9	2,01	6	17	4,5	38	60	15-30	-10	40	13-30	-5	15	2-11	23	40	10-50	48	100	13-35	**72**	60	27-170
	3		Go	80	Ss	5,11	1,7	-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	-5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	4		Gr	>100	Ss	5,50	0,8	-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	6	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
6 (11)	1	April	Ah	30	Ss	6,48		0,67	5	6	4,5	6	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	**58**	40	5-30	-5	100	4-24	34	60	12-55
	2		Ah-rGo	50	Ss	6,26		0,14	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	-5	40	5-30	8	100	4-24	-5	60	12-55
	3		rGo	>100	Ss	6,19		-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	-5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	1	Sept.	rGo-Ap	30	Ss	6,08	6,0	0,61	-3	6	4,5	12	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	19	40	5-30	-5	100	4-24	36	60	12-55
	2		rGhor-Ap	40	Ss	6,10	2,3	0,13	-3	6	4,5	9	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	-5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55
	3		rGhr	60	Ss	6,13	1,2	-0,09	-3	6	4,5	-5	30	2-15	-10	20	5-15	-5	15	1-9	5	40	5-30	-5	100	4-24	-5	60	12-55

[1] Der Gehalt des Elementes Cadmium lag stets unterhalb 0,2 mg/kg

[2] Perzentilwert 90

* Feldansprache der Bodenarten

n.b. = nicht bestimmt

Minus und Ziffer = unterhalb dieser Nachweisgrenze

( ) Nummer der Legendeneinheit in der Karte

Allerdings ist das oberste Substrat anderer Genese (Braunkohlenkraftwerksasche). Deshalb sind im Gegensatz zu den Standorten 3 und 5 die Werte der ersten Horizontproben deutlich höher. Bei genauerer Betrachtung fällt auf, daß einerseits die erhöhten Werte (z. B. As, Cr, Zn) auch noch unterhalb der Flugasche anzutreffen sind und andererseits diese teilweise im Substrat unterhalb der Flugasche diese sogar höher sind als in der Flugasche selbst. Folgende Interpretation scheint wahrscheinlich. In der ersten Zeit der Ascheimmissionen wurden diese durch die Bewirtschaftung in den Boden eingearbeitet. Erst nach einem Nutzungsartenwechsel von Ackerland zu Grünland konnte sich das oberste Substrat mit seinen besonderen Eigenschaften bilden. Dies erklärt jedoch noch nicht, weshalb einige Elementgehalte unterhalb der Flugasche höher sind. Eigentlich müßten aufgrund des Verdünnungseffektes beim ehemaligen Einpflügen von Immissionen im Boden die Gehalte unterhalb der heutigen Flugasche niedriger sein. Wegen der bodenphysikalischen und insbesondere der bodenchemischen Eigenschaften dieser Horizonte kann eine vertikale Verlagerung und damit eine Anreicherung weitgehend ausgeschlossen werden. Die Zusammensetzung der Immissionen hat sich ab ca. 1955 (etwa auch Zeitpunkt des Nutzungsartenwechsels) geändert. Die bis dahin verfeuerte Kohle aus dem Tagebau Helene/Katja westlich des Kraftwerkes wurde durch Kohle aus der Lausitz abgelöst. Das Element Nickel tritt nur bei diesen beiden Standorten und nur im Substrat unterhalb der Flugasche auf, was die unterschiedliche Zusammensetzung von Immissionen im Verlaufe der Zeit belegt. Immissionen aus der ab 1953 betriebenen Eisenverhüttung nahe Eisenhüttenstadt haben die Gehalte der Standorte 1 und 2 kaum beeinflusst, da die zur Eisenverhüttung näher gelegenen Standorte 4 bis 6 wesentlich niedrigere Werte entsprechender Elemente in den obersten Horizonten aufweisen.

Ein geringer anthropogener Eintrag erfolgt stets mit der Bewirtschaftung. Die Werte aus der Ackerkrume der Standorte 4 und 6 belegen, ähnlich den entsprechenden Werten des Standortes 5, Immissionen der Eisenverhüttung. Bei den von Natur aus sehr gehaltsarmen Urstromtalsanden dokumentiert sich der Nutzungs- oder Immissionseintrag im Ap-Horizont. Einflüsse aus der Aue oder durch Kraftwerksasche aus Brieskow-Finkenheerd sind nicht sicher nachweisbar.

5. Organische Belastungssituation

Im Rahmen von Untersuchungen durch die Landesanstalt für Landwirtschaft, Abteilung Analytik, zu den Auswirkungen des Sommerhochwassers 1997 an der Oder wurden in ausgewählten Boden- und Sedimentproben neben den Gehalten anorganischer Stoffe (Schwermetalle, Nährstoffe) auch die Konzentrationen von Organika wie z. B. polycyclische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK nach EPA 1982), Pflanzenschutzmittel (PSM)-Rückstände etc. bestimmt. Hierzu wurden von den überfluteten Flächen Bodenmischproben aus den Tiefenbereichen 0 - 10 cm bzw. 10 – 30 cm entnommen. Außerdem wurden zur Beschreibung der Ausgangssituation Untersuchungen an Proben von Vergleichsstücken vorgenommen.

Neben der Stoffgruppe der PAK konnten weder PSM-Rückstände noch andere Organika in relevanten Konzentrationen in den untersuchten Bodenproben nachgewiesen werden.

Die Gehalte an polycyclischen aromatischen Kohlenwasserstoffen in den Proben der Vergleichstücke lagen zwischen 0,17 mg/kg TS und 1,56 mg/kg TS. Auffällig sind 2 Befunde in der Nähe des ehemaligen Heizkraftwerkes Brieskow-Finkenheerd, wo neben hohen Gehalten an organischer Substanz (21,6% bzw. 22,4%) PAK-Gehalte von 1,5 mg/kg TS und 1,56 mg/kg TS nachgewiesen wurden. Beide Befunde weichen von der allgemeinen PAK-Belastung in dieser Region (durchschnittliche PAK-Gehalte nach dem Hochwasser 0,67 mg/kg TS) ab (Anders & Dinkelberg 1998).

Zusammenfassung

Im Rahmen von Nachschätzungsarbeiten der Bodenschätzung wurde im Frühjahr 1997 vor dem Oderhochwasser eine Beprobung von Böden der Ziltendorfer Niederung durchgeführt. Nach dem Hochwasser wurde die Gelegenheit einer Zweitbeprobung genutzt, um mögliche Veränderungen nachzuweisen. Nachweisbar waren Schwermetallbelastungen durch Immissionen in der Nähe des Heizkraftwerkes Brieskow-Finkenheerd, die bereits vorher existierten. Ein Vergleich der Analysenergebnisse vor und nach dem Hochwasser läßt keine Schlußfolgerungen über erhöhte Einträge der untersuchten Stoffe zu.

Summary

Samples were collected in a part of flood land of the river Odra so called Ziltendorfer Niederung during a repetition of soil taxation in springtime 1997 shortly before the flood was coming in. The occasion of another sampling was used after the flood. The aim was to find quantitative changes of different anorganic and organic components especially heavy metals. But a flood-caused increase of contaminants could not be evidenced. Higher charges of heavy metals were proved only by emission of a nearby power station, for a long time known. The comparison of analyses of samples taken before and after the flood do not permit to deduce on an increased input of studied components.

Literatur:

Ad-hoc-AG Boden (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 4. Aufl., Hannover

Anders, L. & W. Dinkelberg (1998): Auswirkungen des Sommerhochwassers der Oder auf Stoffgehalte überschwemmter Böden. – Wasser und Boden, 50, S. 22-25, Berlin

Arbeitsanleitung „Neues Feldschätzungsbuch" Stand 08. Juli 1996, Arbeitsmaterial der Finanzverwaltung

Arbeitskreis Bodensystematik (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands. – Mitt. d. Dtsch. Bodenkundl. Gesell. 86, S. 1-180, Oldenburg

Bachmann, G., Bannick, C.-G., Giese, E., Glante, F., Kiene, A., Konietzka, R., Rück, F., Schmidt, S., Terytze,K. & D. v. Borries, (1997): Fachliche Eckpunkte zur Ableitung von Bodenwerten im Rahmen des Bundes-Bodenschutzgesetzes. – In: Rosenkranz, D.; Bachmann, G.; Einsele, G. und Harreß, H.-M. (1988): Bodenschutz – Ergänzbares Handbuch für Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser, Bd. 2. – 3500 S., Berlin (Erich Schmidt)

BROSE, F. (1998): Genese holozäner Flußauen, dargestellt am Beispiel des unteren Odertales. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 5, 1, S. 7-13, Kleinmachnow

EIKMANN, T. & A. KLOKE (1993): Nutzungs- und schutzgutbezogene Orientierungswerte für (Schad-) Stoffe in Böden. – In: ROSENKRANZ, D., BACHMANN, G., EINSELE, G. & H.-M. HARREß (1988): Bodenschutz – Ergänzendes Handbuch für Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser, Bd. 2. – 3590 S., Berlin

EPA (Environmetal Protection Agency) (1982): Pesticide Assessment Guidelines Standards, Subdivision N, Section 163: Mobility Studies, Chemistry: Environmental Fate. – Office of Pesticides and Toxic Substances, Washington, D.C.

Erste Verordnung zur Änderung der Klärschlammverordnung. – Bundesgesetzblatt, 1997, Teil I Nr. 15, ausgegeben zu Bonn am 14.3.1997

Geologische Karte der DDR 1 : 25 000, Blätter Nr. 3753-3754, 3853-3854. – ZGI, Berlin

Mittelmaßstäbige Landwirtschaftliche Standortkartierung 1 : 100 000, Blätter Nr. 32, 33

PRÜEß, A. (1994): Einstufung mobiler Spurenelemente in Böden. - In: ROSENKRANZ, D., BACHMANN, G., EINSELE, G. & H.-M. HARREß (1988): Bodenschutz – Ergänzbares Handbuch für Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser, Bd. 2. – 3500 S., Berlin (Erich Schmidt)

Bodenschätzungskarten 1 : 25 000, Blätter Nr. 3753, 3754, 3853, 3854

RÖSCH, A. & KURANDT, F. (1950): Bodenschätzung. – Berlin (Carl Heymanns)

TERYTZE, K., KROSCHEL, P. & B.-D. TRAULSEN, (1997): Quecksilberbelastungen der Böden des Biosphärenreservates Spreewald und deren Transfer in Pflanzen. – Bodenschutz, 2, 3, S. 83 ff

Topographische Karte 1 : 25 000, Blätter Nr. 3753, 3754, 3853, 3854

Anschrift der Autoren:

Dr. Dieter Kühn
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Dr. Karl-Heinz Morstein
Oberfinanzdirektion Cottbus
Am Nordrand 45
03050 Cottbus

DL Helmut Brandt
Finanzamt Frankfurt/O.
Müllroser Chaussee 53
15230 Frankfurt/O.

Dr. Ludger Anders
Landesanstalt für Landwirtschaft
Templiner Str. 21
14473 Potsdam

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, No. 145

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 101–113	4 Abb., 3 Tab., 47 Lit.

Der Mineralbestand brandenburgischer Grundmoränen als lithostratigraphischer Indikator – erste Ergebnisse der Röntgenphasenanalyse der Tillmatrix < 63 µm

Joachim Luckert & Hans Ulrich Thieke

1. Einleitung

Wegen des bekannten Mangels an ausreichenden biostratigraphischen Befunden sind die Quartärgeologen im Verbreitungsgebiet der nordeuropäischen Vereisung häufig auf lithostratigraphische Informationen angewiesen. Eins der wichtigsten Anwendungsgebiete für die lithostratigraphische Arbeitsweise war und ist in Brandenburg die relative Altersbestimmung von Geschiebemergeln mit Hilfe ihres Geschiebeinhalts. Von herausragender Bedeutung für die routinemäßige stratigraphische Zuordnung insbesondere von Bohrproben ist die von Cepek (1969, 1973) weiterentwickelte petrographische Geschiebeanalyse in der Fraktion 4 bis 10 mm. Sie war die tragende methodische Säule der Tillstratigraphie für die Lithofazieskarten Quartär der DDR im Maßstab 1 : 50 000 (Cepek 1999).

Ähnlich wie die Verwendung von Leitgeschieben für die relative Altersbestimmung von Tillhorizonten (Hesemann 1939, Zandstra 1983, Lüttig zuletzt 1999) geht die Kleingeschiebeanalyse davon aus, dass aus definierten Unterschieden der petrographischen Zusammensetzung der Fein- und Mittelkiesfraktion Herkunftsgebiet, Fließrichtung und Alter der Inlandeisvorstöße grundsätzlich ableitbar sind (TGL 25 232). Mit der jahrzehntelangen, systematischen Anwendung der Geschiebestatistik wurden deren Unschärfen und Grenzen erkannt und kritisch benannt (Eissmann 1967, 1986, Woldstedt & Duphorn 1974, v. Bülow, Harff et al. 1977, Ehlers 1983, 1992, Anders, Kratzert et al. 1991, Lippstreu, Hannemann et al. 1992, Thiem & Krbetschek 1992, Lippstreu 1995, Kühner 2000). Die meisten der Anwender waren und sind sich der Faktoren bewußt, die die angestrebte regionale oder sogar überregionale Korrelierbarkeit der Ergebnisse der Kleingeschiebeanalyse stark einschränken bzw. teilweise unmöglich machen (z.B. mehrmaliges Pendeln der Eisscheide, unterschiedlicher Geschiebetransport, verschiedene Tillfazies).

Die bekannten Unsicherheiten in der kleingeschiebeanalytischen Aussage waren Veranlassung, Möglichkeiten ergänzender Untersuchungen zur Präzisierung und Unterstützung dieser für die Quartärkartierung und die angewandte Geologie bisher unverzichtbaren Methode zu finden. Aus diesem Grunde wurde im Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB) ein entsprechendes Forschungsthema bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) beantragt und von 1994 bis 1996 als Förderprojekt IIC5-Schw 487/4-1,2,3 realisiert. Im Folgenden werden Methodik und Ergebnisse des Abschlußberichtes Schwab, Thieke et al. (1997) in zusammengefaßter Form ausgeführt. Die Autoren danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die gewährte Förderung.

2. Zielstellung

Die Art der limitierenden Einflüsse auf die Aussagekraft der Kleingeschiebestatistik wirft die hier nicht weiter vertiefte Frage auf, ob es überhaupt Tillkomponenten gibt, die sich der Wirksamkeit der genannten einschränkenden Faktoren teilweise oder ganz entziehen konnten. Die ferntransportierten, nordischen Grundmoränen-Grobbestandteile sind es offensichtlich nicht, auch nicht ein Teil ihrer feinkörnigen Zerfallsprodukte in Form von Schwermineralen, wie u.a. Illers, Rudolph et al.1963, Hentschke & Stephan 1989, Knuth & Wansa 1990 nachgewiesen haben.

Auf Grund dieser Überlegungen konzentrierten sich die Untersuchungen auf die feinkörnige Tillmatrix als Produkt der exarativen Aufnahme von Weichsedimenten, die in und südlich der Ostseedepression die präquartäre Landoberfläche bildeten. In diesem in N-S-Richtung ca. 400 km breiten Streifen am Rande der Inlandeiskalotte dominierten Prozesse der Erstaufnahme von vorwiegend tertiären Sedimenten durch das Elster(1)-Eis und der mehrfachen Wiederaufarbeitung von glaziären und interglazialen Bildungen durch jüngere Eisvorstöße.

Seit geraumer Zeit wurden im nordeuropäischen Vereisungsgebiet aus unterschiedlichen Blickwinkeln die Beziehungen zwischen Grundmoräne und Ausgangsgestein röntgenphasenanalytisch unter besonderer Berücksichtigung der Tonminerale untersucht (Soveri 1956, McNamara 1966, Valeton, Löhnert et al. 1972, Roaldset 1972, Linden 1975, Al-Rawi 1976, Stankowska 1976, 1979, Vortisch 1982, Haldorsen, Jørgensen et al. 1989, Lintinen 1995, Zöllmer & Irion 1996, Peuraniemi, Aario et al. 1997). Zwar wurden Unterschiede im Mineralbestand verschieden alter Grundmoränen ausgemacht, ihre Präzisierung scheiterte bisher vor allem an der bestenfalls semiquantitativen Tonmineralanalyse.

Das Ziel des DFG-Projektes bestand darin, mineralogische Merkmale der Matrix von Grundmoränen zu finden, die als lithostratigraphische Indikatoren verwendbar sind und die im Eignungsfalle nach ausreichender statistischer Überprüfung als Routinemethode der Geschiebestatistik zukünftig zur Seite gestellt werden könnten.

Mit der im LGRB durchgeführten Röntgenphasenanalytik wurde eine quantitative Mineraldiagnostik angewandt, die die Möglichkeit eröffnete, geringe Unterschiede in der Tonmineralführung von Grundmoränen zu erkennen und anhand von Referenzproben sicherer stratigraphischer Stellung die umrissene Aufgabenstellung zu erfüllen.

3. Probenahme und Probenvorbereitung

Für die röntgenographischen Untersuchungen wurden 65 unverwitterte Geschiebemergelproben aus Tagesaufschlüssen und Bohrungen in der Prignitz, in Mittelbrandenburg und der Lausitz ausgewählt (Abb. 1).



Abb. 1
Übersicht der Probenlokationen und der stratigraphischen Probenzuordnung

Prig-S: *Bohrung Prignitz K1E 93 (Pritzwalk, qs)*
Rü-E: *Bohrung Rüdersdorf 11/63 (qe)*
Rf-E,S,W: *Bohrungen Rieselfelder 108 u. 115 (Berlin Süd, qe, qs, qw)*
Ru-W: *Aufschluß Ruhlsdorf (Teltow, qw)*
Jäwa-E,S: *Tagebau Jänschwalde (Südrandschlauch, qe, qs)*
Greif-E,S: *Tagebau Greifenhain (Sonderschwenk Woschkow, qe, qs)*

Durch freundliche Unterstützung der Herren Dipl.-Geologen L. Lippstreu und N. Hermsdorf (LGRB, Dezernat Geologische Kartierung) wurden an diesen Lokalitäten grundsätzlich mindestens 2 m mächtige Tillhorizonte von zwei Vereisungen sicherer stratigraphischer Zuordnung in gleicher fazieller Ausbildung (Grundmoräne bzw. basal und meltout till) und in Superposition befindlich, beprobt, um neben möglichst signifikanten mineralogischen Unterschieden auch regionale Besonderheiten der brandenburgischen Grundmoränen erkennen zu können.

Für die detaillierte Mineralbestimmung der Schluff- und Tonmatrix mußten von allen Proben die Fraktionen < 63 µm und < 2 µm abgetrennt werden. Die Fraktion < 63 µm und teilweise auch die Fraktion 63-32 µm wurden durch manuelle Naßsiebung, die Fraktion < 2 µm dagegen mittels Sedimentationsanalyse nach dem Atterberg-Verfahren gewonnen.

Ca. 10 g der separierten Fraktionen wurden für die röntgenanalytischen Untersuchungen schonend per Hand in einem Sinterkorundmörser pulverfein zerkleinert, < 32 µm abgesiebt und homogenisiert. Die quantitativen Mischungen wurden aus 1 g der Probensubstanz, 50 mg Nickelpulver (< 32 µm) als innerer Standard und 40 mg gereinigtem Korkmehl (< 200 µm) für eine texturarme Präparation hergestellt. Diese Mischungen wurden in speziellen Langschlitzküvetten aus Glas texturarm präpariert und im Winkelbereich von 3-52 °2θ geröntgt. Außer den quantitativen Untersuchungen an allen Proben der Fraktion < 63 µm waren für probenspezifische Eichkurvenkorrekturen bestimmter Minerale zahlreiche quantitative Pulveraufnahmen an der Grobschluff- und Tonfraktion notwendig.

4. Röntgenanalytische Methodik

Die hier angewandte quantitative Mineralbestimmung nach dem Verfahren mit innerem Standard wurde als modifizierte Peakhöhenanalyse nach LANDGRAF, SCHOMBURG et al. (1977) durchgeführt. Für das Erkennen präparativ bedingter Ausreißer und zur Gewährleistung der Reproduzierbarkeit der Analysenwerte waren je Probe stets drei Aufnahmen notwendig, wobei vor jeder Aufnahme die Probe erneut homogenisiert sowie texturarm präpariert wurde. Die quantitative Bestimmung aller nachweisbaren kristallinen Phasen wurde auf der Basis einer Auswahl an probenspezifischen Eichkurven vorgenommen, die Anteile an amorpher Phase können dabei nur indirekt als Differenz zu 100% kristalliner Phase bestimmt werden. Der relative Meßfehler liegt bei diesem Verfahren im Allgemeinen unter 5%. Die Röntgenbeugungsaufnahmen wurden an einem Horizontalzählrohrgoniometer (HZG 4) unter analysenspezifischen und geräteseitig optimierten Standardbedingungen gewonnen (Cu-Ka-Strahlung, Proportionalzählrohr als Detektor).

Die Ermittlung des qualitativen Mineralbestandes der abgetrennten Fraktionen erfolgte aufgrund der meist unkomplizierten Probenzusammensetzung und röntgenanalytischer Erfahrungswerte überwiegend aus den quantitativen Aufnahmen, die Nachweisgrenzen der festgestellten Nichttonminerale variierten dabei zwischen 0,5 und 1 Masse-%. Vereinzelt waren für Identifizierungszwecke Übersichtsdiagramme notwendig, die im Winkelbereich von 3-70 °2θ aufgenommen wurden.

Für die genaue Analyse der qualitativen und quantitativen Tonmineralverhältnisse mußten von der Fraktion < 2 µm jeder Probe Texturpräparate angefertigt werden. Zur besseren Vergleichbarkeit und um den Nachweis von geringen Gehalten an quellfähigen Tonmineralen zu optimieren, war folgende Vorbehandlung erforderlich:

- Entfernung störender C_{org}-Anteile durch Zugabe von 10%igem H_2O_2,
- Beseitigung unerwünschter Karbonatanteile mit 20%iger Essigsäure,

- einheitliche Kationenbelegung mit Mg^{2+} durch Einwirkung von 2n $MgCl_2$-Lösung.

Die konzentrierten Tonsuspensionen wurden nach ihrer Dispergierung auf Glasträger (Abmaße 35 x 50 mm) aufgegossen, auf denen eine mehr oder weniger vollständige Einregelung (Textur) der blättchenförmigen Tonminerale parallel zum Objektträger erfolgte, die eine wesentliche Voraussetzung insbesondere für die Bestimmung von Tonmineralen mit Wechsellagerungsstrukturen (mixed-layer-Minerale = ml-Minerale) ist.

Die Texturpräparate wurden im lufttrockenen Zustand, nach Behandlung mit Ethylenglykol (zwei Tage bei 80°C im Exsikkator) und nach Temperung bei 400 °C im Winkelbereich von 3-30 °2θ geröntgt. Die dabei erkennbaren charakteristischen Lage- und Formveränderungen bestimmter Tonmineralbasisreflexe erlauben genaue Aussagen zum Verhältnis von Kaolinit/Chlorit bzw. Illit/ml-Mineral sowie zu Art und Ordnungsgrad des ml-Minerals einschließlich des Anteils der quellfähigen Schichten im ml-Mineral (Reynolds 1984). In Verbindung mit den Ergebnissen aus den quantitativen Pulveraufnahmen der Fraktion < 63 µm ist eine quantitative Bestimmung der Absolutgehalte und Relativverhältnisse der Tonminerale mit einer Genauigkeit von 1-2 Masse-% routinemäßig erreichbar.

5. Ergebnisse der quantitativen Röntgenphasenanalyse der Tillmatrix < 63 µm

Die mineralogische Zusammensetzung der schluffig-tonigen Matrix aller Tillproben ist in den Tabellen 1 und 2 dargestellt. Die lithologische Abfolge der untersuchten Profile und die genauen Probenentnahmepunkte sind bei Schwab, Thieke et al. (1997) dokumentiert.

Neben den Komponenten Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Kalzit, Dolomit, Pyrit, Chlorit, Kaolinit, Illit und Muskovit konnten stets unregelmäßig geordnete Smektit-Illit-Wech-

Tab. 1 Mineralbestand in der Fraktion < 63 µm und relative Tonmineralverteilung in der Fraktion < 2 µm von Geschiebemergeln Mittelbrandenburgs und der Prignitz (Angaben in Masse-%). Die Ziffer am Ende des Probenkürzels gibt die Entnahmeteufe wieder, die in Klammern gesetzten Ziffern drücken die Aufeinanderfolge der Proben in der Bohrung bzw. im Aufschluß aus.

Proben - Nr.	Fraktion < 63 µm												Fraktion < 2 µm			
	Quarz	K-Fsp.	Plag.	Kalzit	Dolomit	Pyrit	Chlorit	Kaolinit	Illit	ml	Sm	amorph	Chlorit	Kaolinit	Illit	ml
Rf 108 - W 3	38	4	10	12	-	-	1	2	16	17	40-45	-	2	6	44	48
Rf 108 - W 4	39	4	8	10	-	-	1	2	15	16	"	5	2	7	44	47
Rf 108 - W 5	45	5	8	8	-	-	1	2	12	17	"	4	2	7	38	53
Rf 108 - S 15	36	6	7	13	4	-	2	5	8	19	50-60	-	6	15	23	56
Rf 108 - S 16	37	4	5	13	4	-	2	4	11	21	"	-	6	10	29	55
Rf 108 - S 17	33	6	5	15	5	-	2	4	11	19	"	-	6	11	30	53
Rf 108 - S 20	27	4	5	16	5	-	4	4	15	20	45-50	-	9	10	35	46
Rf 108 - S 21	27	4	5	18	5	-	4	4	15	18	40-45	-	9	11	36	44
Rf 108 - S 22	27	4	6	16	4	-	3	4	17	19	"	-	7	10	39	44
Rf 108 - E2 59	33	4	2	9	2	3	1	7	11	25	70-80	3	2	16	25	57
Rf 108 - E2 63	41	5	4	8	1	2	1	5	10	20	60-70	3	2	15	29	54
Rf 108 - E2 71	44	4	5	7	2	2	1	5	8	19	"	3	2	16	25	57
Rf 108 - E2 74	35	3	4	12	1	1	1	7	10	26	"	-	3	15	22	60
Rf 108 - E2 75	35	4	4	12	1	1	1	5	12	25	"	-	2	12	28	58
Rf 115 - S 16	31	2	4	29	2	1	2	4	8	17	50-60	-	5	14	28	53
Rf 115 - S 19	25	3	4	32	2	1	2	5	9	17	"	-	5	16	27	52
Rü 11/63 - E 2 147	33	4	4	18	1	1	1	4	11	23	60-80	-	2	11	28	59
Rü 11/63 - E 2 151	34	4	4	19	1	1	1	5	7	24	"	-	3	13	19	65
Rü 11/63 - E 2 169	35	3	4	21	2	1	1	5	9	19	"	-	3	15	26	56
Rü 11/63 - E 2 173	33	3	5	20	1	1	-	4	5	25	70-80	3	1	11	16	72
Rü 11/63 - E 1 182	35	4	5	12	8	1	-	4	6	25	60-80	-	1	11	16	72
Ru - W (6)	34	5	7	17	2	-	1	3	13	18	40-60	-	4	7	37	51
Ru - W (5)	34	6	9	15	2	-	1	3	14	16	"	-	5	7	41	47
Ru - W (4)	40	5	8	7	-	-	-	3	16	21	55	-	-	8	40	52
Ru - W (3)	40	5	8	6	-	-	-	3	14	24	40-60	-	-	7	34	59
Ru - W (2)	37	4	7	13	3	-	1	2	18	15	40-50	-	2	6	50	42
Ru - W (1)	35	6	6	14	3	-	1	2	16	11	"	6	3	7	53	37
Prig K1E93 - S (1)	30	2	5	17	4	-	3	4	17	18	40-55	-	7	10	40	43
Prig K1E93 - S (2)	30	4	6	16	5	1	3	4	15	16	30-60	-	8	10	39	43
Prig K1E93 - S (3)	31	5	5	15	3	1	2	4	16	14	40-70	4	5	12	44	39
Prig K1E93 - S (4)	29	5	5	17	4	1	2	4	12	21	40-60	-	6	9	31	54
Prig K1E93 - S (5)	28	5	6	15	5	1	2	4	14	16	"	4	6	11	38	45
Prig K1E93 - S (6)	34	8	7	14	3	1	1	4	8	20	60-70	-	4	11	23	62

ml - unregelmäßig geordnete Smektit-Illit-mixed-layer-Minerale (ml-Minerale)
Sm - Anteil der Smektitschichten in den ml-Mineralen (in %)

sellagerungsminerale mit Smektitschichtanteilen von 40-80% nachgewiesen werden. Vereinzelt waren auch Spuren von Amphibol und geringe Mengen an amorpher Phase vorhanden.

Die Tabellen 1 und 2 zeigen, dass Quarz mit 25-55 Masse-% der Hauptbestandteil der Fraktion < 63 µm ist. In der Grobschlufffraktion (63-32 µm) ist Quarz mit 60-80 Masse-% ebenfalls die dominierende Komponente. Auch in der Tonfraktion (< 2 µm) ist er mit 5-10 Masse-% vertreten, teilweise liegen die Gehalte noch deutlich höher. Daneben wurden wechselnde Anteile an kretazischen Flinten festgestellt. Diese kryptokristallinen SiO_2-Konkretionen sind anhand ihrer Röntgenbeugungsspektren mineralogisch dem Quarz zuzuordnen. Sie besitzen jedoch gegenüber dem hochkristallinen Quarz (Gangquarz, Bergkristall) eine deutlich geringere Peakintensität bei gleichzeitiger Verbreiterung der Reflexe und damit eine größere Halbwertsbreite.

In allen Proben konnten Kalifeldspat und Plagioklas in wechselnder Menge festgestellt werden. Erwartungsgemäß kommen erhöhte Gehalte in der Grobschlufffraktion und nur sehr geringe Gehalte in der Tonfraktion vor. Aufgrund der charakteristischen Hauptreflexe von Kalifeldspat (3,24 Å) und Plagioklas (3,20 Å, 4,04 Å) sind beide Feldspäte eindeutig nachweisbar. Für Kalifeldspat ist eine Zuordnung zu der Varietät Orthoklas bzw. Mikroklin aufgrund der geringen Gehalte, der sehr ähnlichen Beugungsspektren und der Überlagerung der diagnostischen Beugungslinien durch Reflexe von Plagioklas nicht möglich. Bei den Plagioklasen handelt es sich stets um die natriumreichen Vertreter Albit bis Oligoklas.

In der Matrix von Grundmoränen sind Karbonate ein wesentlicher Bestandteil der mineralogischen Zusammensetzung. Meist treten Kalzit und Dolomit gemeinsam auf, wobei die Gehalte von Kalzit stets höher sind als die von Dolomit. In einigen Geschiebemergeln sind Kalzit oder Dolomit als alleiniges Karbonat vorhanden.

Tab. 2 Mineralbestand in der Fraktion < 63 µm und relative Tonmineralverteilung in der Fraktion < 2 µm von Geschiebemergeln der Lausitz (Angaben in Masse-%). Der Großbuchstabe vor dem Bindestrich im Probenkürzel präzisiert die Probenlokalität (W, E, S = West-, Ost- und Südböschung). Die in Klammern gesetzten Ziffern und Buchstaben drücken die Aufeinanderfolge der Proben im Aufschluß aus, deren exakte Entnahmeteufe in SCHWAB, THIEKE et al. (1997) dokumentiert ist.

Proben - Nr.	Fraktion < 63 µm												Fraktion < 2 µm			
	Quarz	K-Fsp.	Plag.	Kalzit	Dolomit	Pyrit	Chlorit	Kaolinit	Illit	ml	Sm	amorph	Chlorit	Kaolinit	Illit	ml
Greif W - S 1 (8)	42	4	4	6	4	1	1	7	8	23	50-70	-	3	18	20	59
Greif W - S 1 (7)	37	4	4	8	3	1	2	8	10	23	"	-	5	18	23	54
Greif W - S 1 (6)	35	3	4	8	3	1	2	8	13	23	"	-	4	17	28	51
Greif W - E 2 (5)	42	4	1	4	-	1	-	12	13	23	70-80	-	-	25	26	49
Greif W - E 2 (4)	43	5	2	4	-	1	-	12	12	21	"	-	-	27	27	46
Greif W - E 2 (3)	43	7	2	4	-	1	-	11	11	21	"	-	-	26	26	48
Greif W - E 2 (2)	55	8	2	6	-	2	-	4	10	13	50-70	-	-	15	38	47
Greif W - E 1 (1)	34	3	-	-	-	2	-	13	15	21	70	12	-	27	31	42
Greif E - E 2 (6)	35	4	2	7	1	1	-	10	13	23	60-80	4	1	21	28	50
Greif E - E 2 (5)	39	5	2	3	-	1	-	14	12	24	"	-	-	28	24	48
Greif E - E 2 (4)	48	5	4	3	-	-	-	11	12	17	70-80	-	-	28	28	44
Greif E - E 2 (3)	39	4	2	3	-	-	-	13	11	28	70	-	-	25	22	53
Greif E - E 2 (2)	56	6	2	4	1	1	-	8	7	15	70-80	-	-	27	22	51
Greif E - E 2 (1)	55	5	2	4	1	1	-	7	6	19	60-80	-	-	22	19	59
Jäwa E - S (15)	39	5	5	10	4	-	1	5	10	17	40-60	4	4	14	32	50
Jäwa E - S (14)	37	4	5	9	3	1	2	4	14	15	40-55	6	6	11	39	44
Jäwa E - S (13)	44	5	5	10	3	1	1	4	11	13	40-60	3	3	14	37	46
Jäwa E - S (12)	44	3	6	10	3	-	2	3	12	13	"	4	5	12	40	43
Jäwa E - S (11)	42	4	5	11	4	1	2	4	15	12	40-55	-	6	12	46	36
Jäwa E - S (10)	41	4	6	9	3	1	2	4	14	16	"	-	6	11	40	43
Jäwa E - S (9)	40	5	5	9	3	1	1	5	12	15	40-65	4	3	15	38	44
Jäwa E - S (8)	38	4	5	10	4	1	2	5	13	18	40-50	-	5	13	35	47
Jäwa E - S (7)	41	5	5	10	4	1	2	4	13	15	"	-	5	13	38	44
Jäwa E - S (6)	33	7	5	10	3	-	2	4	13	17	40-65	6	5	12	35	48
Jäwa E - S (5)	41	7	4	10	4	1	1	4	13	15	"	-	3	12	39	46
Jäwa E - S (4)	39	7	4	9	3	1	1	5	12	14	50-55	5	5	14	37	44
Jäwa E - S (3)	46	8	6	-	2	1	2	5	16	14	45-50	-	5	14	44	37
Jäwa E - S (2)	56	5	6	-	1	1	1	5	14	8	"	3	4	17	50	29
Jäwa E - E 2 (1)	54	5	3	-	-	-	-	5	11	15	50-60	7	1	15	34	50
Jäwa S - E 2 (A)	36	3	3	-	-	-	-	11	15	28	60-70	4	1	19	29	51
Jäwa S - E 2 (B)	37	4	3	-	-	1	-	12	13	28	"	2	1	22	24	53
Jäwa S - E 2 (C)	37	3	4	-	-	1	-	10	14	29	"	2	1	18	26	55

ml - unregelmäßig geordnete Smektit-Illit-mixed-layer-Minerale (ml-Minerale)
Sm - Anteil der Smektitschichten in den ml-Mineralen (in %)

In der Fraktion < 63 µm kommen häufig Spuren von Pyrit vor, geringe Mengen an Amphibol ließen sich hingegen nur in einigen Grobschlufffraktionen anhand seines Hauptreflexes bei 8,40 Å nachweisen. Anteile an amorpher Phase sind als C_{org} besonders in elsterkaltzeitlichen Proben vorhanden. Amorphe SiO_2-Phasen, z.B. Diatomeenreste, und die im pedogenen Bereich vorkommenenden Oxide/Hydroxide von Eisen, Mangan und Aluminium können aufgrund der Probenauswahl weitestgehend ausgeschlossen werden.

Die quantitative Bestimmung von Kaolinit und der Vertreter der umfangreichen Chloritgruppe (im Folgenden kurz Chlorit genannt) erfolgte zunächst summarisch an ihrem gemeinsamen Hauptreflex bei 7 Å, wobei den verwendeten Eichkurven die jeweiligen, aus Texturaufnahmen ermittelten, Relativanteile zugrunde gelegt wurden. Durch die Lage und Intensität ihrer charakteristischen Basisreflexe sind Kaolinit und Chlorit trotz Koinzidenz ihrer stärksten Beugungslinien stets eindeutig voneinander unterscheidbar. Für die Ermittlung der Absolut- und Relativgehalte wird das Kaolinit/Chlorit-Verhältnis aus der Höhe des koinzidenzfreien (003)-Reflexes von Chlorit und der Höhe des 7 Å-Reflexes an ethylenglykolierten Texturpräparaten bestimmt. Da bei Chlorit die Intensität seines (003)-Reflexes bei 4,72 Å nur etwa einem Drittel der Intensität seines (002)-Reflexes bei 7 Å entspricht, lassen sich aus der Höhe des 7 Å-Peaks (hier überlagern sich die Hauptreflexe von Kaolinit und Chlorit) die Gehalte von Chlorit und Kaolinit anteilig berechnen. Für beide Tonminerale kann aufgrund des engen Nebeneinanders ihrer Eichkurven für Pulveraufnahmen bei gleicher Peakhöhe von sehr ähnlichen Gehalten ausgegangen werden.

Nach der Lage des (060)-Reflexes bei 1,536 Å, die aus Pulveraufnahmen von chloritreichen Proben der Fraktion < 2 µm ermittelt wurde, handelt es sich zweifelsfrei um trioktaedrischen Chlorit, der zu den eisenreichen Orthochloriten (Pyknochlorit bis Rhipidolith) gehört. Er entspricht dem IIb-Strukturtyp, der mit etwa 80% die häufigste und stabilste Form der natürlich vorkommenden Chlorite bildet. Bei annähernd konstanten d-Werten schwanken die Intensitäten der Chlorit-Basisreflexe nur unwesentlich:

hkl	d-Wert (Å)	Intensität (%)
001	14,1	30 - 40
002	7,1	100
003	4,72	30 - 40
004	3,54	60 - 70

Die höchsten Gehalte an Kaolinit wurden in den Tills der Lausitz festgestellt (Tab. 2). Er ist dort anhand seiner Hauptreflexe bei 7,16 Å und 3,56 Å gut identifizierbar und aufgrund der fehlenden hkl-Reflexe zwischen diesen beiden Basisreflexen als strukturell relativ stark fehlgeordnet einzustufen.

Die Hauptmenge der Tonminerale bilden Illit und ml-Minerale (Tab. 1 und 2). Muskovit ist untergeordnet auch in der Grobschlufffraktion vorhanden, der hier vermutete Biotit konnte nicht nachgewiesen werden. Die quantitativen Bestimmungen von Illit und ml-Mineralen erfolgten zunächst summarisch, als Eichreflex wurden die Beugungslinien bei 4,50 Å und mit Einschränkungen die bei 2,57 Å verwendet. Da beide Linien vor allem durch Kaolinitreflexe beeinflußt werden können und die Kaolinitgehalte sowie das Illit/ml-Verhältnis in den Geschiebemergeln einer gewissen Schwankungsbreite unterliegen, wurde an ausgewählten Tonfraktionen jeder Probenlokalität eine Überprüfung bzw. Korrektur der Eichkurven vorgenommen. An Texturpräparaten wurde stets das Verhältnis Illit zu ml-Mineral aus den Intensitätsunterschieden des 10 Å-Peaks nach Behandlung mit Ethylenglykol und nach Temperung bei 400 °C berechnet.

In allen untersuchten Grundmoränen sind unregelmäßig geordnete Smektit-Illit-mixed-layer-Minerale mit einem Anteil an quellfähigen Smektitschichten von 40-80% vorhanden und bilden bis auf wenige Ausnahmen auch die Hauptkomponente der Dreischichtsilikate. Die genaue Bestimmung der ml-Minerale basiert auf Modelldiagrammen (Abb. 2), wie sie durch Reynolds & Hower (1970), Reynolds (1984) und Moore & Reynolds (1997) für viele Kombinationen von Tonmineralen mit Wechsellagerungsstrukturen berechnet wurden. Für die Analyse von mixed-layer-Mineralen sind dabei stets

- die Art der beteiligten Komponenten zu erfassen (z.B. Smektit und Illit),
- mit dem Ordnungsgrad die vertikale Schichtenabfolge zu kennzeichnen (regelmäßige, unregelmäßige oder partiell geordnete Anordnung) und
- das Verhältnis der vorhandenen Schichtanteile auf 5-10% genau zu ermitteln.

Die auf diese Weise charakterisierten mixed-layer-Minerale sind erst dann, trotz nomenklatorischer Unterschiede, miteinander vergleichbar.

In der Abbildung 2 sind berechnete Modelldiagramme von unregelmäßig geordneten und mit Ethylenglykol behandelten Montmorillonit-Illit-mixed-layer-Mineralen mit Illitanteilen von 20, 40, 60, und 80% dargestellt. Ab einem Gehalt von 40% quellfähiger Schichten aufwärts deutet sich allmählich der (001)-Reflex des ml-Minerals in Form eines Schulterpeaks bei 17 Å an. Mit zunehmendem Montmorillonitanteil wird der 17 Å-Peak bei unveränderter Lage intensitätsstärker und schlanker. Für die (001/002)- und (002/003)-Reflexe des ml-Minerals sind hingegen die charakteristischen Veränderungen der Peaklage von Bedeutung, anhand derer sich der Montmorillonitschichtanteil im ml-Mineral auf 5-10% genau bestimmen läßt.

Durch Pulveraufnahmen der Fraktion < 2 µm mit hohen Gehalten an ml-Mineralen, deren Anteil an quellfähigen Schichten 70-80% beträgt, konnte anhand der Lage des (060)-Reflexes bei 1,50 Å nachgewiesen werden, dass es sich um dioktaedrische Smektitschichten handelt. Da diese aus genetischen Gründen mit hoher Wahrscheinlichkeit montmorillonitisch sind, ist die im Nachfolgenden gebrauchte Bezeichnung Montmorillonit-Illit-mixed-layer-Mineral nomenklatorisch korrekt.

Für die Ermittlung der Schichtanteile in den ml-Mineralen ist die genaue Lagebestimmung des koinzidenzfreien (002/003)-Reflexes von entscheidender Bedeutung. Dieser intensitätsschwache Reflex tritt in den Röntgendiagrammen von ethylenglykolierten Texturpräparaten nicht selten verbreitert bis teil-

weise bandenförmig auf und wird durch die stets vorhandene und nicht eliminierbare Untergrundstrahlung mehr oder weniger stark beeinflußt. Die Lagebestimmung erfolgte deshalb als gewichtete Mittelwertbildung aus 5 Röntgendiagrammen, die im Winkelbereich von 11-22 °2θ aufgenommen wurden.

Die in den Tillproben nachgewiesenen ml-Minerale unterliegen darüber hinaus bestimmten Einflußgrößen, die eine Quantifizierung des Montmorillonitschichtanteils anhand der signifikanten Nebenreflexe in den angegebenen Grenzen erschweren können. Neben den gerätetechnischen, präparativen und methodischen Abhängigkeiten wird die genaue Diagnose vor allem durch

- die Höhe des ml-Mineralgehalts,
- die Koexistenz von ml-Mineralpaketen mit unterschiedlichen Anteilen an Montmorillonitschichten,
- schwankende Teilchengröße der ml-Minerale,
- Segregationseffekte von Illit- bzw. Montmorillonitschichten in den ml-Mineralen und
- eine verringerte Gitteraufweitung der Montmorillonitzwischenschichten durch blockierende Einlagerungen beeinflußt.

Trotz festgestellter geringfügiger Abweichungen zu den berechneten Modelldiagrammen von REYNOLDS (1984) haben sich diese für die quantitative Tonminmeralanalyse bewährt, da sie gegenüber anderen Modellvorstellungen bezüglich Art, Ordnungsgrad und Schichtanteil der jeweiligen ml-Minerale die realistischsten Ergebnisse lieferten.

In der Literatur ist gelegentlich die antiquierte Auffassung anzutreffen, dass der nach Behandlung mit Ethylenglykol auftretende 17 Å-Reflex bereits als Indiz für das Vorhandensein von Smektit angesehen werden kann (z. B. RUPPERT &

% Illit	d (001/002)	d (002/003)
0	8.52	5.62
10	8.60	5.59
20	8.67	5.57
30	8.76	5.54
40	8.90	5.50
50	9.06	5.44
60	9.26	5.37
70	9.52	5.28
80	9.83	5.16
90	10.00	5.07
100	10.16	5.01

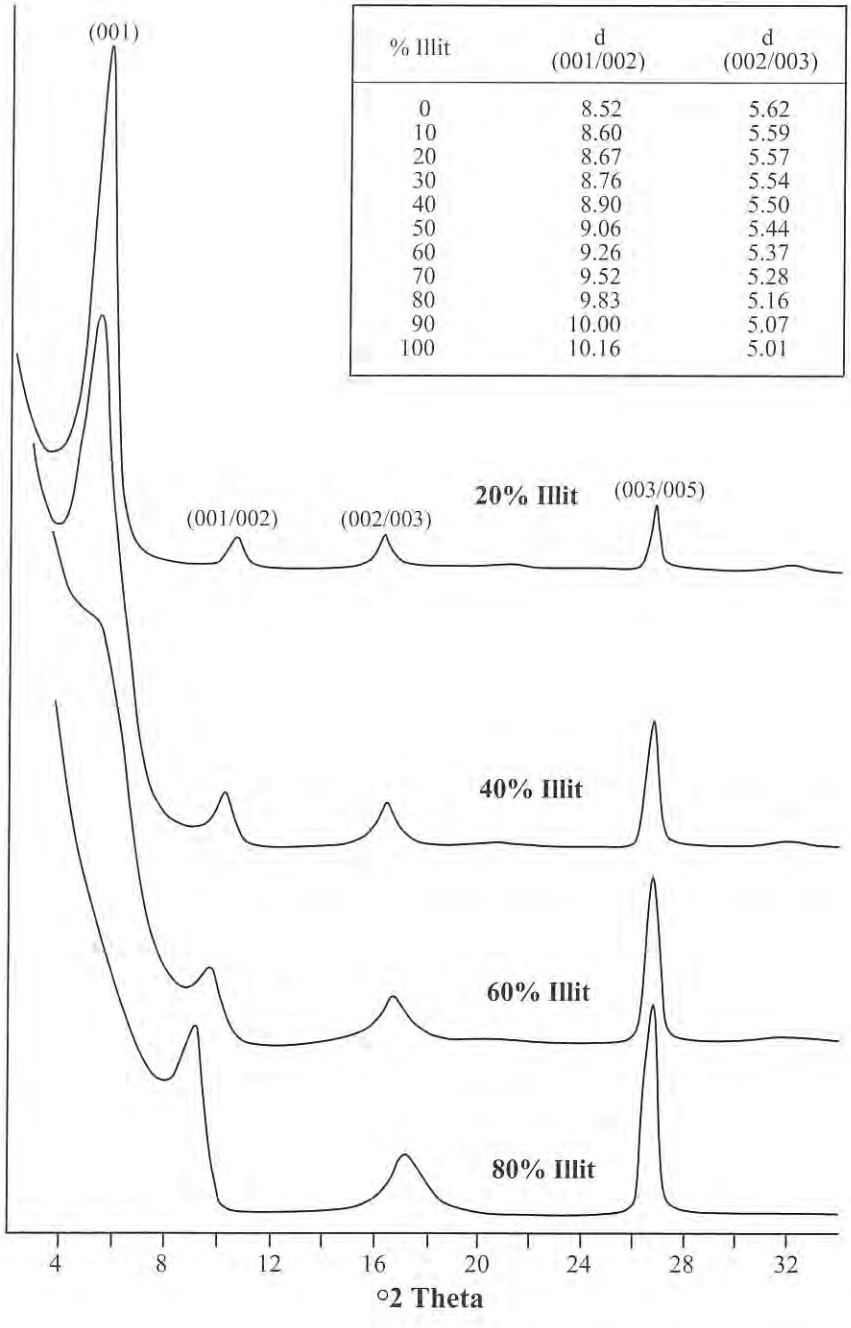


Abb. 2
Berechnete Diffraktogramme unregelmäßiger Wechsellagerungen von Illit und Montmorillonit nach Behandlung mit Ethylenglykol nach REYNOLDS (1984).

SCHNEIDER 1975, HELING 1988). Wenn nicht überprüft wird, ob ein Vertreter der Smektitgruppe als 100% quellfähiges Tonmineral oder eine unregelmäßige Wechsellagerung von Smektit- und Illitschichten mit quellfähigen Anteilen von 40 bis < 100% vorliegt, kommt es zu tonmineralogischen Fehldeutungen. Die Ursachen dafür liegen nicht nur in mangelnder Tiefgründigkeit, sondern auch in der strukturellen Kompliziertheit dieser Mineralgruppe, deren Erforschungsgeschichte zu unterschiedlichen kristallographischen Modellen und Nomenklaturen führte.

6. Bewertung der mineralogischen Unterscheidungsmerkmale

Die nur wenig differenzierten Mineralspektren aller 65 Proben lassen quantitative Unterschiede zwischen Elster (qe)-, Saale (qs)- und Weichsel (qw)-kaltzeitlichen Tills erkennen. In Auswertung der röntgenographischen Daten werden die nachfolgenden vier Häufigkeitsparameter als mineralogische Unterscheidungsmerkmale näher beschrieben:

- die Plagioklas- und Kalifeldspat-Anteile in der Fraktion <63 µm,
- die Dolomit- und Kalzit-Anteile in der Fraktion <63 µm,
- die relativen Chlorit- und Kaolinit-Anteile in der Fraktion <2 µm,
- die Montmorillonit-Anteile in den ml-Mineralen.

Die Schwankungsbreite der Mineralgehalte, die für eine stratigraphische Unterscheidung verwendet werden kann, ist in der Tabelle 3 dargestellt; die wenigen Ausreißer blieben unberücksichtigt. Auf eine statistische Bearbeitung mußte vor allem aus Gründen der dafür zu geringen Probenzahl verzichtet werden.

Außer den eindeutigen Unterschieden zwischen verschieden alten Grundmoränen konnten auch Unterschiede gleichaltriger Tills zwischen den Regionen Lausitz und Mittelbrandenburg/Prignitz nachgewiesen werden (Abb. 3), die aufgrund der einheitlichen mineralogischen Zusammensetzung der dort untersuchten Tills gleicher stratigraphischer Einstufung als Homogenbereiche ausgehalten wurden.

6.1 Plagioklas und Kalifeldspat

Die Abbildung 3 verdeutlicht, dass Plagioklas und Kalifeldspat, die fast immer gemeinsam vorkommen, von den jungen zu den alten Geschiebemergeln und regional von Nord nach Süd tendenziell abnehmen.

In den qw-Tills ist der Anteil an Plagioklas meist höher als der von Kalifeldspat, was auf den verstärkten Eintrag von frischem nordischem Material zurückgeführt wird. Dagegen ist in den qe-Tills der Lausitz eine deutliche Dominanz von Kalifeldspat (Kf) zu beobachten, die durch seine relative Verwitterungsresistenz im Vergleich zu Plagioklas begründet ist (STÖRR, KUZVART et al. 1978) sowie durch Kf-reiche Schotter, die aus dem Iser- und Riesengebirge stammen (WOLF & SCHUBERT 1992).

In der Lausitz lassen sich bereits anhand der Feldspatmengenverhältnisse die qe-Mergel von den qs-Mergeln deutlich voneinander abgrenzen. In Mittelbrandenburg und in den weiter nördlich gelegenen Verbreitungsgebieten ist dies jedoch nicht mehr möglich, hier erlaubt das gemeinsame Häufigkeitsfeld (Abb. 3) nur eine Unterscheidung von den plagioklasreicheren qw-Mergeln.

6.2 Dolomit und Kalzit

Ein wesentliches petrographisches Merkmal von Geschiebemergeln ist ihr Karbonatgehalt. Karbonate gehören in der Fraktion < 63 µm meist zu den Hauptbestandteilen, wobei der Kalzit im Vergleich zum Dolomit häufig deutlich überwiegt (Tab. 1 und 2). Ähnlich wie bei den Feldspatanteilen ist auch bei den Karbonaten eine tendenzielle Abnahme von den jungen zu den alten Grundmoränen und regional von Nord nach Süd zu erkennen (Abb. 3).

Tab. 3 Schwankungsbreite der für die stratigraphische Unterscheidung von Grundmoränen ausgehaltenen mineralogischen Komponenten in Masse-% (n ist die Anzahl der untersuchten Proben).

Diagnostisches Merkmal	**Elster – Till** (n = 25)	**Saale – Till** (n = 31)	**Weichsel – Till** (n = 9)
Plagioklas- und **Kalifeldspat-**Anteile in der Fraktion < 63 µm	0 - 5 3 - 8	4 - 10 2 - 8	6 - 10 4 - 9
Dolomit- und **Kalzit-**Anteile in der Fraktion < 63 µm	0 - 2 0 - 25	2 - 5 0 - 32	0 - 3 6 - 17
relative **Chlorit-** und **Kaolinit-**Anteile in der Fraktion < 2 µm	0 - 3 11 - 28	3 - 9 9 - 18	0 - 5 6 - 8
Montmorillonit-Anteil im ml - Mineral	50 - 80	40 - 70	40 - 60

Fast alle qs-Tills haben Dolomitgehalte von 2-5 Masse-%. In den qe-Tills liegen diese dagegen mit durchschnittlich 0-2 Masse-% niedriger, jedoch wurde in der Probe (Rü 11/63 - E1 182) mit 8 Masse-% Dolomit ein markanter Ausreißer festgestellt. In diesem Fall handelt es sich um eine Grundmoräne des Elster(1)-Vorstoßes, die im Bereich der Salzstruktur Rüdersdorf die hier anstehenden dolomitreichen Triassedimente aufgearbeitet hat. Die wenigen mesozoischen Aufragungen haben für die Zusammensetzung der Tillmatrix nur lokale Bedeutung, da die Hauptmenge des Dolomits in der Fraktion < 63 µm aus den paläozoischen und mesozoischen Kalken des Ostseeraumes stammt.

Die Kalzitgehalte in den qe- und qs-Mergeln variieren zwischen 0 und 32 Masse-%. Innerhalb einer stratigraphischen Einheit der regionalen Homogenbereiche liegen die Kalzitgehalte jedoch relativ eng beieinander (Tab. 1 und 2). Weiterhin wird sichtbar, dass die niedrigsten Kalzitgehalte in der Lausitz vorhanden sind, was im Wesentlichen auf glaziäre Abreicherungseffekte und die primäre Karbonatarmut der exarativ aufgenommenen Tertiärsedimente zurückzuführen ist.

Unter den qw-Mergeln sind sowohl dolomitfreie als auch solche mit Gehalten von 2-3 Masse-% anzutreffen. Diese meist geringmächtigen Geschiebemergel wurden gletscherrandnah

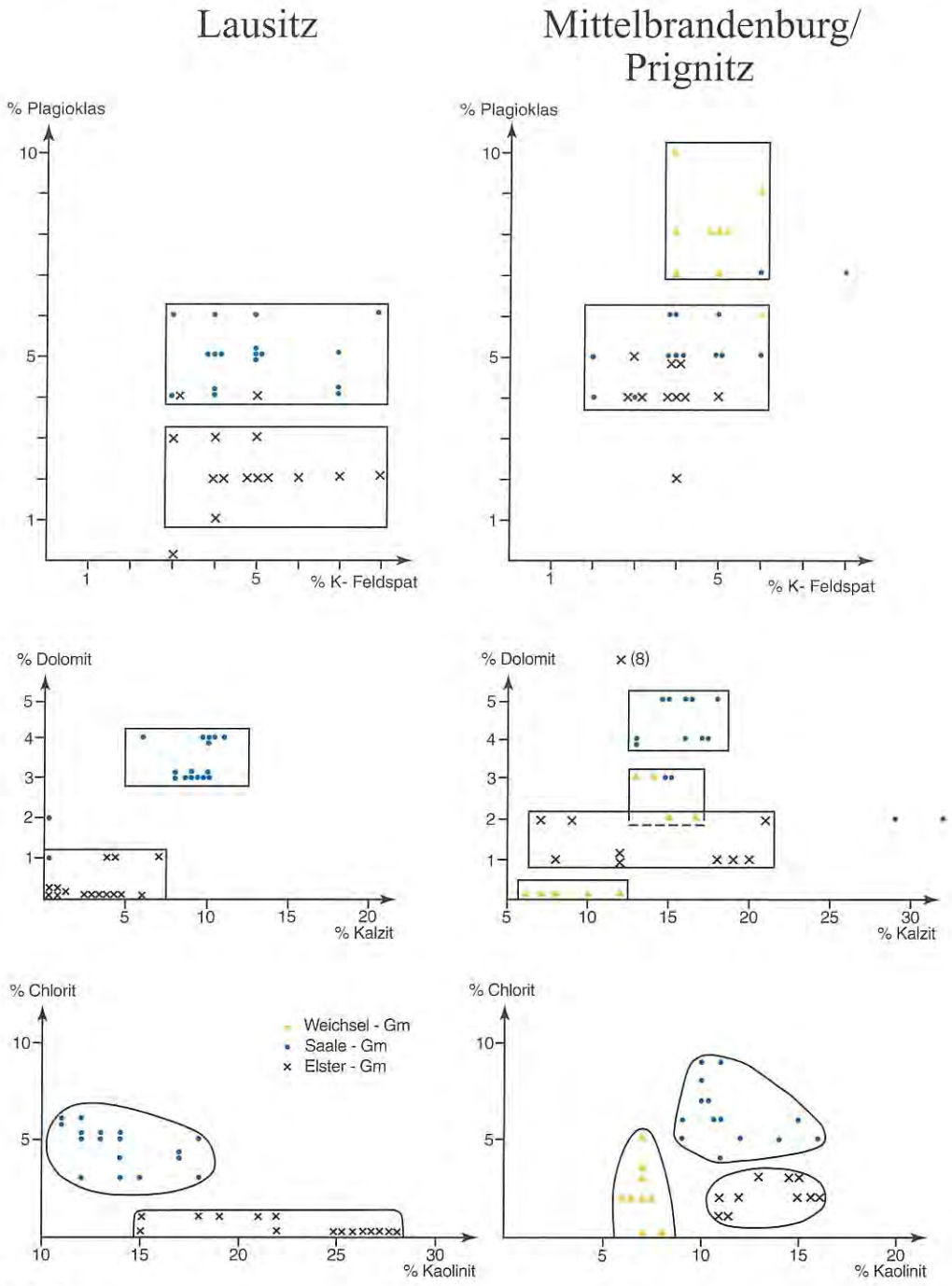


Abb. 3
Häufigkeitsverhältnisse ausgewählter Minerale der Fraktion < 63 µm in Masse-% aus Geschiebemergeln der drei norddeutschen Vereisungen in den unterschiedenen Regionen.

gebildet und besitzen gegenüber den mächtigen Setztills, wie im Bereich der westlichen Ostseeküste, eine abweichende mineralogische Zusammensetzung.

6.3 Chlorit und Kaolinit

Während Kaolinit in allen Tillproben nachgewiesen werden konnte, fehlt Chlorit in den qe-Mergeln der Lausitz fast immer. Die Absolutgehalte von Kaolinit in der Fraktion < 63 µm schwanken in Abhängigkeit von der stratigraphischen Zugehörigkeit und ihrer regionalen Lage zwischen 2-14 Masse-% (Tab. 1 und 2). Die Absolutgehalte von Chlorit (bis 4 Masse-%) sind in der Fraktion < 63 µm fast aller Proben im Vergleich zu Kaolinit jedoch deutlich geringer.

Um die geringfügigen Gehaltsunterschiede von Kaolinit und Chlorit in der Fraktion < 2 µm besser hervorzuheben, wurde ihre Häufigkeit auf 100% Tonminerale normiert. Anhand dieser relativen Chlorit-Kaolinit-Anteile werden Unterschiede zwischen den Grundmoränen der drei Hauptvereisungen regional wie überregional deutlich (Abb. 3). Im Vergleich zu den Karbonat- und Feldspat-Mengenverhältnissen ist hier jedoch ein entgegengesetzter Trend erkennbar. Während eine tendenzielle Abnahme des Kaolinitgehalts von den alten zu den jungen Tills und regional von Süd nach Nord zu beobachten ist, zeigen die Chloritgehalte eine räumlich und zeitlich umgekehrte Tendenz.

Die Geschiebemergel der Elsterkaltzeit sind durch hohe Kaolinit- und niedrige Chloritgehalte gekennzeichnet. Die höchsten relativen Kaolinitgehalte sind mit 15-28 Masse-% in der Lausitz vorhanden, während Chlorit hier allenfalls in Spuren (≤ 1 Masse-%) vorkommt. Ursache dafür ist die großflächige Aufarbeitung der tiefgründig verwitterten präglazialen Landoberfläche am Nordrand des Böhmischen Massivs.

In Mittelbrandenburg besitzen die qe-Tills Relativgehalte von 11-16 Masse-% Kaolinit und 1-3 Masse-% Chlorit. Die Tonmineralverhältnisse deuten hier im Gegensatz zu denen der Lausitz auf aufgearbeitete marine Tertiärtone und deren primäre, fazieskontrollierte Chloritverteilung hin (Feldhaus & Störr 1978). Die qs-Tills weisen mit 10-16 Masse-% etwa den gleichen relativen Kaolinitgehalt auf wie die qe-Tills, die relativen Chloritgehalte liegen dagegen mit 5-9 Masse-% deutlich höher als in den qe-Tills und belegen einen Trend in der Chloritführung, der sich im Weichselglazial fortsetzt.

Die geringe Anzahl der untersuchten mittelbrandenburgischen qw-Tills besitzt einen relativen Kaolinitgehalt von 6-8 Masse-%, die Anteile von Chlorit variieren zwischen 0-5 Masse-%. In die Projektarbeiten wurden weichselzeitliche Profile aus dem Bereich der westlichen Ostseeküste (ca. 50 Proben vom Stohler Kliff bei Kiel und aus Bohrungen im Deponieobjekt Schönberg) einbezogen. Analog zu den Ergebnissen von Lintinen (1995) und Peuraniemi, Aario et al. (1997) konnten Zusammenhänge zwischen den relativen Chloritgehalten und verschiedenen Tillfazies festgestellt werden (Luckert, Piotrowski et al. 1997).

In den ausgehaltenen Homogenbereichen von Lausitz und Mittelbrandenburg/Prignitz ist nach dem bisherigen Kenntnisstand das Chlorit-Kaolinit-Mengenverhältnis als mineralogisches Unterscheidungsmerkmal zwischen qe-, qs- und qw-Grundmoränen gut geeignet.

6.4 Anteil der quellfähigen Schichten in den unregelmäßig geordneten Montmorillonit - Illit - mixed - layer - Mineralen

Die Hauptmenge der Tonminerale in den untersuchten Geschiebemergeln sind unregelmäßig geordnete Montmorillonit-Illit-mixed-layer-Minerale mit einem Anteil von quellfähigen Schichten zwischen 40 und 80% (Tab. 1 und 2). Der relative Gehalt an ml-Mineralen, normiert auf 100% Tonminerale, schwankt zwischen 29 und 72 Masse-% und beträgt meist 40 bis 60 Masse-%. Er ist gegenüber dem Gehalt an Illit fast immer höher, die Ausnahmen beschränken sich auf wenige sandreiche qs- und qw-Tills. Die Untersuchungsergebnisse zeigen die Tendenz, dass der Anteil an Montmorillonitschichten im ml-Mineral von Elster- über Saale- zu Weichsel-Geschiebemergeln tendenziell abnimmt:

qe-Till	50-80%
qs-Till	40-70%
qw-Till	40-60%

Parallel zu diesem Trend ist eine Abnahme des ml-Mineralgehalts sowie häufig eine Zunahme des Illitgehalts zu beobachten.

In der Abbildung 4 sind beispielhaft für alle untersuchten Geschiebemergelproben charakteristische Texturaufnahmen der Tonfraktionen nach Behandlung mit Ethylenglykol dargestellt. In der Bohrung Rf 108 ist der selten günstige Fall gegeben, dass Geschiebemergel der drei Vereisungen in einer Bohrung vorhanden und damit direkt miteinander vergleichbar sind. Als sinnvolle Ergänzung wurde das Diffraktogramm eines qe(1)-Geschiebemergels aus der Bohrung Rü 11/63 hinzugefügt.

Anhand von Intensitäts-, Lage- und Formveränderungen der charakteristischen Basisreflexe sind hier die quantitativen Unterschiede in der Tonmineralzusammensetzung der betrachteten Geschiebemergeleinheiten deutlich zu erkennen. Es lassen sich die Gehaltsveränderungen von Illit aus der Höhe seines koinzidenzfreien Reflexes bei 10 Å direkt ablesen, beim Chlorit ist dafür die Peakhöhe bei 4,72 Å geeignet. Ist Chlorit nur in Spuren oder gar nicht vorhanden, wie in der Lausitz, können die unterschiedlichen Gehalte an Kaolinit aus der Peakhöhe des 7 Å-Reflexes entnommen werden. Auch Quarz ist durch seinen ersten Reflex bei etwa 10,5 °2θ noch deutlich nachweisbar und konnte dadurch als interner Standard für die unterschiedlich behandelten Texturpräparate genutzt werden.

Hervorzuheben ist die Bedeutung des (001)-Reflexes der ml-Minerale (Abb. 4). Seine Intensität wird vom ml-Mineralgehalt und vom Anteil der quellfähigen Schichten im ml-Mineral bestimmt. Dabei spielen die quellfähigen Schichten eine dominierende Rolle, deren Anteil sich anhand der von Reynolds (1984) berechneten Modelldiffraktogramme meist aus der Lage des koinzidenzfreien (002/003)-Reflexes bestimmen läßt (Abb. 2).

7. Diskussion der Ergebnisse

In allen untersuchten Geschiebemergeln treten annähernd die gleichen mineralischen Bestandteile auf. Die geringen quantitativen Unterschiede zwischen den verschiedenen stratigraphischen Till-Einheiten sind mit Hilfe einer sorgfältig durchgeführten quantitativen Röntgenphasenanalyse erkennbar und werden lithostratigraphisch gedeutet.

Von den Tonmineralen sind in der Tillmatrix stets unterschiedliche Mengen an Chlorit, Kaolinit, Illit und unregelmäßig geordnete Montmorillonit-Illit-mixed-layer-Minerale mit einem Montmorillonitschichtanteil von 40-80% vorhanden. Zusammen mit Illit tritt stets etwas Muskovit auf, monomineralische Vertreter der Smektitgruppe wurden nicht nachgewiesen. Die in pleistozänen Sedimenten vermeintlich festgestellten Smektite beruhen auf einer röntgenanalytischen Fehlinterpretation des 17 Å-Reflexes und auf tonmineralogisch unkorrekten Verallgemeinerungen. Als mögliche Unterscheidungskriterien zwischen den verschieden alten Geschiebemergeln wurden das Chlorit-Kaolinit-Mengenverhältnis und die Veränderungen im Montmorillonitschichtanteil der ml-Minerale herausgearbeitet.

An Nichttonmineralen konnten stets unterschiedliche Mengen an Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Kalzit, Dolomit, Pyrit und amorpher Phase nachgewiesen werden. Als weiteres dia-

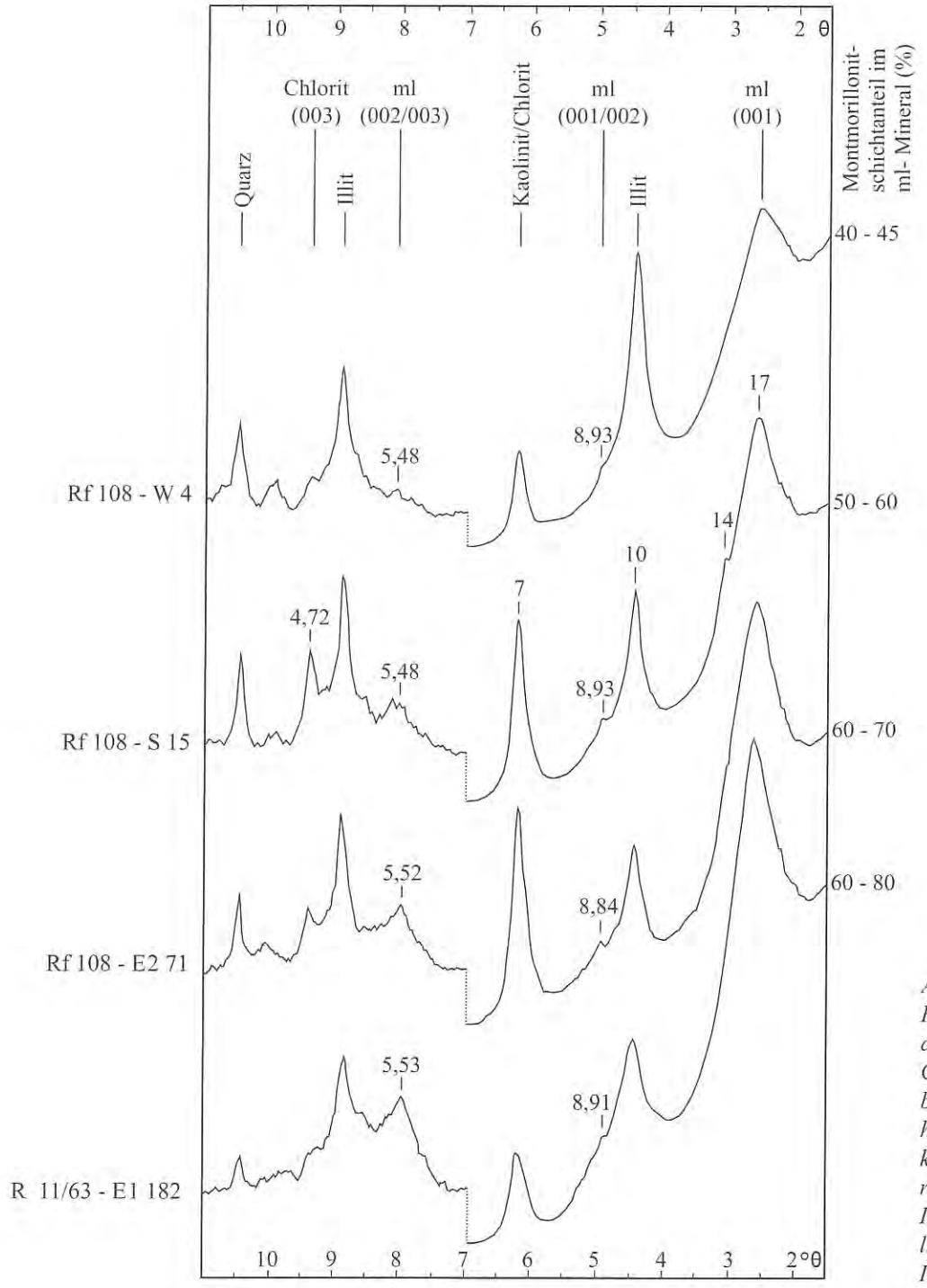


Abb. 4
Röntgentexturaufnahmen der Fraktion < 2 µm aus Geschiebemergeln Mittelbrandenburgs nach Behandlung mit Ethylenglykol (d-Wert in Å).
rechte Diagrammhälfte: Impulszählrate 1000 Imp./s
linke Diagrammhälfte: Impulszählrate 300 Imp./s

gnostisches Kriterium zur lithostratigraphischen Unterscheidung der Geschiebemergelhorizonte der Elster-, Saale- und Weichselkaltzeit wurden das Kalifeldspat-Plagioklas- und das Dolomit-Kalzit-Mengenverhältnis getestet. Die Karbonat- und Feldspatanteile zeigen eine tendenzielle Abnahme von den jungen zu den alten Geschiebemergeln und regional von Nord nach Süd in den betrachteten Tillabfolgen des Untersuchungsgebietes. Beide Kriterien sind besonders gut in der Lausitz anwendbar.

An der Zusammensetzung der tonig-schluffigen Geschiebemergelmatrix sind all diejenigen Gesteine und Ablagerungen beteiligt, die durch die exarative Wirkung der Inlandeisvorstöße aufgearbeitet wurden, insbesondere jedoch die im Ostseeraum und Norddeutschen Tiefland anstehenden Tertiärtone, wie ein Vergleich mit deren mineralogischer Zusammensetzung (u.a. HENNING 1971, LANDGRAF 1971, FELDHAUS & STÖRR 1978) bestätigt.

Auf der Grundlage der vorhandenen Datenbasis (ca. 500 Analysen an 65 Proben) lassen sich anhand der relativen Chlorit-Kaolinit-Anteile in der Fraktion < 2 µm sowohl regional wie überregional die Tills der drei Hauptvereisungen unterscheiden. Die Ursachen dafür werden in der generellen Abnahme des Kaolinitgehaltes in tertiären festländischen Verwitterungsbildungen von Süden nach Norden und in der nachfolgenden mehrmaligen glaziären Wiederaufarbeitung der tonig-schluffigen Tillmatrix gesehen. Während die Gletscher der Elsterkaltzeit vor allem die kaolinitreichen aber chloritfreien obersten Verwitterungsbildungen erodierten, führte in der Saalekaltzeit der verstärkte Eintrag unverwitterter und damit chloritreicherer Gesteine aus Fennoskandien (paläozoische Schiefer) zu deutlich höheren Chloritgehalten. Diese Art der Materialzufuhr setzte sich in veränderter Form in der Weichselkaltzeit fort, da jüngere Bildungen zunehmend südliches Material und nichtglaziäre Sedimente enthalten können. Darüber hinaus befanden sich kaolinithaltige Bildungen, außer in älteren glaziären Sedimenten, kaum noch im weichselkaltzeitlichen Erosionsniveau.

Die günstigsten Möglichkeiten einer lithostratigraphischen Zuordenbarkeit mit Hilfe des Mineralbestandes der Tillmatrix werden in der postelsterglazialen Verdünnung der Sedimentkomponenten gesehen, die durch die exarative Wirkung der ältesten Inlandeisvergletscherung auf das präglaziale Relief in die Grundmoräne aufgenommen wurden. Während das vorstoßende elsterkaltzeitliche Eis sowohl die überwiegend marinen ml-dominierten Tertiärtone als auch die chloritfreien, kaolinitreichen Verwitterungsbildungen aufbereitete, erfolgte durch die Nachschüttsedimentation des zurücktauenden Inlandeises eine im Wesentlichen flächenhafte Konservierung des präglazialen Untergrundes. In den nachfolgenden mehrfachen Vereisungsphasen konnten zwangsläufig nur noch geringfügige qualitative und quantitative Veränderungen des Mineralbestandes der glazialen Aufarbeitungsprodukte vor sich gehen. Vorwiegend nordischer Glazialschutt, der lithostratigraphisch deutbare mineralogische Indikationen hinterließ (Kalzit, Dolomit, Chlorit), verdünnte den durch das Tertiär geprägten tonmineralogischen Ausgangszustand elsterkaltzeitlicher Sedimente.

Im Vergleich zu außerbrandenburgischen Proben (ca. 580 Analysen an 84 Proben), die ebenfalls im Projektrahmen untersucht wurden, konnte in Brandenburg eindeutig nachgewiesen werden, dass in den Grundmoränen von Elster- über Saale- zur Weichselkaltzeit der Gehalt an ml-Mineralen und der Montmorillonitschichtanteil darin gerichtet abnimmt.

Die vorliegenden Ergebnisse bestätigen, dass die Geschiebemergelmatrix sowohl ferntransportierte lithostratigraphische Indikatorminerale aufweist (Kalzit, Dolomit, Chlorit) als auch aus präpleistozänen Weichsedimenten aufgenommene Minerale, deren Verdünnungsgrad sich ansatzweise für stratigraphische Aussagen eignet. Diese für das Land Brandenburg gültige Erkenntnis läßt sich wahrscheinlich prinzipiell auf das gesamte norddeutsche Vereisungsgebiet übertragen, jedoch ist für weitergehende Folgerungen der bisherige Untersuchungsumfang nicht ausreichend.

An einer systematischen Verdichtung der brandenburgischen Befunde wird im LGRB gearbeitet. Sie umfaßt die mineralogische Kennzeichnung von Grundmoränen stadialer Eisvorstöße als auch die des Einflusses lokaler untergrundbezogener Faktoren. Erst wenn stadiale Bildungen flächendeckend und statistisch abgesichert mineralogisch unterschieden werden können, ist die gesuchte Ergänzung oder gar ein methodischer Ersatz der traditionellen Kleingeschiebeanalyse gefunden. Ungeachtet der derzeit bekannten Einwände sollte man davon ausgehen, dass mit zunehmender Verbesserung der quantitativen Phasenanalyse sowie weiterer Einsichten in die Glazialdynamik und glaziären Sedimentationsprozesse die Aussichten wachsen, auch sehr geringfügige mineralogische Unterschiede der Grundmoränen erkennen und lithostratigraphisch anwenden zu können.

Zusammenfassung

Im Rahmen eines DFG-Projektes wurde im LGRB die Matrix < 63 µm von stratigraphisch sicher eingestuften Grundmoränen Brandenburgs und angrenzender Gebiete röntgenphasenanalytisch untersucht. An 65 Proben aus dem Land Brandenburg wurde der Mineralbestand der Tillmatrix unter besonderer Berücksichtigung der Tonmineralanteile quantitativ bestimmt, kritisch bewertet und prozessbezogen diskutiert. Der beschriebene methodische Ansatz ist an Tills der drei norddeutschen Glazialzeiten getestet worden.

Die Veränderungen der Häufigkeitsrelationen von Plagioklas zu Kalifeldspat, Dolomit zu Kalzit, Chlorit zu Kaolinit sowie des Montmorillonitschichtanteils im mixed-layer-Mineral sind in der Lausitz, in Mittelbrandenburg und der Prignitz als lithostratigraphischer Indikator für elster-, saale- und weichselkaltzeitliche Grundmoränen grundsätzlich geeignet.

Die tillstratigraphische Differenzierungsmöglichkeit liegt im Wesentlichen in einem Verdünnungseffekt, der sich während des postelsterglazialen Erosions- und Sedimentationsgeschehens einstellte. Er betraf vor allem den Mineralbestand der tonig-schluffigen Sedimente, die durch die exarative Wirkung des elsterkaltzeitlichen Inlandeises auf das präglaziale Relief in die Tillmatrix aufgenommen wurden.

Summary

Within the scope of a DFG-project the matrix < 63 µm of stratigraphical undoubtly defined tills of Brandenburg and adjacent areas was analyzed through x-ray diffraction by the Geological Survey of Brandenburg. The mineral mode of the till matrix of 65 samples of ground moraines of the Land Brandenburg was quantitatively determined, critically evaluated and process-based discussed. The described methodic approach was tested on tills of the three glaciations of Northern Germany.

The changes of frequency relations of plagioclase to potassium feldspar, dolomite to calcite, chlorite to kaolinite as well as of the quantity of the layers of montmorillonite in the mixed-layer-minerals are basically appropriate as lithostratigraphic indicator of ground moraines in the Lusatia, Middle Brandenburg and the Prignitz.

The possibility of a tillstratigraphical discrimination is based essentially on a dilution effect during the post-Elsterian erosional and depositional events. The dilution affected mainly the mineral mode of the clayish-silty sediments incorporated in the tillmatrix by exarative impact of the Elsterian inlandice on the preglacial relief.

Danksagung

Die Verfasser danken den Herren Dipl.-Geologen Norbert Hermsdorf und Dr. Thomas Höding für die kritische Durchsicht des Manuskripts und anregende Diskussionen sowie Herrn Kartographie-Ing. Detlef Mehlau für die digitale Bearbeitung der Abbildungen.

Literatur

Al-Rawi, D. (1976): Zur Tonmineralführung glazigener Gesteine aus Möllenhagen (Geschiebemergel, Bändertone) und Storkow (Bänderton), Bezirk Neubrandenburg. – Z. geol. Wiss. **4**, S. 1369-1377, Berlin

Anders, T., Kratzert, P. & A. Kühl (1991): Statistische Analysenmethoden zur Beschreibung und Klassifizierung von Datenkollektiven, angewandt auf die Geschiebezählung. – Z. f. angew. Geologie **37**, 2, S. 70-75, Berlin

Bülow, W. v., Harff, J. & U. Müller (1977): Gedanken zur Auswertung von Geschiebeanalysen an Hand numerisch klassifizierter Zählergebnisse der Stoltera (Kreis Rostock). – Z. geol. Wiss. **5**, 1, S. 39-49, Berlin

Cepek, A. G. (1969): Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. – Geologie **18**, 6, S. 657-673, Berlin

Cepek, A. G. (1973): Zur stratigraphischen Interpretation des Quartärs der Stoltera bei Warnemünde nach neuen Geschiebeanalysen. – Z. geol. Wiss. **1**, 10, S. 1155-1171, Berlin

Cepek, A. G. (1999): Die Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000 (LKQ 50) – eine Erläuterung des Kartenkonzepts mit Hinweisen für den Gebrauch. – Brandenburgische geowiss. Beiträge **6**, 2, S. 3-38, Kleinmachnow

Ehlers, J. (1983): Different till types in North Germany and their origin. – In: Evenson, E. B., Schlüchter, Ch. & J. Rabossa (1993): Tills & related deposits. – S. 61-80, Rotterdam (Balkema)

Ehlers, J. (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. – Sveriges Geol.Undersökning, Ser. Ca 81, S. 97-105, Oslo

Eissmann, L. (1967): Rhombenporphyrgeschiebe in Elster- und Saalemoränen des LeipzigerRaumes. – Mauritianum **5**, S. 37-46, Altenburg

Eissmann, L. (1986): Quartärgeologie und Geschiebeforschung im Leipziger Land mit einigen Schlußfolgerungen zu Stratigraphie und Vereisungsablauf im NorddeutschenTiefland. – Altenburger Naturwiss. Forsch. **3**, S. 105-133, Altenburg

Feldhaus, D. & M. Störr (1978): Die Tonmineralparagenesen der Tertiärsedimente der DDR. – Schriftenr. geol. Wiss., 11, S. 35-45, Berlin

Haldorsen, S., Jørgensen, P., Rappol, M. & P. A. Riezebos (1989): Composition and source of the clay-sized fraction of Saalian till in The Netherlands. – Boreas **18**, S. 89-97, Oslo

Heling, D. (1988): Tone und Siltsteine. – In: Füchtbauer, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie Teil II. – S. 185-232, Stuttgart (Schweizerbart)

Henning, K.-H. (1971): Mineralogische Untersuchung des eozänen Tones der Lagerstätte Friedland (Bezirk Neubrandenburg). – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B, **16**, 1, S. 5-39, Berlin

Hentschke, U. & H.-J. Stephan (1989): Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln, ein Hilfsmittel für die Moränenstratigraphie? Diskussion anhand von Zählungen aus Schleswig-Holstein. – Eiszeitalter u. Gegenwart **39**, S. 19-28, Hannover

Hesemann, J. (1939): Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchung zwischen Elbe und Rhein. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen **31**, 2, S. 247-285, Bremen

Illers, K., Rudolph, H. & R. Seim (1963): Korngrößen- und Schwermineralanalyse der Geschiebemergel der Stoltera bei Warnemünde. – Geologie **12**, 8, S. 889-916, Berlin

Knuth, G. & S. Wansa (1990): Ergebnisse der Schwermineralanalysen von Tills bei Gräfenhainichen. – Mauritiana **12**, 3, S. 465-476, Altenburg

Kühner, R. (2000): Sedimentfolgen und Lagerungsverhältnisse im quartären Deckgebirge des Tagebaus Welzow-Süd. – Brandenburgische geowiss. Beiträge **7**, 1, Kleinmachnow

Landgraf, K.-F. (1971): Mineralogische Untersuchung des mitteloligozänen Tones der Lagerstätte Malliß (Bezirk Schwerin, DDR). – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., B, **16**, 4, S. 437-474, Berlin

Landgraf, K.-F., Schomburg, J., Störr, M. & H. Zwahr (1977): Praktische Erfahrungen bei der quantitativen mineralogischen Phasenanalyse tonmineralogischer Gesteinsproben. – Wiss. Z. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, XXVI, Math.-Naturwiss. Reihe, 1/2, S. 67-78, Greifswald

Linden, A. (1975): Till petrographical studies in an Archean bedrock area in southern central Sweden. – Striae **1**, S. 1-57, Uppsala

Lintinen, P. (1995): Origin and physical characteristics of till fines in Finland. – Geol. Surv. Finl., Bull. 379, 83 S., Espoo

Lippstreu, L. (1995): Brandenburg. - In: Benda, L.: Das Quartär Deutschlands. – S. 116-143, Berlin (Borntraeger)

Lippstreu, L., Hannemann, M., Hermsdorf, N., Jortzig, H. & H. U.Thieke (1992): Neue Ergebnisse zur Gliederung der quartären Schichtenfolge im Deckgebirge des Braunkohlenfeldes Jänschwalde (Niederlausitz) – ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit. – Unveröff. Exkursionsmaterialien zum 2. Internationalen Arbeitstreffen zur Neogeodynamischen Karte, Okt. 1992, LGRB Kleinmachnow

Luckert, J., Piotrowski, J. A. & H. U. Thieke (1997): Mineralogische und sedimentpetrographische Befunde zu den Tillfazies am Stohler Kliff/Kieler Bucht. – Terra Nostra, 97/2, S. 139, Posterabstract, Sediment '97, Köln

Lüttig, G. (1999): Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter u. Gegenwart **49**, S. 144-163, Hannover

McNamara, M. (1966): The paragenesis of Swedish glacial clays. – Geol. Fören. Förh. **87**, S. 441-454, Stockholm

Moore, D. M. & R.C., Jr., Reynolds, (1997): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. – 378 S., Oxford (Univ. Press)

Peuraniemi, V., Aario, R. & P. Pulkkinen (1997): Mineralogy and geochemistry of the clay fraction of till in northern Finland. – Sedim. Geology **111**, H. 1-4, S. 313-327, Amsterdam

Roaldset, E. (1972): Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal area, southern Norway. – Norsk geol. Tidsskr. **52**, S. 335-369, Oslo

Reynolds, R. C., Jr. (1984): Interstratified clay minerals. – In: Brindley, G. W. & G. Brown (eds.): Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. – Mineralogical Soc., S. 249-303, London

Reynolds, R. C., Jr. & J. Hower (1970): The nature of interlayering in mixed-layer Illit-montmorillonites. – Clays & Clay Minerals, 18, S. 25-36, New York

Ruppert, F.-R. & W. Schneider (1975): Hinweise auf Zusammenhänge zwischen der Genese des Lauenburger Tons (Elster-Glazial) und den Salzstrukturen Norddeutschlands aufgrund tonmineralogischer Untersuchungen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., S. 606-627, Stuttgart

Schwab, G., Thieke, H. U. & J. Luckert (1997): Mineralogische Untersuchungen zur Lithostratigraphie von Geschiebemergelhorizonten im Land Brandenburg. – Abschlußbericht DFG-Projekt II C 5 Schw 487/4-1,2,3, 66 S., LGRB, Kleinmachnow

Soveri, U. (1956): The mineralogical composition of argillaceous sediments of Finland. – Ann. Acad. Sci. Finnicae, Ser. A, III, **48**, S. 1-32, Helsinki

Stankowska, A. (1976): Clay minerals in glacial tills of the Polish territory. – Adam Mickiewicz Univ. Poznan, Ser. Geogr., 12, S. 49-54, Poznan

Stankowska, A. (1979): Stratigraphic and regional variation of glacial tills in Poland on the base of clay mineral investigations (poln.). – Adam Mickiewicz Univ. Poznan, Ser. Geogr., 17, 223 S., Poznan

Störr, M., Kuzvart, M. & J. Neuzil (1978): Age and genesis of the weathering crust of the Bohemian Massif. – Schriftenr. geol. Wiss., 11, S. 265-281, Berlin

TGL 25 232 (1971): Fachbereichsstandard Geologie: Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen, Bl. 1-6. – ZGI, Berlin

Thiem, G. & M. Krbetschek (1992): Geschiebestatistische Untersuchungsergebnisse an Grundmoränen im Raum westlich Spremberg (Niederlausitz). – Z. geol. Wiss. **20**, 5/6, S. 593-601, Berlin

Valeton, I., Löhnert, E. & F. Khoo (1972): Genese pleistozäner Rottone im Raum Hamburg. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg **41**, S. 171-184, Hamburg

Vortisch, W. (1982): Clay mineralogical studies of some tills in northern Germany. – Geologica et Palaeontologica, 15, S. 167-192, Marburg

Woldstedt, P. & K. Duphorn (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 500 S., Stuttgart (Köhler)

Wolf, L. & G. Schubert (1992): Die spättertiären bis elsterzeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – Geoprofil, 4, 43 S., Freiberg

Zandstra, J. G. (1983): A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in the Central Netherlands. – Geol. en Mijnb. **62**, S. 455-469, 's-Gravenhage

Zöllmer, V. & G. Irion (1996): Tonminerale des Nordseeraumes, ihr Verteilungsmuster in kreidezeitlichen bis pleistozänen Sedimentabfolgen und in den Oberflächensedimenten der heutigen Nordsee. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 190, 72 S., Frankfurt a. M.

Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. Joachim Luckert
Dr. Hans Ulrich Thieke
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe
Brandenburg
Stahnsdorfer Damm77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 146

LANDESAMT

Zur Geotopkarte von Brandenburg

DIETER GÖLLNITZ

Das Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe wird noch zum Ende dieses Jahres die Geotopkarte Brandenburg des Landkreises Potsdam – Mittelmark einschließlich Potsdam und Brandenburg (Havel) im Maßstab 1 : 100 000 herausgeben. Diese Karte entstand auf der Grundlage einer Neuaufnahme und Bewertung der Geotope auf der Grundlage der einheitlichen Arbeitsanleitung der Geologischen Dienste in Deutschland. Die Auswahl der Geotope erfolgte auf der Basis der länderspezifischen oder kreislichen Besonderheiten. Dabei wurden die Kenntnisse der Naturschutzbehörden der Kreise und naturkundlicher Heimatvereine mit einbezogen.



Foto: D. Göllnitz, 17.02.1998

Rummel ca. 1,5 km westlich Raben. Typisch ausgeformtes Trockental im Hohen Fläming; Höhenlage 120 bis 150 m NN.

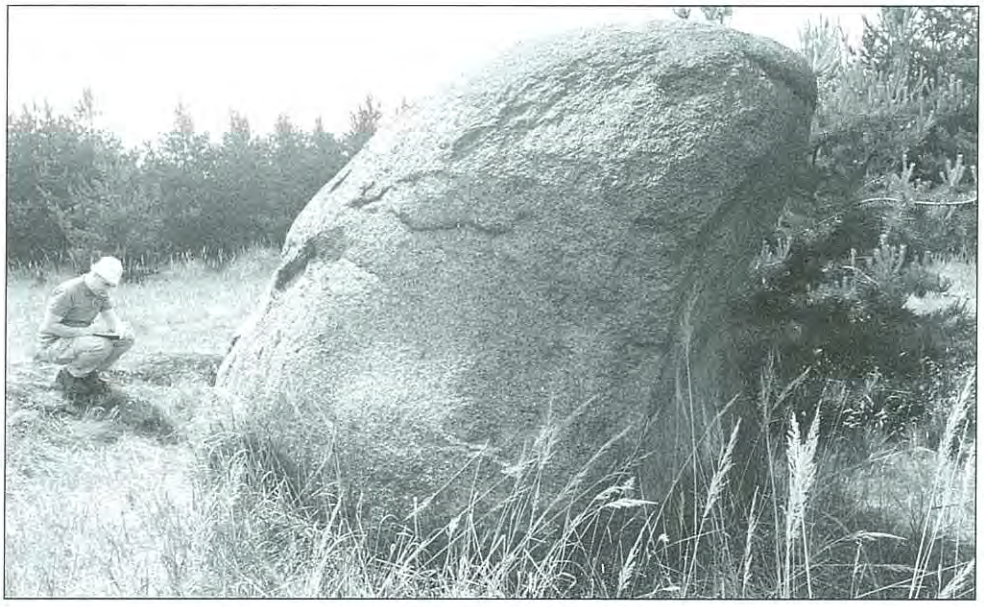


Foto: D. Göllnitz, 17.06.1997

Findling „Bismarckstein", südlich Treuenbritzen. 3,20 x 2,50 x 2,35 m, 10,3 m³, Granit. Auf dem Foto Prof. Mercier von der Universität Straßburg bei der Aufnahme einer Gesteinsprobe für spezielle Untersuchungen.

Anschrift des Autors:
Dieter Göllnitz
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 147

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 115–125	4 Abb., 2 Tab., 1 Taf., 43 Lit.

Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen)

KLAUS-DIETER MEYER

1. Einführung

Die pleistozäne Entwicklung im Hannoverschen Wendland - politisch ungefähr den Landkreis Lüchow-Dannenberg umfassend - war bis vor etwa zwei Jahrzehnten weniger gut bekannt als die anderen Gebiete des nördlichen Niedersachsens. Auch von den Gelogischen Spezialkarten 1 : 25 000 liegen bisher nur die bald 100 Jahre alten Blätter 2934 Lenzen (Elbe) und 2935 Schnackenburg vor. Das übrige Kreisgebiet wurde Mitte der 70er Jahre für die Geologische Übersichtskarte 1 : 200 000 Blatt CC 3126 Hamburg-Ost übersichtskartiert. Letztere ist auch die Grundlage für die Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500 000.

Seit der 2. Hälfte der 70er Jahre hat die quartärgeologische Kenntnis dieses Raumes durch die Untersuchungen für das Endlager radioaktiver Abfälle in Gorleben enorme Fortschritte gemacht (MEYER 1980, DUPHORN & SCHNEIDER 1983, DUPHORN 1984, 1987, MÜLLER 1986, LUDWIG 1993). Im Rahmen der begleitenden Begutachtung zu diesem Projekt wurden auch ca. 50 Grobkies-Proben für Leitgeschiebe-Untersuchungen nach der TGZ-Methode (LÜTTIG 1958) entnommen, in erster Linie zur lithostratigraphischen Datierung und damit zur Analyse der quartären Entwicklungsgeschichte des Deckgebirges dieses Salzstockes. Über Ergebnisse der Leitgeschiebe-Zählungen liegen zwei Berichte im Archiv von BGR/NLfB vor (MEYER 1989 und 1992), so dass hier nur die wichtigsten Ergebnisse vorgestellt werden sollen.

Weitere 50 Zählungen aus Aufschlüssen aus dem Wendland gehen bis in die Zeit vor der Übersichtskartierung zurück, einige Proben wurden, um Lücken zu schließen, erst im Sommer 1999 entnommen. Geschiebekundlich schließt die Arbeit an die vom Unterelbe-Gebiet bis zur südlichen Lüneburger Heide vorliegenden Untersuchungen an (LÜTTIG 1958, MEYER 1965, 1998, GAUGER & MEYER 1970, GROETZNER 1972).

Da das Wendland, spornartig nach Osten vorspringend, an die Bundesländer Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg und Sachsen-Anhalt angrenzt, kommt dieser Region auch eine verbindende Bedeutung zu und sollte zu ähnlichen beiderseitigen Untersuchungen anregen, wie das in der Arbeit von HOFFMANN & MEYER 1997 versucht wurde.

2. Morphologisch-geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet umfaßt etwa das Südost-Viertel des Blattes CC 3126 der Geologischen Übersichtskarte 1 : 200 000. An der Gestaltung dieses Gebietes haben fünf Eisvorstöße mitgewirkt: 2 elsterzeitliche und 3 saalezeitliche (Haupt- und Jüngere Drenthe, Warthe), und wenn auch die weichselzeitlichen Gletscher das Gebiet selbst nicht erreichten, so war die weichselzeitliche Formung doch sehr intensiv: wird doch der Nordost-Rand des Wendlandes durch das Elbe-Urstromtal gebildet, welches in die breite Jeetzel-Niederung (Lucie) übergeht, aus welcher im Norden nur noch die Geestinseln von Langendorf und des Höhbeck herausragen, im Süden die des Öring bzw. Lemgow (Abb. 1).

Das westliche Kreisgebiet wird von der pleistozänen Hochfläche des Drawehn gebildet. Sie wird hauptsächlich aus Schmelzwassersanden, aber auch aus Grundmoränen-Flächen und Beckenbildungen aufgebaut. Das etwa Nord-Süd angeordnete Hochgebiet, im Hohen Mechtin mit 142,4 m kulminierend, wird als eine breite Endmoränen-Zone (Göhrde-Phase) gedeutet, denn nur in Eisrandposition sind derart mächtige Anhäufungen glaziärer Sedimente möglich. Allerdings zeigen die Bedeckung mit Grundmoräne des Jüngeren Drenthe-Stadiums und die überwiegend drenthezeitliche Zusammensetzung der Schmelzwasserkiese, daß es sich bei der Göhrde nicht um eine Rückzugsstaffel des Warthe-Stadiums handelt, sondern um einen älteren, komplex zusammengesetzten Sedimentkörper, dem warthezeitliche Formen allenfalls aufgesetzt sind.

Von den Geesthängen ziehen periglaziäre Schwemmfächer großen Ausmaßes herab, stufenlos in die Talsandflächen übergehend. Letztere sind großflächig mit spätglazialem Flugsand bedeckt, dem holozäne Dünen aufgesetzt sind. Auf den Geestflächen spielen äolische Sedimente nur eine untergeordnete Rolle. Hinzuweisen ist auf das Sandlößgebiet von Wietzetze auf TK 25 Nr. 2831 Göhrde (GRIMMEL 1971), dessen Ausdehnung größer ist als seinerzeit bei der Übersichtskartierung angenommen.

3. Geschiebekundliche Charakterisierung des Quartärs im Hannoverschen Wendland

Einen Überblick der jüngeren quartären Geschichte dieses Raumes hat HÖFLE 1986 gegeben; hier sollen nur die speziellen geschiebekundlichen Belange herausgestellt werden.

3.1 Prä- und Alt-Quartär

Nur an wenigen Stellen durchragen präquartäre Sedimente die jüngeren Deckschichten, großenteils wohl durch glaziäre Stauchung bedingt. Miozäne Braunkohlen wurden im Raum Lüchow in kleinen Tagebauen sogar zeitweise abgebaut. Jungtertiäre Quarzsande kommen gelegentlich als kleine Schollen in Aufschlüssen vor; leidlich gut steht Glimmerfeinsand (REINSCH 1976/77) in einem Hohlweg nördlich Gr. Gusborn (TK 25 Nr. 2933) am Südhang der Langendorfer Geestinsel an. Forstbodeneinschläge im Jahre 1998 zeigten, dass solche Sedimente dort oberflächennah weiter verbreitet sind als bisher bekannt war.

Anhäufungen tertiärer Lokalgeschiebe, letztendlich von tertiären Hochlagen herrührend, sind die pflanzenführenden Schluffsteine des "Mehlfiner Gesteins" (GAUGER & LAGING 1972/74, GAUGER 1974/75). In den Gruben östlich des namengebenden Ortes (TK 25 Nr. 2832 Dannenberg (E)/S.) kamen früher auch massenhaft verkieselte Hölzer vor. Einzelfunde von Hölzern wie auch anderer Tertiärgeschiebe (Geoden, auch mit Fossilien, Kieselgestein etc.) sind, wie im übrigen Norddeutschland, in jeder Grube zu machen.

Älteres Quartär (Unter- und tieferes Mittel-Pleistozän) ist, z.T. mit humosen Einschaltungen, vor allem aus Bohrungen um Gorleben bekannt (MÜLLER 1986). Die minerogenen Sedimente (Quarzsande) sind frei von frischem nordischen Material und belegen, daß keine prä-Elster-Vergletscherungen das Unterelbegebiet erreichten. Auch "Loosener Kiese" (v. BÜLOW 1969) wurden nicht angetroffen. Dagegen kommt in der Osthälfte des Landkreises in elster- und saalezeitlichen Ablagerungen regelmäßig umgelagertes südliches Material in geringen %-Sätzen vor (v.a. Gangquarz, Kieselschiefer, auch mitteldeutscher Porphyr), ohne daß daraus alte Flußläufe zu rekonstruieren sind, wie noch in der angrenzenden Altmark (v. POBLOZKI 1995).

3.2 Elster-Kaltzeit

In einem Gebiet mit mächtigen saalezeitlichen Ablagerungen sind elsterzeitliche Schichten nicht häufig nahe der Oberfläche zu erwarten. Die geschiebekundliche Beschaffenheit von Kiesen aus Gruben im Gebiet von Lübbow (südlich Lüchow, TK 25 Nr. 3033 Woltersdorf, Pr.-Nr. 39-41 in den Abb. 1 und 2 sowie Tab. 1) läßt kaum einen Zweifel, daß die hier abgebauten Kiessande zumindest in ihren tieferen Bereichen elsterzeitlich sind. Die Grobkies-Fraktion zeichnet sich durch sehr geringen Anteil von Åland-Gesteinen aus (nur 1-2 Stück pro Probe), jedoch hohen Anteilen an Dalarna-Geschieben (bis max. 39% der Leitgeschiebe!), wie es typisch ist für elsterzeitliche Ablagerungen im nördlichen Niedersachsen (MEYER 1970, HOFFMANN & MEYER 1997). Es dürfte sicher sein, daß auch der meist nicht sehr hohe Anteil an Dalarna- (= Jotnischer) Sandstein in diesen Proben auch tatsächlich überwiegend aus Dalarna stammt und nur zum geringeren Teil aus der Ostsee (SMED 1994). Norwegisches Material (Rhombenporphyr, Nordmarkit etc.) kommt, im Gegensatz zu Nordwest-Niedersachsen, hier im Nordosten allerdings nur noch sehr sporadisch vor. Der Flintgehalt dieser drei Proben ist bemerkenswert hoch (F:K 1,30; 1,45 und 1,57, Tab. 1).

Es ist möglich, daß auch in anderen Proben, die aus Lagerungsgründen zur Drenthe gestellt wurden, elsterzeitliches Material zumindest in umgelagerter Form enthalten ist. Hingewiesen sei ferner auf den niedrigen, aber konstanten Anteil an südlichem Material in den Kiesen (Gangquarz um 3%, Kieselschiefer, Grauwacke und Porphyr um 1%), welcher aus umgelagerten fluviatilen früh- oder prä-elsterzeitlichen Ablagerungen stammt.

Im Zusammenhang mit glazitektonisch aufgepreßtem Tertiär ist auch mit dem Vorhandensein von Elster-Grundmoräne an der Oberfläche zu rechnen; aus Zeitmangel konnten entsprechende Sedimente jedoch nicht beprobt werden. Dagegen konnten die in den Schächten Gorleben I und II sehr mächtigen Elster-Grundmoränen dicht beprobt und geschiebekundlich ausgewertet werden (MEYER 1989, 1992). Insgesamt wurden aus beiden Schächten ca. 50 Proben für Leitgeschiebe-Analysen mit insgesamt 2,5 t Material geborgen (Abb. 3 und 4, Tab. 2). Erstmals wurde in Nordost-Niedersachsen auch die bislang hauptsächlich im Unterwesergebiet bekannte (HÖFLE 1976), als "Geschiebesand" vorliegende Jüngere Elster-Moräne nachgewiesen.

Die untere Elster-Grundmoräne (qe_1 //Mg) ist in den Schächten in ca. 40 bzw. 50 m Mächtigkeit angetroffen worden (LUDWIG 1993). Es ist ein relativ homogener, kompakter dunkelbraungrauer Geschiebemergel. Das Gefrierschachtverfahren gestattete keine Beprobung vor Ort, stattdessen wurden aus dem horizontiert ausgebrachten, austauenden Haufwerk die Geschiebe herausgeklaubt.

In Schacht I wurden aus der unteren Elster-Grundmoräne 10 Proben (d.h. etwa alle 4 m) entnommen (Nr. 7 bis 16 in Tab. 2 und Abb. 3), in Schacht II 21 Proben (Nr. 31-51 in Tab. 2 und Abb. 4); ab Pr. 45 stammt das Material teilweise auch aus Schmelzwasserkies-Einlagerungen.

Die Leitgeschiebespektren sind ziemlich einheitlich und wie bei den Schmelzwasserkiesen von Lübbow durch Dominanz von Dalarna-Leitgeschieben und sehr geringen bis oft fehlenden Anteil an Åland-Gesteinen gekennzeichnet. Auch norwegische Gesteine treten stark zurück. In den Diagrammen (Abb. 3 und 4) liegen die TGZ mit geringer Streubreite jeweils im NW-Sektor. Die von Niedersachsen aus gesehen prinzipiell Nord-Süd verlaufende Ausdehnung des Elster-Eises kommt hierin zum Ausdruck. In beiden Schächten schließt die Moräne mit einer Steinlage ab, wohl durch die nachfolgenden Schmelzwässer ausgewaschen. Die Kiese aus dieser Steinlage (Pr. 6 bzw. 30) weisen - wie die gesamte Schicht - keinerlei Anzeichen von Oberflächen-Beeinflussung auf, d.h. diese Grundmoränen haben nach Abtauen des Eises nie oder nur sehr kurze Zeit an der Oberfläche gelegen.

Im Schacht II nur durch 2 m, in Schacht I dagegen 31 m mächtige Schmelzwassersand getrennt, folgt im Hangenden eine sehr stark sandige Moräne, ein "Geschiebesand", in Schacht I 4 m mächtig, in Schacht II aber 7 m. Diese sandige Grundmoräne gleicht in ihrer Beschaffenheit der bislang vor allem aus dem Unterweser-Gebiet (HÖFLE 1976) bekannten Jüngeren Elster-Moräne; inzwischen ist derartiges Material auch mehrfach westlich der Weser auf der Geest zwischen Oldenburg und Wilhelmshaven gefunden worden.

Tab. 1 Leitgeschiebezählungen aus dem Hannoverschen Wendland
Teufe: Entnahmetiefe in m unter Gelände, TGZ: Theoretisches Geschiebezentrum, Material: qe = Elster; qD_1 = Älteres Drenthe-Stadium; qD_2 = Jüngeres Drenthe-Stadium; qWA = Warthe-Stadium; qw = Weichsel; F:K = Flint zu Kristallin; Mg = Geschiebemergel; Lg = Geschiebelehm; /G/gf = Schmelzwasserkies; /S/p = Geschiebedecksand; Sgr. = Sandgrube; Mgr. = Mergelgrube

Nr.	Fundort	TK 25	R - Wert	H - Wert	Teufe	TGZ	Material	F:K
1	KL Kühren, Sgr.	2731	44 26 600	58 99 580	3	14,97-57,68	qD_2/G/gf	1,06
2	Kl. Kühren, Sgr.	2731	44 26 620	58 99 680	3	15,08-57,81	qD_2/G/gf	0,91
3	Ventschau, Sgr.	2731	44 23 760	58 98 130	8	15,41-57,61	qD/G/gf	0,31
4	Kovahl, Mgr.	2831	44 25 380	58 95 450		15,80-58,60	?qD_2//Mg	
5	Sammatz, Sgr.	2831	44 26 460	58 96 240	4	16,81-58,57	qWA/G/gf	0,61
6	Tiesmesland, Sgr.	2831	44 31 000	58 95 920	5-7	15,80-58,13	?qD_2/G/gf	0,71
7	Tiesmesland, Sgr.	2831	44 31 040	58 95 860	10	15,39-57,44	qD_2/G/gf	1,10
8	Thunpadel, Sgr.	2832	44 35 180	58 85 900	3-5	15,03-57,68	qD_2/G/gf	0,53
9	Quickborn, Sgr.	2833	44 48 100	58 86 500	1-1,5	15,07-58,07	qD_2//Lg	0,91
10	Sallahn, Sgr.	2931	44 32 580	58 78 840	7-9	15,21-58,00	qD_2/G/gf	0,44
11	Kröte, Sgr.	2931	44 27 200	58 74 600	20	15,61-57,88	qD_2/G/gf	0,96
12	Kukate, Sgr.	2931	44 32 120	58 74 760	4	15,73-57,69	qD_2/G/gf	0,68
13	Thunpadel, Sgr.	2932	44 35 450	58 85 480	7	14,88-57,87	qD_2/G/gf	0,57
14	Neu Tramm, Sgr.	2932	44 37 960	58 81 500	3	14,85-57,92	qD_1/G/gf	0,44
15	Neu Tramm, Sgr.	2932	44 37 960	58 81 500	6	15,09-57,74	qD_1/G/gf	0,50
16	Neu Tramm, Sgr.	2932	44 36 600	58 82 100	2-4	15,03-57,36	qD_1//Mg	0,78
17	Schmarsau, Sgr.	2932	44 37 390	58 84 380	3	15,49-57,87	qD_1/G/gf	0,38
18	Schmarsau, Sgr.	2932	44 36 270	58 84 760	2	15,18-57,92	qD_1/G/gf	0,51
19	Schmarsau, Sgr.	2932	44 36 270	58 84 760	4	14,79-56,82	qD_1/G/gf	0,47
20	Grippel, Mgr.	2933	44 52 300	58 82 800	5-7	15,40-57,51	?qD2//Mg	0,45
21	Kl. Gusborn, Sgr.	2933	44 46 100	58 84 500	2	15,18-58,14	qD_1/G/gf	0,53
22	Gistenbeck, Sgr.	3031	44 31 660	58 67 300	4	15,03-58,03	qD_2/G/gf	0,79
23	Clenze, Mgr.	3031	44 32 670	58 67 100	2-4	15,15-57,24	qD_1//Mg	0,36
24	Clenze, Mgr.	3031	44 32 670	58 67 100	3	15,65-57,32	qD_1/G/gf	0,39
25	Quartzau, Sgr.	3031	44 26 580	58 67 160	1	15,04-57,57	qD_2/G/gf	1,17
26	Satkau, Sgr.	3031	44 24 410	58 70 480	1	15,34-57,58	qD_2/G/gf	0,45
27	Kröte, Sgr.	3031	33 27 000	58 74 300	7	16,03-58,33	qD_2/G/gf	0,80
28	Kröte, Sgr.	3031	44 27 460	58 74 300	20	15,72-58,03	qD_2/G/gf	0,89
29	Quartzau, Sgr.	3031	44 26 700	58 67 500	4	15,41-57,48	qD_2/G/gf	0,97
30	Winterweyhe, Sgr.	3031	44 25 920	58 65 700	3	15,81-58,34	qD_2/G/gf	0,81
31	Beesem, Sgr.	3032	44 34 040	58 66 830	3	15,35-57,50	qD_2/G/gf	0,68
32	Beesem, Sgr.	3032	44 32 900	58 66 980	1,5	15,35-57,74	qD_2/G/gf	1,05
33	Schwiepke, Sgr.	3032	44 35 400	58 70 060	1,5	15,39-57,51	qD//Mg	0,52
34	Schwiepke, Sgr.	3032	44 36 640	58 70 560	2,5-3	16,23-58,08	qW2A//gf	0,46
35	Lübeln, Sgr.	3032	44 39 640	58 72 860	1,5	16,39-58,26	qWA//Mg	0,40
36	Luckau, Sgr.	3032	44 36 600	58 66 090	1-3	15,27-57,35	qD_2//Mg	0,91
37	Güstritz, Mgr.	3032	44 39 840	58 68 660	2-4	16,69-58,21	qWA//Mg	0,30
38	Lübbow, Sgr.	3033	44 45 360	58 64 830	4,5	14,93-57,96	qD/G/gf	2,16
39	Lübbow, Sgr.	3033	44 45 600	58 64 200	5	14,38-58,56	qe/G/gf	1,45
40	Lübbow, Sgr.	3033	44 45 620	58 64 180	6	14,20-58,42	qe/G/gf	1,57
41	Lübbow, Sgr.	3033	44 44 250	58 64 790	2	14,29-58,57	qe/G/gf	1,30
42	Woltersdorf, Sgr.	3033	44 44 400	58 69 600	1,5	15,29-57,90	qD_2//gf	2,03
43	Woltersdorf, Sgr.	3033	44 44 400	58 69 600	6	14,86-57,02	qD_2//gf	1,86
44	Großwitzeetze Sgr.	3033	44 53 900	58 63 600	0,1-1,4	15,37-57,93	qw/S/p	0,99
45	Großwitzeetze Sgr.	3033	44 53 900	58 63 600	2,1-3	15,15-56,99	qD/G/gf	0,9
46	Großwitzeetze Sgr.	3033	44 53 900	58 63 600	3,2-3,5	15,25-57,90	qD/G/gf	0,7
47	Trabuhn, Sgr.	3033	44 52 080	58 64 400	2	16,22-58,09	qWA/G/gf	0,41
48	Simander, Sgr.	3033	44 53 600	58 66 960	1,2-1,4	16,38-57,93	qA/G/gf	0,29
49	Schmarsau, Sgr.	3034	44 56 220	58 64 700	1,5	15,22-57,27	qD/G/gf	0,59
50	Proitze, Sgr.	3131	44 22 100	58 63 200	1-2	14,98-58,31	qD_2/G/gf	0,88

Aus dem "Geschiebesand" konnten in Schacht I eine Probe (Nr. 5 in Tab. 2 und Abb. 3), in Schacht II 3 Proben (Nr. 27-29 in Tab. 2 und Abb. 4) entnommen werden. Die Leitgeschiebespektren weisen keinen Unterschied zu denjenigen der unteren Moräne auf, und die TGZ liegen entsprechend verstreut in der Punktwolke. Ob diese obere Elster-Grundmoräne der 2. Elstergrundmoräne in Mitteldeutschland (Markranstätter Phase, EISSMANN 1975, EISSMANN & LITT 1994) entspricht, die sich zumindest teilweise durch erhöhten Anteil von Åland-Material auszeichnet (HOFFMANN & MEYER 1997), kann derzeit nicht bewiesen werden.

3.3 Saale-Kaltzeit

3.3.1 Drenthe-Stadium

Die Ablagerungen des ersten Eisvorstoßes der Saale-Kaltzeit (bzw. Saale-Komplex), das ältere oder "Haupt-Drenthe-Stadium", werden im Arbeitsgebiet zumeist von jüngeren Ablagerungen bedeckt. In Hangposition, wo letztere erodiert sind, beißen sie jedoch zutage aus, folglich werden in Sandgruben am Elbhang oder der Jeetzel-Niederung sowohl die Grundmoräne wie die zugehörigen Vorschüttsande dieses ersten Saale-Vorstoßes angeschnitten. Dies war z.B. der Fall in der großen Grube von Neu Tramm (TK 25 Nr. 2932), wo die Drenthe-Hauptmoräne samt Vorschüttkiesen beprobt werden konnte (Abb. 1 und Tab. 1, Pr. 14-16; die Zähllisten dazu in MEYER 1994, Tab. 5). Die Vorschüttkiese weisen einen für diesen ersten Vorstoß typisch niedrigen Flint-Gehalt auf (F:K = 0,44 bzw. 0,50), während der F:K-Gehalt in der Moräne selbst mit 0,78 höher als üblich ist und schon in den Bereich der Jüngeren Drenthe-Moräne kommt, deren Vorschüttsande die ganze Folge dort abdecken. Dies Beispiel zeigt gleichzeitig die Streubreite des Flintgehalts und die begrenzte stratigraphische Verwertbarkeit desselben. Umgekehrt kann der Flintgehalt der Vorschüttkiese des Jüngeren Drenthe-Vorstoßes, wohl durch Aufarbeitung von älterem Material bedingt, erniedrigt werden, wie z.B. in den Pr. 8 und 13 von Thunpadel (auch dort im unmittelbaren Hangenden der Drenthe-Hauptmoräne entnommen; Abb. 9 MEYER 1994). Dort ergaben sich F:K-Werte von 0,53 und 0,57, das ist deutlich weniger als die für die Jüngere Drenthe typischen Werte zwischen 0,8 und 1.

Die meisten Proben stammen aus Vorschüttkiesen des Jüngeren Drenthe-Stadiums, da dies der am häufigsten abgebaute Sedimentkörper dieses Raumes ist. Nicht immer ist jedoch geschiebekundlich eine eindeutige Zuordnung möglich und in kleineren Aufschlüssen ohne Kenntnis des Liegenden auch von den Lagerungsverhältnissen her eine Alterseinstufung nicht zu entscheiden. Bei Woltersdorf (TK 25 Nr. 3033) und Lübbow enthalten Vorschüttsande des Jüngeren Drenthe-Stadiums reichlich paläolithische Artefakte (DÜRRE 1981, 1991, SCHÄFER 1997, STEGUWEIT 1997).

Hingewiesen sei noch auf eine Besonderheit in diesem Sedimentkörper, und zwar auf ein Massenvorkommen von großen, violetten Jotnischen Sandstein-Blöcken in der Sandgrube Kröte (TK 25 Nr. 3031 Clenze). Die meist nur kantengerundeten, oft 1-2 m großen Blöcke sind dort zu hunderten, wenn nicht zu tausenden im Laufe der Jahre nach Auskunft des Besitzers, Herrn Döscher, in einer 1-2 m dicken Kiesbank, die nach Osten einfällt, gefunden worden. Bei der Entnahme der Pr. 27 und 28 aus dieser Bank konnten solche Blöcke, die ansonsten in der Grube oder im Eingangsbereich herumliegen, auch in situ beobachtet werden (Taf. 1, Fig. 1 - 4).

In der Grobkiesfraktion der Proben ist der Anteil von Jotnischem Sandstein nicht erhöht, sondern mit 10 bzw. 16 Stück im Rahmen des üblichen, wobei etwa je die Hälfte auf den roten bzw. den violetten Gesteinstyp entfällt. Auch der Anteil von Dalarna-Pophyr ist nicht erhöht. Die großen violetten Sandstein-Blöcke von Kröte dürften also überwiegend nicht aus Dalarna stammen, d.h. kein "Dalarna"-Sandstein i.e.S. sein, vielmehr ist das Anstehende wohl am Grunde der Ostsee zu suchen, obwohl der Anteil von Ostsee-Porphyr und Åland-Gesteinen kaum erhöht ist (in Pr. 27 mit 10 Åland-Gesteinen unter 43 Leitgeschieben).

Vermutlich ist also eine Großscholle oder ein Schollenschwarm aus einem untermeerischen Vorkommen des Jotnischen Sandsteins (FLODÉN 1973, 1984) bis in unsere Gegend transportiert und, in einzelne Blöcke zerfallen, in die Schmelzwasserkiese eingearbeitet worden. Im kurz vor der Vollendung stehenden Findlingsgarten von Clenze sind mehrere dieser Blöcke aufgestellt.

Das Vorkommen von Kröte erinnert an den "Trebuser Sandstein" bei Fürstenwalde (BENNHOLD 1931, 1932, SCHUDDEBEURS & ZWENGER 1992). Der Verfasser hatte im Mai 1996 Gelegenheit, diese Gegend zu bereisen. In Ermangelung von Aufschlüssen und wegen extremen Regenwetters wurden an Steinhaufen Orientierungs-Zählungen zu je 100 Stück der Grobkies-Fraktion gemacht. Ist der "Trebuser Sandstein" schon im Überkorn dominierend, so auch in den Zählungen, wobei sein Anteil zwischen 6 und 35 % liegt - durchschnittlich 14 % - das ist etwa das Zehnfache des durchschnittlichen Anteils an Jotnischen Sandsteinen einer "normalen" Zählung in Niedersachsen. Der Anteil an violetten Sandsteinen gegenüber den roten ist etwa viermal so hoch, maximal 29 % - d.h. fast jeder dritte Stein!

Auch der „Trebuser Sandstein" kann nicht überwiegend aus Dalarna stammen, dann müßte auch die Zahl der begleitenden Dalarna-Porphyre erhöht sein. Das wird auch aus den Zählungen von SCHUDDEBEURS & ZWENGER deutlich, deren einzige Probe mit leicht erhöhtem Dalarna-Porphyr-Anteil (Nr. 2) nicht zu den Proben mit dem höchsten Anteil an „Trebuser Sandstein" gehört. Auffallend in der Fürstenwalder Gegend ist dagegen das häufige Vorkommen von Braunem Ostsee-Quarzporphyr - man kann ihn auf den Steinhaufen dutzendfach sehen, auch in größeren Stücken. In den Zählungen von SCHUDDEBEURS & ZWENGER, die wesentlich höhere Stückzahlen aufweisen, sind die höchsten Zahlen des Braunen Ostsee-Quarzporphyrs eindeutig an die Zählungen mit den höchsten Stückzahlen von „Trebuser Sandstein" gekoppelt (Nr. 3, 5, 9 und 12). Da nun südöstlich des Anstehenden des Braunen Ostsee-Quarzporphyrs sich zwischen Landsort und Gotska Sandön ein Jotnisches Sandstein-Vorkommen befindet (FLODÉN 1973, 1984) dürften die „Trebuser Sandsteine" überwiegend dorther stammen.

Tab. 2 Leitgeschiebezählungen aus Gorleben
Schacht I (Nr. 1-16) und Umgebung (Nr. 17-24) und Schacht II. (Nr. 25-51) TGZ = Theoretisches Geschiebezentrum, qN = Niederterrasse, qWA = Warthe-Stadium, qD2 = Jüngere Drenthe, qD = Drenthe, qe = Elster, //Mg = Geschiebemergel, //Lg = Geschiebelehm, //gf = Glazifluviatil, //Sg = Geschiebesand, F:K = Flint zu Kristallin, PK+D/K = Paläozoischer Kalkstein + Dolomit zu Kristallin

Pr.-Nr.	Teufe in m	Material	TGZ	F/K	PK+D/K
1 (10 043)	24,2-24,4	qN	15,28-58,10	0,30	0,33
2 (10 043b)	„ „	„	15,5-57,5	0,42	0,35
3 (10 055)	25-27	?qD//Mg	(14,55-56,78)	0,45	0,76
4 (10 063)	33	qD//gf	15,21-57,49	0,48	0,18
5 (10 162)	76-78	qe//Sg	14,67-58,8	0,7	0,24
6 (10 219)	110-112	qe//gf	14,82-57,68	0,95	0,13
7 (10 232)	112-114	qe//Mg	14,19-57,02	1,44	0,36
8 (10 239)	116-118	„	14,62-57,73	0,85	0,35
9 (10 240)	120-122	„	14,48-58,40	0,78	0,34
10 (10 244)	124-126	„	14,84-58,27	0,96	0,37
11 (10 247)	128-130	„	14,55-57,64	0,94	0,43
12 (10 265)	132-134	„	14,24-58,39	0,90	0,30
13 (10 273)	136-138	„	14,68-57,96	1,07	0,38
14 (10 279)	140-142	„	14,62-57,69	1,12	0,31
15 (10 285)	144-146	„	14,98-57,57	1,17	0,39
16 (10 298)	148-150	„	14,92-58,20	0,68	0,34
17-Hy2720)	19-20	?qWA//Mg	(15,81-57,39)	0,21	0,2
18-Hy 2720)	45-61	qD2//gf	14,63-56,98	1,21	0,12
19-Hy 2720)	114-154	qe//Mg	14,46-57,54	0,94	0,20
20 Hy 2120	12-14	qN	(16,93-57,79)	0,24	(0,02)
21 Hy 2120	53-55	?qe//gf	(14,3-57,87)	0,89	–
22 Grippel	5-7	qD2//Mg	15,4-57,51	0,45	1,39
23 K1.Gusborn	2	qD//gf	15,18-58,14	0,53	0,54
24 Wüste Gobi	1-1,5	qD2//Lg	15,07-58,07	0,91	–
25 (20 068)	43	qN?	15,29-58,03	0,47	0,36
26 (20 073)	44	„	15,12-57,78	0,49	0,31
27 (20 308)	116,2-116,6	qe//Sg	14,72-57,65	0,34	0,03
28 (20 323)	119-119,6	„	14,90-57,89	0,57	0,07
29 (20 336)	122,5-124,5	„	14,74-57,87	0,94	0,18
30 (20 341)	124,4-126,2	qe/ /gf	14,97-57,82	0,62	0,06
31 (20 348)	126,2-128	qe//Mg	14,77-58,25	0,47	0,18
32 (20 366)	129,6-131,5	„	14,59-57,58	0,75	0,31
33 (20 378)	133-134,4	„	14,68-58,16	0,92	0,23
34 (20 386)	136,9-138,4	„	14,59-57,71	0,98	0,42
35 (20 397)	140-142,1	„	14,51-58,28	0,91	0,52
36 (20 410)	144,2-146	„	14,53-57,81	0,87	0,34
37 (20 422)	147,8-149,6	„	14,73-57,88	1,01	0,34
38 (20 435)	151,5-153,2	„	14,76-57,68	0,93	0,4
39 (20 451)	155,2-157,2	„	14,91-57,83	1,21	0,37
40 (20 462)	159-160,9	„	14,57-58,25	0,91	0,39
41 (20 476)	162,8-164,6	„	14,78-58,03	0,71	0,13
42 (20 499)	166-167,4	„	14,62-57,81	0,80	0,42
43 (20 508)	167,4-169,3	„	14,87-57,67	0,72	0,25
44 (20 510)	169,3-171	„	14,79-58,11	0,68	0,19
45 (20 546)	172-174	qe//gf	15,24-58,15	0,66	0,2
46 (20 555)	174-175	qe//Mg	14,94-58,48	0,96	0,27
47 (20 568)	175-175,8	qe//Mg+gf	15.05-58,13	0,93	0,24
48 (20 569)	175,8-176,8	„	14,99-57,15	0,93	0,23
49 (20 570)	176,8-177,7	„	14,78-58,35	1,11	0,17
50 (20 579)	177,7-178,6	„	14,96-58,19	0,53	0,06
51 (20 592)	178,6-179,6	„	14,79-58,01	0,59	0,03

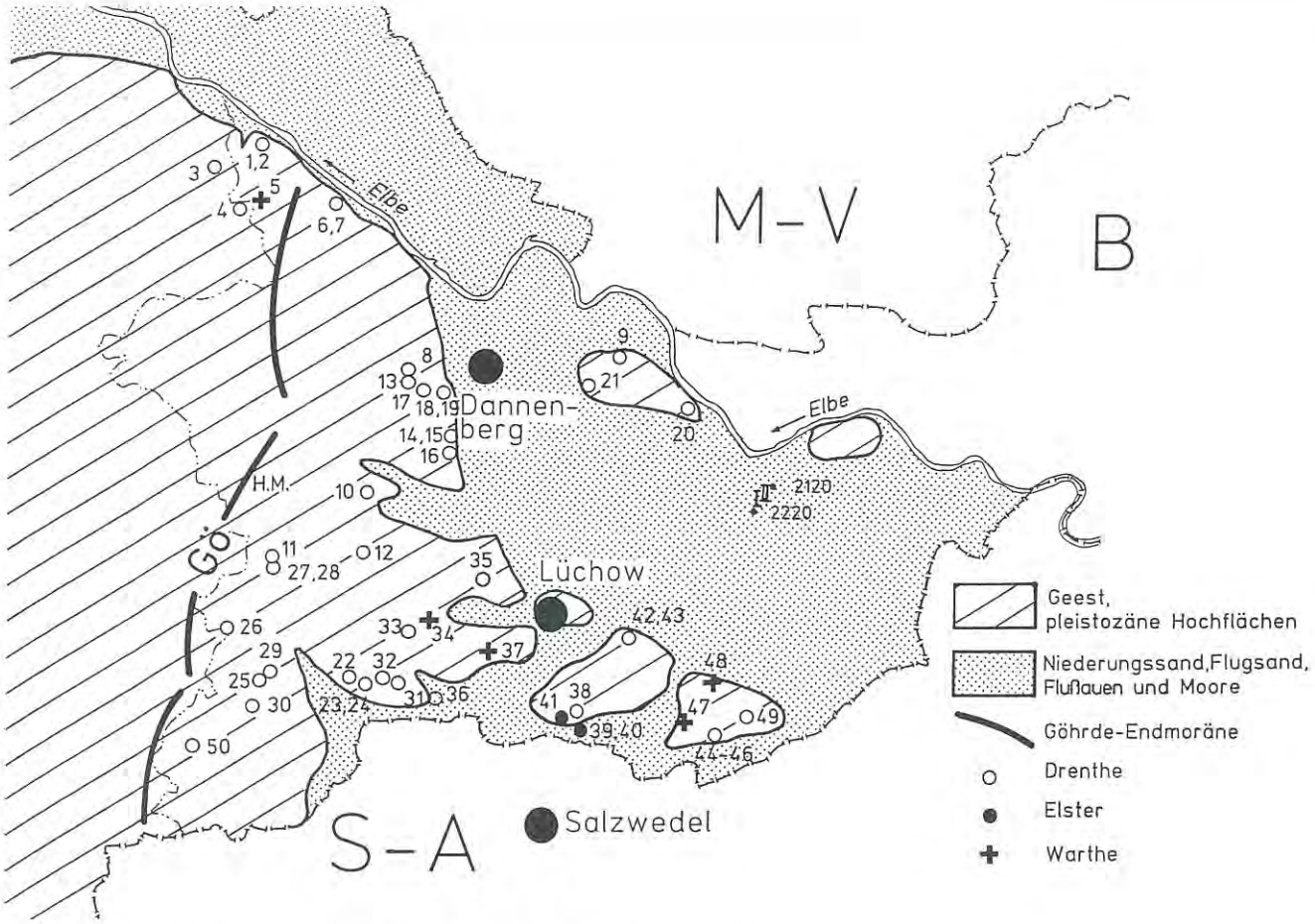


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage der Geschiebeaufsammlungspunkte Schächte Gorleben I und II, Bohrungen Hy 2120 und 2220 B = Brandenburg, M –V = Mecklenburg-Vorpommern, S-A = Sachsen-Anhalt

Es wäre sehr interessant, diese Vermutung durch weitere Untersuchungen zu prüfen, auch im Raum Bernau, wo sich ähnliche Häufungen von Jotnischem Sandstein (auch in Blöcken) und auffällig zahlreiche Braune Ostsee-Quarzporphyre finden.

Aus den Niederlanden beschrieb kürzlich ZANDSTRA (1999) ein ähnliches Massenvorkommen von Jotnischem Sandstein aus der Grube Maarn.

3.3.2 Warthe-Stadium

Warthezeitliche Geschiebespektren, ausgezeichnet durch einen hohen Anteil an ostbaltischen Geschieben und niedrigen Flint-Gehalt (LÜTTIG 1958, MEYER 1965, 1994, 1998), sind im Wendland bemerkenswert seltener angetroffen worden als beispielsweise im westlich angrenzenden Landkreis Lüneburg. Auch die u.a. östlich Bleckede noch flächenhaft verbreitete "Rote" Warthe-Grundmoräne löst sich offenbar nach Osten schnell in kleinere Flecken auf. So konnte Warthe-Geschiebemergel nur zweimal beprobt werden (Pr. 35 und 37), in Pr. 37 immerhin noch mit 7 % Dolomit - wenig gegenüber den bis zu 25 % in den Proben um Vastorf bei Lüneburg (GAUGER & MEYER 1970, MEYER 1994).

In warthezeitlichen Schmelzwasserkiesen, die ebenfalls selten gefunden wurden, geht der Dolomit-Gehalt, letztlich auch der Gehalt an paläozoischem Kalkstein, verwitterungsbedingt in Oberflächennähe stark zurück. Die Aufnahme von Flint aus älteren Ablagerungen kann zu einem Ansteigen desselben führen, die Leitgeschiebe gestatten in der Regel aber trotzdem eine zuverlässige Zuordnung. Insgesamt gibt es keinen Zweifel, dass unsere warthezeitlich eingestufte Moräne aus lithologischen und paläogeographischen Gründen der dolomitreichen SII-Moräne von CEPEK 1969 entspricht, und unstrittig ist auch die Gleichsetzung mit dem benachbarten "Roten Altmärker Geschiebemergel" (KNOTH 1995, HOFFMANN & MEYER 1997). Ebenso sicher ist aber auch, dass in unserem Raum über der Warthe - Moräne keine weitere saalezeitliche Moräne (im Sinne einer SIII - Moräne nach CEPEK) folgt; eine Korrelation der niedersächsischen Warthe - Moräne mit der S III - Moräne (oder Teilen derselben) (BEHRENDT 1998) erscheint somit kaum möglich.

4. Weichsel-Kaltzeit

Die vorhergehend geschilderte lückenhafte Verbreitung warthezeitlicher Glaziärsedimente zeigt, obwohl teilweise wohl schon primär bedingt, wie stark die Ablagerungen dieses Raumes von der weichselzeitlichen Erosion in Mitleidenschaft gezogen wurden. Das gilt sowohl für das pleistozäne Hochgebiet des Drawehn wie erst recht für die weichselzeitlichen Niederungen, wo besonders im Ur-

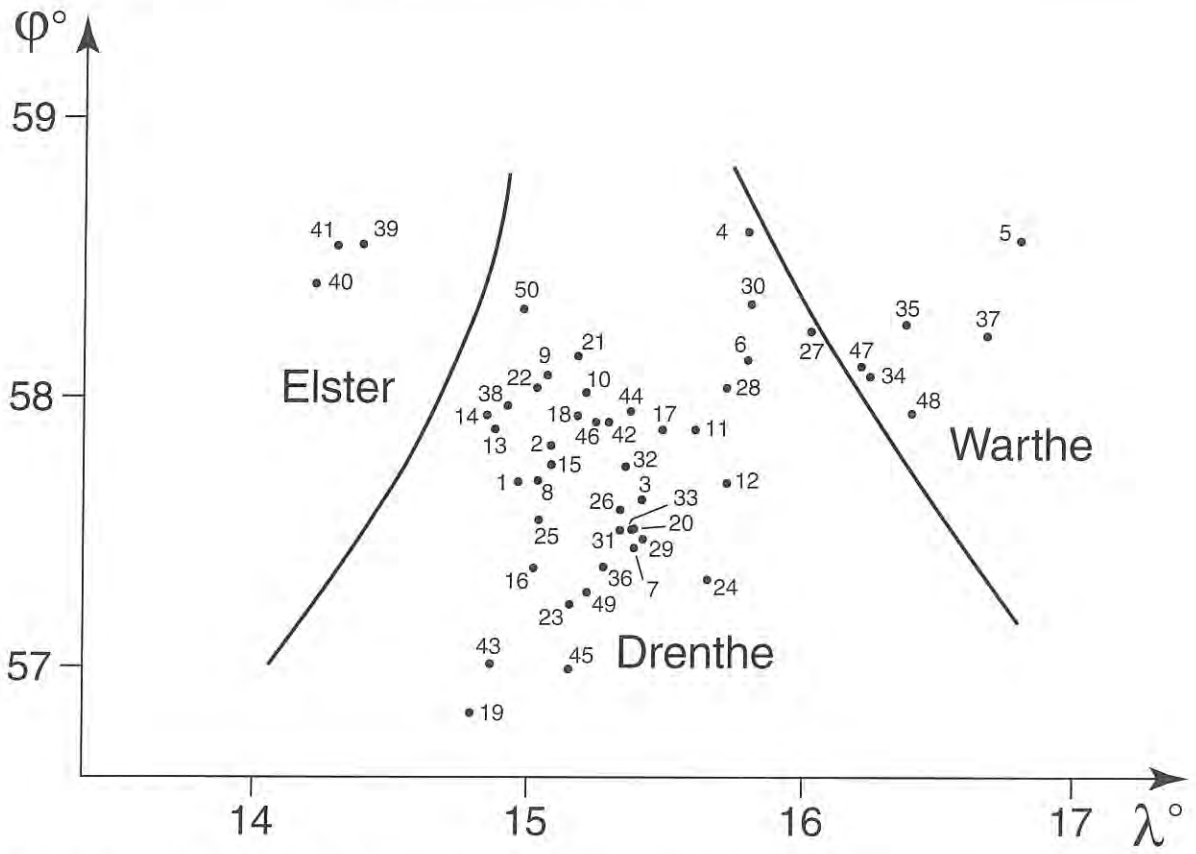


Abb. 2 Theoretische Geschiebezentren (TGZ) von elster- und saalezeitlichen Ablagerungen aus Aufschlüssen im Hannoverschen Wendland Probennummern und Koordinaten s. Tab. 1

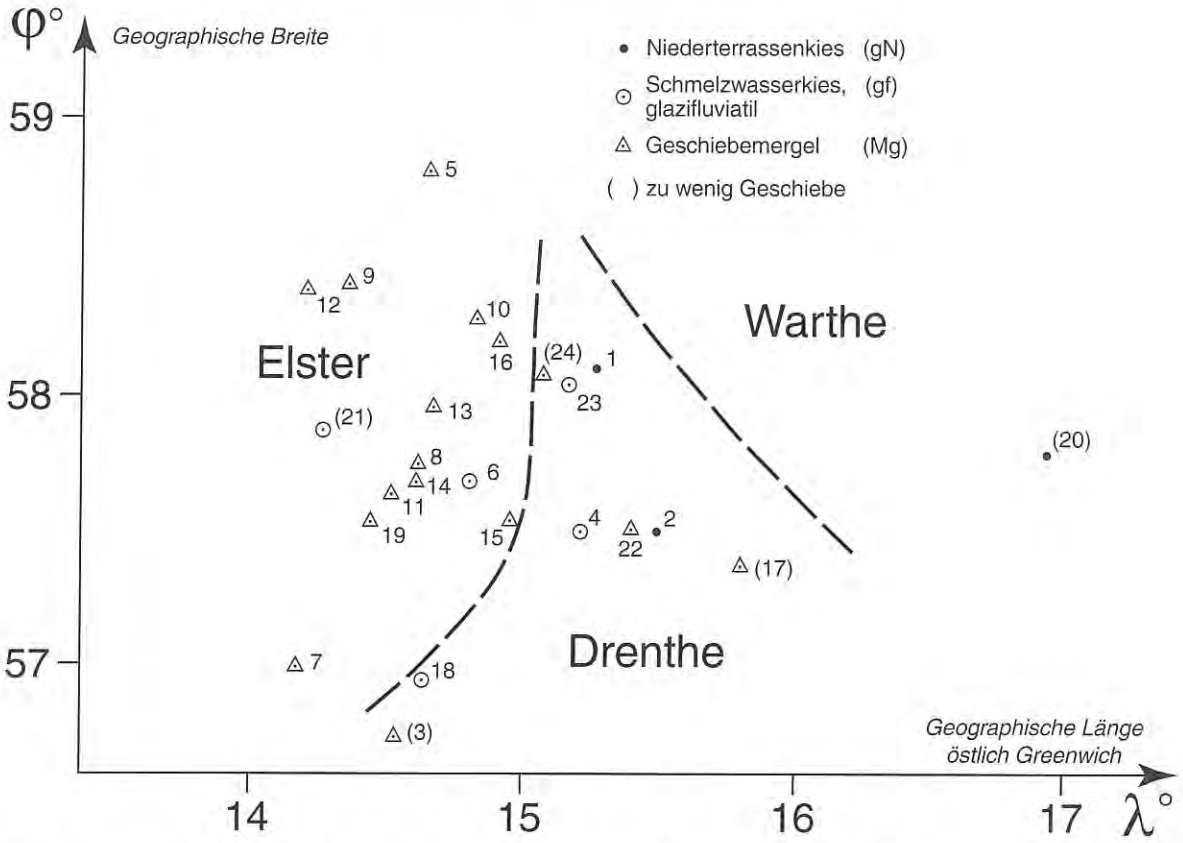


Abb. 3 Theoretische Geschiebezentren (TGZ) pleistozäner Sedimente aus Schacht Gorleben I (Nr. 1-16), hydrogeologischen Bohrungen (Nr. 17-21) und Aufschlüssen (22-24)

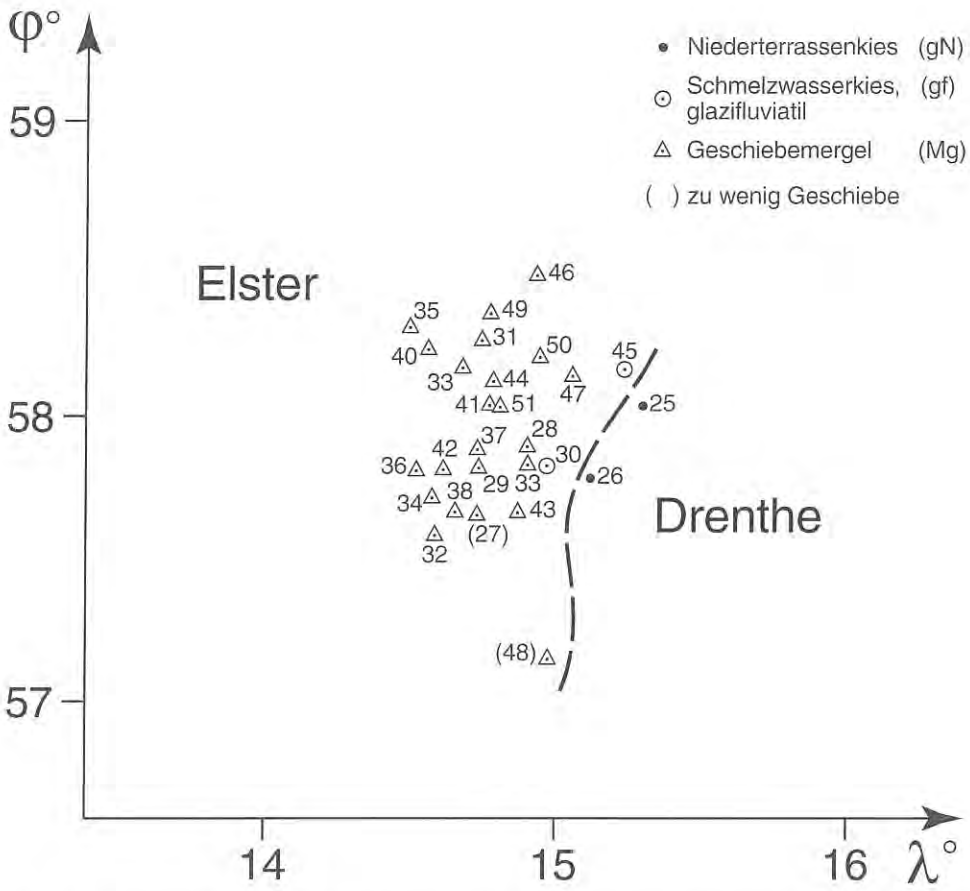


Abb. 4 Theoretische Geschiebezentren (TGZ) Pleistozäner Sedimente aus Schacht Gorleben II

stromtal der Elbe mit einer oft flächenhaften Ausräumung saalezeitlicher Sedimente zu rechnen ist, so daß elsterzeitliche oder auch tertiäre Schichten z.T. direkt unter dem Talsand anstehen (MEYER 1983, SCHRÖDER 1988). Die namentlich an der Basis der Niederterrasse (die lithologisch noch weiter aufteilbar ist) anstehenden Kiese spiegeln in ihrer Zusammensetzung die Beschaffenheit der aufgearbeiteten Schichten wider, jedenfalls an den wenigen Stellen, wo eine Beprobung möglich war wie in den Gorlebener Schächten.

Zusammenfassung

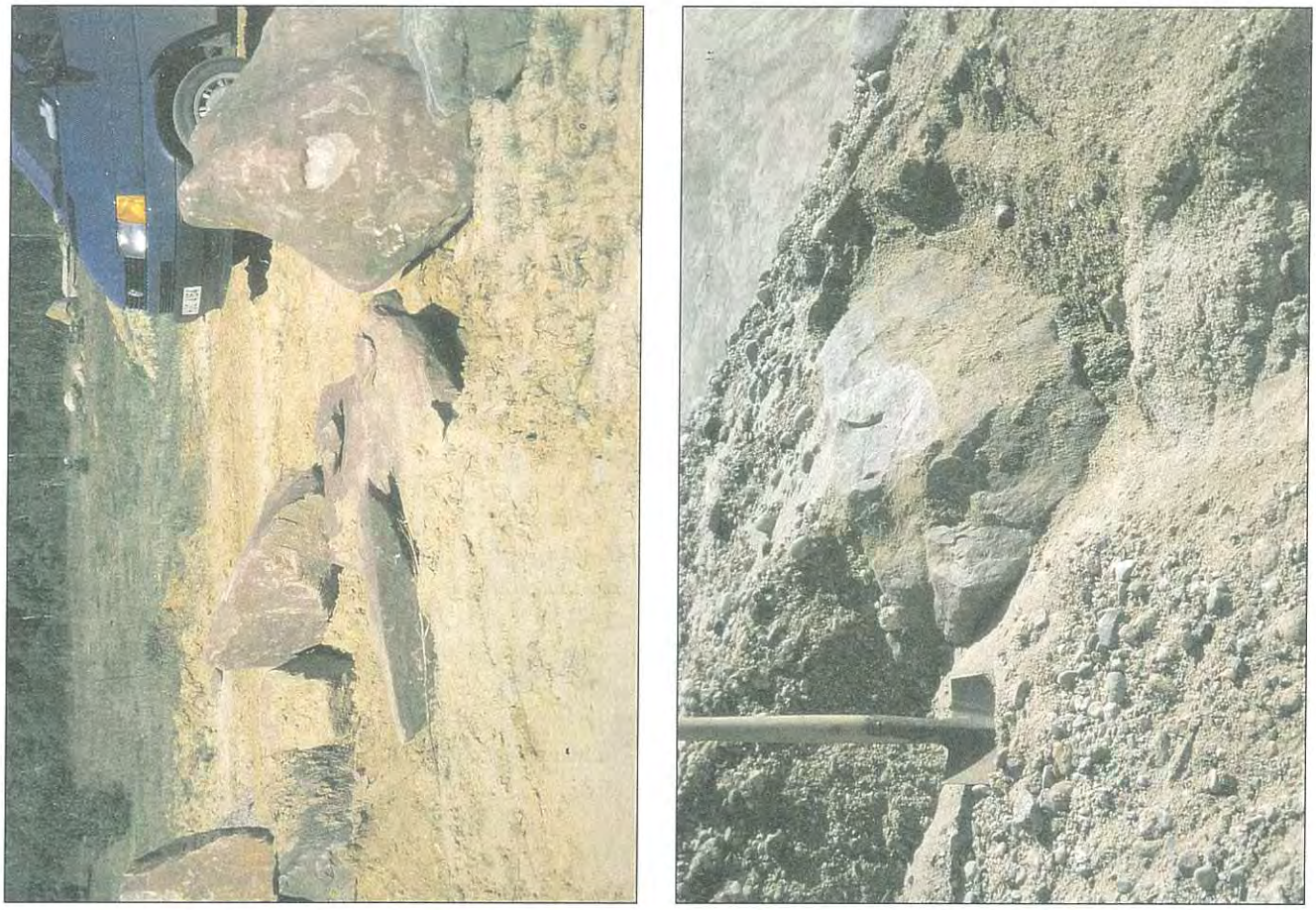
Es werden die Ergebnisse von rund 100 Leitgeschiebezählungen vorgelegt, die Hälfte davon stammt aus den Schächten Gorleben I und II, die übrigen aus Aufschlüssen und Bohrungen.

Im Hannoverschen Wendland sind fünf Eisvorstöße nachweisbar: 2 elsterzeitliche und 3 saalezeitliche. Die beiden elsterzeitlichen sind westfennoskandisch geprägt bei sehr starkem Zurücktreten des ostbaltischen Materials. Die Jüngere Elstermoräne ist von sehr stark sandiger Beschaffenheit ("Geschiebesand"). Von den saalezeitlichen Vorstößen werden die beiden ersten dem Drenthe-Stadium zugerechnet (Haupt- und Jüngeres Stadium), ihre Leitgeschiebespektren unterscheiden sich nicht, beide sind süd- bis mittelschwedisch dominiert. Die Grundmoräne des Jüngeren Stadiums und auch seine Vorstoßsedimente sind durch erhöhten Flint- und Oberkreidekalkstein-Gehalt ausgezeichnet. Der letzte Vorstoß, das Warthe-Stadium, ist durch ostbaltische Gesteine, d.h. Åland-Material, Dolomit und hohen Gehalt an paläozoischen Kalksteinen (u.a. Silur) gekennzeichnet.

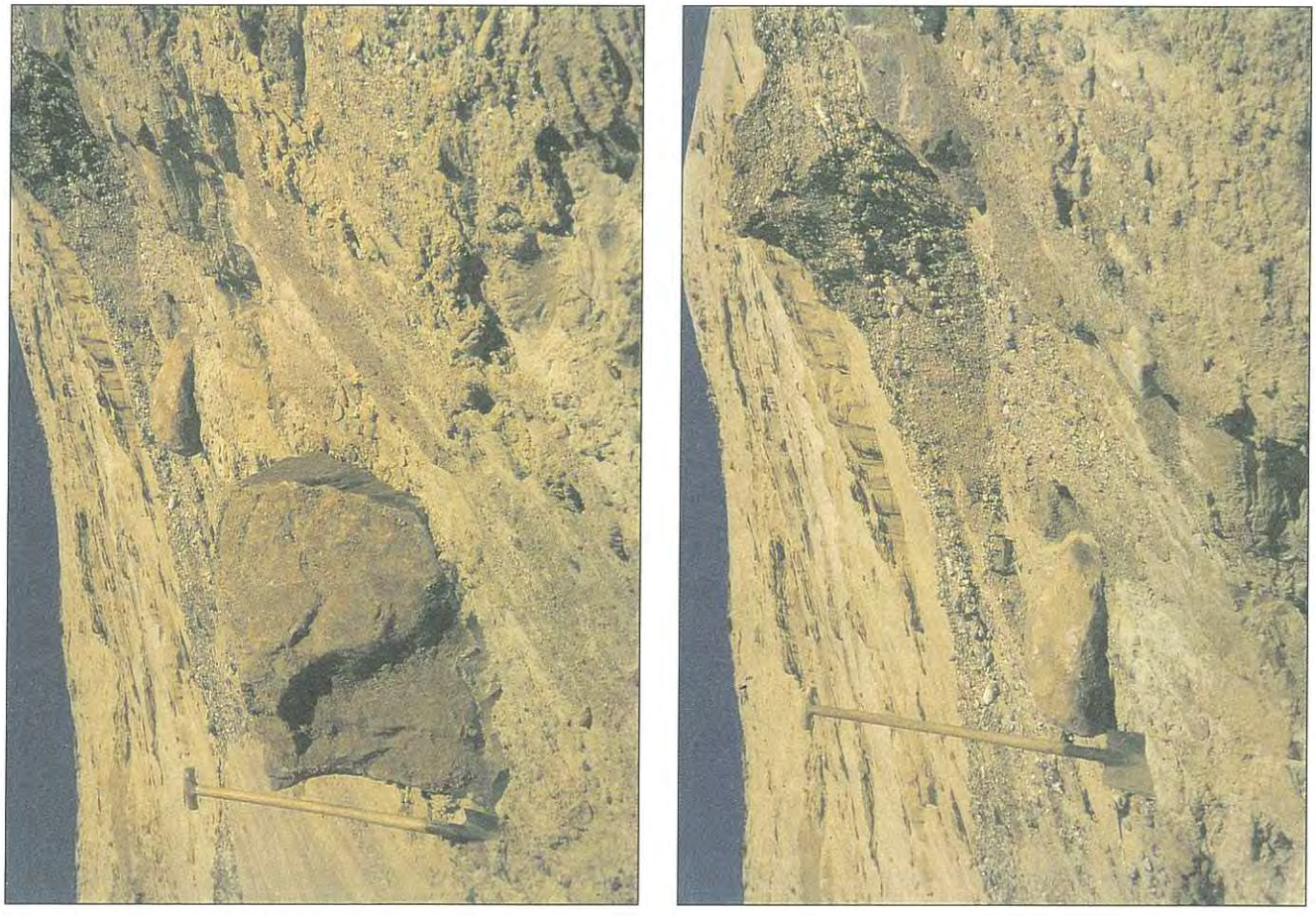
Summary

Stratigraphie investigations of glacial drift in the Hannoverian Wendland, Lower Saxony.
The results of about 100 counts of indicator erratics are presented; half of them originates from the Gorleben I and II shafts and half from outcrops and boreholes.

Altogether, five glacial advances can be proved in the Wendland: two are attributed to the Elsterian glacial stage and three to the Saalian glacial stage. The two Elsterian advances contain western Fennoscandian material and very small amounts of east Baltic material. The younger Elsterian till is very sandy. The first two Saalian advances can be attributed to the Drenthian stage (main and younger), their spectra of the index drift material do not differ, they contain predominantly south to central Swedish material and their erratics spectra are indistinguishable. The till of the younger Saalian stage and the outwash deposits are characterized by an elevated content of flint and Upper Cretaceous chalk. The last Saalian advance, the Warthe stage, is characterized by eastern Baltic rocks, i.e. Åland material, dolomite, and a large proportion of Paleozoic limestone, especially Silurian.



Taf. 1: Geschiebe von Jotnischem Sandstein. Sandgrube Kröte, TK 25 Nr. 3031 Clenze



Literatur

BEHRENDT, L. (1998): Vergleich der Grundmoränen des Saale-Glazials der Niederlausitz mit denen Nordwestdeutschlands, der Niederlande und Polens. – Brandenburgische Geowiss. Beitr. **5**, 2, S. 29-41, Kleinmachnow

BENNHOLD, W. (1931): Über den „Trebuser Sandstein" und seine Begleitgesteine. – Z. f. Geschiebeforsch. **7**, S. 150-154, Berlin

BENNHOLD, W. (1932): Konzentrische Entfärbungsringe (Liesegang'sche Ringe) auf rotem „Trebuser Sandstein". – Z. f. Geschiebeforsch. **8**, S. 184-187, Leipzig

BÜLOW W., v. (1969): Altpleistozäne Schotter (Loosener Kiese) in Südwestmecklenburg mit nordischen und südlichen Geröllen. – Geologie **18** ,5, S. 563-589, Berlin

CEPEK, A. G. (1969): Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. – Geologie **18**, 6, S. 657-673, Berlin

DUPHORN, K (1984): Quartärgeologische Ergebnisse und Probleme bei der Endlagerforschung Gorleben. – Ber.-Rep., Geol.-Pal. Inst. Univ. Kiel, 6, 47 S., Kiel

DUPHORN, K. (1987): Die quartäre Subrosion am Endlagersalzstock Gorleben – Eine vergleichende Betrachtung der Arbeitsmethoden, Bohrbefunde, Deutungen und sicherheitsgeologischen Bewertungen. – Meyniana **39**, S. 41-69, Kiel

DUPHORN, K. & U. SCHNEIDER (1983): Zur Geologie und Geomorphologie des Naturparks Elbufer-Drawehn. - Abh. naturwiss. Ver. Hamburg, N.F. **25**, S. 9-40, Hamburg

DÜRRE, W. (1981): Alt- und mittelpaläolithische Funde in Norddeutschland. – Veröfftl. urgeschichtl. Sammlung Landesmus. Hannover **26**, 324 S., Hildesheim

DÜRRE, W. (1991): Das Öring-Paläolithikum. – Jh. Heimatforsch. Heimatpflege, 138 S., Heimatbund, Soltau

EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – Schriftenr. geol. Wiss. **2**, 263 S., Berlin

EISSMANN, L. & T. LITT (Hrsg.), (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. – Altenburger Naturwiss. Forsch. **7**, 458 S., Altenburg

FLODÉN, T. (1973): De jotniska sedimentbergarternas utbredning i Östersjön. – Ymer, årsbock, S. 47-58, Stockholm

FLODÉN, T. (1984): Der Strukturbau im Seegebiet von Schweden. – Z. angew. Geol. **30**, 1, S. 2-16, Berlin

GAUGER, W. (1974/75): Geschiebekundliche Beiträge zur Geologie des Kreises Lüchow-Dannenberg – "Hannoversches Wendland". – 5. Jahresh. Heimatkundl. Arbeitskrs. Lüchow-Dannenberg, S. 125-136, Lüchow

GAUGER, W. & P. LAGING (1972/74): Die Mehlfiener Braunkohlenschluffgesteine (Kieselschluffe), ein neues Nahgeschiebe aus dem Drawehn. – Jb. Naturw. Verein Fürstent. Lüneburg **33**, S. 7-27, Lüneburg

GAUGER, W. & K.-D. MEYER (1970): Ostbaltische Geschiebe (Dolomite, Old Red-Sandsteine) im Gebiet zwischen Lüneburg und Uelzen. – Der Geschiebesammler **5**, 1, S. 1-12, Hamburg

GRIMMEL, E. (1971): Geomorphologische Untersuchungen in der nordöstlichen Lüneburger Heide. – Hamburger Geogr. Stud. **27**, 57 S., Hamburg

GROETZNER, J. P. (1972): Geschiebeführung und Stratigraphie saaleeiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) in Südwesten des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen). – Mitt. Geol. Inst. TU Hannover **11**, S. 1-75, Hannover

HÖFLE, H.-C. (1976): Der Eggestedter Kiesrücken nördlich von Bremen – eine elsterzeitliche Kames-Bildung. – Abh. Naturwiss. Ver. Bremen **38**, 2, S. 261-272, Bremen

HÖFLE, H.-C. (1986): Die jüngere quartäre Geschichte. – In: Hannoversches Wendland – Führer zu den archäologischen Denkmälern in Deutschland. – **13**, S. 13-23, Stuttgart

HOFFMANN, K. & MEYER, K.-D. (1997): Leitgeschiebezählungen von elster- und saalezeitlichen Ablagerungen aus Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. – Leipziger Geowissenschaften **5**, S. 115-128, Leipzig

KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. – S. 148-170, Stuttgart (Borntraeger)

KUSTER, H. & K.-D. MEYER (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. – Eiszeitalter u. Gegenwart **29**, S. 135-156, Hannover

LUDWIG, R. R. (1993): Die Quartärprofile der Schächte Gorleben 1 und 2. – Z. angew. Geol. **39**, 2, S. 78-83, Stuttgart

LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. - Geol. Jb. **75**, S. 361-418, Hannover

MEYER, K.-D. (1965): Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. – Eiszeitalter u. Gegenwart **16**, S. 47-60, Öhringen/Württ

MEYER, K.-D. (1970): Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch-Oldenburgischen Geestrückens. – Abh. naturw. Ver. Bremen **37**, 3/2, S. 227-246, Bremen

MEYER, K.-D. (1980): Quartäre Tektonik im Unterelbe-Gebiet? – Z. dtsch. geol. Ges. **131**, S. 530-546, Hannover

MEYER, K.-D. (1983): Zur Anlage der Urstromtäler in Niedersachsen. – Z. Geomorphologie, N.F. **27**, 2, S. 147-160, Berlin-Stuttgart

MEYER, K.-D. (1989): Bericht über Ergebnisse von Leitgeschiebe-Zählungen aus dem Schacht Gorleben I. – 12 S., Archiv NLfB, Nr. 105877, Hannover (unveröff.)

MEYER, K.-D. (1992): Bericht über Ergebnisse von Leitgeschiebe-Zählungen aus dem Schacht Gorleben II. – 12 S., Archiv NLfB, Nr. 110056, Hannover (unveröff.)

MEYER, K.-D. (1994): Exkursionsführer zur Quartärgeologie des nordöstlichen Niedersachsen. – Geschiebekunde Aktuell, Sonderh. 4, 36 S., Hamburg

MEYER, K.-D. (1998): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover **38**, S. 178-188, Hannover

MÜLLER, H. (1986): Altquartäre Sedimente im Deckgebirge des Salzstockes Gorleben. – Z. dt. geol. Ges. **137**, S. 85-95, Hannover

POBLOZKI, v., B. (1995): Quaternarygeology of the Altmark region. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & Ph. GIBBARD (Hrsg.): Glacial Deposits in North-East Europe, S. 473-484, Rotterdam (Balkema)

REINSCH, D. (1976/77): Bemerkungen zu Glimmersanden von Groß Gusborn. – In "Hannoversches Wendland". – 6. Jahresh. Heimatkdl. Arbeitskr. Lüchow-Dannenberg, S. 37-42, Lüchow

Schäfer, D. (1997): Untersuchungen zum frühsaalezeitlichen Paläolithikum von Woltersdorf (Landkreis Lüchow-Dannenberg). – In: Beiträge zur Steinzeit in Niedersachsen I. Veröff. Urgesch. Samml. Landesmuseum Hannover **47**, S. 11-139, Oldenburg

Schröder, P. (1988): Aufbau und Untergliederung des Niederterrassenkörpers der Unterelbe. – Mitt.geol. Inst. Univ. Hannover **27**, 119 S., Hannover

Schuddebeurs, A. P. & W. H. Zwenger (1992): Opvallende zwerfstenen IV. Trebuser zandsteen. – Grondboor & hamer, No. 4/5/6, S. 106-110, Maastricht

Smed, P. (1994): Steine aus dem Norden (übers. von J. Ehlers). – 194 S., Berlin (Borntraeger)

Steguweit, L. (1997): Steinzeitartefaktfunde aus saalezeitlichen Schottern bei Lübbow (Lkr. Lüchow-Dannenberg) – Sammlung H. Leunig. – Magisterarb. Geowiss. Fakultät Univ. Tübingen, 122 S., Tübingen

Zandstra, J. (1999): Noordelijke zwerfblokken in de zandgroeve te Maarn. – Grondboor & Hamer **53**, 5, S. 101-105, Maastricht

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. K.-D. Meyer
Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
PF 51 01 53
30631 Hannover

LANDESAMT

Jubiläen

Ihren 60. Geburtstag begingen folgende Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des LGRB:

Frau Giesela John (09.01.2000),
Mitarbeiterin im Dezernat Archive/Bibliothek/Vertrieb

Herr Dr. Wolfgang Bartmann (11.01.2000),
Dezernatsleiter Archive/Bibliothek/Vertrieb

Frau Renate Birkenstaedt (16.03.2000),
Mitarbeiterin im Dezernat Geochemie

Frau Jutta Christoph (25.06.2000),
Sekretärin des Direktors

Herr Fritz Obermann (02.07.2000),
Technische Dienste

Frau Sigrun Voigt (16.07.2000),
Dezernat Archive/Bibliothek/Vertrieb, Bibliotheksleiterin

Herr Horst Beer (25.07.2000),
Dezernatsleiter Tiefengeologie

Die Leitung und die Mitarbeiter des geologischen Landesamtes wünschen allen Jubilaren Gesundheit, Schaffenskraft und ein weiterhin sehr erfolgreiches Wirken im Interesse der Landesgeologie Brandenburgs.

Anmerkung der Redaktion:

Im Heft 2/99 sind auf Seite 22 und 25 in Tabelle 2 (Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000 - Herausgabestand der brandenburgischen Einheitsblätter und Blätter mit brandenburgischen Flächenanteilen) folgende Bearbeiter zu ergänzen:

Blatt Belzig - Behrendt, L.

Blatt Cottbus u. Wittstock - Berner, K.

Die vollständige Liste der Bearbeiter ist im Archiv des LGRB einsehbar.

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 127–136	3 Abb., 4 Tab., 14 Lit.

Zur Geologie der Jahrstedt-Steimker Endmoräne (Sachsen-Anhalt)

LJUBA STOTTMEISTER

1. Einleitung

Erosionsreste einer drenthestadialen Stauchendmoräne befinden sich nur wenige Kilometer südwestlich der warthestadialen Eisrandlage auf der GK 25, Blatt 3431 Parsau, das ca. 60 km nordwestlich von Magdeburg und ca. 80 km nordöstlich von Hannover liegt (Abb. 1).

Die Neukartierung des Blattes, das bereits 1928 durch O. HAUSBRAND geologisch-agronomisch aufgenommen, aber nicht gedruckt wurde, begann 1992 auf dem niedersächsischen Teil (HINZE, C. & H. MENGELING). Die Arbeiten auf dem sachsen-anhaltinischen Teil des Blattes beanspruchten den Zeitraum von 1993 bis 1994 (STOTTMEISTER, L. & U. UHLIG).

Die engmaschig angesetzten Peilstangenbohrungen (z. T. im 50 m Abstand) wurden von Drillbohrungen begleitet. In die Auswertung flossen auch Befunde aus ingenieurgeologischen, hydrogeologischen und lagerstättenkundlichen Bohrungen der letzten Jahrzehnte ein. Die 1996 durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung Hannover (NLfB) herausgegebene geologische Karte, Blatt 3431 Parsau (MENGELING, H. & L. STOTTMEISTER) entstand auch mit Hilfe von 25 quartärgeologischen Schnitten, die ein Gesamtbild über die geologischen Verhältnisse in diesem Raum vermitteln. Besonderes Interesse galt dem Bau der Stauchendmoräne, die zwischen Steimke, Jahrstedt und Zicherie kartiert wurde. Es sollten u. a. Fragen zur ihrer Entstehung, dem Alter und der Beziehung anstehender Schichten zum tieferen Untergrund geklärt werden. Die Zusammensetzung der Geschiebemergel und der in der Endmoräne verschuppten Tone wurde mit Hilfe von Korngrößenanalysen (NOWAK, S. & G. PLÖTZ) und Röntgendiffraktometrie (G. KNUTH) ermittelt. Die Alterseinstufung der Sedimente war z.T. mit Hilfe von Pollenanalytik (H. BLUMENSTENGEL) und Kleingeschiebestatistik möglich.

Als Kartierungsergebnisse werden hier nicht nur die geologischen Schnitte durch die Endmoräne vorgestellt, sondern in der schematischen Darstellung der Schuppen an der Oberfläche wurde auf Anregung von Herrn R. Kunert (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt, GLA-LSA) ein Versuch unternommen, das Ausstreichen, die Lage und die Zusammensetzung der einzelnen Schuppen sowie die Stauchrichtung zu bestimmen (Abb. 2).

2. Regionale Lage

Im Osten und Norden durch die Ohre umflossen, im Süden und Westen von der Drömling-Niederung bzw. deren Ausläufer begrenzt, hebt sich die Endmoräne mit Höhen zwischen 90 und 97 m NN deutlich von der Umgebung ab. Ihre Asymmetrie wird im Relief durch den verhältnismäßig steilen Geländeabfall nach Norden und Nordosten zur Ohre hin (auf 62-65 m NN) und durch den flachen Übergang nach Süden in die Drömling-Niederung (ca. 56 m NN) verdeutlicht.

Der relativ tief eingeschnittene und schmale Lauf der Ohre trennt die drenthestadiale Endmoräne von der östlich anschließenden und schwach zur Ohre geneigten warthestadialen Sander-Hochfläche mit Geländehöhen zwischen 61 und 77 m NN.

3. Geologischer Überblick

Regionalgeologisch befindet sich die Jahrstedt-Steimker Endmoräne im Bereich des nordwestlichen Endes der Scholle von Calvörde am Südrand des norddeutschen Beckens. Der herzynisch (NW-SE) streichende Haldensleben-Abbruch trennt die Scholle von Calvörde von der südwestlich anschließenden Flechtingen-Roßlau-Scholle (Nomenklatur nach KOCKEL 1998). Unmittelbar östlich der Endmoräne wird die Scholle von einer rheinisch streichenden (SSW-NNE) Störungszone durchquert, an die der Salzstock Jahrstedt gebunden ist (Abb. 2).

Die Zechsteinbasis liegt bei etwa 1500 m Teufe, im Salzstock Jahrstedt stieg das Zechsteinsalinar bis ca. 100-150 m Teufe unter Gelände auf und ist hier lediglich von tertiären und pleistozänen Bildungen bedeckt. Unter den känozoischen Sedimenten sind die Randsenken des Salzstockes mit ca. 1400 m mächtigen Tafelsedimenten gefüllt, die aus einer Wechsellagerung kontinentaler und mariner Gesteine der Trias und des Juras bestehen. Die Schichten der Oberkreide blieben vermutlich nur in der östlichen sekundären Randsenke des Salzstockes erhalten.

Die quartäre Akkumulation begann im Pleistozän mit elsterkaltzeitlichen Vorschüttsanden und Grundmoräne, die nur lükkenhaft erhalten geblieben sind. Während der Saale-Kaltzeit ist die Sedimentation mit glazifluviatilen Sanden und Beckensedimenten fortgesetzt worden, bis die Grundmoräne des älteren Drenthe-Stadiums das Gebiet überzog. Während einer Stillstandsphase des Eisrandes kam es zwischen Steimke,

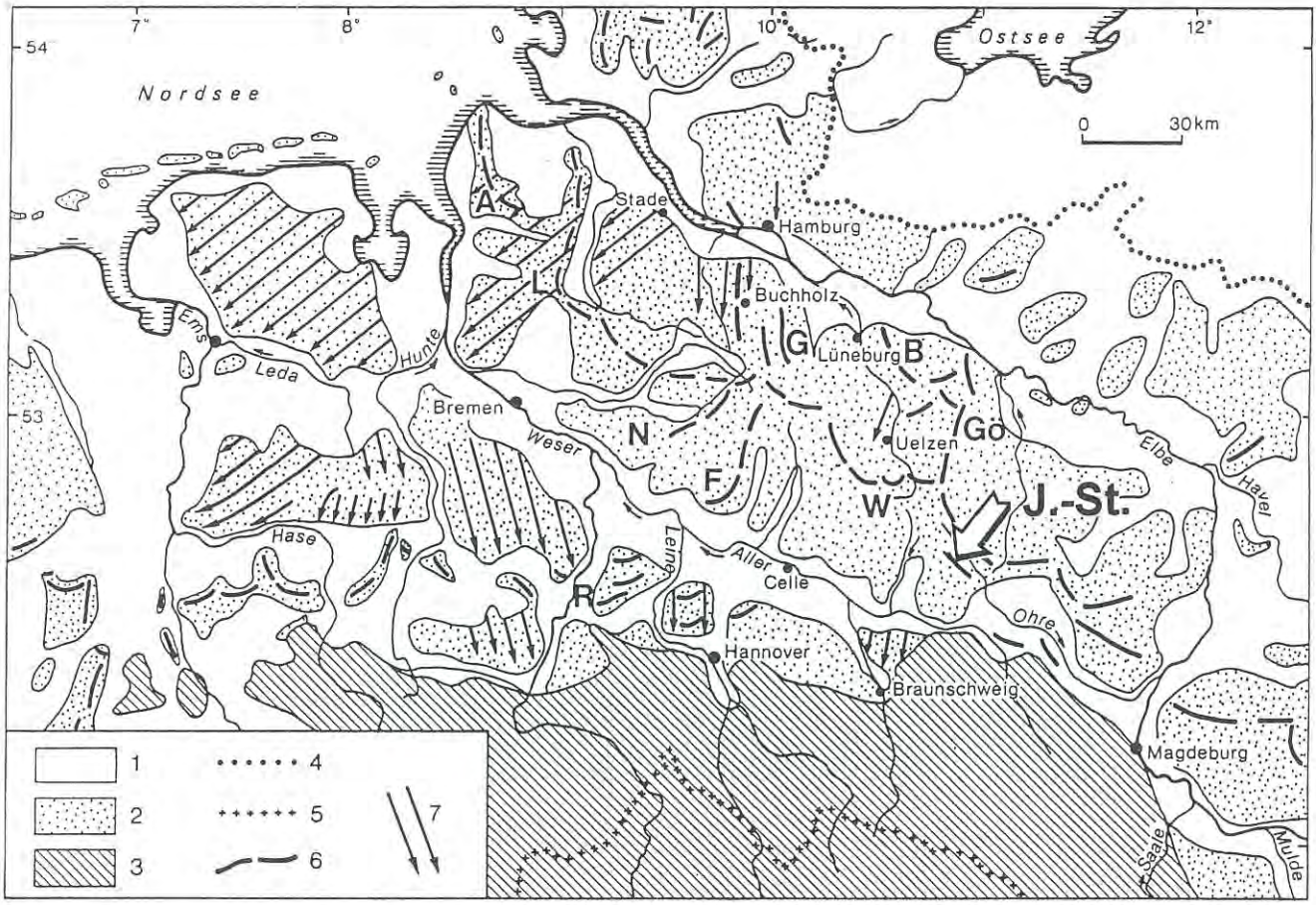


Abb. 1 Lage der Jahrstedt-Steimker Endmoräne (J.-St.) innerhalb der morphologischen Gliederung von HÖFLE (1991) 1 – Niederungen, weichselkaltzeitliche Sande, Marschen., 2 – pleistozäne Hochflächen ("Geest"), 3 – Mittelgebirge (Mesozoikum-Paläozoikum), 4 – Maximalausdehnung des Weichsel-Eises, 5 – Maximalausdehnung des Saale-Eises, 6 – wichtige Endmoränen: R = Rehburger Phase, F = Falkenberg-E., N = Neukirchener-E., A = Altenwalder-E., L = Lamstedter Phase, W = Warthe-Stadium (Maximalausdehnung), G = Garlstorfer-E., B = Barendorfer-E., Gö = Göhrde-E., 7 – Fließrichtungen des Haupt-Drenthe-Inlandeises auf Grund subglazialer Strukturen nach K.-D. MEYER (1983)

Zicherie und Jahrstedt zur Bildung einer Stauchendmoräne mit Integration von Tertiärschollen, die später weitgehend erodiert wurde. Vorschüttsande des jüngeren Drenthe-Stadiums verschleiern großflächig den hier verschuppten Untergrund. Der warthestadiale Gletscherrand verlief weiter nordöstlich etwa entlang der Linie Jübar-Mellin-Klötze und hinterließ einen Sander, dessen Wasser das heutige Ohretal schuf bzw. die eventuell seit der Drenthe-Zeit existente Abflußbahn nutzte.

Die saalekaltzeitliche Oberfläche ist während der Weichsel-Kaltzeit periglaziär verändert (Fließerden, Geschiebedecksande, Flugsande) und im Holozän in die Bodenbildung einbezogen worden.

4. Känozoische Schichtenfolge im Bereich der Endmoräne

4.1 Tertiär

Die tertiäre Schichtenfolge beginnt mit eozänen Ablagerungen, die in ca. 60 m Teufe ungestört unter der Endmoräne an ihrem Ostrand liegen. Die tonigen, glaukonitischen Feinsande wurden in der Bhrg. 22 mit ca. 200 m Mächtigkeit durchteuft und als Untereozän 1 eingestuft (Abb. 3g).

Oligozäne Ablagerungen sind unter der Endmoräne nicht angetroffen worden. Dagegen kommen sie im Bereich der Endmoräne sehr oft in Form von Schollen an der Oberfläche anstehend vor. Die schluffigen Tone wurden durch zahlreiche Peilstangen- und einige Drillbohrungen mit ca. 10 m Mächtigkeit z. T. durchteuft bzw. mit Hilfe der Geoelektrik von den liegenden pleistozänen Schichten abgegrenzt (s. Bhrg. G 13 und G 31, Abb. 3b, d, f). In umgelagerter Form kommen die Tone auch innerhalb der pleistozänen Sedimente vor. Am Nordende der Endmoräne liegen sie z. B. in 14-28 m Teufe zwischen zwei Geschiebemergelpaketen (Bhrg. G 70, Abb. 3f). Paläontologische Untersuchungen der Tone haben Foraminiferenfaunen erbracht, die von F. GRAMANN (NLfB, freundl. mündl. Mitteilung) in das Oligozän, Rupel 2 und 4 nach SPIEGLER (1966) eingestuft wurden. Die gleichen Proben konnten von H. BLUMENSTENGEL (GLA-LSA) palynologisch als kennzeichnend für die Pollenzone 20 nach DÖRING, KRUTZSCH u. a. (1966) ausgewiesen werden. Die ebenfalls vorkommende Dinoflagellatenvergesellschaftung ist nach A. KÖTHE (NLfB, freundl. mündl. Mitteilung) biostratigraphisch nicht sehr aussagekräftig, es treten vorwiegend Durchläufer vom Eozän bis zum Oligozän auf.

Es handelt sich hier sicher um den Rupelton, der in der Jahrstedt-Steimker Endmoräne in Form von Schollen in glaziären Schuppen eingelagert (tol//Shl) ist. Da im Untergrund und innerhalb von drenthestadialen Sedimenten kein Rupelton nachgewiesen worden ist, muss er in Verbindung mit der elsterkaltzeitlichen Vergletscherung stehen. Das Elster-Eis brachte die Schollen aus dem Norden und Nordosten mit, wo sich zahlreiche aktive Salzstöcke (z. B. Riestedt) befinden.

Für die schwach glaukonitischen Feinsande, die am Südwestrand ungestört unter der Endmoräne in 45 m Teufe liegen (Bhrg. G 31, Abb. 3d, f), wurde postoligozänes Alter ermittelt. Es sind lagunäre Randbildungen, die keine Mikrofauna enthalten, dafür aber reichlich Phytoplankton, welches mit dem Nachweis von *Acritarchen, Prasinophycaeen, Cymatiosphaera, Pediastrum* und reichlich *Botryococcus* marin beeinflußte Sedimente mit verminderter Salinität (Brackwasser) anzeigt. Neben einer wahrscheinlich miozänen Pollenvergesellschaftung mit bestachelten *Tsuga*-Formen treten auch umgelagerte untereozäne Pollenformen (z. B. *Thomsonipollis, Interpollis*) auf. Es könnte sich um zeitlich analoge Randbildungen der Cottbus-Folge bzw. der Sülstorfer, Rogahner oder Mölliner Schichten oder der Malliß-Folge oder aber auch um pleistozäne Beckenschluffe handeln.

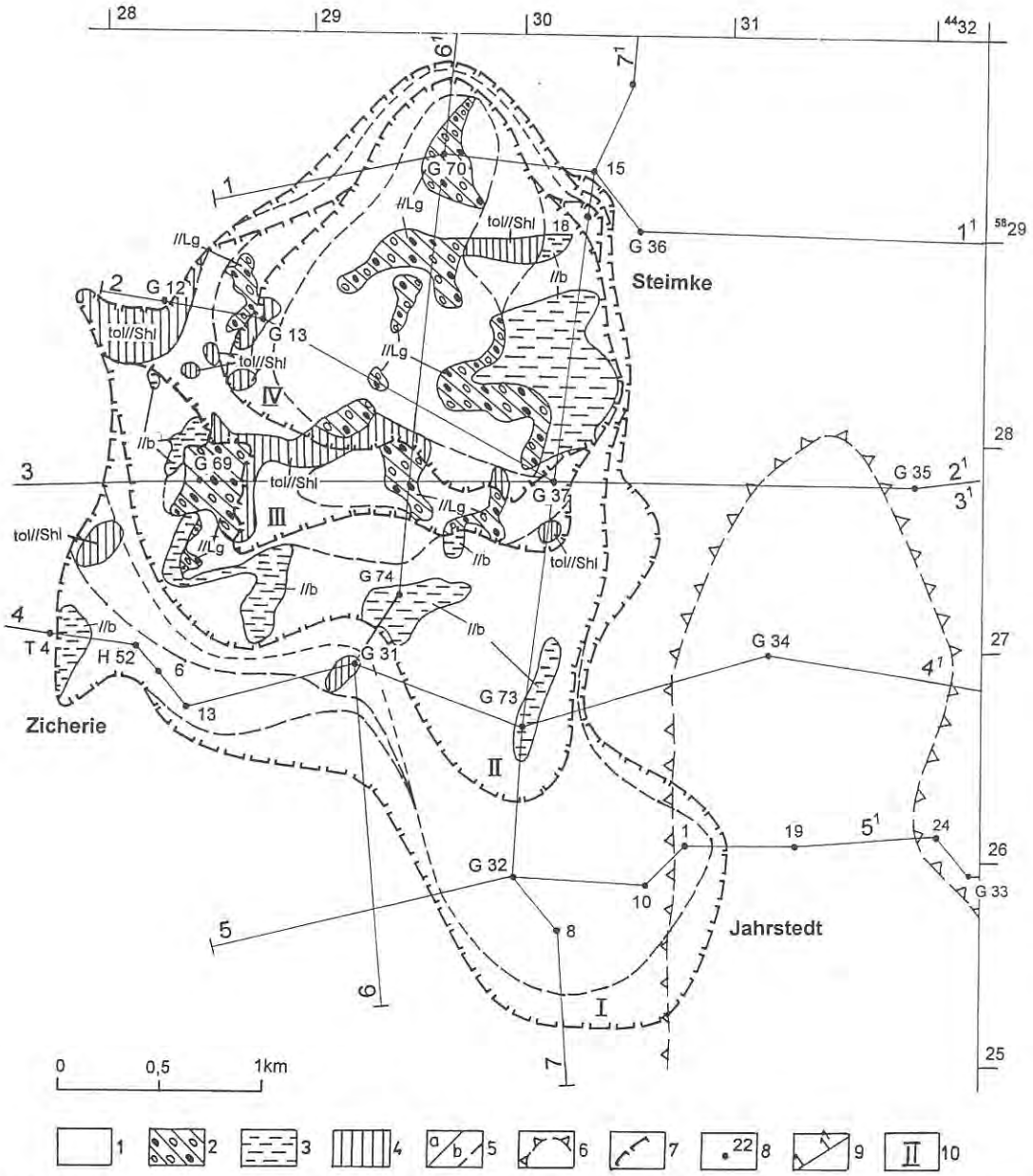


Abb. 2 Schematische Darstellung der Schuppen an der Oberfläche der Jahrstedt-Steimker Endmoräne
1 – nicht weiter gegliederte, mehr als 2 m mächtige Hülle aus holozänen, weichselkaltzeitlichen und warthestadialen Sedimenten; durch Druck von Gletschereis aufgepresste quartäre Ablagerungen unbestimmten Alters: 2 – Geschiebelehm (///Lg), 3 – Beckenschluff (//b); 4 - durch Druck von Gletschereis aufgepresste tertiäre (oligozäne) Schollen (tol//Shl); 5 - Schichtgrenze: a) an der Oberfläche, b) verdeckt; 6 – maximale Ausdehnung des Salzstockes Jahrstedt im Untergrund (nach Seismik); 7 - glazigene Scherflächen; 8 – Bohrungen; 9 – Schnittspuren; 10 – Reihenfolge bzw. Nummer der Schuppen. Salzstockgrenzen im Untergrund nach Burchardt *(1974)*

4.2 Quartär

Die Sedimente des Quartärs sind im Bereich der Endmoräne ca. 80 m mächtig. Sie beginnen bereits an der Basis mit nordischem Material des Pleistozäns und wurden während der Elster- und Saale-Kaltzeit (Drenthe-Stadium) abgelagert. Die in die Stauchung einbezogenen Sedimente sind meist von ungestörten pleistozänen Bildungen unterlagert. Ein direkter Kontakt der Schuppen zum tertiären Untergrund ist im zentralen Bereich der Endmoräne zu erwarten (Abb. 3b, c, f).

Die Pleistozänbasis befindet sich unterhalb der Endmoräne bei +10 m NN, kann aber auch +22 m NN erreichen (Bhrg. G 31, Abb. 3f). Am Südende der Moräne, die hier über dem Nordhang einer schmalen, West-Ost-Nordost verlaufenden elsterkaltzeitlichen Rinne liegt, wird die Pleistozänbasis unter -20 m NN vermutet. Im geoelektrischen Profil (RAPPSILBER 1993) sind die Umrisse der Pleistozänbasis relativ gut sichtbar, auch die Abgrenzung des gestauchten Körpers von unterlagernden Sanden war z. T. möglich. Die Schuppenstruktur der Endmoräne konnte allerdings mit geoelektrischen Messungen nicht erfaßt werden.

4.2.1 Elster-Kaltzeit

Als älteste pleistozäne Sedimente füllen elsterkaltzeitliche glazifluviatile Sande und Kiese (qe//gf) die Rinne im östlichen und südlichen Vorland der Endmoräne (Abb. 3b-g). Die subglaziär abgelagerten, hellbräunlichgrauen, schwach kohligen Mittel- und Grobsande sind im Rinnenzentrum ca. 20-30 m mächtig. An der Basis kontaktieren sie vermutlich nicht nur mit tertiären Ablagerungen, sondern örtlich auch mit den Auslaugungsrückständen des Salzstockes Jahrstedt (Abb. 3b-e). Die Abgrenzung zu den drenthestadialen Schmelzwassersanden ist unsicher.

Die max. 20 m mächtigen Relikte der elsterkaltzeitlichen Grundmoräne (qe//Mg) wurden ausschließlich im Hinterland der Endmoräne angetroffen. Sie bilden hier z. T. direkt die Basis der untersten Schuppe I (Bhrg. G 36 und G 70, Abb. 3a, f). Der meist dunkelbraune Geschiebemergel stellt ein kalkiges Ton-Schluff-Sand-Gemisch dar, wobei der Sandgehalt sehr hoch ist (Tab. 1).

mit 0,6-1,2% vertreten. Es wird angenommen, dass es sich hier um einen feuersteinarmen Basisbereich der Elster-Grundmoräne handelt, der viel Quarz und einheimisches Material aus präglazialen fluviatilen Ablagerungen enthält.

Ein Vergleich der Analysenergebnisse der ungestört lagernden elster- und saalekaltzeitlichen Geschiebemergel mit dem in der Endmoräne verschuppten war beim Versuch, die Sedimente einzelnen Schuppen zuzuordnen z. T. sehr hilfreich und wird später diskutiert.

4.2.2 Saale-Kaltzeit

Die spätelsterkaltzeitlichen Lauenburger Tone sind von MENGELING westlich der Endmoräne nachgewiesen worden. Holsteinwarmzeitliche Sedimente wurden in der Umgebung nicht erbohrt, so dass in ungestörten Bereichen der Endmoräne die Ablagerungen aus dem Drenthe-Hauptvorstoß direkt den elsterkaltzeitlichen, örtlich auch tertiären Bildungen aufliegen.

Drenthe-Stadium, Haupt-Vorstoß

Schmelzwasserablagerungen (qD1//gf) bilden eine großflächige Unterlage aus Sanden und Kiesen unter dem gestauchten Bereich. Die ursprüngliche Mächtigkeit der normalgelagerten Sedimente wurde stellenweise durch die Verschuppung bis auf 1,0 m reduziert (Bhrg. G 70, Abb. 3a, f). Im zentralen Teil fehlen sie unter der Endmoräne auf einer sich Süd-Nord erstreckenden Fläche von ca. 0,5 km x 1,8 km sogar völlig und sind hier vollständig in die Verschuppung einbezogen worden (Abb. 3b, c, f). Unter dem Südteil der Endmoräne können sie in der normalen Lagerung ca. 35 m mächtig sein.

Die hellgraubraunen bis dunkelbraunen Mittelsande enthalten Feinsand-, Grobsand- sowie Kieslagen und sind immer kalkhaltig. An der Basis kommen örtlich auch kalkfreie, stark kiesige Sande vor, die im Niveau von +20 m bis +22 m NN liegen (Bhrg. G 31, G 36; Abb. 3a, f). Die gut gerundeten Kiese darin bestehen aus Quarzen und Quarziten, Kieselschiefern und einheimischen Porphyren sowie angewittertem Kristallin und kantengerundeten, angewitterten Feuersteinen. Eventuell stellen diese basalen Sande Reste der frühsaalekaltzeitlichen fluviatilen Schotter dar (qs1//f),

Tab.1 Kornverteilung in ungestörtem Geschiebemergel (Masse-%)

Kaltzeit	Bohr.	Probe	Teufe (m)	Ton	Schluff	Sand	Kies
Saale (Haupt-Drenthe-Vorstoß)	G 32	12	35,0-38,0	24	29	44	3
	G 33	13	42,0-48,0	16	41	41	2
	G 34	14/15	48,0-54,0	21-22	28-29	47-49	2
Elster	G 36	19	44,5-56,0	18	24	57	1-4
	G 70	12a	46,0-50,0	15	22	62	1

Die Ergebnisse der kleingeschiebestatistischen Untersuchungen zeigen, dass insbesondere die Basisproben 20 und 12a durch einen relativ hohen Anteil an Quarz, Sedimenten und einheimischen Porphyren bei gleichzeitiger Feuersteinarmut (2,3%) auffallen (Tab. 3). Die frischen Feuersteine sind nur die unter drenthestadialen glaziären Bildungen in situ liegen, bzw. aus der unmittelbaren Umgebung umgelagert worden. Nach oben zeigen die Sande deutliche Merkmale von Mischschottern (s. Anteile an Kalk, nordischem Kristallin und an Feuerstein, Tab. 2).

Tab. 2 Zusammensetzung der Schotter (in Korn-%, Fraktion 4-10 mm) an der Basis des Glazifluviatils in der Bhrg. G 31.

Teufe (m)	Quarz	Quarzit	Kiesel-schiefer	einheim. Porphyre	Kristal-lin	Flint	Kalk-stein	Stratigraphie/ Genese
38-40	24	15	1	3	30	13	8	qD1//gf+qs1//f
43-45	53	12	3	2	19	9	1	qs1//f

Reste der ungestört und im wesentlichen flach gelagerten Drenthe-Haupt-Grundmoräne (qD1//Mg) stellen einen gewissen Leithorizont in der Umgebung der Endmoräne dar. Sie werden nur örtlich von Beckenablagerungen (qD1//b) unterlagert, die durch unterschiedlich mächtige, graubraune bis dunkelbraune, feingebänderte, kalkige, schluffige Feinsande und Tone vertreten sind (Abb. 3a, g).

Die Basis der Grundmoräne liegt zwischen Steimke und Jahrstedt mit +30 bis +35 m NN relativ hoch. Im Bereich der im Osten angrenzenden Rinne über dem Nordrand des Salzstokkes ist sie dagegen bei +10 m NN und darunter zu suchen (Bhrg. G 33, G 34, G 35; Abb. 3b-e). Die Restmächtigkeiten der unter den glaziären Schuppen ungestört liegenden Grundmoräne sind in Abhängigkeit von der Tiefe der Stauchwirkung unterschiedlich, von 2-6 m (Bhrg. G 31, G 32, G 37) bis 11 m (Bhrgn. G 69, G 73; Abb. 3c, f, g). Im nördlichen Hinterland fehlt sie innerhalb eines halbkreisförmigen Gebietes sogar völlig, hier wurde sie samt Beckenablagerungen in die Stauchung einbezogen.

Die meist dunkelgraubraune, z. T. grünliche, kalkige Grundmoräne ist dolomitfrei. Im Geschiebebestand zeichnet sie sich durch einen Feuersteingehalt von ca. 11 % aus sowie durch hohe Anteile an Quarz, einheimischen Porphyr, Pyrit, Markasit und Kieselschiefer (Tab. 3, s. Pr. 13-15). Die Werte deuten auf ihre basalen Teile hin, die aufgenommenes frühsaalekaltzeitliches fluviatiles Material führen. Die fehlenden höheren Teile sind hier in die Verschuppung einbezogen worden.

Nach Sedimentationsanalysen ist die drenthestadiale Grundmoräne reicher an Ton und Schluff als die sehr sandige elsterkaltzeitliche (vgl. Tab. 1). Im Geschiebebestand zeichnet sich die letztere durch höhere Kristallinanteile und sehr geringe Feuersteingehalte aus (Tab. 3).

Lagerungsverhältnisse im Bereich der Endmoräne

Der Bereich der Stauchmoräne ist durch kleinräumigen Wechsel unterschiedlich alter geologischer Schichtenfolgen charakterisiert (Abb. 2). Besonders auffällig sind die oligozänen Tone, die außerhalb der Endmoräne nirgends an der Oberfläche angetroffen wurden. HAUSBRAND (1934) beschrieb diese Tone aus dem Aufschluß am Büchenberg als stark gestörte, steil emporgepreßte Schichten, an deren Flanken glazifluviatile Sande angelehnt sind (s. auch Bhrg. G 13, Abb. 3b). Die letzteren führen aufgearbeitetes Tertiärmaterial und gehören der

Tab. 3 Kleingeschiebebestand im Geschiebemergel (Fraktion 4-10 mm, in Korn-%).
+Kr: Kristallin, PS: paläozoische Schiefer, ^qz: Quarzit, ^if ges: Feuerstein gesamt, ^if fr: Feuerstein frisch, ^k: Kalkstein, ^s: Sandstein, ^u: Schluffstein, +P: Porphyr, Q: Quarz, ^ti: Kieselschiefer, „py": Pyrit, einheimisches MZ: Mesozoikum, PZ: Paläozoikum. qD1: Saale-Kaltzeit, Drenthe-Hauptvorstoß; qe: Elster-Kaltzeit, //Lg,Mg: durch Druck von Gletschereis aufgepresste Schollen von Geschiebelehm, -mergel unbestimmten (bzw. vermuteten) Alters.

				Nordisch						einheimi-sches MZ		einh. PZ			Quotienten		
Bhrg.	Pr.-Nr.	Teufe (m)	Stück	+Kr	PS	^qz	^if ges	^if fr	^k	^s+^u	^k	+P	Q	^ti +"py"	^k/+Kr	^if ges/ +Kr	Stratigr./ Genese
G 32	10	12,5-16,0	811	34,6	1,0	12,3	14,3	2,2	9,1	5,2	1,1	1,7	20,0	0,7	0,29	0,4	//Mg(qD1?)
	11	19,0-26,0	472	36,9	0,8	8,9	14,6	4,2	19,8	1,9	1,5	0,6	13,6	1,4	0,57	0,4	//Mg(qD1?)
	12	35,0-38,0	407	33,2	2,0	8,6	11,1	3,2	22,1	5,1	1,5	1,0	14,7	0,7	0,70	0,3	qD1//Mg
G 33	13	42,0-48,0	475	23,2	0,8	14,7	11,2	2,9	10,7	2,5	1,7	2,1	28,0	5,1	0,54	0,5	qD1//Mg-Basis
G 34	14	48,0-50,0	721	30,5	0,7	10,4	11,1	4,6	16,3	3,9	0,7	3,6	21,6	1,2	0,55	0,4	qD1//Mg-Basis
	15	52,0-54,0	514	25,9	0,2	12,1	11,7	3,3	20,8	2,5	-	2,3	22,7	1,8	0,80	0,5	qD1//Mg-Basis
G 36	19	44,4-49,0	163	30,7	2,5	12,9	4,2	1,2	19,0	4,3	-	2,5	23,3	0,6	0,62	0,1	qe//Mg
	20	54,0-56,0	174	32,8	1,1	7,5	2,3	0,6	21,8	6,3	-	1,7	26,5	-	0,67	0,07	qe//Mg-Basis
G 69	1a	0,5-3,5	248	40,7	0,4	8,1	14,5	2,0	-	13,3	-	0.8	21,8	0,4	-	0,4	//Lg(qD1?)
	2a	3,5-5,0	278	40,6	1,4	10,8	9,7	2,2	10,1	7,2	2,2	1,4	15,5	1,1	0,30	0,2	//Mg(qD1?)
G 70	4a	5,0-7,5	111	36,0	-	7,2	1,8	0,9	21,6	8,1	-	-	23,5	1,8	0,60	0,05	//Mg(qe?)
	5a	7,5-13,0	132	30,3	-	6,1	0,8	0,8	24,2	8,3	-	0,8	28,0	1,5	0,75	0,03	//Mg(qe?)
	11a	29,0-36,0	206	36,7	1,0	6,3	4,0	1,5	24,8	6,8	-	0,5	18,0	1,9	0,67	0,1	//Mg(qD1?,qe?)
	12a	46,0-50,0	174	31,0	1,1	9,2	2,3	0,6	22,4	8,6	-	0,6	23,6	1,2	0,72	0,07	qe//Mg-Basis
G 73	13a	25,5-36,5	192	21,4	1,6	6,2	38,4	12,0	18,8	1,6	2,6	-	8,9	0,5	1,0	1,8	qD1//Mg
G 74	20a	21,0-25,0	86	36,0	5,8	5,8	4,7	-	31,4	4,7	-	-	10,5	1,1	0,87	0.1	//Mg(qe?)

glazifluviatilen Deckschicht aus dem jüngeren Drenthe-Stadial (qD2//gf) an. Als lokale Vorkommen zwischen Steimke, Zicherie und Jahrstedt kartierte Tone stellen kleinere Schollen dar, die vermutlich in mehreren Phasen unter Druckeinwirkung der Eismassen in die Nähe der Oberfläche gebracht wurden. Die Abgrenzung der einzelnen Schollen an der Oberfläche und im Untergrund war mit Hilfe von Bohrungen, geoelektrischen Messungen sowie Sedimentations- und Pollenanalytik gut möglich.

Dagegen lassen sich unterschiedlich alte Grundmoränen, die an der Oberfläche nebeneinander (//Lg) und im Untergrund übereinander (//Mg) liegen, schwer abgrenzen. Obwohl sie sicher mehrfach gestapelt, verfaltet und zerrissen innerhalb der Endmoräne vorkommen, wurde ein Versuch unternommen, sie mit ungestörten Grundmoränen zu korrelieren. Die Reichweite der Verschuppung und die Beziehung der anstehenden Schichten zu denen im Untergrund ist mit Hilfe von vier Schuppen rekonstruiert worden. Als eine Schuppe wurde eine vormals zusammenhängende Abfolge von Vorschüttsanden, Beckenablagerungen und Geschiebemergel angenommen, einzelne Schichten können dabei fehlen.

Die Tertiärschollen stehen sicher in Verbindung mit den basalen Teilen der Elster-Grundmoräne. Aus der Bhrg. G 70 (Abb. 3a, f) ist ersichtlich, dass die 16 m mächtige oligozäne Scholle zwischen zwei Geschiebemergelpaketen eingeschlossen liegt. Im Hangenden der Scholle befindet sich ein wesentlich sandigerer Geschiebemergel (Tab. 4, Pr. 5a) als im Liegenden (vgl. Pr. 11a). Die Scholle liegt danach an der Basis der elsterkaltzeitlichen Grundmoräne, die Schuppe IV bildet. Der sehr ton- und schluffreiche Geschiebemergel im Liegenden der Scholle könnte trotz geringem Kiesgehalt drenthestadial sein (vgl. auch Tab. 1).

Die Untersuchungen der Geschiebemergel aus weiteren Schuppen ergaben allerdings unterschiedliche und z. T. verwirrende Möglichkeiten ihrer stratigraphischen Zuordnung. Wenn z. B. die Proben 10, 11 und 2a nach der Korngrößenverteilung eine Elster-Grundmoräne repräsentieren (Tab. 4), entspricht deren Geschiebebestand eher der Drenthe- Grundmoräne (Tab. 3), die mit Vorschüttsanden in der Schuppe I (Bhrg. 32, Abb. 3g) oder mit Beckenschluffen in der Schuppe II vorkommt (Bhrg. 69, Abb. 3c). Umgekehrt könnte die Korngrößenverteilung der Probe 20a der Drenthe-Grundmoräne entsprechen, ihr Geschiebebestand zeigt aber Merkmale einer Elster-Grundmoräne. Wahrscheinlich handelt es sich hier um den Kernbereich der Schuppe I, worin die elsterkaltzeitlichen Sedimente samt oligozänen Tonen eingefaltet worden sind (Bhrg. 74, Abb. 3f).

Offensichtlich sind die Geschiebemergel in den Schuppen auseinandergerissen und z.T. mit dem Sand vermischt worden. Innerhalb der jüngeren Sedimente können ältere eingefaltet sein (vgl. HEIM 1984), so dass die Korngrößenzusammensetzung der verschuppten Grundmoränen nur bedingt mit der der ungestörten vergleichbar ist. Der Geschiebebestand muss sich aber nicht verändern und kann zu der stratigraphischen Zuordnung der Schichten beitragen.

Aus der Analyse der Stauchungsintensität lässt sich ein von Nord nach Süd vorstoßender Eislobus rekonstruieren, der drenthestadiale und ältere Sedimente deformierte. In die Deformation wurden ebenfalls tertiäre Sedimente einbezogen. Die äußere Faltenschuppe wurde dabei über die undeformierte drenthestadiale Grundmoräne aufgeschoben (Abb. 3f, 3g).

Die Schuppe II besteht aus drenthestadialer Grundmoräne, Beckenschluffen (//b) und eingefalteten Sanden (//gf). Sie schob sich auf die erste Schuppe auf, gleichzeitig wurden

Tab. 4 Kornverteilung im verschuppten Geschiebemergel (Masse-%).

Bohrung	Probe	Teufe (m)	Ton	Schluff	Sand	Kies	Stratigr./Genese
G 70	11a	29,0-36,0	33	37	30	0	vergleichbar
G 74	20a	21,0-25,0	29	43	27	1	mit qD1//Mg
G 32	10	12,5-16,0	16	26	55	3	vergleichbar
G 32	11	19,0-26,0	18	29	48	5	mit
G 69	2a	3,5-5,0	11	21	67	1	qe//Mg
G 70	5a	7,5-13,0	15	22	62	1	

Diese Annahme wird auch kleingeschiebestatistisch bestätigt. Die Probe 5a (Tab. 3) aus dem Hangenden der oligozänen Tone ist sehr flintarm (0,8%), sehr quarzreich (28,0%) und lässt auf einen Basisbereich der Elster-Grundmoräne schließen (vgl. mit Pr. 20 und 12a). Der untere Geschiebemergel (Pr. 11a) könnte drenthestadial sein oder auch höhere Teile der Elster-Grundmoräne vertreten (vgl. mit Pr. 19). Auf jeden Fall aber bildet hier ein jüngerer Geschiebemergel die tiefer liegende Schuppe - entweder die Schuppe II mit Beckenschluffen an der Basis, (wie in Abb. 3f dargestellt ist) oder die Schuppe III. Die letztere würde dann hier nicht auskeilen, sondern ihre Fortsetzung unter der Schuppe IV haben.

auch ein Teil der eigenen Sedimente sowie Teile der unteren Schuppe zerschert und herausgeschoben.

Die Schuppen III und IV lieferten das im Hinterland freigelegte elsterkaltzeitliche Material, das heute an der Oberfläche der Endmoräne ausstreicht (s. auch Abb. 2). Die Sedimente wurden wahrscheinlich zusammenhängend im Block auf den Stauchkörper aufgeschoben.

Es ist möglich, dass innerhalb und zwischen den Schuppen Eiskörper eingeschlossen gewesen sind (vgl. HEIM 1984). Das Austauen des Eises und die Auflast der Sedimente könnten zur weiteren Versteilung der Schuppen und Schollen inner-

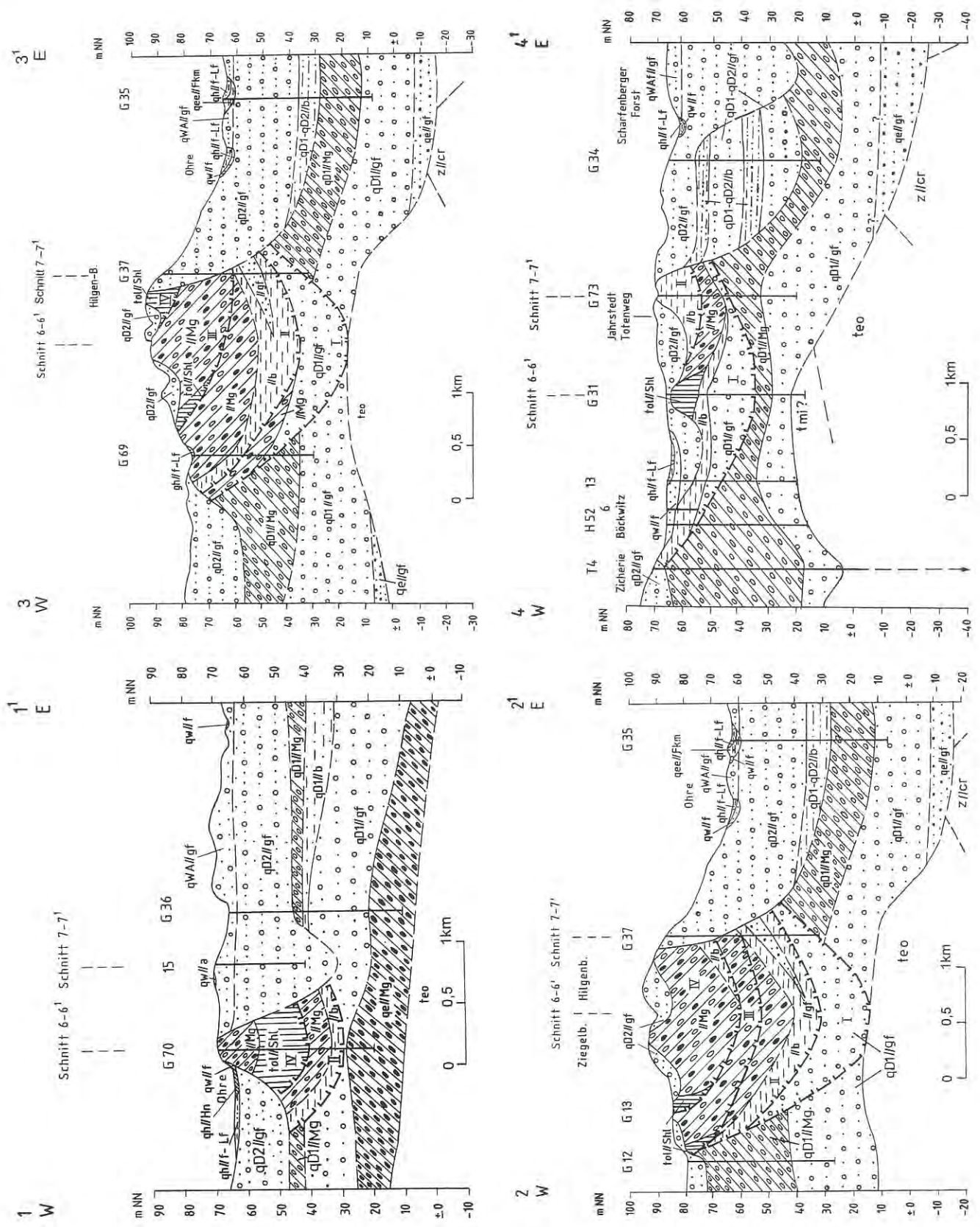
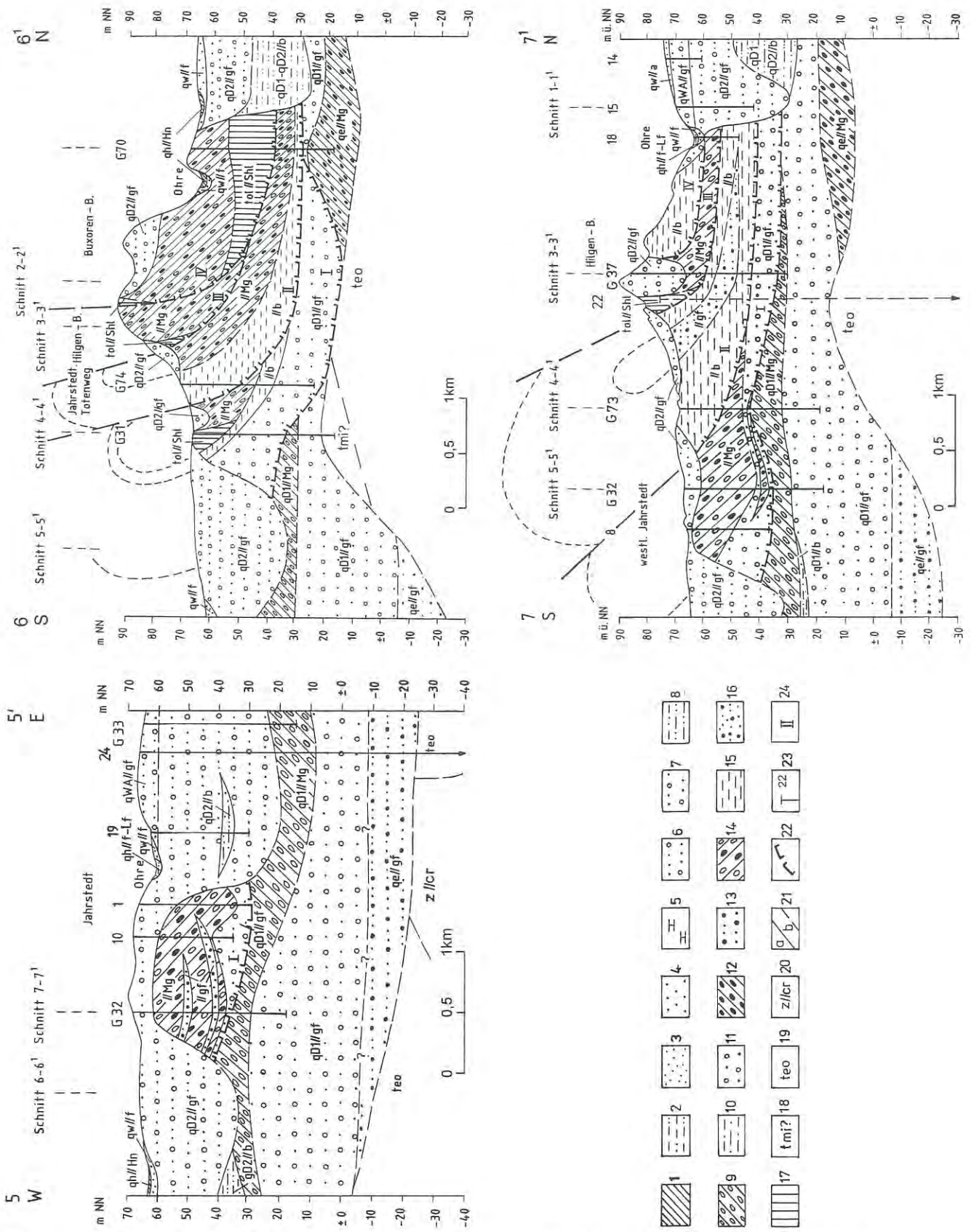


Abb. 3

(a-g) Lage der durch Druck von Gletschereis aufgepressten Ablagerungen innerhalb der Jahrstedt-Steimker Endmoräne (Schnittspuren s. Abb. 2)

Holozän: 1 – Niedermoortorf (qh//Hn), 2 – Auesand bis Auelehm (qh//f-Lf); Weichsel-Kaltzeit: 3 – Flugsand (qw//a), 4 – Niederungssand (qw//f); Eem-Warmzeit: 5 – Kalkmudden (qee//Fkm); Saale-Kaltzeit, Warthe-Stadium: 6 – Schmelzwassersand (qWA//gf); Jüngeres Drenthe-Stadium bzw. Jüngeres bis Haupt-Drenthe-Stadium: 7 – Schmelzwassersand (qD2//gf bzw. qD1-qD2//gf), 8 – Beckenschluff (qD2//b bzw. qD1-qD2//b); ***siehe Seite 134***



Fortsetzung von 133: *Haupt-Drenthe-Stadium: 9 – Grundmoräne (qD1//Mg), 10 – Beckenschluff (qD1//b), 11 – Schmelzwassersand (qD1//gf); Elster-Kaltzeit: 12 – Grundmoräne (qe//Mg), 13 – Schmelzwassersand (qe//gf); Durch Druck von Gletschereis aufgepresste quartäre Ablagerungen unbestimmten Alters: 14 – Geschiebemergel (//Mg), 15 – Beckenschluff (//b), 16 – Schmelzwassersand (//gf) und 17 – tertiäre (oligozäne) Schollen (tol//Shl); Tertiär: 18 – Miozän? (tmi?); 19 – Eozän (teo); Zechstein: 20 – Caprock (z//cr); 21 – Schichtgrenze: a) sicher, b) vermutet; 22 – glaziogene Scherflächen; 23 – Bohrungen, 24 – Reihenfolge bzw. Nummer der Schuppen*

halb der Endmoräne geführt haben (siehe steile Lagerung der oligozänen Tone, Abb. 3f, g). Weitergehende Interpretationen zur Genese von Stauchmoränen sind u. a. bei KUPETZ (1996, 1997) aus der Analyse des Muskauer Faltenbogens bzw. STAKKEBRANDT, W. et al. (1997) aus aktuogeologischen Beobachtungen in rezent vergletscherten Gebieten beschrieben.

Beim Eiszerfall am Ende des Hauptvorstoßes ist die Erhebung im Norden und Osten von Schmelzwässern umflossen worden, die auf dem Weg nach Süden, unterstützt durch Einsenkung über dem nördlichen Salzstock-Rand, hier erosiv eine Hohlform schufen. Bis zum Vorstoß des jüngeren Drenthe-Eises blieb hier ein Stausee zurück, worin es zu Ablagerung mächtiger Beckenschluffe kam.

Jüngeres Drenthe-Stadial

Für die Schmelzwässer des vorstoßenden jüngeren Drenthe-Eises wirkte die Endmoräne zunächst als ein Hindernis, das umflossen werden musste. Ein Teil der Beckensedimente ist dabei abgetragen worden (Abb. 3f, g). Später wurde auch die Endmoräne durch die Schmelzwässer der Erosion und Einebnung ausgesetzt. Die jüngere Grundmoräne wurde hier nicht angetroffen, ihre ungestörten Reste sind aber von MENGELING westlich der Endmoräne über mächtigen Vorschüttsanden aus dem jüngeren Drenthe-Stadial kartiert worden. Die sehr grobe Bestreuung auf der Endmoränen-Oberfläche deutet darauf hin, dass auch sie vom jüngeren Drenthe-Eis überfahren gewesen ist.

5. Schlussfolgerungen

Im Bereich der Jahrstedt-Steimker Endmoräne sowie in der weiteren Umgebung sind Ablagerungen aus dem Drenthe-Hauptvorstoß weit verbreitet. Sie bilden den größten Teil der ungestörten Unterlage unter dem gestauchten Körper und befinden sich auch, z. T. gestapelt und zerrissen, innerhalb der Schuppen. Da an der Basis der ungestörten Haupt-Drenthe-Grundmoräne keine oligozänen Tone nachgewiesen wurden, können sie nur durch das Elster-Eis aus dem Norden mitgebracht worden sein, wo sie im Bereich der aktiven Salzstöcke anstanden.

Die Stauchung und Verschuppung der Sedimente erfolgte von Nord nach Süd durch das Haupt-Drenthe-Eis. Die Intensität des Eisdruckes war im zentralen Bereich des Lobus am größten, hier liegen die verschuppten Sedimente auf einer sich Nord-Süd erstreckenden Fläche direkt den tertiären Ablagerungen auf.
Das jüngere Drenthe-Eis kann die Stauchung nicht verursacht haben. Dessen Vorschüttbildungen überlagern im Umland großflächig die ungestörten Sedimente aus dem Haupt-Drenthe-Stadium und erreichen die elsterkaltzeitlichen Bildungen nicht. Die letzteren sind aber in die Stauchung einbezogen worden und bilden große Teile der Schuppen innerhalb der Endmoräne. Die Endmoräne wurde lediglich von Schmelzwässern des jüngeren Drenthe-Stadials erodiert und mit Sanden verhüllt.

Ähnliche geologische Verhältnisse hat HÖFLE (1991) aus dem Umfeld des Höhenzuges Garlsdorfer-Troppenstedter Wald beschrieben. Die Endmoräne dort hat einen vergleichbaren inneren Strukturbau, wurde während des Haupt-Drenthe-Stadiums gestaucht und ist von der jüngeren Drenthe-Grundmoräne bedeckt worden. Ihre Lage in nordnordwestlicher Fortsetzung von der Jahrstedt-Steimker Endmoräne und die gleiche Entstehungszeit führen zu der Annahme, dass beide dem gleichen Eisrand angehörten, der während der Rückzugsphase des Haupt-Drenthe-Eises in unterschiedlich gerichteten Loben oszillierte und die Sedimente im Vorland stauchte.

Zusammenfassung

Auf einer Fläche von ca. 3 x 4 km wurden Reste einer Stauchendmoräne kartiert, deren innerer Bau aus mindestens vier Schuppen besteht. In die Verschuppung sind haupt-drenthestadiale und elsterkaltzeitliche Sedimente einbezogen worden, wobei an der Basis der letzteren sich Schollen aus oligozänen Tonen befinden. Die stratigraphische Zuordnung der verschuppten und der ungestört liegenden Geschiebemergel ist unter Berücksichtigung aller Analysenergebnisse gut möglich, obwohl die Aussage oft nur im Zusammenhang mit ihren räumlichen Lage im Bereich der Endmoräne getroffen werden kann.
Die Stauchung erfolgte durch Eisbewegung aus nördlicher Richtung während eines längeren Haltes des Haupt-Drenthe-Eises. Die Entstehungszeit wird aus dem inneren Bau und den geologischen Verhältnissen in der Umgebung des Stauchkörpers abgeleitet.

Summary

The remains of a push end moraine was mapped on the area of 3 x 4 km. Elsterian and Saalian sediments built four wedges within the moraine. The blocks of the oligocene clay are at the base of the Elsterian till. The till stratigraphy is supported by the results of grain size analysis and the pebble statistics. The sediments were glaciotectonical deformed during the stop of the Haupt-Drenthe-ice by oscillation of ice-sheet from the North. The time of begin is based on the building of the end morain and geological situation at the near area.

Danksagung

Für die anregenden Diskussionen und für die kritische Durchsicht des Textes bin ich den Herren K. Schuberth und Dr. St. Wansa zu herzlichem Dank verpflichtet.

Literatur

BURCHARDT, I. (1974): Geologische Karte der DDR 1 : 200 000 - Karte ohne känozoische Bildungen. Blatt N-32-XXXVI Magdeburg. – ZGI, Berlin

DÖRING, H., KRUTZSCH, W., MAI, D.-H., & E. SCHULZ (1966): Erläuterung zu den sporenstratigraphischen Tabellen vom Zechstein bis zum Oligozän. - Abh. Zentr. Geol. Inst., 8, Berlin

HAUSBRAND, O. (1934): Blatt Steimke, Nr. 1822, geologisch-agronomisch aufgenommen und erläutert. – Archiv des GLA-LSA, Halle (unveröff.)

HEIM, D. (1984): Stauchmoränengenese durch die Entwicklung eines "Gletscherfußes" am Kötlujökull, Südisland. – Polarforschung **54** ,1, S. 21-36, Bremerhaven

HÖFLE, H.-C. (1991): Über die interne Struktur und die stratigraphische Stellung mehrerer Endmoränenwälle im Bereich der Nordheide bis östlich Lüneburg. – Geologisches Jahrbuch, **A 126**, S. 151-169, Hannover

KUPETZ, M. (1996): Der Muskauer Faltenbogen – ein Geotop von europäischer Bedeutung. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **3**, 1, S. 125-136, Kleinmachnow

KUPETZ, M. (1997): Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **4**, 2, S. 1-20, Kleinmachnow

KOCKEL, F. (1998): Geotektonischer Atlas von NW-Deutschland 1 : 300 000 – Die paläogeographische und strukturelle Entwicklung Nordwestdeutschlands. – B.1, S. 1-77, BGR, Hannover

MEYER, K.-D. (1983): Zur Anlage der Urstromtäler in Niedersachsen. – Z. Geomorph., N.F. **27**, 2, S. 147-160, Berlin

RAPPSILBER, I. (1993): Geoelektrik TK 25 Blatt Steimke (Ostteil); Teil 1: Profil Böckwitz, Teil 2: Profile Jahrstedt, Teil 3: Profil Böckwitz 2, 23 S. – GLA-LSA, Halle (unveröff.)

STACKEBRANDT, W., THIEDIG, F., THIEKE, H. U. & N. HERMSDORF (1997): Glazialdynamik und Moränengenese – aktuogeologische Beobachtungen in Spitzbergen. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **4**, 1, S. 31-48, Kleinmachnow

SPIEGLER, D. (1966): Biostratigraphie des Rupels auf Grund von Foraminiferen im nördlichen Deutschland. – Geol. Jb. **82** [1965], S. 447-486, Hannover

TGL 25 232 (1980): Fachbereichsstandard Geologie – Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – ZGI, Berlin

WOLDSTEDT, P. (1955): Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1 : 200 000. Blatt 74 Salzwedel, Berlin

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geoln.
Ljuba Stottmeister
Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt
Köthener Straße 34
06118 Halle

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 137–150	4 Abb., 2 Bilder, 5 Tab., 17 Lit.

Geologisch-sedimentologische Untersuchungen am Bänderschluff von Hainichen (Sachsen) – erste Ergebnisse ihrer statistischen Auswertung

F. W. Junge, A. Kühl & A. Wolf

1. Einleitung

Aufgrund ihrer weiten Verbreitung stellen die Bändertone und Bänderschluffe wichtige Sachzeugen für die Paläoklimaforschung dar. Durch ihre Genese sind diese rhythmisch geschichteten stratigraphischen Sedimente sensible Fazies- und Klimaindikatoren. In den letzten Jahren wurden sie in den verschiedenen genetischen Positionen innerhalb des quartären Lokkergebirgsstockwerkes Mittel- und Norddeutschlands (Pilger et al. 1991, Schirrmeister 1997, 1998) und insbesonders Sachsens (Junge & Böttger 1994, 1996, Junge et al. 1999) verstärkt untersucht. Hiesige Untersuchungen konzentrierten sich auf elsterglaziale Bändertone, welche im Vorland von Erzgebirge und Vogtland in großflächigen Eisstauseen zum Absatz kamen. Im Ergebnis konnten wichtige Erkenntnisse zum Paläoklima und zur Glazialdynamik für den Zeitabschnitt der Maximalausdehnung des skandinavischen Inlandeises (Hochglazial) zur Elstereiszeit in Mitteleuropa gewonnen werden.

Feinlithologische Aufnahmen, sedimentologische und geochemische Untersuchungen an Einzellagen sowie daraus abgeleitete lokale und regionale Lagenkonnektierungen des ältesten - innerhalb der Leipziger Tieflandsbucht vorkommenden - Elster-(I)-glazialen Bändertons des Dehlitz-Leipziger Vorstosses lieferten u.a. Ergebnisse (Junge 1998) zur:

- saisonalen Natur der rhythmischen Schichtung (Warven),
- räumlichen und zeitlichen Entwicklung der Eisstauseen sowie
- Abschätzung von Vorstoßgeschwindigkeiten des Inlandeises in seinem Randbereich.

Derartig detaillierte Erkenntnisse fehlten bisher aus dem proglazialen Bereich der maximalen südlichen Verbreitungsgrenze des elsterglazialen Inlandeises in Sachsen.

Mit der Erweiterung vergleichbarer Untersuchungen an weiter südlich im Bereich des nördlichen Erzgebirgsrandes gelegenen Vorkommen von elsterglazialen Vorstoß-Bänderschluffen soll diese Lücke geschlossen werden. Darüber hinaus erweisen sich vergleichende Detailuntersuchungen an Vorstoß-Bändertonen anderer stratigraphischer Position: z.B. Elster-(II)-glaziale Bändertone als notwendig. Mit dieser Arbeit (Wolf 2000) werden erste Ergebnisse geologisch-sedimentologischer Detailuntersuchungen am Bänderschluff von Hainichen, der ins jüngere Elsterglazial gestellt wird, vorgestellt.

2. Geologische Situation des Hainichener Bänderschluffs

Glazilimnische Beckenschluffe und -tone in der Umgebung von Hainichen (Topographische Karte 1 : 25 000, Blatt 5044 Frankenberg) sind seit langem bekannt und waren in den sechziger Jahren Gegenstand von Erkundungsarbeiten für den Vorratsnachweis grobkeramischer Tone (Hochberger & Weihrauch 1962).

Die karbonatführenden Bänderschluffe stellen auch heute noch eine wichtige Korrekturkomponente dar für die im Liegenden der Glazialsedimente weitverbreiteten rötlich-rotbraun gefärbten Rotliegendschluffe, den Hauptrohstoff der Ziegelherstellung. Sie dienen aufgrund ihrer hohen SiO_2-Gehalte als Magerungsmittel sowie durch den feindispers verteilten Karbonatgehalt zur Verminderung der Scherbendichte.

Die Bänderschluffe werden derzeit in einer kleinen Tongrube auf dem Gelände der Ziegelei Hainichen (Wienerberger Ziegelwerke GmbH Hannover) abgebaut. Diese befindet sich ca. 600 m östlich der Bundesstraße 169 Döbeln-Chemnitz und 750 m südlich der Ortslage Crumbach westlich des Falkenauer Baches (Hochwert 51°00′5649, Rechtswert 13°10′4578). Die Basis der als Bänderschluffe ausgebildeten Stauseesedimente schwankt im Niveau zwischen 320,5 m und < 318 m über NN. In der Erkundungsphase niedergebrachte Bohrungen erreichten im zentralen Bereich der Tongrube trotz einer Teufe von 20 m nicht die Bänderschluffbasis. Dies weist auf ein sehr unruhiges Relief in der Auflagefläche der Glazialsedimente hin.

Das Hangende der Bänderschluffe wird innerhalb des Aufschlusses von einem - unter einer geringmächtigen Lößlehmdecke lagernden - bis ca. 2 m mächtigen diamiktischen Sediment eingenommen. Es ist braungelb gefärbt, durchgängig stark oxidiert, geschiebearm und matrixbetont. Seine Auflagefläche liegt bei ca. 325 m über NN. Sein Schlämmrückstand enthält neben viel Lokalmaterial (u.a. Granulit, Tonschiefer, Quarzit) auch einige wenige Geschiebe (Feuerstein, Porphyr), die zweifelsfrei nordischer Herkunft sind. Nach diesen Befunden und aufgrund des makroskopisch-texturellen Aufbaus wird dieses Hangendsediment des Bänderschluffs als Moräne und nicht als Fließerde klassifiziert.

Bei der Profilaufnahme des an der südlichen Aufschlußwand maximal 1,50 m mächtigen Bänderschluffs trat im unmittelbaren Übergangsbereich zum Rotliegenden eine Anreicherungs-



Bild 1A
Gesamtprofilausschnitt: Die Länge des Zollstocks beträgt 2 m

Bild 1
Geologische Position und Detailausschnitt des Bänderschluffs in der Ziegeleigrube von Hainichen

zone von bis zu 10 cm großen Geröllen (Feuerstein, Milchquarz) auf. An der nördlichen bis nordöstlichen Aufschlußwand lagert das Stauseesediment ebenfalls auf rotbraunem



Bild 1B Detailaufnahme des Bänderschluffs

Schluff mit einer fein- bis mittelkiesigen Anreicherungszone aus Geröllen von Feuerstein (Geröllgrößen bis zu 12x7x4 cm) und Milchquarzen. Darunter folgt ein weißgrauer Schluff, der nach 10 cm allmählich in den Rotliegendkomplex übergeht. Dabei vollzieht sich eine allmähliche Kornvergröberung und ein Farbwechsel von hellgrau über hellbraun bis dunkelrotbraun.

Das Auftreten gröberklastischer, feuersteinführender Sedimente an der unmittelbaren Basis der Bänderschluffe legt den Schluß nahe, dass es sich hierbei um Ausschmelzrückstände der Moräne des ersten Elstereisvorstoßes handelt. Somit wäre der Bänderschluff von Hainichen als Stauseebildung im Zuge eines jüngeren elstereiszeitlichen Inlandeisvorstoßes fixiert: möglicherweise im Ergebnis einer Eisrandoszillation des ältesten Elster-I-glazialen Inlandeises oder Resultat des besonders im östlichen Sachsen weit nach Süden ausgedehnten zweiten elsterglazialen Inlandeisvorstoßes.

Für diese stratigraphische Zuordnung sprechen des Weiteren einige Eigenschaften im Aufbau und in der Zusammensetzung des Bänderschluffs von Hainichen:

- Nach seinem makroskopischen Erscheinungsbild erweist sich der Bänderschluff als feinwarviges Sediment in seinem liegenden Teil und als grobwarviges Sediment in seinem hangenden Teil (Bild 1). Mit einer deutlichen Mächtigkeitszunahme sowohl der Schlufflagen (Sommerlagen) als auch der Tonlagen (Winterlagen) vom Liegenden zum Hangenden zeigt er die typischen Eigenschaften eines Vorstoßbänderschluffs (Abb. 1).
- Im Vergleich zu Bändertonen anderer stratigraphischer Position und anderer Lokalitäten Mitteldeutschlands (Junge 1998) weisen die hohen mittleren Lagen- und Warvenmächtigkeiten des Hainichener Bänderschluffs (mittlere Warvenmächtigkeit 4,6 cm (n=246); min. 0,5 cm, max. 23,4 cm) eine größere Ähnlichkeit mit Daten jüngerer elsterglazialer Vorstoßbändertone auf. Wolf & Schubert (1992) stellten bei ihrer Analyse elsterglazialer Bändertone Sachsens eben-

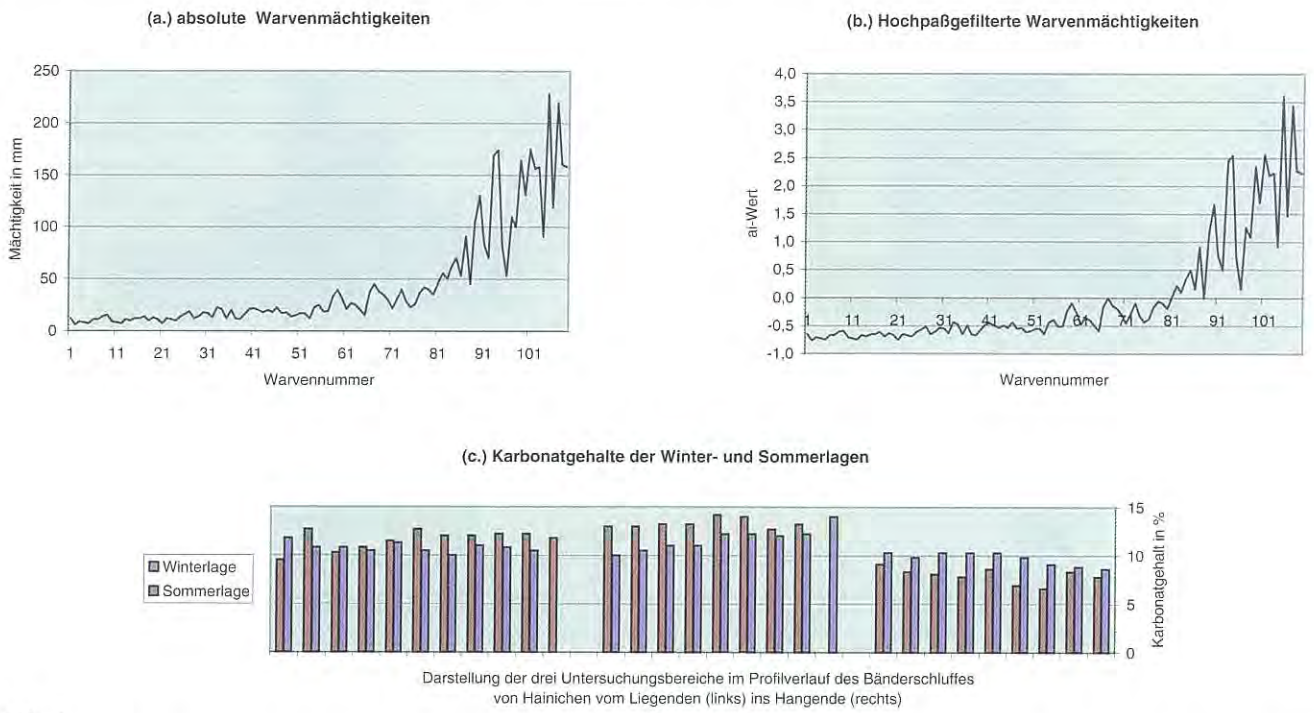


Abb. 1
Profilverlauf der (a.) absoluten und (b.) hochpaßgefilterten Warvenmächtigkeiten sowie (c.) der Karbonatgehalte in den Winter- und Sommerlagen des Bänderschluffs von Hainichen

falls bedeutend höhere Sedimentationsraten für die Stauseebildungen des zweiten Elstereisvorstoßes (Warvenstärke 10 bis 20 cm, zum Teil bis 50 cm) im Vergleich zu jenen des ersten Elstereisvorstoßes (Warvenstärke 2 bis 5 cm, selten bis 8 cm) fest.

- Die ermittelten erhöhten Karbonatgehalte der Lagen des Bänderschluffs von Hainichen gegenüber den Elster-(I)-glazialen aus der Leipziger Tieflandsbucht (JUNGE 1998) sprechen ebenfalls eher für eine jüngere elsterglaziale Stauseebildung. Das karbonatfreie Einzugsgebiet der das Erzgebirge entwässernden und zur Glazialseebildung führenden Flüsse (Zschopau, Chemnitz, Zwickauer Mulde) wäre bei der Bildung des Bänderschluffs von Hainichen im Zuge des ersten elsterglazialen Inlandeisvorstoßes durch wesentlich geringere Karbonatgehalte dokumentiert. Die trotz des weiterhin karbonatfreien fluviatilen Eintrags festgestellten erhöhten Karbonatgehalte der jüngeren elsterglazialen Stauseeablagerungen werden durch die Aufarbeitung von karbonatführenden Sedimenten des Elster-(I)-glazialen Stockwerkes erklärt.

3. Methoden

Die am Bänderschluff von Hainichen durchgeführten Untersuchungen beinhalten im Wesentlichen das schon zur Charakterisierung der Bändertone aus der Leipziger Tieflandsbucht angewendete Methodeninventar (JUNGE 1998):

- die Feldaufnahme des Bänderschluffs am Abbaustoß und
- die laborative Bestimmung der Lagenparameter: Korngröße, Glühverlust, Karbonatgehalt und sporadisch der stabilen Isotope des Karbonats.

Die Aufnahme des Bänderschluffs am Abbaustoß hatte zum Ziel

- die geologische Dokumentation seiner sedimentologischen Merkmale (u.a. Erfassung der Sedimentations- und Deformationsstrukturen sowie des Eisschollendriftmaterials),
- die Erfassung seines Hangend- und Liegendbereichs,
- die Ermittlung der Lagenmächtigkeiten (Schlufflagen bzw.Sommerlagen, Tonlagen bzw. Winterlagen) in durchgehenden Profilen.

Auf dieser Grundlage erfolgte die Entnahme von Proben aus durchgehenden Lagensequenzen für weitere Detailuntersuchungen (Korngröße, Glühverlust, Karbonatgehalt). Für Dünnschliffuntersuchungen (JUNGE & MAGNUS 1994) zur Dokumentation des mikroskopischen Aufbaus des Sediments wurde gesondert Probematerial entnommen.

Die Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung der Einzellagen wurde mittels Laser-Partikel-Sizer Analysette 22 der Fa. Fritsch durchgeführt. Die Methode erwies sich als bestens geeignet für die granulometrische Charakterisierung von Bänderschlufflagen und damit für den Vergleich zwischen den Lagen innerhalb eines Bänderschluffprofils. Es wurden die Gehalte an Ton (<2 µm), Feinschluff (2-6,3 µm), Mittelschluff (6,3-20 µm), Grobschluff (20-63 µm), Feinsand (63-200 µm), Mittelsand (200-630 µm) und Grobsand (630-2000 µmµm) ermittelt, von denen sich die fünf erstgenannten Fraktionen als wichtigste Typusmerkmale herausstellten.

Die Bestimmung des Glühverlustes erfolgte mittels Muffelofen mit geeichtem Temperaturregler. Dabei wurden neben dem Gesamtglühverlust (bis 1000 °C) die Gewichtsverluste in drei Aufheizstufen ermittelt:

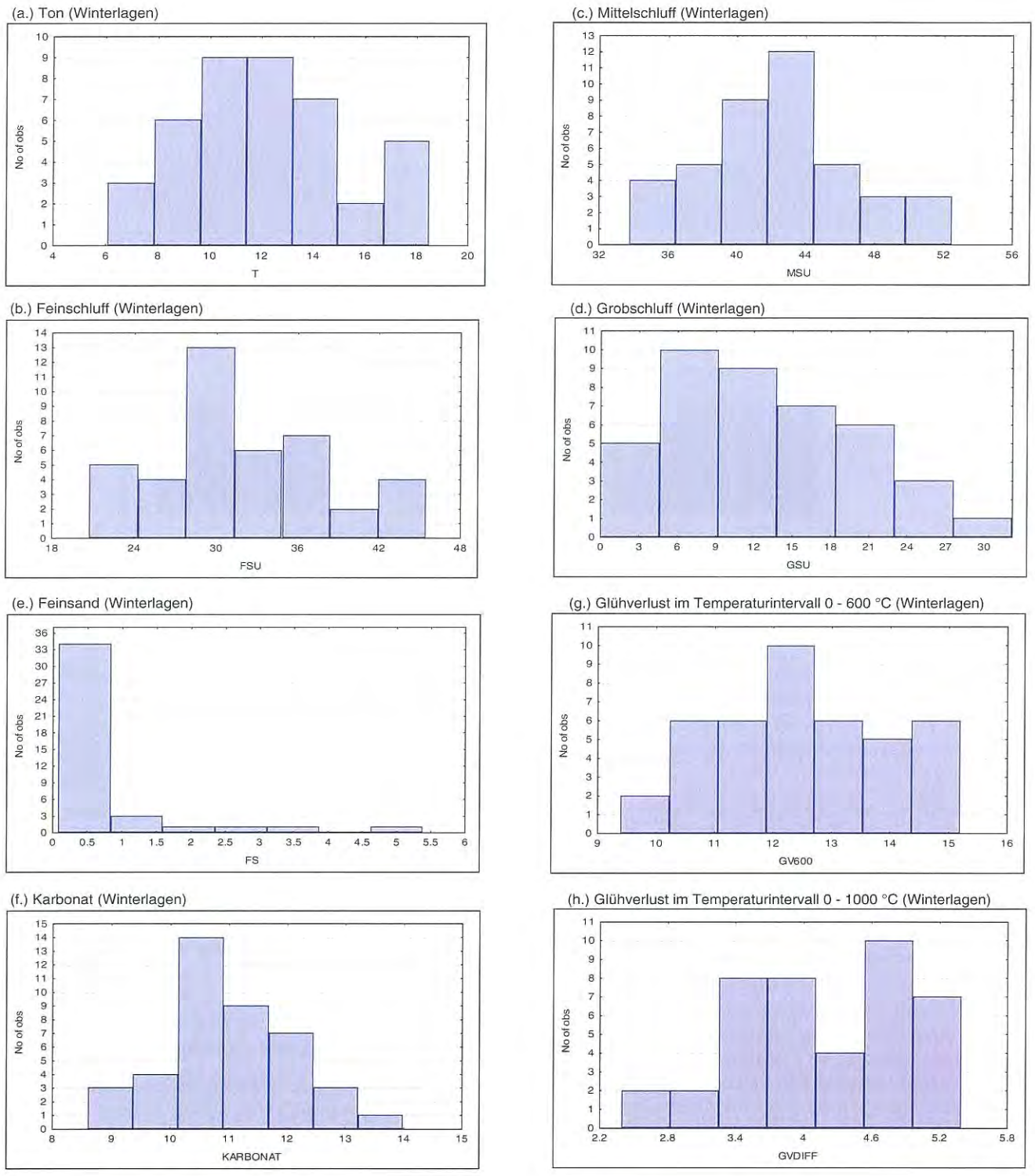


Abb. 2
Histogramme der untersuchten Merkmale (a.) Ton, (b.) Feinschluff, (c.) Mittelschluff, (d.) Grobschluff, (e.) Feinsand, (f.) Karbonat und der Glühverlust-Intervalle (g.) 0 - 600 °C und (h.) 600 - 1000 °C in den Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen

- 0 bis 300 °C;
- 300 bis 600 °C und
- 600 bis 1000 °C

Die Temperaturabweichungen an den Grenzen der gewählten Intervalle betrugen ca. 5 %. Durch die Eichung und gleichartige Anwendung auf alle untersuchten Proben war die Vergleichbarkeit der Ergebnisse gewährleistet.

Der Mineralbestand der Bänderschluffe setzt sich im wesentlichen aus Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Illit, Montmorillonit-Illit-Wechsellagerungen, Kaolinit, wenig Chlorit und aus Karbonatmineralen (Calcit, selten Dolomit, Siderit) zusammen. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff sind sehr gering (1-2 Masse- %; JUNGE 1998). Auf Grund dieses Mineralbestands sind die Bänderschluffe bei Tem-

Tab. 1 Univariatstatistik der untersuchten Merkmale der Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen

	T	*Fsu*	*Msu*	*Gsu*	*FS*	*Karbonat-gehalt*	*Gvdiff <600 °C*	*Gvdiff >600 °C*	*Mächtigkeit*
	%	%	%	%	%	%	%	%	mm
n	41	41	41	41	41	41	41	41	41
$\bar{x}$	12,23	31,99	42,64	12,56	0,57	10,95	12,43	4,14	6,22
$\tilde{x}$	12,09	31,07	42,29	10,98	0,10	10,80	12,40	4,15	6,00
min	6,10	20,77	33,78	0,01	0,08	8,60	9,40	2,40	3,00
max	18,52	45,47	52,50	32,23	5,39	14,00	15,20	5,30	11,00
R	12,42	24,70	18,72	32,22	5,31	5,40	5,80	2,90	8,00
S	3,114	6,326	4,407	7,477	1,063	1,092	1,55	0,74	2,297
V	0,255	0,198	0,103	0,595	1,875	0,100	0,125	0,180	0,369
Schiefe	0,286	0,151	0,278	0,461	3,128	0,297	-0,046	-0,379	0,719
Kurtosis	-0,355	-0,397	0,012	-0,189	10,894	0,613	-0,700	-0,465	-0,616
Modalität	bi	poly	uni	uni	uni	uni	uni	bi	bi

Tab. 2 Univariatstatistik der untersuchten Merkmale der Sommerlagen des Bänderschluffs von Hainichen

	T	*Fsu*	*Msu*	*Gsu*	*FS*	*Karbonat-gehalt*	*Gvdiff <600 °C*	*Gvdiff >600 °C*	*Mächtigkeit*
	%	%	%	%	%	%	%	%	mm
n	40	40	40	40	40	40	40	40	40
$\bar{x}$	5,74	21,89	49,51	19,39	2,86	10,18	7,71	3,49	97,90
$\tilde{x}$	4,30	15,32	47,53	16,25	0,39	9,90	7,45	3,15	82,50
min	2,23	8,06	33,11	0,07	0,08	6,60	4,70	1,70	8,00
max	11,32	44,50	66,83	45,95	14,00	14,20	11,40	5,60	253,00
R	9,09	36,44	33,72	45,88	13,92	7,60	6,70	3,90	245,00
S	2,836	12,623	8,553	15,963	3,999	2,544	2,084	0,979	74,200
V	0,494	0,577	0,173	0,823	1,397	0,250	0,270	0,281	0,758
Schiefe	0,818	0,826	0,207	0,261	1,318	0,025	0,491	0,273	0,488
Kurtosis	-0,930	-1,035	-0,567	-1,510	0,588	-1,666	-0,966	-0,751	-1,067
Modalität	bi	bi	bi	bi	bi	bi	tri	Bi	tri

Erläuterungen: T=Ton, Fsu=Feinschluff, Msu=Mittelschluff, Gsu=Grobschluff, FS=Feinsand, n=Stichprobenumfang, $\bar{x}$ =Mittelwert, $\tilde{x}$ =Median, min=kleinster Wert der Datenreihe, max=größter Wert der Datenreihe, R=Spannweite, s=Standardabweichung, v=Variationskoeffizient

peraturerhöhung über das gesamte Temperaturintervall bis 1000 °C durch einen im Wesentlichen durch Wasserabgabe verursachten mehr oder weniger kontinuierlichen Gewichtsverlust charakterisiert. Unabhängig von dieser kontinuierlichen Wasserabgabe werden die Gewichtsverluste innerhalb der drei gewählten Temperaturintervalle infolge unterschiedlicher Reaktionen bzw. Stufen der Mineralumbildung verursacht (Rösler & Starke 1970). Trotz eines gewissen „Verschmiereffektes" kann durch die drei Aufheizstufen folgendes erfaßt werden:

- Der Gewichtsverlust im gewählten Temperaturintervall 0 bis 300 °C wird hauptsächlich durch die stufenweise Abgabe des Kristallschichtwassers des Montmorillonits bzw. der Montmorillonit-Illit-Wechsellagerungen (in der Regel zwischen 100 und 200 °C) und des Illits (bei ca. 100 °C) verursacht. Darüber hinaus wird eine kontinuierliche Wasserabgabe des Illits im gewählten Temperaturintervall festgestellt.
- Der Gewichtsverlust im Temperaturintervall 300 bis 600 °C wird im Wesentlichen durch die Hauptabgabe der Hydroxylionen des Kaolinits (in der Regel zwischen 530 und 680 °C), des Illits (in der Regel zwischen 350 und 600 °C), des Montmorillonits (in der Regel zwischen 520 und 720 °C), des Chlorits (in der Regel zwischen 500 und 550 °C) sowie der Montmorillonit-Illit-Wechsellagerungen verursacht. Weiterhin erfolgt in diesem Intervall die Oxidation der organischen Substanz.
- Der Gewichtsverlust im Temperaturintervall oberhalb 600 °C wird neben dem „Verschmiereffekt" infolge der weiteren Abgabe von Hydroxylwasser (Kaolinit, Illit, Montmorillonit, Chlorit) hauptsächlich durch die thermische Zersetzung des Karbonats (ab ca. 750 °C) bestimmt.

Exemplarisch an Lagen des Dehlitz-Leipziger Vorstoß-Bändertons aus der Leipziger Tieflandsbucht durchgeführte Differentialthermoanalysen (Analysen des Mineralogischen Labors der TU Bergakademie Freiberg; Dr. R. Kleeberg) zeigen vier Intervalle verstärkten Gewichtsverlustes an, welche die aus dem Mineralbestand ableitbaren und oben angeführten Stufen der Mineralumbildung bestätigen: a) zwischen 100 bis 110 °C; b) zwischen 300 und 350 °C; c) zwischen 480 und 550 °C sowie d) zwischen 720 bis 770 °C.

Die Bestimmung des Karbonatgehalts erfolgte bei einer Reaktionstemperatur von 25 °C mit der Karbonatbombe nach Müller & Gastner (1971).

4. Statistische Untersuchungen am Bänderschluff von Hainichen

Die statistischen Untersuchungen beinhalten in der Reihenfolge ihrer wachsenden Komplexität die univariaten statistischen Maßzahlen, Histogramme sowie bivariate, partielle und multiple Korrelationen, Faktor- bzw. Clusteranalyse der einzelnen bzw. zwischen den einzelnen Merkmalen:

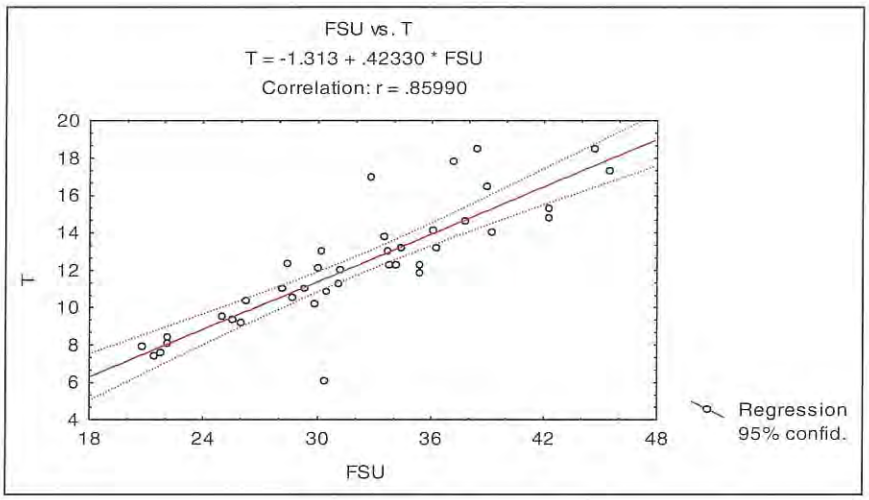
- Anteile der Kornfraktionen Ton, Feinschluff, Mittelschluff, Grobschluff, Feinsand (Angaben in Masse- %);
- Karbonatgehalte (Angaben in Masse- %);
- Glühverluste (Angaben in Masse- %), unterteilt in die Temperaturintervalle
  - Glühverlust im Bereich 0 – 600 °C und
  - Glühverlust im Bereich 600 – 1000 °C;
- Lagenmächtigkeiten (in mm).

4.1 Univariatstatistik der substanziellen Merkmale

Die immense Menge an Probenmaterial einerseits und die zeitaufwendige Methode der detaillierten Korngrößenanalyse andererseits erlaubten es nicht, alle Proben auf ihre Korngrößenanteile zu untersuchen. Es wurden deshalb nur ausgewählte Proben näher auf ihre Korngrößenzusammensetzung analysiert. Die so gewonnenen Werte für die Ton-, Schluff- und Feinsandanteile in den Proben wurden mit den dazugehörigen Karbonatgehalten und Glühverlusten der einzelnen Winter- und Sommerlagen tabellarisch zusammengefaßt, statistisch beschrieben, miteinander verglichen und genetisch interpretiert (Tab. 1 u. 2).
Im Folgenden werden ausschließlich die Winterlagen mit ihren Häufigkeitsverteilungen und statistischen Maßzahlen beschrieben.

4.1.1 Mengenanteile der Korngrößenfraktionen

Winterlagen des Bänderschluffs (Abb. 2):
Der Tongehalt (Abb. 2a) zeigt im Histogramm eine genäherte Normalverteilung um den Hauptpeak bei D_1 = 12 %. Der Nebenpeak D_2 = 19 % weist auf Bimodalität, schwach positive Schiefe und schwache Flachgipfligkeit der Verteilung hin. Bei einem Durchschnittsgehalt $\bar{x}$ = 12,2 % und einer Standardabweichung s = 3,1 % besitzt er einen Variationskoeffizienten v = 25 % und eine relativ große Spannweite R zwischen 6,1 – 18,5 %.



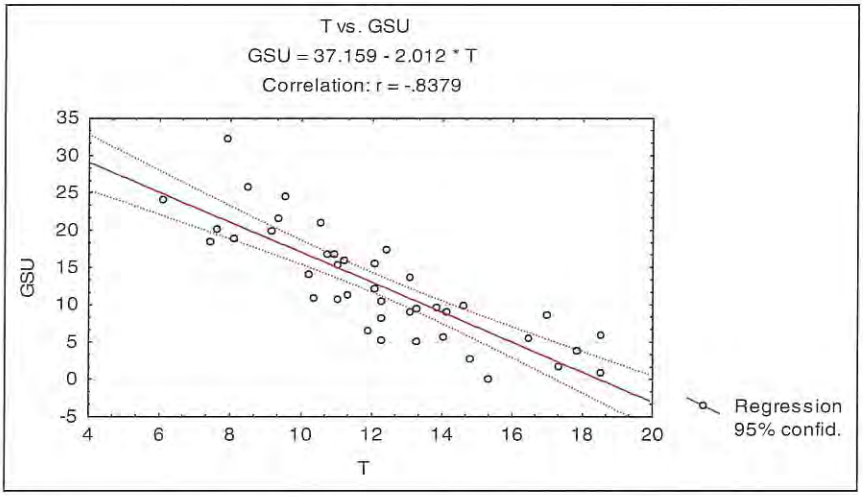


Abb. 3
Regressionsgeraden zwischen einzelnen Merkmalen der Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen

Der Feinschluff (Abb. 2b) ist polymodal verteilt bei geringfügig positiver Schiefe und schwacher Flachgipfligkeit. Mit $\bar{x}$ = 32 % ist sein Gehalt fast dreimal so hoch wie der des Tons, wobei die Standardabweichung s mit 6,3 % und die Spannweite R von 20,8 – 45,5 % nur doppelt so hoch sind und der Variationskoeffizient v mit 19,8 % sogar deutlich niedriger ist.

Der Mittelschluff (Abb. 2c) zeigt bei Unimodalität eine genäherte Normalverteilung mit schwach positiver Schiefe und Normalgipfligkeit. Mit einem Durchschnittsgehalt $\bar{x}$ = 42,6 % ist der Anteil des Mittelschluffs 3,5 mal so groß wie jener des Tons bei einer nur geringfügig größeren Standardabweichung s von 4,4 % und einer relativ niedrigen Spannweite R von 18,7 %. Im statistischen Vergleich weist der Mittelschluff mit v = 10,3 % den weitaus niedrigsten Variationskoeffizienten auf. Dies entspricht nur 40 % des Variationskoeffizienten beim Tongehalt.

Der ebenfalls unimodale Grobschluff (Abb. 2d) zeigt eine genäherte logarithmische Normalverteilung. Die Unimodalität beider Verteilungen weist ungeachtet des niedrigen Stichprobenumfangs von n = 41 auf relativ homogene Materialschüttungen in den Staubeckenraum hin. Der Durchschnittsgehalt des Grobschluffs von $\bar{x}$ = 12,6 % gleicht dem des Tons. Allerdings ist die Variabilität seiner

Mengenanteile entscheidend größer als jene des Tons. So beträgt die Standardabweichung s mit 7,5 % und der Variationskoeffizient v mit 59,5 % etwa das 2,4-fache. Seine Spannweite R, die von 0 – 32,2 % reicht, beträgt sogar das 2,6-fache.

Bei einem Durchschnittsgehalt $\bar{x}$ von knapp 0,6 % konzentriert sich der Feinsand (Abb. 2e) zu 85 % (35 von 41 Werten) auf die Gehaltsklasse von 0 % – 1 %. Dementsprechend ist seine unimodale Häufigkeitsverteilung extrem positiv schief und noch viel extremer steilgipflig.

4.1.2 Karbonatgehalt

Winterlagen des Bänderschluffs (Abb. 2f):
Der Karbonatgehalt weist bei ausgeprägter Unimodalität eine stark asymmetrische Verteilung mit einer deutlich positiven Schiefe sowie Steilgipfligkeit auf. Sein Durchschnittsgehalt $\bar{x}$ ist mit knapp 11 % fast so hoch wie der mittlere Tongehalt. Demgegenüber sind die Standardabweichung s mit 1,1 %, die Spannweite R von 8,6 – 14,0 % sowie der Variationskoeffizient v mit 10 % extrem niedrig.

4.1.3 Glühverlust

Die statistischen Untersuchungen am Glühverlust sollen die in Kapitel 3. angestellten Überlegungen verifizieren. Dabei beschränken sich die Autoren nur auf zwei Intervalle:

- Glühverlust im Temperaturbereich 0 – 600 °C
- Glühverlust im Temperaturbereich 600 – 1000 °C, beides wiederum differenziert nach Winter- und Sommerlagen.

Im Sinne der Übersichtlichkeit der Ergebnisse wurde das gesamte Temperaturintervall von 0 bis 600 °C erfaßt, um sowohl die Kristallwassergehalte der verschiedenen Tonminerale als auch deren Hydroxylionenanteil additiv zu ermitteln. Damit sollte eine mittelbare Aussage ausschließlich über den Gehalt sämtlicher Tonminerale getroffen werden.

4.1.3.1 Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C

Winterlagen des Bänderschluffs (Abb. 2g):
Der Gesamtkristallwassergehalt zeigt eine genäherte unimodale Normalverteilung um einen Durchschnittswert von $\bar{x}$ = 12,4 %. Die Variabilität der Gehalte ist relativ niedrig, ausgewiesen durch eine Standardabweichung s von 1,55 %, eine Spannweite R von 9,4 – 15,2 % und einen Variationskoeffizienten v von 12,5 %. Bei einer Schiefe von quasi Null ist ihre Verteilung schwach flachgipflig. Diese Charakteristika legen es nahe anzunehmen, dass bei den Winterlagen der gesamte Kristallwassergehalt durch das Temperaturintervall von 0 – 600 °C erfaßt wird.

4.1.3.2 Glühverlust im Temperaturintervall 600 – 1000 °C

Winterlagen des Bänderschluffs (Abb. 2h):
Die Differenz der Glühverluste im Temperaturintervall 0 – 600 °C vom Gesamtglühverlust im Temperaturbereich 0 – 1000 °C beträgt für die Winterlagen im Durchschnitt $\bar{x}$ = 4,14 %. Die Variabilität ist relativ groß, ausgewiesen durch eine Standardabweichung s von 0,74 %, eine Spannweite R von 2,4 – 5,3 % und einen Variationskoeffizienten v von 17,9 %. Darüber hinaus zeigt die Verteilung eine ausgeprägte Bimodalität mit einem Hauptpeak bei D_1 = 4,75 % und einem Nebenpeak D_2 = 3,75 %. Dementsprechend läßt sich die Gesamtverteilung in eine logarithmische Normalverteilung um den Wert $\bar{x}_1$ = 4,75 % und eine Normalverteilung um den Wert $\bar{x}_2$ = 3,75 % splitten. Diese Heterogenität deutet darauf hin, dass zwei unterschiedlich stabile Karbonatphasen die Gesamtverteilung steuern.

4.1.4 Univariatstatistik der relevanten Lagenmächtigkeiten

Die statistischen Kennwerte der Lagenmächtigkeiten beziehen sich ausschließlich auf die Proben, für die Korngrößenbestimmungen durchgeführt wurden.

Winterlagen des Bänderschluffs:
Das Histogramm zeigt eine bimodale Verteilung mit einem Hauptpeak bei D_1 = 3,5 mm und einem wesentlich schwächeren Nebenpeak bei D_2 = 10,5 mm. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Winterlagen beträgt $\bar{x}$ = 6,2 mm. Die Variabilität der einzelnen Mächtigkeiten ist relativ groß, ausgewiesen durch eine Standardabweichung s von 2,3 mm, eine Spannweite R von 3 – 11 mm und einen Variationskoeffizienten v von 36,9 %.

Sommerlagen des Bänderschluffs:
Die Mächtigkeiten der Sommerlagen lassen im Histogramm eine deutliche Trimodalität erkennen mit einem Hauptpeak bei D_1 = 25 mm und zwei Nebenpeaks bei D_2 = 160 mm sowie D_3 = 240 mm. Hieraus wird geschlossen, dass die Materialschüttungen diskontinuierlich waren. Daraus auf besondere Sedimentationsereignisse zu schließen, wäre aufgrund des niedrigen Stichprobenumfangs von n = 40 zu früh.

Eine Ursache könnte darin zu suchen sein, dass die Konfiguration des Stausees am Erzgebirgskamm sehr unregelmäßig gewesen ist, beispielsweise durch Quertäler parallel zum Streichen des Erzgebirgskamms.

4.1.5 Erster zusammenfassender Vergleich zwischen Winter- und Sommerlagen

Ein erster Vergleich der statistischen Maßzahlen und Häufigkeitsverteilungen der Merkmale zwischen den Sommer- und Winterlagen ergibt Folgendes:

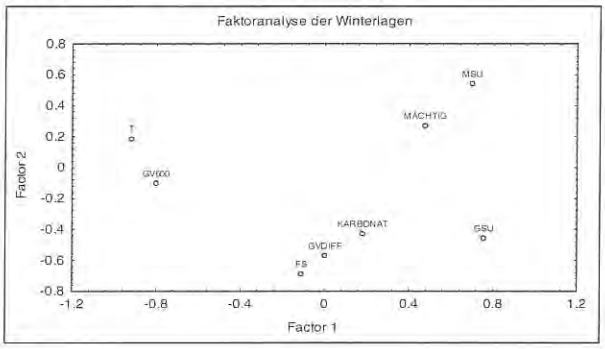
- Große Unterschiede existieren bei den Ton- und Feinschluffgehalten hinsichtlich Durchschnittsgehalt und Variabilität. Heterogenitäten aufgrund stärkerer Wechsel im Materialeintrag existieren in beiden Lagentypen, belegt durch die bivariaten Verteilungen.
- Bei gleichermaßen signifikanten Unterschieden hinsichtlich Durchschnittsgehalt und Variabilität unterscheiden sich die Mittel- und Grobschluff- sowie Feinsandfraktionen der Sommerlagen zusätzlich in ihren Häufigkeitsverteilungen. Diese sind gegenüber den generell univariat verteilten Merkmalen der Winterlagen in den Sommerlagen alle bivariat. Gleiches gilt für den Karbonatgehalt, den Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C und die Lagenmächtigkeit.

5. Korrelations- und Regressionsanalyse der Winterlagen

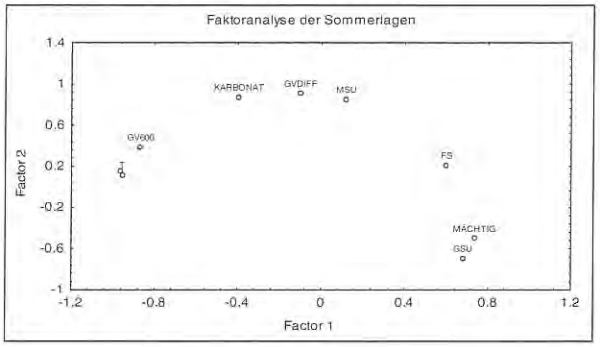
5.1 Bivariate Korrelationen

In einem nächsten Schritt wurde versucht, die kausalen Zusammenhänge sämtlicher analysierter Substanzparameter mit Hilfe einfacher bivariater Korrelationen zu erfassen und zu

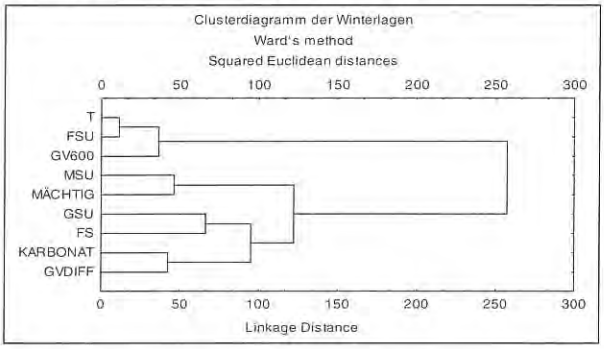
(a.) Ergebnisse der Faktoranalyse (Winterlagen):



(c.) Ergebnisse der Faktoranalyse (Sommerlagen):



(b.) Ergebnisse der Clusteranalyse (Winterlagen):



(d.) Ergebnisse der Clusteranalyse (Sommerlagen):

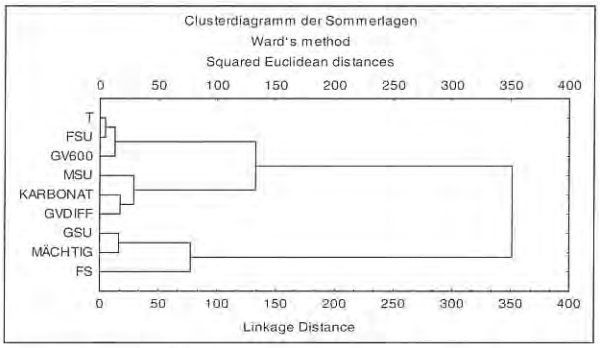


Abb. 4 Ergebnisse der Faktoranalyse und der Clusteranalyse der untersuchten Merkmale der Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen

interpretieren (Tab. 3). Hierbei war zu beachten, dass es sich bei den granulometrischen Klassen Ton, Fein-, Mittel-, Grobschluff und Feinsand um konditionierte Daten handelt. Das bedeutet, dass diese Werte auf 100 % Gesamtsubstanz bezogen sind. Das hat die außerordentlich unangenehme Konsequenz, dass in einem derartig geschlossenen System die positiven Korrelationen abgeschwächt und die negativen Korrelationen verstärkt sein können. Dem kann dadurch begegnet werden, dass den linearen Einfachkorrelationen partielle Korrelationsrechnungen nachgeschaltet werden.
Diese vorangestellten Einschränkungen gelten allerdings nicht für die Merkmale Karbonatgehalt und Glühverlust in den Temperaturbereichen 0 – 600 °C bzw. 600 – 1000 °C sowie Lagenmächtigkeit.

5.1.1 Granulometrische Kennwerte

Aufgrund ihrer hochsignifikanten bzw. signifikanten Korrelationskoeffizienten (Tab. 3) können die granulometrischen Kennwerte in drei Gruppen unterteilt werden:

- Ton plus Feinschluff,
- Mittelschluff plus Grobschluff,
- Feinsand

Interpretation (Tab. 3):

- Ton und Feinschluff gehören genetisch eng zusammen. Sie sind im Ergebnis eines ähnlich großen Energiepotentials gemeinsam in das Sediment eingetragen wurden. Demgegenüber stellen die gröberen Kornfraktionen Mittel- und Grobschluff konkurrierende Korngrößenklassen dar, die gemeinsam ein deutlich höheres Energieniveau des Sedimenteintrages widerspiegeln.
- Wesentlich ist, dass die Reziprozität von Gsu / T bzw. Gsu / Fsu (-0,838; -0,884) entscheidend größer ist als jene von Msu / T bzw. Msu / Fsu (-0,502; -0,522). Das heißt, die negativen Korrelationskoeffizienten wachsen mit zunehmender Kornvergröberung vom Ton über Mittelschluff zum Grobschluff bzw. vom Feinschluff über Mittelschluff zum Grobschluff entscheidend an.
- Die Insignifikanz von Ton und Feinschluff zum Feinsand sowie zu den Glühverlusten im Temperaturintervall 600 – 1000 °C beruht auf den extrem niedrigen Gehalten beider (Tab. 1).
- Zwischen Ton und den Glühverlusten im Temperaturintervall 0 – 600 °C besteht mit 0,650 ein hoher positiver, zwischen Feinschluff und diesen Glühverlusten ein etwas schwächerer aber immer noch hoher positiver Zusammenhang (0,598). Damit wird der hohe Gehalt an Tonmineralen im Ton, etwas abgeschwächt im Feinschluff, mittelbar nachgewiesen, da durch den Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C der gesamte Gehalt an Kristallwasser und Hydroxylionen enthalten ist.
- Die generell niedrigen Mächtigkeiten der Winterlagen bilden sich naturgemäß in den beiden feinsten Kornfraktionen Ton und Feinschluff ab, wobei der Einfluss des Feinschluffs schon allein durch seine höheren Anteile von deutlich geringerer Bedeutung für die niedrigen Mächtigkeiten ist.

Die Bedeutung der hochsignifikanten inversen Korrelation von Mittelschluff und Grobschluff wurden schon beschrieben und interpretiert. Darüber hinaus wird festgestellt:

- Zwischen Mittelschluff und Grobschluff gibt es nur eine insignifikante, schwach positive Korrelation (0,118). Der Grund dafür wird in den extrem unterschiedlichen Anteilen

	T	*Fsu*	*Msu*	*Gsu*	*FS*	*Karbonat-gehalt*	*Gvdiff <600 °C*	*Gvdiff >600 °C*	*Mächtig-keit*
T	-	**0,860**	**-0,502**	**-0,838**	-0,050	-0,140	**0,650**	-0,001	**-0,325**
Fsu	**0,860**	-	**-0,522**	**-0,884**	-0,061	-0,102	**0,598**	0,034	-0,273
Msu	**-0,502**	**-0,522**	-	0,118	**-0,406**	0,040	**-0,645**	-0,136	**0,424**
Gsu	**-0,838**	**-0,884**	0,118	-	0,171	0,129	**-0,412**	0,024	0,123
FS	-0,050	-0,061	**-0,406**	0,171	-	-0,058	0,147	0,164	-0,088
Karbonatgeh.	-0,140	-0,102	0,040	0,129	-0,058	-	-0,214	**0,469**	-0,008
GV< 600°C	**0,650**	**0,598**	**-0,645**	**-0,412**	0,147	-0,214	-	-0,092	**-0,359**
GV> 600 °C	-0,001	0,034	-0,136	0,024	0,164	**0,469**	-0,092	-	0,067
Mächtigkeit	**-0,325**	-0,273	**0,424**	0,123	-0,088	-0,008	**-0,359**	0,067	-

Tab. 3 Bivariate Korrelationskoeffizienten zwischen den untersuchten Merkmalen der Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen

vom Mittelschluff gegenüber dem Grobschluff gesehen. Das Verhältnis der durchschnittlichen Gehalte in den Winterlagen beträgt 3,85 : 1.

- Zwischen Mittelschluff und Feinsand existiert eine signifikante negative Korrelation (-0,406), zwischen Grobschluff und Feinsand eine insignifikante, schwach positive (0,171).
- Zum Karbonatgehalt und seinem Glühverlustäquivalent im Temperaturintervall 600 bis 1000 °C bestehen im Prinzip keine Zusammenhänge. Demgegenüber gibt es hochsignifikante inverse Korrelationen zum Glühverlust im Temperaturintervall 0 bis 600 °C mit –0,645 für den Mittelschluff bzw. –0,412 für den Grobschluff.
- Von besonderer Bedeutung ist die signifikante positive Korrelation zwischen dem Mittelschluff und der Lagenmächtigkeit (0,424), mit 0,123 ebenfalls positiv aber insignifikant die Zusammenhänge von Grobschluff und Mächtigkeit.

Interpretation (Tab. 3):

- Mittel- und Grobschluff repräsentieren (aufgrund des größeren Korndurchmessers gegenüber Ton und Feinschluff) den höheren Energieeintrag in das Sediment. Tonminerale sind in beiden Fraktionen nicht oder nur geringfügig enthalten, was sich in dem Glühverlust des Temperaturbereiches 0 – 600 °C widerspiegelt.
- Die Mächtigkeiten der Winterlagen sind hauptsächlich an den Mittelschluff gebunden (infolge seines durchschnittlichen Anteils von 42,6 Masse- %) und nachrangig an den Grobschluff, nicht jedoch an die beiden feineren Kornfraktionen.

Der Feinsand weist aufgrund seines minimalen Anteils von durchschnittlich 0,6 Masse- % ausschließlich zum Mittelschluff eine signifikante und dazu inverse Korrelation (-0,406) auf. Darüber hinaus existieren zum Grobschluff und den beiden Glühverlustintervallen insignifikante, schwach positive Korrelationen.

Interpretation (Tab. 3):

- Der Feinsand scheint gegenüber dem Mittelschluff einem deutlich höheren Energieniveau anzugehören. Genetisch könnte Grobschluff und Feinsand sogar besser zusammenhängen als Grobschluff und Mittelschluff.

5.1.2 Karbonatgehalt sowie Glühverlust im Temperaturintervall 600 – 1000 °C

Interpretation Karbonatgehalte (Tab. 3):

- Der signifikante bivariate positive Zusammenhang zwischen dem Karbonatgehalt und dem Glühverlust im Intervall 600 – 1000 °C verifiziert die bereits analysierten Ergebnisse. Des Weiteren scheint das Karbonat nicht in der Ton- und Feinschluff-Fraktion, sondern im Grobschluff angereichert zu sein.

Interpretation Gühverlust (Tab.3):

- Der im Glühverlust des Temperaturintervalls 0 – 600 °C ausgewiesene Kristallwassergehalt stammt aus den Tonmineralen und ist fast ausschließlich in den Kornfraktionen Ton und abgeschwächt im Feinschluff konzentriert. Er fehlt in den Fraktionen Mittel- und Grobschluff. Darüber hinaus konkurriert der Kristallwassergehalt mit dem Karbonatgehalt und ist als Tongehaltsindikator mit den geringen Mächtigkeiten der Winterlagen assoziiert.

5.1.3 Lagenmächtigkeit

Interpretation Lagenmächtigkeit (Tab. 3):

- Die Mächtigkeit wird bestimmt durch den mengenmäßig dominierenden Mittelschluff, während sich am stärksten Ton und danach die Feinschluffgehalte reduzierend auf die Mächtigkeit der Winterlagen auswirken.

5.2 Partielle Korrelationen

Wie einleitend gesagt, wird mit den partiellen Korrelationen Folgendes bezweckt: Überprüfen der Einfachkorrelation auf Abschwächung bis zur Scheinkorrelation bzw. Bestätigung oder Verstärkung der einfachen Merkmalszusammenhänge durch Einbeziehung des Einflusses eines dritten Merkmals. Um die Übersicht zu behalten und die Anzahl der Kombinationen so klein wie möglich zu halten, wurden alle neun Merkmale jeweils in Merkmalstripeln assoziiert. Das ergibt eine Anzahl von 252 Kombinationen nach der Formel:

$$C_n^k = \frac{k * n!}{(n-k)!*k!}$$

Die außerordentlich umfangreichen Vergleiche zwischen den einfachen und partiellen Korrelationen sowie Quervergleiche zwischen den jeweiligen Dreierkombinationen der Merkmale

würden den Rahmen dieser Arbeit sprengen. Diese werden zusammen mit analogen Untersuchungen der Bändertone Penig und Chemnitz Gegenstand einer Monographie sein. Hinsichtlich der Methodik der Auswertung sei hier auf die Monographien von Kühl et al. (1996) und Kühl & Gehne (2000) verwiesen.

Ein weiteres Ziel der partiellen Korrelationen bestand darin, Entscheidungsansätze für die Bestimmung möglichst vieler Kennwerte aus einem einzigen bekannten Kennwert zu berechnen, um Vorschläge für die Reduzierung des immensen analytischen Aufwandes zu erreichen und überflüssige Informationen zu vermeiden.

Im Folgenden werden die wichtigsten Erkenntnisse vorgestellt, welche für die Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen gewonnen werden konnten:

- Als Modellkennwert wurden die beiden mengenmäßig dominierenden Kornfraktionen Mittelschluff mit einem Durchschnittsgehalt $\bar{x} = 42{,}6$ % und Feinschluff mit $\bar{x} = 32{,}0$ % ausgewählt, die abgesehen vom Grobschluff auch die größten Standardabweichungen und Spannweiten aufweisen (Tab. 1).
- Die beiden entwickelten Entscheidungsbäume mit dem Modellkennwert Mittelschluff (Merkmal c) und alternativ Feinschluff (Merkmal b) sind das Resultat des Vergleichs der einfachen Korrelationskoeffizienten mit allen Dreierkombinationen der übrigen Merkmale sowie des Quervergleichs der partiellen Korrelationskoeffizienten untereinander.
- Die Entscheidungsbäume für den Ansatz der Regressionsfunktionen werden wie folgt bewertet:
- Mit Ausnahme des Karbonatgehalts und des Glühverlusts im Temperaturintervall 600 – 1000 °C können alle übrigen sechs Merkmale schrittweise in drei bzw. vier Entscheidungsebenen aus dem Mittelschluff berechnet werden.
- Der Karbonatgehalt muß immer entweder direkt bestimmt oder aus dem Glühverlust im Intervall 600 – 1000 °C berechnet werden.
- Entscheidungsebenen für den Modellkennwert Mittelschluff:

Ebene 1: Mächtigkeit und Glühverlust im Intervall 0 – 600 °C
Ebene 2: Tongehalt aus dem Glühverlust im Intervall 0 – 600 °C
Ebene 3: Fein- und Grobschluff aus dem Tongehalt
Ebene 4: Grobschluff mit numerischer Verbesserung sowie Feinsand aus dem Fein- und Mittelschluff

- Entscheidungsebenen für den Modellkennwert Feinschluff:

Ebene 1: Ton- und Grobschluffgehalt sowie Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C
Ebene 2: Mittelschluff aus Fein- und Grobschluff
Ebene 3: Mächtigkeit aus Mittelschluff; Feinsand aus Fein- und Mittelschluff

5.3 Einfache und multiple Regressionsanalyse

Auf der Grundlage der Entscheidungsbäume für die Modellkennwerte Mittelschluff und alternativ Feinschluff wurden ausgewählte lineare einfache Regressionsfunktionen sowie multiple Regressionsfunktionen berechnet. Die Auswahlkriterien wurden festgelegt durch:

- Niveau der Entscheidungsebene
- Höhe und Charakter des einfachen bzw. multiplen Korrelationskoeffizienten (positiv oder negativ) und
- Formulierung der Regressionsansätze für ein möglichst breites Spektrum der neun Merkmale.

Das Ergebnis wurde in Tabelle 4 mit den Regressionsfunktionen für die Winterlagen des Bändertons fixiert. Darüberhinaus wurden in der Abbildung 3 repräsentative und charakteristische Regressionsfunktionen dargestellt:

- vier lineare Einfachregressionen mit der jeweils dazugehörigen Punktwolke der Wertepaare (Scatterplot) und Vertrauensband im 5 %-Konfidenzintervall, welches durch die Hyperbeläste oberhalb und unterhalb der Regressionsfunktion festgelegt ist.

Beschreibung und Interpretation der Regressionsgeraden (Abb. 3):

- Feinschluff gegen Ton: Die Neigung der progressiv ansteigenden Regressionsgeraden (Optimum 45°), die relativ große Dichte der Punktwolke und das enge Vertrauensband um die Regressionsgerade belegen überzeugend den engen kausalen Zusammenhang zwischen Ton und Feinschluff. Eine zusätzliche Bestätigung ist der hohe Korrelationskoeffizient von 0,860.

Tab. 4 Regressionsfunktionen zwischen den untersuchten Merkmalen der Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen

	T	*Fsu*	*Msu*	*Gsu*	*FS*	*Karbonat-gehalt*	*Gvdiff <600 °C*	*Gvdiff >600 °C*	*Mächtig-keit*
T	-	**0,860**	**-0,502**	**-0,838**	-0,050	-0,140	**0,650**	-0,001	**-0,325**
Fsu	**0,860**	-	**-0,522**	**-0,884**	-0,061	-0,102	**0,598**	0,034	-0,273
Msu	**-0,502**	**-0,522**	-	0,118	**-0,406**	0,040	**-0,645**	-0,136	**0,424**
Gsu	**-0,838**	**-0,884**	0,118	-	0,171	0,129	**-0,412**	0,024	0,123
FS	-0,050	-0,061	**-0,406**	0,171	-	-0,058	0,147	0,164	-0,088
Karbonatgeh.	-0,140	-0,102	0,040	0,129	-0,058	-	-0,214	**0,469**	-0,008
GV< 600°C	**0,650**	**0,598**	**-0,645**	**-0,412**	0,147	-0,214	-	-0,092	**-0,359**
GV> 600 °C	-0,001	0,034	-0,136	0,024	0,164	**0,469**	-0,092	-	0,067
Mächtigkeit	**-0,325**	-0,273	**0,424**	0,123	-0,088	-0,008	**-0,359**	0,067	-

Erläuterungen: Signifikante Korrelationen für $p < 0{,}05$ sind fett markiert, weitere Angaben siehe Tabelle 1

- Ton gegen Grobschluff: Die linearen einfachen Regressionsbeziehungen zwischen Ton und Grobschluff sind ähnlich eng wie zwischen Ton und Feinschluff, belegt durch das Streudiagramm und das Vertrauensband um die Regressionsgerade. Allerdings sind diese Beziehungen invers, d.h. die Regressionsgerade fällt degressiv ab. Bei Ton und Grobschluff handelt es sich also um zwei in ihren Mengenanteilen konkurrierende Korngrößenfraktionen im Ergebnis des signifikant unterschiedlichen Energieeintrages während der Sedimentation in den Winterperioden.

6. Faktor- und Clusteranalyse

In den vorangegangenen Kapiteln wurden einerseits wichtige Zusammenhänge zwischen den fünf granulometrischen, den drei geochemischen Merkmalen und dem geometrischen Mächtigkeitskennwert aufgezeigt, andererseits auf Probleme, Unschärfen und Verschmiereffekte bei den Kausalzusammenhängen zwischen diesen Merkmalen hingewiesen. Deswegen wird im Folgenden versucht, mit zwei weiteren, statistisch komplexen Methoden – der Faktor- und Clusteranalyse – die vielschichtigen Merkmalszusammenhänge zu überprüfen und nach Möglichkeit übergeordnete Einflußgrößen herauszufiltern. Hinsichtlich der mathematisch aufwendigen Prozeduren (Matrizen- und Vektorenoperationen) sowie vielfältigen Denkansätzen und Interpretationsmöglichkeiten in der Faziesanalyse sei hier auf die Monographie von KÜHL et al. (1996) hingewiesen.
Zunächst wurden beide Methoden auf die Originaldaten angewandt. In einem zweiten Schritt wurden dem gegenüber gestellt die Ergebnisse beider Analysen auf der Grundlage standardnormierter Primärdaten. Hierzu mussten sämtliche Einzelwerte des jeweiligen Merkmals auf ihren Mittelwert und ihre Standardabweichung normiert werden. Bei dieser Prozedur wurde folgender Algorithmus angewendet:

$$a_i = \frac{x_i - \bar{x}}{s}$$

D.h. von jedem Einzelwert wurde der Mittelwert der gesamten Stichprobe abgezogen und diese Differenz durch die Standardabweichung derselben dividiert. Der Mittelwert wird durch diesen Algorithmus gleich Null, die Standardbweichung gleich Eins gesetzt. Damit wird erreicht, dass die extrem unterschiedlichen Mittelwerte und Standardabweichungen für die einzelnen Merkmale vergleichbar gemacht werden, ohne dass ein Informationsverlust eintritt. Das Resultat dieses Vergleichs sei gleich vorangestellt:

Die Ergebnisse sowohl der Faktoranalyse (Hauptkomponentenanalyse) als auch der Clusteranalyse (nach der WARD-Methode) mit den Originaldaten zeigten zum Teil verfälschte Merkmalsbeziehungen. Demgegenüber brachten beide Methoden mit den standardisierten Daten ausgezeichnete Ergebnisse, die im Folgenden kurz vorgestellt werden.

Winterlagen des Bänderschluffs (Abb. 4a und 4b):

Als erster Schritt wurde die Hauptkomponentenanalyse (principal component analysis) für die standardisierten Daten der Winterlagen angewendet. Bei dieser Methode erfolgt eine Extraktion möglichst weniger Faktoren für eine Vielzahl von Merkmalen, wobei bewußt auf eine schlecht interpretierbare Restvarianz über die extrahierten Hauptkomponenten hinaus verzichtet wird: Ziel war also eine Verdichtung von Information auf wenige übergeordnete Komponenten.
Bei den Winterlagen konnten zwei Hauptkomponenten extrahiert werden, welche gemeinsam 53,0 % der Gesamtvarianz aller neun Merkmale erfassen (Tab. 5).

Tab. 5 Faktorladungen der einzelnen Merkmale bei der Hauptkomponentenanalyse für die Winterlagen des Bänderschluffs von Hainichen

	Winterlagen	
	Faktor 1	**Faktor 2**
Varianz	*36,6 %*	*16,4 %*
Ton	-0,921	0,186
Feinschluff	-0,913	0,187
Mittelschluff	0,698	0,542
Grobschluff	0,756	-0,457
Feinsand	-0,110	-0,687
Karbongehalt	0,181	-0,427
GVDiff<600 °C	0,806	-0,101
GVDiff>600 °C	0,002	-0,571
Mächtigkeit	0,475	0,270

Im Faktor 1 mit 36,6 % der Gesamtvarianz tritt hochladend positiv der Grobschluff auf, etwas schwächer der Mittelschluff und noch schwächer die Mächtigkeit. Dem stehen hochladend negativ gegenüber: Ton, Feinschluff und der Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C.
Im Faktor 2 mit 16,4 % der Gesamtvarianz weisen die höchsten positiven Ladungen der Mittelschluff, etwas abgeschwächt die Mächtigkeit auf. Die höchsten negativen Ladungen zeigen dem gegenüber Feinsand, Grobschluff, der Glühverlust im Temperaturintervall 600 – 1000 °C sowie der Karbonatgehalt.

Verknüpft man beide Faktoren in einem Koordinatensystem, wird die Position der einzelnen Merkmale durch die Faktorladungen beider Faktoren fixiert (Abb. 4a):

- Ton und Feinschluff korrespondieren so eng miteinander, dass beide Merkmale im Diagramm übereinanderliegen, so dass der Ton für beide Merkmale steht. Dazu gesellt sich mit der geringsten Distanz der Tonmineralgehalt (Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C).
- Ähnlich eng beieinander liegen Karbonatgehalt und Glühverlust im Temperaturintervall 600 bis 1000 °C. Benachbart zu beiden ist der Feinsand, in welchem das Karbonat konzentriert zu sein scheint. Die relativ geringe Distanz zwischen Karbonat und Grobschluff deutet an, dass auch hier Karbonat angereichert sein kann.
- Die deutliche Nähe zwischen Mittelschluff und Lagenmächtigkeit weist darauf hin, dass letztere primär durch den hohen Mengenanteil des Mittelschluffs diktiert wird.
- Die beiden Faktoren selbst werden wie folgt interpretiert: Faktor 1 als relativer Hochenergiebereich mit hochladendem Grob- und Mittelschluff bzw. Lagenmächtigkeit, Faktor 2 als Niedrigenergiebereich mit hohen Ton-, Feinschluff- bzw. Tonmineralgehalten.

Mit der Anwendung der Clusteranalyse wurde das Ziel verfolgt, eine inhomogene Gesamtheit von Variablen in homogene Teilmengen (Cluster = Gruppen) zu untergliedern. Dabei sollten sich die Elemente einer Gruppe möglichst ähnlich sein, während zwischen den Gruppen kaum oder weniger Ähnlichkeiten bestehen. Bei der angewendeten WARD-Methode erfolgt die Gruppierung unter der Maßgabe, dass sich durch die Zusammenfassung zweier Gruppen ein vorgegebenes Heterogenitätsmaß (Innergruppenstreuung) möglichst wenig vergrößert. Die Gruppenunterschiede werden mit Hilfe der quadrierten euklidischen Distanz bestimmt und in einem Baumdiagramm (Dendrogramm) anschaulich dargestellt. In dem Diagramm werden die Fusionierungs- gleich Gruppenbildungsniveaus mit einer horizontalen Distanzachse verbunden.

Das Dendrogramm der Winterlagen bestätigt in überzeugender Weise die bereits in der Hauptkomponentenanalyse gewonnenen Kenntnisse (Abb. 4b):

- Zuerst fusionieren Ton und Feinschluff. Später schließt sich der Tonmineralgehalt (Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C) an dieses Cluster an.
- Karbonatgehalt und Glühverlust im Temperaturintervall 600 – 1000 °C bilden das nächste Fusionsniveau, gefolgt von Mittelschluff und Mächtigkeit bzw. Grobschluff plus Feinsand.

Die weiteren Verknüpfungen auf höherem Fusionsniveau können dem Dendrogramm entnommen werden.
Die Ergebnisse der Hauptkomponenten- bzw. Clusteranalyse für den Bänderschluff von Hainichen zeigen, dass die Sedimentation im Stauseebecken von zwei übergeordneten Faktoren gesteuert wird:

1. durch ein energetisches Niedrigniveau, in welchem die Kornfraktion Ton und Feinschluff sowohl in den Winter- als auch Sommerlagen konzentriert sind. Dieser Faktor spiegelt den geringenergetischen Sedimenteintrag aus der Suspensionsfracht des Wasserkörpers, vor allem während der Winterperioden, wider.
2. ein relatives Hochenergieniveau, in dem die gröberen Kornfraktionen zum Absatz kamen. Dieser Faktor charakterisiert den vor allem während der Sommerperioden wirksamen hochenergetischen, impulsartigen Sedimenteintrag in das Stauseebecken (Trübeströme).

7. Weiterführende Arbeiten

Mit dem Ziel, die komplexen Zusammenhänge zwischen den granulometrischen und substanziellen Kennwerten zu verifizieren, werden die partiellen und multiplen Korrelationsrechnungen der Winterlagen noch ausgewertet und auf die Sommerlagen des Bändertons ausgeweitet. Gleichermaßen werden die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse auf die einzelnen Objekte (Proben) erweitert und die Resultate der Clusteranalyse mit Hilfe der Diskriminanzanalyse bewertet.
Hauptgegenstand der weiterführenden Untersuchungen wird die Warvenkonnektierung sein: zunächst im lokalen Bereich von Hainichen und später im Rahmen einer regionalen Verknüpfung mit den Bändertonen der Leipziger Tieflandsbucht. An erfolgsträchtigen Methoden werden dabei angewandt:

- die Warvenkonnektierung nach de Geer (1912),
- die Warvenkonnektierung mit hochpaßgefilterten Originaldaten nach Kühl (1991) und
- die Analyse kurzer Zeitreihen im Zeit- und Frequenzbereich.

Dabei sollen neben den Mächtigkeiten der Sommer- und Winterlagen auch erstmals substanzielle Warvendaten verwendet werden. Für die Extraktion von Trends, Rhythmen und Zyklen in den Datenreihen sollen dabei angewendet werden: Auto- und Kreuzkorrelation, FOURIER-Transformation im Zeit- und Frequenzbereich sowie vorzugsweise Gleitkorrelation mit dem Ziel einer optimalen Einpassung kürzerer, unvollständiger Sequenzen in längere, vollständige Datenreihen. Im Ergebnis soll ein Modell für die Kinematik des Eisstauprozesses erarbeitet werden.

Zusammenfassung

Am unmittelbaren Nordrand des Erzgebirges wurde in der Tongrube Hainichen ein Bänderschluff aufgeschlossen, von welchem die obersten 120 Warven erfaßt werden konnten. Diese weisen zwei Besonderheiten auf:

1. eine exponentielle Zunahme der Warvenmächtigkeiten vom Liegenden zum Hangenden,
2. erhöhte absolute Karbonatgehalte und Lagenmächtigkeiten.

Die Zunahme der Mächtigkeiten sowohl der Winter- als auch der Sommerlagen charakterisiert einen typischen Vorstoßbänderschluff; seine geologische Position, die erhöhten Karbonatgehalte und Lagenmächtigkeiten lassen auf ein Stauseesediment im Ergebnis eines jüngeren elsterkaltzeitlichen Inlandeisvorstoßes (Elster-(I)-Eisrandoszillation oder Elster-(II)-Inlandeisvorstoß) schließen.
Korrelations- und Regressionsberechnungen zeigen, dass der Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C den Kristallwasser- und Hydroxylionengehalt und damit mehr oder weniger vollständig den Tonmineralgehalt der einzelnen Lagen widerspiegelt. Der Tonmineralgehalt korrespondiert wiederum hervorragend mit den kleinsten Kornfraktionen Ton und Feinschluff.
Der Glühverlust im Temperaturintervall 600 – 1000 °C wird verursacht durch die thermische Zersetzung der Karbonate, vorzugsweise Calcit. Er ist in hohem Maße mit den absoluten Karbonatgehalten assoziiert. Sie konzentrieren sich in den Winterlagen vorzugsweise in der Grobschluff- und Feinsandfraktion, wohingegen das Karbonat in den Sommerlagen eindeutig im Mittelschluffanteil angereichert ist.
Die Mächtigkeit der einzelnen Winterlagen wird von deren Mittelschluffgehalt bestimmt, welcher im Durchschnitt über 42 % aller Mengenanteile der Kornfraktionen ausmacht. Demgegenüber wird die Mächtigkeit in den Sommerlagen primär vom Mengenanteil des Grobschluffs, sekundär durch den des Feinsands beeinflußt. Die Besonderheit dieses Sachverhalts liegt darin, dass in den Sommerlagen die Mengenanteile von Grobschluff und Feinsand an der Gesamtmenge aller Kornfraktionen zusammen nur etwas über 20 % betragen. Man kann schlußfolgern, dass die Mächtigkeit der Winterlagen primär vom Mengenanteil bestimmt wird, in den Sommerlagen hingegen primär durch das Volumen der Kornfraktionen und nur sekundär durch deren Mengenanteil.

Faktor- und Clusteranalyse zeigen, dass die Sedimentation im glazialen Staubecken durch zwei übergeordnete Faktoren gesteuert wird:

1. durch ein energetisches Niedrigniveau, in welchem die Fraktionen Ton und Feinschluff sowie die Tonminerale (Glühverlust im Temperaturintervall 0 – 600 °C) sowohl in den Winter- als auch Sommerlagen konzentriert sind. Dieser Faktor reflektiert den geringenergetischen Sedimenteintrag aus der Suspensionsfracht des Wasserkörpers, vor allem während der Winterperioden.
2. ein relatives Hochenergieniveau, welches in den Winterlagen primär Mittelschluffgehalt und Lagenmächtigkeit, sekundär Grobschluff und Karbonatgehalt vereinigt. Demgegenüber hat sich das Hochenergieniveau der Sommerlagen deutlich erhöht: Hier gehen Grobschluff- und Feinsandgehalt mit der Lagenmächtigkeit einher. Dieser Faktor widerspiegelt den vor allem während der Sommerperioden wirksamen hochenergetischen, impulsartigen Sedimenteintrag in das Stauseebecken.

Summary

In the Hainichen clay pit situated not far away from the northern border of the Ore Mountain a varved silt is outcroped and its uppermost 120 varves could be studied. These varves are characterized by

1. an exponential increase of the varve thickness from bottom to the top,
2. enhanced absolute carbonate contents and layer thicknesses.

The increase of thicknesses of the winter as well as of the summer layers are typical marks of a varved clay formed by advancing ice sheet. Its geological position and the enhanced carbonate contents and layer thicknesses of the varved silt point at its formation in consequence of a younger Elsterian glacial ice sheet advance (ice rim oscillation of Elster-(I)-ice sheet or formed by the Elster-(II)- ice sheet).

Results of correlation and regression analysis show that the loss of ignition (LOI) the temperature interval 0 – 600 °C reflects the crystallization water and hydroxyl ion content and therefore corresponds more or less with the bulk clay mineral content of the single layers. Moreover the bulk clay mineral content is associated with the smallest grain size fractions clay and fine silt in high degree.

The LOI of the temperature interval 600 – 1000 °C is caused by thermic decay of carbonates, particularly of calcite. It is associated with the absolute bulk carbonate contents. In the winter layers they are concentrated in the coarse silt and fine sand grain size fractions, in contrast to the summer layers which show a clear enrichment of carbonate in the medium-grained silt fraction.
The thickness of the single winter layers is caused by its medium-grained silt content which occupied in mean more than 42 percent of all quantity parts of grain size fractions. In contrast to, the thickness of summer layers is influenced primary by the quantity part of coarse silt fraction and secondary by the quantity part of fine sand fraction. Thereby the peculiarity consists in the observation that of all grain size fractions in the summer layers the quantity parts of coarse silt and fine sand amount a little more than 20 percent. Therefore it can be concluded that the thickness of winter layers is caused primary by quantity part, in contrast to, the thickness of summer layers is caused primary by the volume of grain size fractions and secundary by its quantity parts.
Factor and Cluster analysis show the sedimentation in glacial ice-dammed lake basin is controlled by two superordinate factors:

1. a low-energy level which includes in the winter layers as well as in the summer layers the grain size fractions clay and fine silt and the clay minerals (represented by ignition loss of temperature intervall 0 – 600 °C). This factor reflects the low-energy sedimentation process of the suspension load from the glacial lake water body during the winter periods, particularly.
2. a relative high-energy level which in the winter layers includes primary the medium-grained silt content and the layer thickness, secondary the coarse silt and carbonate contents. In contrast to, the high-energy level of the summer layers is increased: On this, coarse silt and fine sand contents increase with the layer thickness. This factor reflects the high-energy impulsive sediment input in the glacial lake basin during the summer periods, particularly.

Danksagung

Wir danken den Betriebstechnologen Herrn Dipl.-Ing. Müller und Herrn Leutert der Wienerberger Ziegelwerke GmbH Hannover für ihre materielle und körperliche Unterstützung bei der Freilegung der Bänderschluffprofile in der Tongrube der Ziegelei Hainichen.Danksagung
Wir danken den Betriebstechnologen Herrn Dipl.-Ing. Müller und Herrn Leutert der Wienerberger Ziegelwerke GmbH Hannover für ihre materielle und körperliche Unterstützung bei der Freilegung der Bänderschluffprofile in der Tongrube der Ziegelei Hainichen.

Literatur

De Geer, G. (1912): A Geochronology of the last 12 000 years. – Compte rendu 11 Congr. Geol. Intern., Stockholm 1910, S. 241-253

Hochberger, H. & F. Weihrauch (1962): Ergebnisbericht und Vorratsberechnung über alle im Jahre 1960 bis 1961 durchgeführten geologischen Erkundungsbohrungen auf Ziegelrohstoffe in Hainichen. – Erkundungsbericht, GFE Freiberg 39 S., 16 Anl., (unveröff.)

Junge, F. W. (1998): Die Bändertone Mitteldeutschlands und angrenzender Gebiete – Ein regionaler Beitrag zur quartären Stausee-Entwicklung im Randbereich des elsterglazialen skandinavischen Inlandeises. – Altenbg. nat. wiss. Forsch. 9, S. 3-210, Altenburg

Junge, F. W., Böttger T. & Chr. Siegert (1999): Die Stauseesedimente des Bruckdorfer Horizontes: Ergebnis der Eisrandoszillation des saaleglazialen skandinavischen Inlandeises in Mitteldeutschland. – Mauritiana 17, 2, S. 257-276, Altenburg

Junge, F. W. & T. Böttger (1996): Komplexe Untersuchungen zur quartären Eisstausee-Entwicklung in Mitteldeutschland. – Isotopenpraxis Environ. Health Stud. Vol. 32, 4, S. 363-386, Reading

Junge, F. W. & T. Böttger (1994): Isotope geochemical studies on carbonates of Quaternary glacio-lacustrine lake sediments as indicators of paleoenvironment. – Isotopenpraxis Environ. Health Stud. 30, 1, S. 9-21, Reading

Junge, F. W. & M. Magnus (1994): Dünnschliffherstellung an gewarvten tonigen Sedimenten am Beispiel der Bändertone aus der Leipziger Tieflandsbucht. – Der Präparator 40, 1, S. 33-41, Bochum

Kühl, A. (1991): Statistisch gestützte Stratifizierung monotoner Karbonatfolgen. – Die Geowissenschaften 9, 3, S. 79-86, Weinheim

Kühl, A., Schreiber A. & E. Scheffler (1996): Faziesanalyse mit multivariatstatistischen und geostatistischen Methoden am Beispiel des dunklen Knotenkalkes von Wildenfels. – Freib. Forsch. H. C462, 211 S., Freiberg/Sa.

Kühl, A. & H. Gehne (2000): Rechnergestütztes Qualitätsmodelling von Rohstoffkörpern der Elbkieswanne. – Freib. Forsch. H. C479, 131 S., Freiberg/Sa.

Müller, G. & M. Gastner (1971): The „Karbonat bomb" – a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils and other material. – N. Jb. Min. 10, S. 446-469, Stuttgart

Pilger, A., Mocha P., Petzold B. & A. Rösler (1991): Die nordischen Gletscher am nordwestlichen Harzrand und ihre Stauseen. – Clausthaler Geol. Abh. 48, 159 S., Köln

Rösler, H. J. & R Starke (1970): Einführung in die Tonmineralogie. – 2./3. Lehrbrief, 144 S., Bergakademie Freiberg

Schirrmeister, L. (1998): Die Staubeckenschluffe/-tone im Bereich der Pommerschen Eisrandlage – Zeit- und Milieumarken der jungquartären Entwicklung Brandenburgs (stoffliche Zusammensetzung, Gefüge, Alter). – Abschlußbericht zum DFG Projekt Ni 343/2 (Projektleiter B. Nitz), Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, 118 S. u. Anlagenband

Schirrmeister, L. (1997): Sedimentstrukturen und Deformationen in Eisstauseeablagerungen NE-Brandenburgs und ihre fazielle Deutung. – In: B. Nitz & A. Nass (Hrsg.): „Beiträge zu ausgewählten Fragen des Quartärs in Ost- und Mitteleuropa". – Berliner Geograph. Arbeiten 84, S. 113-146, Berlin

Wolf, A. (2000): Sedimentologisch-geochemische Untersuchungen an elsterglazialen Bändertonen am nördlichen Erzgebirgsrand. – Diplomarbeit, TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie (unveröff.)

Wolf, L. & G. Schubert (1992): Die spättertiären bis elstereiszeitlichen Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen. – Geoprofil 4, S. 1-43, Freiberg

Anschrift der Autoren:

PD Dr. habil. Frank W. Junge
Universität Leipzig, Fakultät für Physik und Geowissenschaften, Institut für Geophysik und Geologie, Arbeitsgruppe „Paläoklimatologie"
Talstraße 35
D-04103 Leipzig

PD Dr. habil. Anselm Kühl
Dipl.-Geoln. Anja Wolf
Technische Universität Bergakademie Freiberg, Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau, Institut für Geologie, Gustav-Zeuner-Straße 12, D-09599 Freiberg

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 151–159	2 Abb., 1 Tab., 22 Lit.

Die Bohrung Rathenow (Landkreis Havelland, Brandenburg) – eine Abfolge limnischer Sedimente vom Saale-Spätglazial, Eem-Interglazial bis in das Weichsel-Frühglazial

Holger Freund

1. Einleitung

Im Rahmen eines am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (NLfB) durchgeführten DFG-Forschungsprojektes wurden in Nordwest- und Mitteldeutschland Hohlformen untersucht, die sowohl im Eem-Interglazial als auch in der anschließenden Weichsel-Kaltzeit als Sedimentfallen fungierten. Durch detaillierte geologische und palynologische Untersuchungen an den in den Hohlformen überlieferten kaltzeitlichen und warmzeitlichen Ablagerungen konnten neue Erkenntnisse zur Vegetations- und Klimaentwicklung der Weichsel-Kaltzeit gewonnen werden (Freund & Caspers 1997, Caspers & Freund 2000). Einem Hinweis von H. Ziermann (ehemals Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin) ist es zu verdanken, dass auch im Havelland östlich von Rathenow Bohrungen abgeteuft wurden. Die Schichtenbeschreibung einer im Jahr 1968 niedergebrachten Spülbohrung, ca. 2 km südlich des Ortes Stechow und ca. 2 km westlich Nennhausen gelegen (Abb. 1), verwies auf ein möglicherweise vom Eem-Interglazial bis in das Weichsel-Frühglazial durchlaufendes Profil. Die alten Schichtenaufnahmen dokumentierten drei durch Mittelsand- und Schluffablagerungen klar voneinander abgegrenzte organogene Lagen. Diese waren zwischen zwei Geschiebemergel eingeschaltet, die geschiebeanalytisch als saale- bzw. weichselzeitlich eingestuft werden konnten. Erste nicht publizierte Pollenanalysen durch Erd (ehemals LGRB) ergaben eine Abfolge vom Eem-Interglazial bis in das Weichsel-Frühglazial.

2. Lage und Schichtenfolge der Bohrungen Rathenow 1 und 2

Die Bohrungen Rathenow 1 und 2 liegen am nördlichen Rand eines vermoorten Gebietes (Abb. 1). Die Senke wird auf der TK 25 Blatt 3340 (Rathenow) als "Im Luch" bezeichnet. Die Lage des Untersuchungsgebietes an der Westflanke der Salzstruktur Kotzen (Strukturachse Friesack-Kotzen) mit einer ausgeprägten Randmulde von Oberkreide- und Tertiärablagerungen, deutet auf eine subrosiv gesteuerte Senke hin, die mindestens bis in das Jungquartär wirksam war. Ausmaß und Zeitdauer der quartären Bewegungen an der Salzantiklinale Kotzen sind nur mittels Pollenanalyse zu klären.
Insgesamt wurden vier Bohrungen im Schneckenbohrverfahren niedergebracht (Abb. 1), wobei im Folgenden nur die Bohrungen Rathenow 1 und 2 beschrieben werden. Der Bohrpunkt Rathenow 1 (H 58 30990, R 45 31920) wurde so gewählt, dass er in unmittelbarer Nähe zu der 1968 abgeteuften Bohrung HY 4/68 Rathenow (H 58 30999, R 45 31983) lag. Hier war am ehesten damit zu rechnen, erneut eemzeitliche Ablagerungen und Interstadiale des Weichsel-Frühglazials zu erbohren. Es stellte sich aber heraus, dass die Schichtenfolge der alten Bohrung HY 4/68 nicht angetroffen wurde.

Im einzelnen zeigt die Bohrung Rathenow 1 folgende Sedimentabfolge: An der Basis von 31,60 - 33,00 m liegt tonigschluffiges, braungraues Grundmoränenmaterial mit einem deutlichen Anteil von Grobkies. Ab 31,60 m ändert sich das Körngrößenspektrum. Die Grundmoräne ist deutlich sandiger, wobei Fein- und Mittelsand überwiegen und die Grobsand- und Feinkieskomponente nur sehr schwach bis schwach entwickelt ist. Die geschiebeanalytische Bewertung durch Ziermann ergab eine Zeitstellung in das Saale-Glazial und zwar in das Stadium S II (Warthe Stadium) nach Cepek (1967). Limnische Sedimente lagern dieser Grundmoräne ab 31,00 m direkt auf. An der Basis ist eine 0,50 m mächtige, fossilführende, kalkfreie Grobdetritusmudde entwickelt, die im Hangenden bis zu einer Teufe von 30,00 m von einer gebänderten Kalkmudde überdeckt wird. Den Abschluß limnischer Sedimente bildet eine bis 27,00 m Teufe reichende dunkelbraune Feindetritusmudde. Die oberen 0,20 m weisen einen deutlich höheren Anteil an pflanzlichem Material auf und können als Grobdetritusmudde angesprochen werden. Darüberhinaus ist der gesamte limnische Profilabschnitt mit kleinsten Anreicherungen von Vivianit durchsetzt.

Eine Übersichtspollenanalyse ergab, dass die limnische Sedimentation in der Hainbuchenzeit des Eem-Interglazials einsetzte und bis in das ausgehende Eem anhielt. Die obersten 0,20 m sind schon in das erste Stadial des beginnenden Weichsel-Glazials zu stellen. Im Hangenden der limnischen Abfolge lagern glazifluviatil abgesetzte, schwach kalkhaltige Fein- bis Mittelsande mit geringen Feinkies- und Schluffanteilen. Diese Sande werden ab 13,50 m von einem 5 m mächtigen Geschiebemergel überdeckt, der nach Ziermann (freundl. mündl. Mitt.) stratigraphisch dem Brandenburger Stadium des Weichsel-Glazials zuzuordnen ist. Er ist stark sandig, mit geringen Anteilen von Fein- und Grobkies und weist nur einen geringen Kalkgehalt auf. Die abschließenden 8,5 m des Profils bestehen aus grauen, weichselzeitlichen Fein- bis Mittelsanden, die vollständig entkalkt sind.

Zur weiteren Erkundung wurde südwestlich der Bohrung Rathenow 1 am Rand der Niederung eine zweite Bohrung niedergebracht (Rathenow 2: H 58 30420, R 45 31020, Abb.1). Die in dieser Bohrung angetroffenen limnischen Sedimente zeigten einen völlig anderen lithofaziellen Aufbau.

Die untersten Schichten zwischen 39,00 - 50,00 m setzen sich aus glazifluviatil abgelagerten, schwach kalkhaltigen Sanden zusammen. Das Material ist an der Basis stark grobsandig und geht ohne scharfe Grenze in feinsandigen Mittelsand über. Zwischen 43,20 - 45,25 m ist in dieses Sedimentpaket ein sehr schwach humoser, schluffiger Feinsand eingeschaltet, der im oberen Abschnitt deutlich gebändert ist. Dies könnte auf eine erste Beckenablagerung unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen schließen lassen. Mit scharfer Grenze werden die Sande von saalezeitlicher, schwach kalkhaltiger, graubraun gefärbter Grundmoräne überlagert (35,40 - 39,00 m, Stadium S II (Warthe Stadium) nach CEPEK (1967)). Sie enthält einen hohen Anteil an Mittel- und Feinsand, wohingegen die Kieskomponente schwach repräsentiert ist. Im Hangenden (26,60 - 35,40 m) schließen sich schwach kalkhaltige Mittelsande an. Der an der Basis noch gut vertretene Grobsand- bzw. Grob- und Feinkiesanteil nimmt nach oben hin deutlich ab, bei gegenläufiger Zunahme humoser Einschaltungen.

Von 18,50 bis 26,60 m folgen limnische Ablagerungen, deren Basis eine 0,10 m dicke, kalkfreie, stark humose und mittelsandige Sandmudde bildet. Darüber folgt eine 2,10 m mächtige, olivgrüne und sehr schwach kalkhaltige Lebermudde. Sie weist einen geringen Anteil an Kieselalgen auf, der m. E. aber noch zu gering ist, um eine Einstufung als Kieselgur zu erlauben. Überlagert wird die Lebermudde von einer 0,75 m mächtigen Kalkmudde (23,75 - 24,50 m). Ist die Lebermudde noch durch geringe Ton- und Schluffanteile gekennzeichnet, so gehen diese in der Kalkmudde auf minimale Werte zurück. Hierdurch ist auf eine bereits geschlossene Vegetationsdecke und eine weitgehend eingeschränkte Erosion im Umfeld des Sees zu schließen. Im Vorgriff auf die vegetationsgeschichtliche Auswertung läßt sich diese Annahme palynologisch bestätigen, da der Fazieswechsel in der Sedimentation zeitlich mit dem Übergang in die stärker bewaldete Kiefernphase des Eem-Interglazials zusammenfällt. Zwischen 21,00 m und 23,75 m schließt sich eine beige-rosafarbene Seekreide an, die mit Molluskenschalen durchsetzt ist. Nach Bestimmung der Schalenreste handelt es sich vermutlich um einen Einartbestand von *Valvata piscinalis* (O. F. MÜLLER). Die Art ist sehr formenvariabel und lebt im Substrat größerer stehender, aber auch langsam fließender Gewässer bis zu einer Wassertiefe von 20 m. Sie ist streng an eine ausreichende Sauerstoffversorgung gebunden. Zusätzlich wurden noch zwei Klappen einer sehr kleinen Süßwassermuschel gefunden. Es handelt sich um *Pisidium nitidum* JENYNS f. *crassa* STELFOX, die in ihrer Ökologie auf stark bewegtes, kalkhaltiges Wasser angewiesen ist[1]. Da bei Stillgewässern nur in Ufernähe stark bewegtes Wasser zu erwarten ist, liegen die Klappenreste nicht auf primärer Lagerstätte, sondern wurden sekundär in tiefere Seeabschnitte verlagert. Im Hangenden der Seekreide folgt eine schwach humose Kalkmudde (20,00 - 21,00 m), wobei sich der Kalkgehalt gegenüber der unterlagernden Seekreide immer weiter abschwächt, ehe er im Übergang zu der überlagernden Feindetritusmudde (18,50 - 20,00 m) endgültig auf minimale Werte zurückgeht. Dies spricht für eine fortgeschrittene Entkalkung umgebender Böden.

Die limnischen Ablagerungen werden zwischen 14,50 und 18,50 m durch einen schwach humosen Mittelsand abgedeckt, in dem häufig humose Bänder und einzelne Pflanzenhäcksel auftreten, die durch Erosion interglazialer Bo-

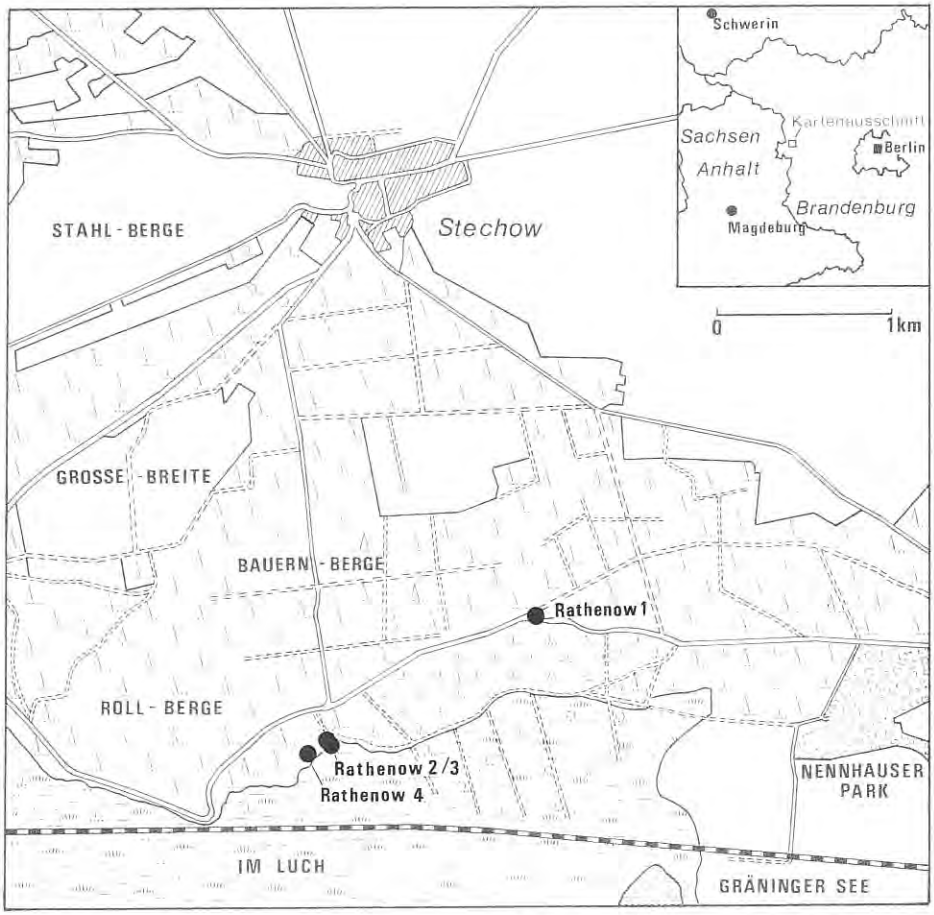


Abb. 1 Lage der Bohrungen Rathenow 1 und 2 am nördlichen Rand der Subrosionssenke "Im Luch". Ausschnitt aus der TK 25 Blatt 3340 (Rathenow)

[1] Für die Bestimmung der Schnecken möchte ich Herrn Prof. Dr. Ant (Universiät Münster) meinen herzlichen Dank aussprechen. Die Bestimmung der *Pisidium*-Art übernahmen freundlicherweise die Herren Prof. Dr. Hinz (Universität Duisburg) und Prof. Dr. Kuiper (Universität Paris), auch Ihnen gilt mein besonderer Dank.

denbildungen im See zur Ablagerung gekommen sein könnten. Bis zu einer Teufe von 9 m folgt, ähnlich den Befunden der Bohrung Rathenow 1, ein weichselzeitlicher Geschiebemergel (Brandenburger Stadium). Dessen Ausprägung ist sandig und schwach kalkhaltig mit einer deutlichen Abnahme des Schluffanteils zum Hangenden. Über der Grundmoräne wurden bis 1,80 m glazifluviatil abgelagerte, kalkfreie graue Mittelsande erbohrt, die lagenweise von Schluffbändern durchzogen sind. Abschließend wurden 1,80 m mächtige okkerbraune bis weiße Feinsande eines Dünenzuges aufgeschlossen, welcher bandartig der nördlichen Begrenzung des Senkenbereiches folgt.

3. Die Vegetationsentwicklung vom Saale-Spätglazial und Eem-Interglazial bis in das Weichsel-Frühglazial am Beispiel der Bohrung Rathenow 2

Der Vergleich pollenanalytischer Vorprofile der Bohrungen Rathenow 1 und 2 zeigte eindeutig, dass mit letzterer Bohrung das komplettere Profil angetroffen wurde. Hier liegt eine ungestörte Abfolge limnischer Sedimente vom Saale-Spätglazial, dem Eem-Interglazial bis in das Weichsel-Frühglazial vor. Die eigentlich erhoffte Sequenz mit mehreren übereinanderfolgenden Weichsel-Interstadialen konnte auch mit der Bohrung Rathenow 2 nicht nachgewiesen werden. Die vollständigere Bohrung wurde pollenanalytisch bearbeitet und wird im folgenden als Bohrung Rathenow bezeichnet.

3.1 Überblick über den pollenanalytischen Kenntnisstand des Saale-Spätglazials

Spätsaalezeitliche, tonige bzw. muddige Ablagerungen konnten schon 1928 durch Jessen & Milthers belegt und beschrieben werden, doch eine detaillierte palynologische Bearbeitung dieses Zeitabschnittes wurde für Norddeutschland erstmals mit der Bohrung Brokenlande in Schleswig-Holstein durch Menke & Ross (1967) vorgelegt. Seither wurden weitere Arbeiten publiziert, das Bild des Saale-Spätglazials bleibt dennoch lückenhaft, da entsprechende Profilabschnitte in der Regel recht geringmächtig sind. Im Quakenbrücker Becken in Niedersachsen (Hahne et al. 1994) gehen dem Eem-Interglazial Sande und Schluffe voraus, die in besonderem Maße durch etwa 4000 Warven gekennzeichnet sind. Die Lamination ist zum Hangenden häufig bioturbat gestört und wird in den obersten 1,5 m auch zunehmend toniger. Eine eemzeitliche Kalkmudde überlagert die kaltzeitlichen Tone mit scharfer Grenze. In Brandenburg liegen komplette Eem-Abfolgen mit unterlagerndem Saale-Spätglazial mit den Pollenprofilen Kittlitz (Erd 1973) und Schönfeld (Erd 1991) vor. Für Süddeutschland und Nordfrankreich sind vor allem die Untersuchungen am Samerberg (Grüger 1979), bei Eurach (Beug 1979) und Zeifen (Jung et al. 1972) sowie das Profil Grande Pile in den Vogesen von Woillard (1978) zu nennen. Die von Menke & Tynni (1984) vorgelegte Gliederung des Saale-Spätglazials, die auf den Daten der Bohrung Brokenlande basiert, wird im folgenden tabellarisch vorgestellt und mit süddeutschen Profilen verglichen.

Wie Tabelle 1 zeigt, gliedert sich das Saale-Spätglazial nach Menke & Tynni (1984) in drei Abschnitte, wobei vereinfacht gesagt werden kann, dass eine Vegetation geherrscht haben muß, die der spätweichselzeitlichen Älteren Tundrenzeit (= Ältere Dryaszeit) recht ähnlich war (Merkt & Müller 1999). Ein deutlicher Unterschied zum Weichsel-Spätglazial besteht jedoch darin, dass bislang aus keinem Profil dem Eem-Interglazial vorgeschaltete, bewaldete Interstadiale, ähnlich dem Bölling- oder Alleröd-Interstadial bekannt geworden sind. Der von Jung et al. (1972) beschriebene Kleinzyklus konnte nicht wieder nachgewiesen werden, so dass es bis jetzt keinen sicheren Beleg interstadialer Klimaschwankungen im Saale-Spätglazial gibt.

Tab. 1 Gliederung des Saale-Spätglazials an vier ausgesuchten Profilen in Deutschland

Brokenlande		**Samerberg**		**Eurach**		**Zeifen**	
Menke & Ross (1968)		Grüger (1979)		Beug (1979)		Jung et al. (1972)	
E 1	Birkenzeit	DA 2	Kiefern-Birkenzeit	DA 2	Kiefern-Birkenzeit	DA 2	Kiefern-Birkenzeit
SS C	Sanddorn-Wacholder Gebüsch; Birken-Anstieg; Kulmination von Wacholder, Abfall der Heliophyten	DA 1	Waldlose Zeit mit Wacholder-Weiden-Sanddorn-Gebüsch, reiche Spätglazialflora	DA 1	Waldlose Zeit mit Wacholder-Weiden-Sanddorn-Gebüsch, reiche Spätglazialflora	DA1a	Wacholder-Weiden-Sanddorn-Ge-büsch, nie-driger BP-Anteil, reich-haltige Spätglazialflora
SS B	Sanddorn-Gebüsch; Anstieg Wacholder, reiche Spätglazialflora, hoher Anteil an Umla-gerungen					DA1b	Wacholder-Weiden-Sanddorn-Gebüsch, höherer BP-Anteil (Nachweis von *Betula pubescens* und *B. alba*), reichhaltige Spätglazialflora
SS A	Älteste waldlose Zeit; hauptsächlich Umla-gerungen						

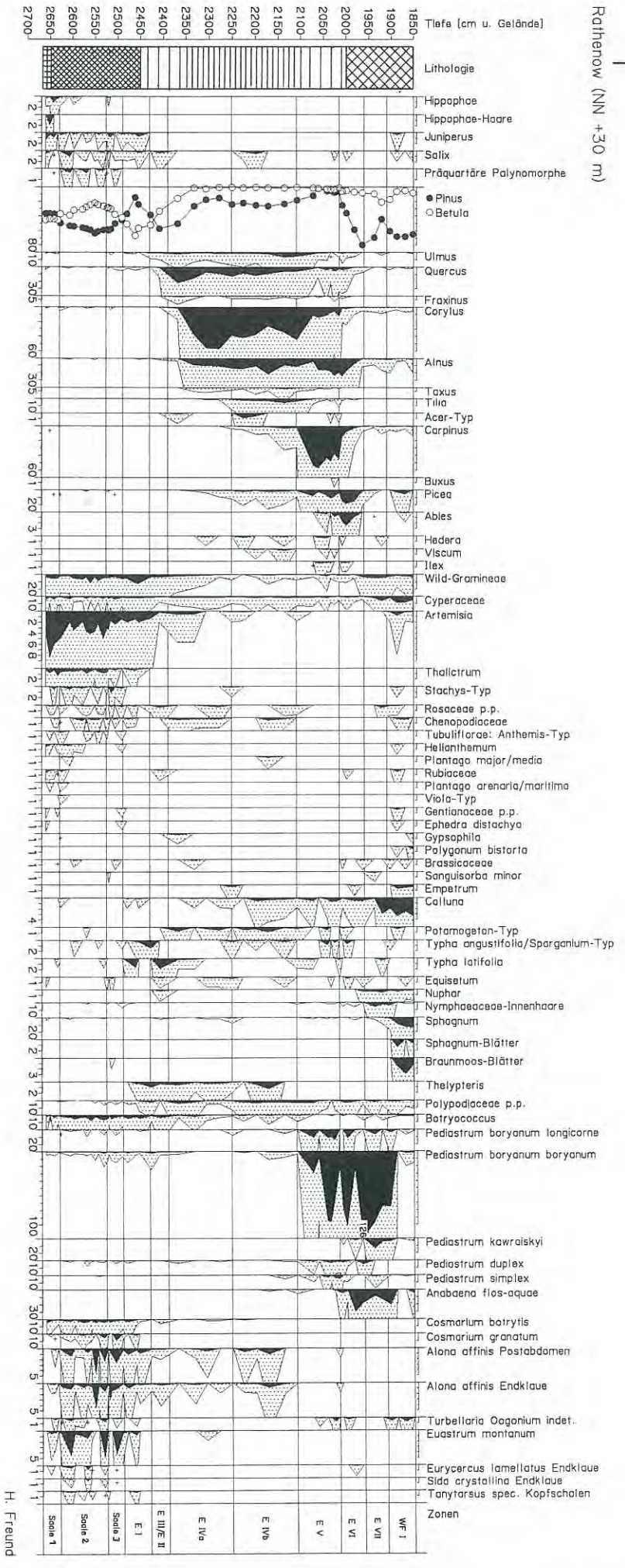


Abb. 2
Pollendiagramm der Bohrung Rathenow
Die Berechnung erfolgte als Gesamtpollendiagramm, wobei in jeder Probe mindestens 500 Pollenkörner gezählt wurden (ausgenommen Sporen und Wasserpflanzen). Ein + markiert das Auftreten von Pollenkörnern außerhalb der Zählung. Die Einteilung des saalezeitlichen Abschnitts erfolgt in Lokalpollenzonen, die Gliederung eemzeitlicher und frühweichselzeitlicher Pollenzonen richtet sich nach MENKE & TYNNI (1984)

3.2 Das Saale-Spätglazial im Pollendiagramm der Bohrung Rathenow

Das Pollenprofil Rathenow ist vegetationsgeschichtlich vor allem deshalb interessant, da an der Basis Sedimente erbohrt wurden, die dem Saale-Spätglazial zuzurechnen sind. Es handelt sich um eine 2,10 m mächtige, olivgrüne, schwach kalkhaltige Lebermudde, wobei die obersten 0,40 m palynologisch schon in die Birken-Phase (E I) des beginnenden Eem-Interglazials zu stellen sind. Die Grenze zwischen Saale-Kaltzeit und Eem-Interglazial wird im vorliegenden Diagramm, der Argumentation Menke & Tynni (1984) folgend, an den Anstieg der Birkenpollenkurve gelegt (Abb. 2). Diese Grenze kann aus sukzessionsbiologischen und vegetationsgeschichtlichen Gründen durchaus metachron sein, wobei Tabelle 1 zeigt, dass je nach geographischer Position des Profiles, Birke oder Kiefer die Wiederbewaldung dominieren.

Der saalespätglaziale Vegetationsabschnitt der Bohrung Rathenow wurde in drei Lokalpollenzonen (LPZ) untergliedert, die im folgenden beschrieben und diskutiert werden. Hierbei ist zu beachten, dass die für die pollenanalytisch definierten LPZ verwendeten Bezeichnungen (Saale I-III) nicht mit der von Cepek (1967) definierten Terminologie der Moränenstratigraphie identisch sind.

LPZ Saale I (26,30 - 26,61 m)

Der Abschnitt Saale I ist von Beginn an durch das Auftreten von Wacholder (*Juniperus*) und Sanddorn (*Hippophaë*) gekennzeichnet, die Werte erreichen nahezu die 2 %-Marke (Abb. 2). Weiden treten zunächst nur mit sehr geringen Werten in Erscheinung. Das Spektrum heliophiler Glazialflorenelemente wird eindeutig von Beifuß (*Artemisia* spec.) dominiert, bei den übrigen Gattungen/Arten sind typische Vertreter des Weichsel-Spätglazials zu verzeichnen. Hier wären vor allem Sonnenröschen (*Helianthemum* spec.) und Meerträubel (*Ephedra distachya*-Typ) zu nennen. Bei allen oben erwähnten Taxa handelt es sich um äußerst lichtbedürftige Pflanzen, die Beschattung nicht ertragen. Der Baumpollenanteil ist in Abschnitt I schon sehr hoch, wobei sich Birke (*Betula*) und Kiefer (*Pinus*) mit jeweils ca. 40 % die Waage halten.

LPZ Saale II (25,27 - 26,30 m)

Mit dem Übergang von Pollenzone Saale I zu II nimmt der Anteil krautiger, heliophiler Arten deutlich ab bzw. die Kurvenverläufe setzen gänzlich aus. So erreichen zum Beispiel Beifuß, Wacholder und Rötegewächse (*Rubiaceae*) an der Grenze I/II minimale Werte, parallel dazu endet die Pollenkurve des Sanddorns. Die Kiefer kann ihren Anteil an der Gesamtpollensumme von 40 % auf bis zu 70 % steigern, wohingegen die Birke auf minimale Anteile, zum Teil unter 20 %, abfällt. Dies könnte theoretisch als Hinweis auf die Schließung des Kronendachs durch Bewaldung und eine daraus resultierende Verdrängung der heliophilen Feldschicht infolge zunehmender Beschattung gewertet werden. Parallel zum *Pinus*-Anstieg beginnt aber auch die absolute Nachweisgrenze präquartärer Palynomorphen, was als eindeutiges Zeichen von Umlagerung zu werten ist. In keiner der bislang vorliegenden Bearbeitungen des Saale-Spätglazials gibt es, wie oben bereits ausgeführt, gesicherte Hinweise auf eine dem Eem-Interglazial vorgeschaltete, interstadiale Unterbrechung spätglazialer Vegetationsentwicklung (Tab. 1). Daher sind die im saalezeitlichen Profilabschnitt des Pollendiagramms Rathenow auftretenden Oszillationen charakteristischer Pollenkurven einer kritischen Prüfung zu unterziehen. Hierbei gilt es vor allem zu klären, ob großklimatische Faktoren oder aber lokale Einflüsse entscheidende Wirkung auf die Ausprägung der Pollenkurven und ihren Verlauf hatten.

Setzt man als Hypothese voraus, dass die kiefernreiche und zugleich heliophytenärmere Zone Saale II relativ dichter bewaldet war als Zone Saale I, so müßte dementsprechend auch eine zunehmende Festlegung der Böden in Betracht gezogen werden. Dem widerspricht, dass gerade hier der Eintrag präquartärer Palynomorphen und anderer Pollentypen auf sekundärer Lagerstätte (z. B. Hasel/*Corylus* und Fichte/*Picea*) höchste Werte erreicht. Der hohe Anteil von Kiefernpollen könnte somit ebenfalls ein Produkt erhöhter Umlagerungstätigkeit sein. Die eigentlich dominante Birke wird in ihrem Anteil somit rein rechnerisch unterdrückt, andere typische spätglaziale Taxa treten oftmals schwächer oder gar nicht mehr in Erscheinung. Zur Unterstützung der palynologischen Ergebnisse können ergänzend Analysen tierischer Großreste sowie das Auftreten bestimmter Algen des Phytoplanktons herangezogen werden. Sie ermöglichen Aussagen zu Sedimentationsbedingungen und Ökologie im Gewässer des Saale-Spätglazials.

Bei den Algen stammen die meisten Reste aus der Familie der Desmidiales, besonders reichhaltig sind hier die Gattungen *Cosmarium* und *Euastrum* vertreten. Es ist bekannt, dass innerhalb der Desmidiales, wenn überhaupt, dann nur extrem wenige echte Plankter (Meso- bis Euplankter) ausgebildet sind (Förster 1982). Zwar finden sich im frei schwebenden Phytoplankton größerer Seen immer wieder *Cosmarium*- und *Euastrum*-Arten, doch handelt es sich hier um sogenannte fakultative Plankter (Tychoplankter), die z. B. durch Wellenschlag vom Substrat losgerissen und so in das Pelagial eingeschwemmt werden. Bei oben aufgeführten Gattungen handelt es sich also hauptsächlich um Litoral- oder Benthos-Algen, die in Ufernähe oder in flachem Wasser ihren Lebensraum haben. In ihrer Ökologie weisen sie in aller Regel eine äußerst weite Amplitude auf. Das Auftreten von *Cosmarium botrytis*, *C. granatum* und *Euastrum montanum* läßt hinsichtlich der Trophie des Gewässers kaum Aussagen zu, da sie sowohl in oligo- als auch eutrophem Milieu zu finden sind. Allerdings zeigen alle drei Arten eine ausgeprägte Bindung an kältere Klimate, so dass von einem kühlen Flachgewässer ausgegangen werden kann. Diese Deutung wird ebenfalls durch nachgewiesene *Cladocera*-Reste gestützt. Auch hier deutet alles auf ein relativ flaches Gewässer als Sedimentationsraum hin, da echte Plankter wie zum Beispiel *Bosmina*-Arten nicht gefunden wurden. Mit dem Artenspektrum von *Eurycercus lamellatus, Sida crystallina* und *Camptocercus rectirostris* lassen sich vor allem flache vegetationsreiche Teile von Seen beschreiben, was letztendlich auch durch Nachweise von *Nymphaeaceae*-Innenhaaren unterstrichen wird. Oben genannte Arten benötigen immer einen festen Untergrund oder Pflanzenteile als Halteplatz, da sie nur be-

dingt längere Zeit schwimmfähig sind. Der konzentrierte Nachweis in einem Profilabschnitt könnte somit sowohl als Hinweis auf

- primäre Ablagerungsbedingungen im Uferbereich als auch auf
- Umlagerung randlicher Mudde (Treibmudde?)

verstanden werden. Letzteres würde die parallel verlaufende Anreicherung präquartärer Palynomorphe, anderer Pollentypen auf sekundärer Lagerstätte und womöglich auch den Anstieg der Kiefernpollenwerte in diesem Abschnitt erklären helfen. Es ist fast völlig auszuschließen, dass es nur zur Umlagerung einer Komponente gekommen ist. Offen ist die Frage, aus welchen Substraten der umgelagerte Pollen stammen könnte. Eine mögliche Quelle wären an der Oberfläche anstehende holsteinzeitliche Ablagerungen in unmittelbarer Nähe des Profiles, wohingegen präquartäre Palynomorphen möglicherweise aus anstehendem Grundmoränenmaterial stammen könnten. Aufgrund des kurzen Transportweges sind derartig umgelagerte Pollenkörner nur schwer als solche zu identifizieren. Da Umlagerungsprozesse nicht auszuschließen sind, ist die Ausdeutung als interstadiale Unterbrechung innerhalb des Saale-Spätglazials nicht gesichert. Vielmehr ist davon auszugehen, dass die Zone Saale II eine Periode mit kühlerem Klima war, angezeigt durch erhöhte Erosion (steigender Anteil umgelagerten Pollens) und dem Auftreten von Kaltwasser-Indikatoren.

LPZ Saale III (24,90 - 25,27 m)

Nachdem in LPZ Saale II ansteigende *Pinus*-Pollenwerte zu verzeichnen waren, geht im nun nachfolgenden letzten Abschnitt des Saale-Spätglazials der Anteil von Kiefer wieder deutlich zurück und erreicht an der Grenze zum Eem-Interglazial erneut das Niveau von LPZ Saale I. Dementsprechend gegenläufig zeigt sich der Kurvenverlauf von *Betula*. Die Anteile umgelagerten Pollens nehmen stetig ab, bevor sie im Eem nahezu gänzlich aus dem Diagrammverlauf verschwinden. Weidenarten und Wacholder sind nun wieder verstärkt vertreten, Sanddorn konnte - wenn auch nur als Einzelpollen - erneut nachgewiesen werden. Bei den krautigen Heliophyten ist vor allem *Artemisia* noch häufig nachweisbar, wohingegen andere typische spätglaziale Pollentypen im Pollenspektrum zurücktreten. Mit dem Kreuzungspunkt von Birken- und Kiefern-Pollenkurve und dem Beginn der Birken-Hauptausbreitung beginnt das Eem-Interglazial.

3.3 Zusammenfassende Betrachtung und Diskussion des Saale-Spätglazials der Bohrung Rathenow

Für den Zeitabschnitt des Saale-Spätglazials bietet sich vor allem das bislang am besten bearbeitete Profil Brokenlande von Menke & Ross (1967) für einen Vergleich an. Hierbei zeigt sich, dass der in Brokenlande beschriebene Abschnitt A (Älteste waldlose Zeit) im Pollendiagramm Rathenow nicht erfasst ist. Die Baumpollendichte liegt selbst nach Abzug möglichen sekundärverlagerten Kiefernpollens deutlich höher als in Brokenlande. Zudem sind die Kurven von Sanddorn und Wacholder schon entwickelt, so dass das vorliegende Profil frühestens in der Zone Saale B (Menke & Ross 1967) einsetzt. Die Grenze Saale A/B wird im Profil Brokenlande mit dem Beginn der Sanddorn-Kurve definiert, ein Kriterium, das im Pollendiagramm Rathenow ebenfalls nicht erfüllt ist. Der Nachweis von *Hippophaë* ist sehr gering, so dass mit einiger Sicherheit nur noch das Ende der Sanddorn-Verbreitung erfaßt wird. Es ist also davon auszugehen, dass der Beginn oganogener Sedimentation im Profil Rathenow frühestens im Ausgang von Pollenzone Saale B, höchstwahrscheinlich aber erst im Abschnitt Saale C sensu Brokenlande liegt. Hierfür spricht auch eine gute Übereinstimmung mit anderen nachgewiesenen Taxa, wie zum Beispiel *Helianthemum*, *Ephedra distachya*-Typ, *Thalictrum* oder *Artemisia*. Die Vegetation muß recht locker gewesen sein, da viele nachgewiesene Gattungen/Arten der spätglazialen Flora, insbesondere aber der Sanddorn keine lang anhaltende Beschattung ertragen würden. Basiphile Erstbesiedler wie *Helianthemum* machen daher im Verein mit Sanddorn-Vorkommen die Besiedlung basenreicher Rohböden durch eine offene Pioniervegetation wahrscheinlich. Die Beschreibung der saale-spätglazialen, kiefernreichen Abschnitte (LPZ Saale II/III) im Profil Rathenow hat gezeigt, dass bei kritischer Betrachtung eine interstadiale Unterbrechung nicht zweifelsfrei postuliert werden kann. Es erscheint daher angebracht, diesen Abschnitt ebenfalls der Zone SS C (Brokenlande) zuzurechnen.

Inwieweit der Anstieg von *Betula* in LPZ Saale III rein statistisch durch den Rückgang von *Pinus* bedingt ist oder ob tatsächlich eine erste Ausbreitungstendenz zu verzeichnen ist, muß an dieser Stelle offen bleiben. Wacholder hält sich noch bis in das beginnende Eem mit zum Teil steigenden Pollenwerten. Dieses Phänomen ist jeweils zu Beginn von Bewaldungsphasen hinlänglich im Weichsel-Spätglazial und Holozän beschrieben worden und wird hier als Vorwaldstadium charakterisiert (s. Bölling, Alleröd, Präboreal). Somit ist es als gesichert anzusehen, dass der letzte saalezeitliche Diagrammabschnitt eine ungestörte Übergangsphase in das Eem-Interglazial darstellt.

4. Die eemzeitliche Vegetationsentwicklung am Profil Rathenow

Die Pollenanalysen zeigen, dass mit der Bohrung Rathenow eine komplette Eem-Abfolge durchteuft wurde. Sogar die in vielen anderen Pollenprofilen nur unzureichend ausgeprägten oder fehlenden Abschnitte der Birkenzeit (E I) und Birken-Kiefernzeit (E II) bzw. Kiefern-Eichenmischwaldzeit (E III) sind erfaßt. Im einzelnen lassen sich folgende pollenfloristische Abschnitte unterscheiden:

Die Pollenzone E I (24,50 - 25,05 m) zeichnet sich durch eine Dominanz des *Betula*-Pollens aus, die Kiefernpollenwerte erreichen hier ein Minimum (Abb. 2). Im Makrorestmaterial konnten nur 2 Birkenfrüchtchen und eine Fruchtschuppe nachgewiesen werden. Die Früchtchen waren stark korrodiert. Das teilweise erhaltene und sehr breit ausgebildete randliche Häutchen zeigt aber, dass es sich eindeutig um Baumbirken-Früchte handelt. Der Birkenwald muß relativ licht gewesen sein, da einige charakteristische spätglaziale Heliophyten noch bis in das frühe Eem-Interglazial hineinreichten und den Waldunterwuchs gebildet haben. Zu nennen sind vor allem bedingt schattentolerante Arten von Gattungen wie *Artemi-*

sia, *Juniperus* oder *Thalictrum*. Zählungen an laminierten Sedimenten des Profiles Bispingen durch MÜLLER (1974) ergaben für die Birkenzeit eine Dauer von nur 100 Jahren. Im Profil Rathenow ist daher mit einer raschen Sedimentation zu rechnen, da in kurzer Zeit 40 cm Lebermudde abgesetzt wurden (zum Vergleich: in Bispingen lagerten sich in 100 Jahren nur 7 cm Sediment ab). Der Übergang in die Zone E II (Kiefernzone) wird an den Abfall der Birkenkurve und den Anstieg der Ulmenkurve gelegt.

Der starke und sehr rasche Temperaturanstieg zu Beginn des Eem-Interglazials zeichnet sich auch in einem äußerst schnell verlaufenden Anstieg des Eem-Meres ab. So wird schon zwischen Hasel- und Hainbuchenzeit (E IVa/b, E V, nach V. D. BRELIE 1951 und ZAGWIJN 1983) in etwa die heutige Küstenlinie erreicht. Es wird also nach ungefähr 2000 Jahren ein relatives Meeresspiegel-Niveau erreicht, das im Holozän erst im Atlantikum, also ca. 4500 nach dem Ende des Weichsel-Glazials verwirklicht ist. Gegen Ende der Kiefern-Eichenmischwaldzeit nimmt der Anteil typischer EMW-Elemente signifikant zu und auch die empirische Grenze der Hasel ist hier anzusetzen.

Charakteristisches Merkmal der Pollenzone E IVa ist eine rasche Ausbreitung der Hasel, die typischerweise auf einen Gipfel der Eichenkurve folgt (Abb. 2). Parallel zum Anstieg der *Corylus*-Kurve erscheint nun auch Eibe (*Taxus*) im eemzeitlichen Pollenspektrum. Eine Beteiligung dieses Nadelbaumes an der Waldzusammensetzung erscheint somit schon zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich. Der Ansatz zur Kulmination der *Taxus*-Kurve liegt vor dem Anstieg der Lindenkurve, der den Übergang in Pollenzone E IVb kennzeichnet. Parallel hierzu fällt die Haselkurve auf Werte ab, die im Verlauf der gesamten Zone E IVb um die 30 %-Marke pendeln. Bei einem überregionalen Vergleich eemzeitlicher Pollenspektren der Zonen E IVb und E V (Hainbuchenzeit), wie er schon von MENKE & TYNNI (1984) durchgeführt wurde, fallen unterschiedliche Anteile von Eibe, Hainbuche und Fichte an der Zusammensetzung der Pollenspektren waldbildender Arten auf. Es läßt sich zum Beispiel eine starke Präsenz der Eibe in den nordwestlich gelegenen Regionen, mit Nachweisen von zum Teil >20 % (Berechnung auf Baumpollen), geringeren Anteilen im Osten und Südosten gegenüberstellen (LITT 1994; Ausnahmen bilden die beiden Profile von ERD 1973, 1991: Kittlitz, Calau-Schönfeld). In Polen ist die Eibe nur noch schwach vertreten, so dass die Zone E IVb von MAMAKOVA (1989) nur als Hasel-Eichen-Linden-Hainbuchenzone bezeichnet wird. Verantwortlich ist ein im Westen deutlich atlantisch bis subatlantisch getöntes Klima, das der Eibe entgegenkommt. Das weitaus häufigere und zudem frühere Auftreten typischer subatlantischer Klimaindikatoren wie Efeu (*Hedera*), Mistel (*Viscum*) und Stechpalme (*Ilex*) in den Pollendiagrammen nordwestlich und westlich gelegener Untersuchungspunkte kann ebenfalls in diese Richtung interpretiert werden. Der limitierende Faktor, welcher einer stärkeren östlichen Ausbreitung der Eibe entgegen gewirkt hat, ist jedoch wohl nicht in zu niedrigen Sommertemperaturen zu suchen, sondern in zu kalten Wintern. Eine Vermutung, die durch palynologisch-makrorestanalytische Untersuchungen im Elbe-Saale-Gebiet gestützt wird (LITT 1994). Im Profil Rathenow belegen vor allem zahlreiche Fruchtfunde von Nixenkräutern (*Najas minor*, *Najas marina*) eine ausreichende Sommerwärme während dieses Vegetationsabschnitts.

Gerät die Eibe im Holozän vermutlich durch die verstärkte Ausbreitung der Rotbuche unter Konkurrenzdruck, so fällt dieser Konkurrent im Eem-Interglazial bekanntermaßen aus. Diese Rolle wird im Eem von der Hainbuche übernommen, die nun Standorte einnehmen kann, auf denen sie im Holozän von der Buche verdrängt wurde, bzw. die sie erst gar nicht einnehmen konnte. Die Fichte tritt im Pollendiagramm Rathenow deutlich vor der Hainbuche auf, vergleichbar mit der Entwicklung in Gröbern, Grabschütz (LITT 1994) oder Kittlitz (ERD 1973). Sie kann ihren Anteil am Gesamtpollenspektrum während der Zone E V zwar steigern, doch bleiben die Werte deutlich unter 20 %. Eine stärkere Ausbreitung wird vermutlich durch einen hohen Anteil der Hainbuche an der Waldzusammensetzung unterdrückt. Die Frage, ob prozentual höhere Fichtenanteile an der Pollenzusammensetzung in Diagrammen weiter nordwestlich gelegener Gebiete Deutschlands bzw. Dänemarks (zum Beispiel Diagramm Hollerup, ANDERSEN 1965) nur durch eine nach Norden verzögerte Hauptausbreitung der Hainbuche oder aber auch durch höhere Feuchtigkeit und die Verbreitung schwächer bindiger Böden entscheidend beeinflußt wurde, kann an dieser Stelle nicht abschließend geklärt werden.

Die Hauptausbreitung von Fichte und Tanne und somit auch der Übergang in Pollenzone E VI fällt im Diagramm Rathenow mit dem Wechsel von kalkreicher Mudde zu sehr schwach kalkhaltiger Feindetritusmudde zusammen. Eine Auslaugung und fortschreitende Entkalkung umgebender Böden hatte sich schon mit dem Wechsel von Seekreide zu Kalkmudde im Verlaufe der Hasel-Eiben-Lindenphase und der Hainbuchenphase angedeutet. Die Verarmung der Böden hat die Ausbreitung von Tanne und Fichte sicherlich gefördert, doch deutet sich im Verlauf der Pollenzone E VI auch eine weiter fortschreitende Abkühlung an. Ansteigende Kiefernpollenwerte sowie der Rückgang bzw. das Fehlen thermophiler Arten (Hasel, Stechpalme) machen dies ebenso spürbar, wie das Auftreten von *Pediastrum kawraiskyi*. Nachdem diese Grünalge während der gesamten eemzeitlichen Seeentwicklung nicht im Pollendiagramm aufgetreten war, macht ihr Nachweis nun ein kühles Gewässer wahrscheinlich.

Boreale Klimaverhältnisse stellen sich dann im Verlauf von Zone E VII ein. Hierfür steht vor allem die erneute Ausbreitung von Kiefern-Birkenwäldern, wobei ansteigende Wildgraspollenwerte auf eher lichte Waldstrukturen hindeuten; heliophile Glazialflorenelemente fehlen allerdings noch völlig. Vereinzelt auftretender Pollen thermophiler Gehölze ist in diesem Abschnitt vermutlich schon auf sekundärer Lagerstätte vertreten. Der eemzeitliche See durchläuft zum Ausgang des Interglazials nun ein Verlandungsstadium. Ansteigende *Nuphar*-Pollenwerte im Verbund mit den dazugehörigen Innenhaarnachweisen zeigen, dass mit der Bohrung der Randbereich des ehemaligen Sees erfaßt wurde. Mit dem Anstieg der *Artemisia*-Kurve, dem Ausbreitungsbeginn typischer heliophiler Taxa sowie der einsetzenden Torfbildung wird der Übergang in das Weichsel-Glazial festgelegt.

5. Das Weichsel-Frühglazial der Bohrung Rathenow

Wie oben bereits ausgeführt, konnte mit den Bohrungen Rathenow 1 und Rathenow 2 nicht die erhoffte Abfolge frühweichselzeitlicher Interstadialablagerungen nachgewiesen werden. Im Pollenprofil ist nur der Übergang in das Weichsel-Frühglazial erfaßt worden. Menke & Tynni (1984) folgend, wird diese erste weichselzeitliche Abkühlungsphase dem Herning-Stadial zugerechnet und mit WF I bezeichnet (18,50 - 19,10 m).

Schon während der Pollenzone E VI und E VII ist ein allmählicher Rückgang des Baumpollenanteils zu verzeichnen. Ein drastischer Anstieg des Nichtbaumpollenanteils, wie von Zagwijn (1961) gefordert, ist allerdings nicht nachweisbar, vielmehr kommt es teilweise zu dem umgekehrten Effekt eines Baumpollenanstiegs. Dies ist mit großer Wahrscheinlichkeit durch Umlagerung zu erklären, die sich sowohl in erhöhten Anteilen von Fichte, Tanne und Kiefer widerspiegelt als auch im Nachweis präquartärer Palynomorphen. Auch bei den nachgewiesenen Pollentypen thermophiler Sippen (Hasel, Hainbuche, Ulme) ist zu beachten, dass sie sich vermutlich auf sekundärer Lagerstätte befinden. Generell erreicht der Nichtbaumpollenanteil im dargestellten Diagrammabschnitt des Weichsel-Frühglazials in der Regel nur 20 %, was letztendlich dafür spricht, dass lediglich der Beginn des Stadials erfaßt wird.

Im Pollendiagramm zeigt sich der Übergang in das Weichselglazial in besonderem Maße durch einen Rückgang der Birke, sowie den Anstieg und das erneute Auftreten typischer Glazialflorenelemente (Abb. 2). Hier spielen vor allem *Juniperus*, *Salix*, *Artemisia*, *Helianthemum* und auch der Schlangenknöterich (*Polygonum bistorta*) eine besondere Rolle. Die Birken-Kiefernwälder des ausgehenden Eem-Interglazials werden durch eine von Zwergsträuchern durchsetzte tundrenartige Vegetation ersetzt.

Die Vegetationsentwicklung des lokalen Standorts zeigt eine weiter fortschreitende Verlandung des eemzeitlichen Sees. Parallel zu ansteigenden Pollenwerten des Heidekrauts (*Calluna*) und der Krähenbeere (*Empetrum*), kulminiert im Diagramm ebenfalls die *Sphagnum*-Sporenkurve. Im Verein mit zeitgleichen Nachweisen nicht weiter bestimmbarer Blattreste von Torf- und Braunmoosen spricht dies für die Existenz dystropher Standorte, also von Vermoorungen im weitesten Sinne.

Danksagung

Die Arbeiten wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanziert, der an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Für Hinweise im Gelände bin ich Herrn Dipl.-Geol. H. Ziermann zu Dank verpflichtet. Bedanken möchte ich mich auch bei den Mitarbeitern im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, besonders bei den Herren Dr. G. Caspers und Dr. K-D. Meyer, die durch zahlreiche Diskussionen das gesamte Projekt fachlich begleitet haben. Für fachliche Unterstützung gebührt auch Herrn Dipl. Geol. L. Lippstreu vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg mein herzlichster Dank.

Zusammenfassung

Bohrungen im Havelland östlich von Rathenow dienten dem Aufschluss eem- und weichselzeitlicher Ablagerungen. Als Grundlage diente eine 1968 abgeteufte Bohrung, die drei durch minerogene Ablagerungen deutlich voneinander getrennte Torf- und Muddehorizonte aufschloß, die dem Eem-Interglazial und dem Weichsel-Frühglazial zuzuordnen waren. Die Bohrung Rathenow 2 traf durch saale-(Warthe-Stadium) und weichselzeitliche Grundmoräne (Brandenburger Stadium) eingeschlossene limnische Ablagerungen an, die eine Abfolge vom Saale-Spätglazial über das vollständig erhaltene Eem-Interglazial bis in das erste Stadial des Weichsel-Glazial umfassen. Sehr detailliert liegt der Übergang vom ausgehenden Saale-Glazial in das Eem-Interglazial vor. Die saalezeitliche Vegetationsentwicklung zeigt eine gute Übereinstimmung mit der von Menke & Ross (1967) vorgelegten Gliederung des Saale-Spätglazials.

Summary

Coring was carried out in Havelland, east of Rathenow, Brandenburg; Germany, to retrieve deposits dating to the Eemian interglacial and the Early Weichselian glaciation. Corings made in 1968 had already revealed three peat and lake mud horizons, separated by intervening mineral-rich deposits and it had been established that these horizons were ascribable to the Eemian and early Weichselian. A new core, Rathenow 2, comprised a sequence of lacustrine sediments that included the Saalian late-glacial, a complete Eemian interglacial cycle and the first stadial of the Early Weichselian. These sediments were bounded below and above by tills dating to the Warthe substage and the Brandenburg substages of the penultimate (Saalian) and the last glaciations (Weichselian), respectively. A high resolution record was obtained for the transition between the Saalian and the Eemian. The vegetation record from the Saalian can be readily correlated with the zonation proposed by Menke & Ross (1967).

Literatur

Andersen, S. T. (1965): Interglacialer og interstadialer i denmarks kvartaer. – Med. dans. geol. Foren. **15**, S. 486-506, Kopenhagen

Beug, H.-J. (1979): Vegetationsgeschichtlich-pollenanalytische Untersuchungen am Riß/Würm-Interglazial von Eurach am Starnberger See/Obb. – Geologica Bavarica **80**, S. 91-106, München

Brelie, G. von der (1951): Die junginterglazialen Ablagerungen im Gebiet des Nord-Ostsee-Kanals. – Schriften naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **25**, Kiel

Caspers, G. & H. Freund (2000): Vegetation and climate in the Early- and Pleni-Weichselian in northern middle Europe. – J. Quat. Science, Chichester (im Druck)

Cepek, A. G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. – Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss. **A 12**, 3/4, S. 375–404, Berlin

Erd, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. geol. Wiss. **1**, S. 1087-1103, Berlin

ERD, K. (1991): Vegetationsentwicklung und Pollenanalysen im Eem-Interglazial und Weichsel-Frühglazial von Schönfeld, Kreis Calau. – Natur und Landschaft in der Lausitz (Sonderheft), S. 71-81, Cottbus

FÖRSTER, K. (1982): Das Phytoplankton des Süßwassers – Systematik und Biologie: Conjugatophyceae, Zygnematales und Desmidiales (excl. Zygnemataceae). – In: THIENMANN, A. (Hrsg.): Die Binnengewässer, 8. Teil, 1. Hälfte. – 543 S., Stuttgart (Schweizerbart)

FREUND, H. & G. CASPERS (Hrsg.) (1997): Vegetation und Paläoklima der Weichselkaltzeit im nördlichen Mitteleuropa – Ergebnisse paläobotanischer, -faunistischer und geologischer Untersuchungen. – Schriftenr. Dtsch. Geol. Ges. **4**, 249 S., Hannover

GRÜGER, E. (1979): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. – Eiszeitalter und Gegenwart **29**, S. 23-34, Hannover

HAHNE, J., KEMLE, S., MERKT, J. & K.D. MEYER (1994): Eem-, weichsel und saalezeitliche Ablagerungen der Bohrung "Quakenbrück GE 2". – Geol. Jb. **A 134**, S. 9-69, Hannover

JESSEN, K. & V. MILTHERS (1928): Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and Northwest Germany. – Danm. Geol. Unders., II.R. **48**, 379 S., Kopenhagen

JUNG, W. BEUG, H. J. & R. DEHM (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. – Mit Beitr. von H. FREUDE, H. HAGN, W. OHMERT, J. POELT, F. TEROFAL & J. H. ZIEGLER. – Bayr. Akad. Wiss. Math.-naturwiss. Klasse. – Abhandl., N.F. **151**, 131 S., München

LITT, T., (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland – unter besonderer Berücksichtigung des Elbe-Saale-Gebietes. – Dissertationes Botanicae **227**, 185 S., Stuttgart (Borntraeger)

MAMAKOVA, K. (1989): Late Middle Polish glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramovice near Wroclaw and the pollen stratigraphy of this part of the pleistocene in Poland. – Acta Palaeobotanica **29**, S. 11-176, Krakow

MENKE, B. & ROSS, P.H. (1967): Der erste Fund von Kieselgur in Schleswig-Holstein bei Brokenlande, südlich Neumünster – mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des "Saale-Spätglazials". – Eiszeitalter und Gegenwart **18**, S. 113-126, Öhringen/Württ.

MENKE, B. & R. TYNNI (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – Geol. Jb. **A 76**, S. 3-120, Hannover

MERKT, J. & H. MÜLLER (1999): Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. – Quat. Int. **61**, S. New York, Oxford

MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. – Geol. Jb. **A 21**, S. Hannover

WOILLARD, G. (1978): Grande Pile peat bog: A continous pollen record for the last 140,000 years. – Quaternary Research **9**, S. 1-21, Washington

ZAGWIJN, W. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. – Meded. Rijks geol. Dienst, N.S. **14**, S. 15-45, Maastricht

ZAGWIJN, W., (1983): Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian. – Geologie en Mijnbouw **62**, S. 437-450, Den Haag

Anschrift des Autors:

Dr. H. Freund
Institut für Geobotanik, Universität Hannover
Nienburger Str. 17
30167 Hannover
e-mail: freund@mbox.geobotanik.uni-hannover.de

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 161–172	23 Abb., 46 Lit.

Die schutzwürdigen Geotope der Inseln Rügen, Hiddensee und Vilm

Hans-Dieter Krienke

1. Einführung

Aufgrund ihrer exponierten Lage, aber auch ihrer Entstehungsgeschichte üben die Inseln Rügen, Hiddensee und Vilm einen landschaftlichen Reiz aus, deren geologischer Ursprung hier in besonderem Maße erkennbar ist. So finden wir nicht nur einen eindrucksvollen jungquartären und holozänen Formenschatz mit seinem geomorphologischen Erscheinungsbild, sondern darüber hinaus an den ausgedehnten aktiven Kliffstrecken zum Teil einmalige Aufschlüsse, die uns Einblicke in die Schichtenfolge und ihre Lagerungsverhältnisse von der Oberkreide bis heute gewähren. Dementsprechend gibt es auf diesen Ostsee-Inseln eine große Zahl zu schützender Geotope, die sowohl erhaltenswerte Zeugen als auch Forschungsgegenstand ihrer erdgeschichtlichen Entwicklung darstellen (Abb. 1).

2. Geotoperfassung in Mecklenburg-Vorpommern

Durch die Notwendigkeit, den Geotopschutz der Bundesrepublik Deutschland nach einheitlichen Richtlinien zu organisieren, wurde 1992 auf Beschluss der Direktorenkonferenz der Geologischen Landesämter eine AG Geotopschutz gegründet. Ihr gehörte je ein Vertreter der Geologischen Landesämter an; für Mecklenburg-Vorpommern war dies Dr. Werner Schulz. Im Ergebnis der Tätigkeit der AG wurde eine Arbeitsanleitung Geotopschutz für die Bundesrepublik erarbeitet (Ad-Hoc-AG Geotopschutz 1996). Die Erfassung und Bewertung von Geotopen wurde auf dieser Grundlage den Geologischen Landesämtern bzw. gleichgeordneten Behörden aufgetragen. Bis zu seinem Ausscheiden aus dem Amt 1997 hatte Dr. W. Schulz den größten Teil der schutzwürdig erscheinenden Geotope des Landes im Sinne der Arbeitsanleitung auf den dafür vorgesehenen Formblättern mit den wichtigsten Angaben dokumentiert und konnte auf dieser Grundlage eine 1997 vom Geologischen Landesamt Mecklenburg-Vorpommern (GLA M-V) herausgegebene Karte der geologischen Sehenswürdigkeiten des Landes Mecklenburg-Vorpommern im Maßstab 1 : 500 000 mit Erläuterungen erarbeiten. Dabei kamen ihm seine langjährige Tätigkeit als kartierender Geologe, seine Forschungen über Geschiebe (Schmidt & Schulz 1964, 1973, Schulz 1998, 1999) sowie seine im Auftrage des Küstenschutzes durchgeführten Aufnahmen der aktiven Kliffs der Ostseeküste (Schulz 1986, 1988, 1989, 1993, 1994, 1996) zugute. Darüber hinaus war er im Zusammenwirken mit dem Abt.-Ltr. Geologie im GLA M-V, Dipl.-Geol. Nils Rühberg der Initiator für die Aufnahme des Geotopschutzes in das neue Landesnaturschutzgesetz von 1998.

Seit 1997 wird das ständig ergänzte Geotopverzeichnis des Landes über eine EXCEL-Datei geführt, mit deren Hilfe auch ein Ausdruck der genannten Formblätter möglich ist. Weiterhin wurde begonnen, für die einzelnen Geotope Fotos sowie topographische und geologische Karten einzuscannen. Gespeichert ist auch eine Karte der schutzwürdigen Geotope des Landes im Maßstab 1 : 250 000. Zur Zeit werden Kreisübersichten im Maßstab 1:100 000 erarbeitet, die es erlauben, Geotope im Gelände ausreichend genau zu lokalisieren. Mit den zugehörigen Geotopverzeichnissen sollen sie u.a. als Grundlage für Schutz- und Tourismuskonzepte der Unteren Landesbehörden dienen.

Nachdem die Geotopbearbeitung für die Kreiskarte Rügen weitgehend abgeschlossen ist, sollen die schutzwürdigen Geotope dieses Gebietes hier vorgestellt werden (Abb. 2).

3. Die geschützten Geotoptypen nach dem Landesnaturschutzgesetz von 1998

Das 1998 in Kraft getretene „Gesetz zum Schutz der Natur und Landschaft im Lande Mecklenburg-Vorpommern" räumt in §20 dem Geotopschutz - erstmalig für ein deutsches Bundesland - eine gleichwertige Stellung neben dem Biotopschutz ein.

In diesem Beitrag soll vor allem auf die in diesem Gesetz aufgeführten Geotoptypen eingegangen werden. Es handelt sich im Wesentlichen um kleinflächige Geotope. Die übrigen, vor allem großflächigen Geotope bzw. „Geotopensembles" sind als Naturschutzgebiet (NSG), Landschaftsschutzgebiet (LSG), geschützte Landschaftsbestandteile bzw. Naturdenkmal (ND) geschützt, oder lassen sich dort unter Schutz stellen (z.B. Aufschlüsse). Eine Reihe von Geotopen, die vorrangig dem Biotopschutz unterliegen, wie z.B. Kreidebrüche, Küstendünen und Strandwälle soll hier ebenso erwähnt werden, wie mineralisierte Quellen, die weiterhin als Naturdenkmale geführt werden.

Von den 10 gesetzlich geschützten Geotoptypen des Landes finden wir 8 auf den betrachteten Inseln, wie die nachfolgende Übersicht zeigt:

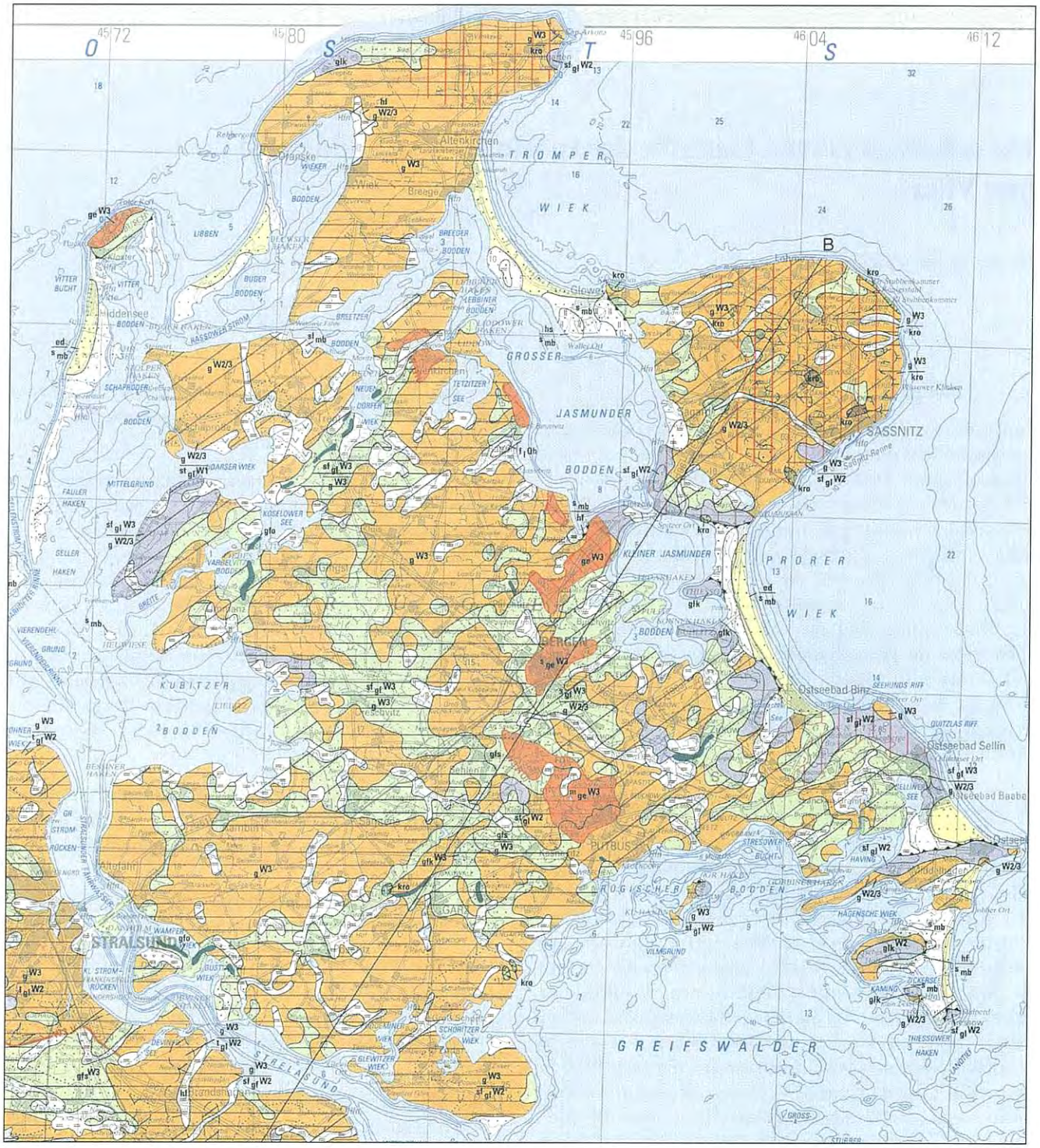


Abb. 1 Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern - Karte der quartären Bildungen, Oberfläche bis 5 m Tiefe, im Maßstab 1 : 200 000, Blatt Stralsund, Ausschnitt

Holozän: hs - anmoorige Bildungen; hf - Niedermoortorf; f_lOh - Mudde, limnisch,; s_{mb} - Strandsand, Seesand, marin bis brackisch; ed - Flugsand, Dünensand; Pleistozän: Weichsel-Glazial: Mecklenburger Vorstoß: sf_{gl}W3 – Fein-Mittelsand, glazilimnisch; sf_{gf}W3 – Fein-Mittelsand, glazifluviatil; s_{gf}W3 – Fein-bis Grobsand, glazifluviatil; $_{gfs}$W3 – Sander; $_{gfk}$W3 – glazifluviatile Spaltenfüllungen („Kames"); gfo – Oser; $_{g}$W3 – Grundmoräne; $_{g}$W2/3 – Grundmoräne(n) des Mecklenburger Vorstoßes und/oder Pommerschen Stadiums, nicht abgrenzbar; mgeW3 – Endmoräne, überwiegend Geschiebemergel; s_{ge}W3 – Endmoräne, überwiegend Sande; $_{ge}$W3 – Stauchendmoräne, lithologisch ungegliedert; Pommersches Stadium: sf_{gl}W2 – Fein-Mittelsand, glazilimnisch; $_{glk}$W2 – glazilimnische Spaltenfüllungen („Kames"); sf_{gf}W2 - Fein-Mittelsand, glazifluviatil; Brandenburger Stadium: st_{gl}W1 – Feinsand bis Schluff, glazilimnisch; Oberkreide: kro – Schreibkreide

(es sind nur die Symbole der Bildungen auf den Inseln erläutert)

Geschützte Geotoptypen in Mecklenburg-Vorpommern
(aus Anlage 2 zu § 20 Abs. 2 des LNatG M-V, ergänzt)

		Anzahl Kreis Rügen
1.	Glaziale Bildungen	
1.1	Findlinge (Kristalline + Sedimentgesteine)	39 (27+12)/
1.2	Blockpackungen	0
1.3	Gesteinsschollen	2*
1.4	Oser	7
2.	Fluviatile Bildungen	
2.1	Trockentäler	> 1
2.2	Kalktuff-Vorkommen	7
3.	Windablagerungen	
3.1	Offene Binnendünen	0
3.2	Kliffranddünen	>1
4.	Marine Bildungen	
4.1	Kliffs (aktive + fossile Kliffs)	32 (22+10)
4.2	Haken	14

* stellvertretend für die als Biotope geführten Kreidebrüche; weitere an den Kliffs (Stand: 8/99)

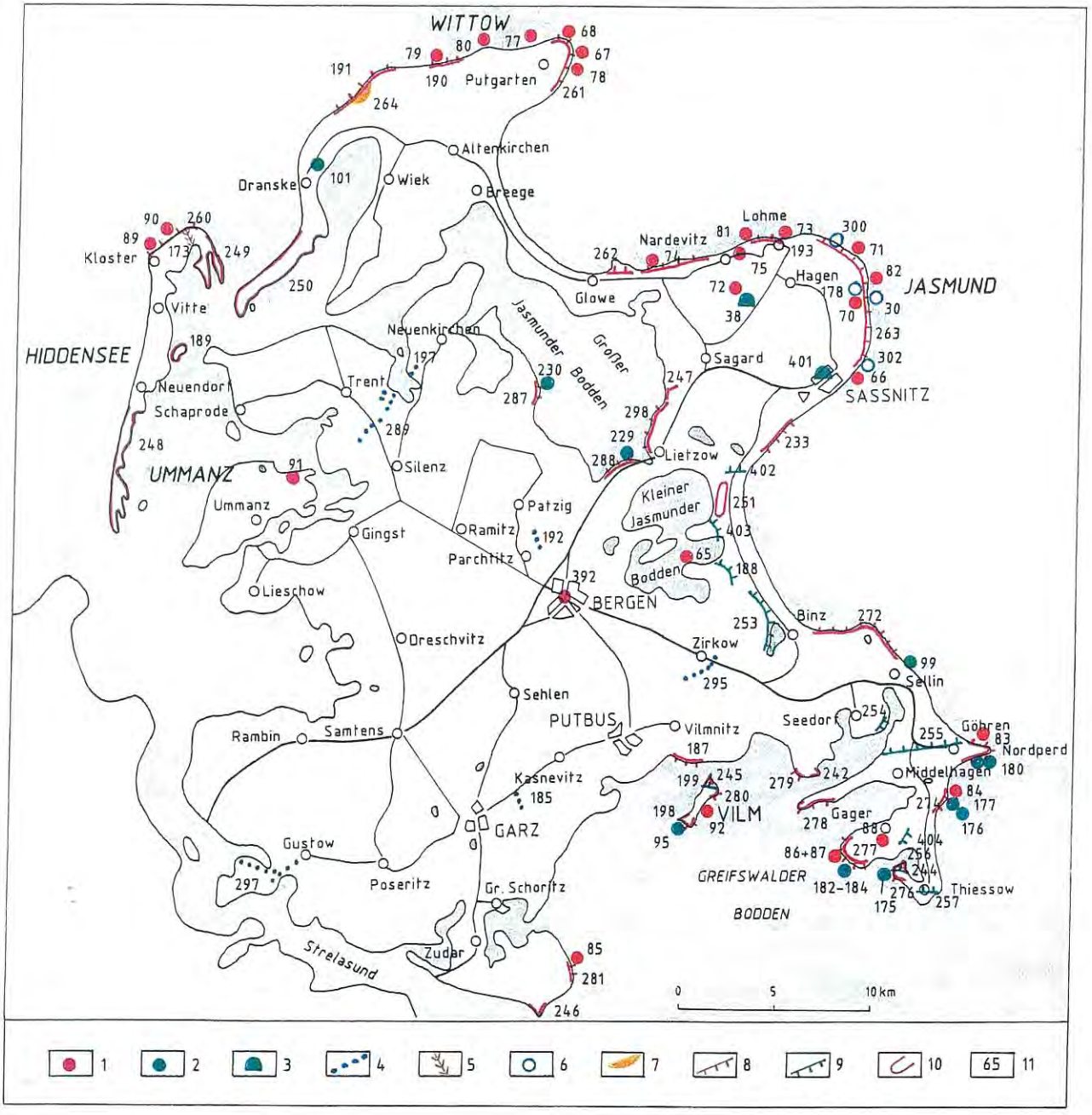


Abb. 2 Die nach dem Landesnaturschutzgesetz von 1998 geschützten Geotope des Kreises Rügen

1 – Findling, kristallines Großgeschiebe; 2 - Findling, Sedimentgestein; 3 - Glaziale Scholle; 4 - Os; 5 - Trockental; 6 - Kalktuff-Vorkommen; 7 - Kliffranddüne; 8 - Kliff, aktiv, geologisch bedeutend; 9 - Kliff, litorinazeitlich; 10 - Haken; 11 - Objekt.-Nr.

Von den etwa 300 auf diese Weise geschützten Geotopen des Landes befinden sich damit ein Drittel im Kreis Rügen , welcher die drei genannten Inseln umfasst.

4. Definition und Beschreibung der Geotoptypen des Kreises Rügen anhand von Beispielen

Findlinge

Definition: Ein Findling stellt einen vom Inlandeis transportierten Gesteinsblock dar. Findlinge aus kristallinem und metamorphem Gestein sind gesetzlich geschützt, wenn sie folgende Mindestgrößen erreichen:

- nördlich der Endmoräne des Pommerschen Stadiums der Weichseleiszeit (Linie Krakow-Waren-Neustrelitz-Feldberg) und östlich der Linie Rostock-Güstrow: Mindestvolumen von 10 m³. Dies erfordert zumindest eine Länge von 3,5 m.
- zwischen der Endmoräne des Frankfurter Stadiums (Linie Zarrentin-Schwerin-Parchim-Wredenhagen) und der Endmoräne des Pommerschen Stadiums einerseits sowie nördlich der Pommerschen Endmoräne und westlich der Linie Rostock-Güstrow andererseits: Mindestvolumen von 5 m³. Dies erfordert zumindest eine Länge von 2,5 m.
- im Altmoränengebiet Südwestmecklenburgs (südlich der Linie Zarrentin-Schwerin-Parchim): Mindestvolumen von 1 m³. Die erfordert zumindest eine Länge von 1,5 m.

Findlinge aus Sedimentgesteinen (Kalke, Sandsteine, Quarzite) über 1 m Länge sind generell geschützt.
Der Schutz von Findlingen schließt deren Umlagerung im Einzelfall nicht aus.
Bemerkenswert ist der Reichtum an besonders großen Findlingen auf Rügen.
Dies ist vor allem auf die geringe Distanz zu den Herkunftsgebieten Bornholm und Südschweden zurückzuführen. So finden wir im Kreis Rügen 27 der 96 geschützten kristallinen Großgeschiebe des Landes – ganz überwiegend Granite - mit einem Volumen >10 m³ sowie 12 der etwa 20 geschützten Sedimentärgeschiebe mit einer Seitenlänge von >1 m. Gehäuft treten die Großgeschiebe vor den seit der Litorina-Transgression der Abtragung ausgesetzten Geschiebemergelkliffs auf, entweder noch am Strand, oder schon auf der Schorre. Bei Göhren liegt 300 m vor der Uferlinie in 7 m Wassertiefe der größte Findlings Deutschlands (Buskam, Abb. 3). Von beeindruckender Größe ist auch der schwer zugängliche Granit-Findling auf einer Ackerfläche bei Nardevitz mit einem ursprünglichen Volumen von mindestens 130 m³ (heute noch über 100 m³), der ausgegraben wurde, um einen Block für ein Denkmal des Großen Kurfürsten (Friedrich Wilhelm v. Brandenburg) abzutrennen. Einer der attraktivsten Findlinge Rügens ist der Schwanenstein, der am Hafen von Lohme im Flachwasser liegt (Abb. 4). Sehenswert sind auch die Kollektionen von geschützten kristallinen und sedimentären Findlingen am Lobber Ort und am Zickerschen Höft (Abb. 5) sowie das Klein Helgoland getaufte, über eine kleine Brücke erreichbare Großgeschiebe mit einem Volumen von etwa 40 m³ an der Promenade nördlich von Saßnitz. Auch die zahlreichen Megalithgräber unterstreichen den Steinreichtum der Insel Rügen.

Die Palette der zu schützenden größeren Sedimentärgeschiebe reicht stratigraphisch von präkambrischen und kambrischen Sandsteinen und Quarziten über die paläozoischen Kalksteine (Abb. 6) bis zu dem seltenen Kugelsandstein (devonisch oder jünger) am Lobber Ort und dem in Schmiedeeisen gefassten Rhät-Lias Sandstein in einer Grünanlage von Dranske. Auffallend ist die Verbreitung größerer Sedimentgeschiebe an den Stränden von Mönchgut im SW der Insel bis zum Großen Jasmunder Bodden, die auf baltische Gletschervorstoßrichtungen (aus Nordost bis Ost) hinweisen.

Gesteinsschollen

Definition: Gesteinsschollen im glazialgeologischen Sinne stellen Gesteinskörper aus erdgeschichtlich bedeutsamen Schichtenfolgen dar, die durch das Inlandeis vom Untergrund

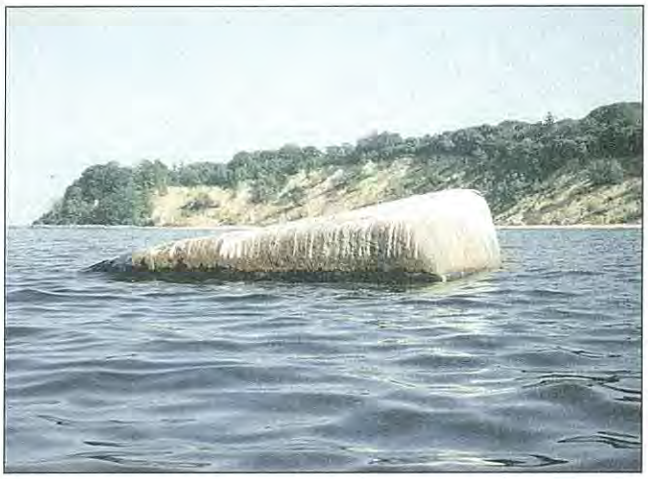


Abb. 3
Der Buskam, 300 m vor dem Strand östlich von Göhren in 7 m tiefem Wasser gelegen, ist mit einem geschätzten Volumen von 600 m³ Deutschlands größter Findling
Foto: H.-D. Krienke



Abb. 4
Der Schwanenstein bei Lohme (Rügen) gehört zu den attraktivsten Findlingen des Landes. Der östlich des Hafens einige Meter seewärts der Uferlinie gelegene Granit hat ein Volumen von etwa 60 m³ *Foto: K. Bartel*

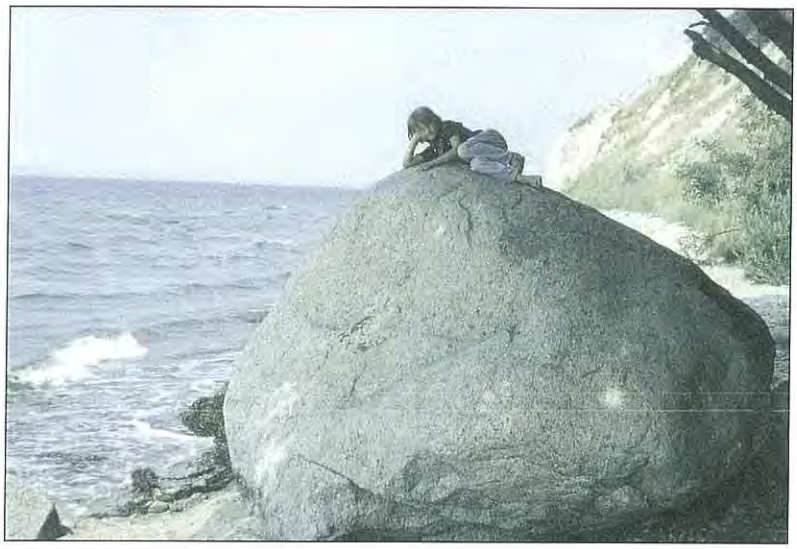


Abb. 5
Granit-Findling am Zickerschen Höft, Halbinsel Groß Zicker, Volumen ca. 15 m³ *Foto: H.-D. Krienke*



Abb. 6
Ordoviozischer Kalkstein am Strand des Großen Jasmunder Bodden, NE Ralswiek, mit einem Durchmesser von 1 m das kleinste Geotop in M-V *Foto: H:-D. Krienke*

abgelöst und verfrachtet wurden. Lagerstättenabbau ist untersagt. Geringfügiges Abschürfen für wissenschaftliche Zwecke ist gestattet.

Der Schutz von Gesteinsschollen als Geotope ist auf Rügen problematisch. Die an der Kreideküste Jasmunds in einzigartigen Dimensionen anstehenden, oft über 100 m mächtigen Oberkreideschollen, die unter wechselnd mächtiger Quartärbedeckung auf Jasmund weit verbreitet sind, dürften trotz intensiver Lagerungsstörungen vielfach noch mit dem anstehenden Untergrund in Verbindung stehen und wären dann im glazialgeologischen Sinne keine echten Schollen. Sie sind im Nationalpark ohnehin geschützt. Westlich anschließend waren oder sind sie Gegenstand des Abbaus. Die alten aufgelassenen Kreidegruben sind als Biotope geschützt, sollten aber im Falle vegetationsfreier Abbauwände auch als Geotope erfasst werden (Abb. 7). Eine weitere mächtige Kreidescholle taucht vom Kliff am Kap Arkona zum Festland ein. Schollen von Oberkreide in unterschiedlichen Dimensionen sind auch im Inneren der Insel anzutreffen. Schollen aus anderen stratigraphischen Horizonten sind nur an Kliffs bekannt und aufgeschlossen, die damit als schutzwürdig eingestuft werden können.

Oser

Definition: Oser sind wichtige Zeugen für Spalten des Inlandeises. Das Land Mecklenburg-Vorpommern verfügt aufgrund seiner Lage im jüngsten Gletscherverbreitungsgebiet über einen in Deutschland einmalig vielfältigen Bestand an Osern, die deshalb gesetzlich geschützt sind. Sie treten als bahndammähnliche Hügel und Hügelketten von geringer Breite (30 bis ca. 150 m) und beträchtlicher Länge (in Ausnahmefällen bis 30 km) in Grundmoränengebieten auf. In der Regel heben sie sich von den benachbarten Flächen durch ihre Höhe ab. Flankierende Rinnen (Osgräben) sind Bestandteil des Geotops.

Der Abbau von Kiessand sowie Veränderungen am Relief sind untersagt. Traditionelle landwirtschaftliche Nutzung gilt nicht als nachhaltige Beeinträchtigung.
Die bedeutendsten Oser der Insel Rügen - Zirkower Os, Garzer Os und der Gustow-Drigger Oszug - sind weitgehend abgebaut. Immerhin geben ihre gut erkundeten Lagerungsverhältnisse Rückschlüsse auf die noch erhaltenen weniger auffälligen Oser (Abb. 8), deren Schutz als Geotope unbedingt erforderlich ist. Die meist NE-SW verlaufenden, teilweise unterbrochenen Oszüge (Abb. 1) sind überwiegend subglaziär

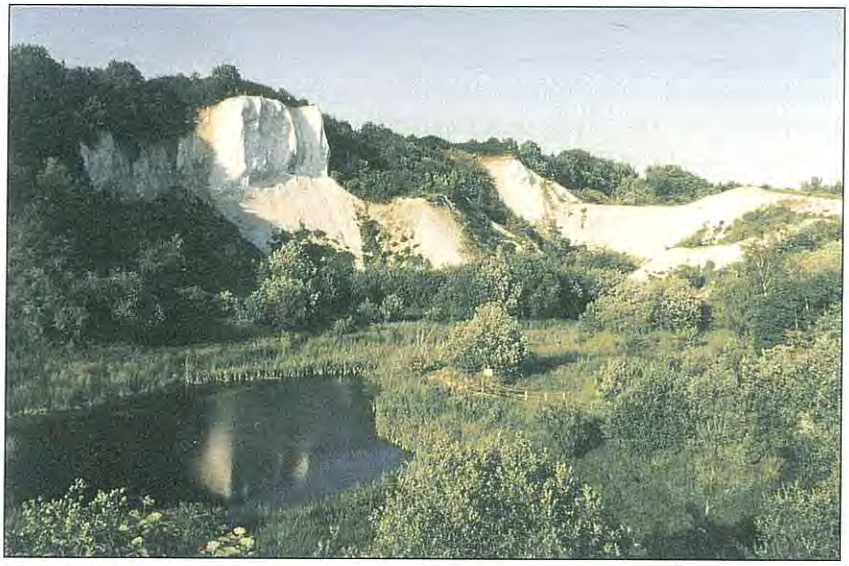


Abb. 7 Der Kleine Königsstuhl nördlich Gummanz
Die stillgelegte Kreidegrube zeigt bis 60 m hohe Aufschlusswände des Untermaastricht. Im Grubengelände befindet sich heute ein Lehrpfad sowie eine Freilichtausstellung zur Kreidegewinnung



Abb. 8 Volsvitzer Os westlich Gingst, Blick von Norden. Vor dem Wald rechts befindet sich eine ehemalige Sandgrube *Foto: H.-D. Krienke*



Abb. 9
Der Honiggrund, ein im Spätglazial angelegtes Trockental zwischen Swantiberg und Bakenberg auf dem Dornbusch, Insel Hiddensee. Das im N in 30 m Höhe über dem Kliff ansetzende Tal verläuft von NW nach SE durch den gesamten Inselkern *Foto: H.-D. Krienke*



Abb. 10
Durch Hangrutsch verstellte Reste der ehemaligen Kalktuffterrasse am Stubbenhörn, Jasmund, ca. 1 km nördlich vom Königsstuhl *Foto: H.-D. Krienke*



Abb. 10a
Kalktuff-Block vor dem Stubbenhörn, Jasmund, ca. 1 km nördlich des Königsstuhls. Strandgeröll unterhalb der heute nur noch in Resten erhaltenen ehemals eindrucksvollen Terrasse aus Kalktuffplatten am Hang *Foto: W. Schulz*

angelegt, denn sie sitzen den mit kieshaltigen Sanden gefüllten Rinnen auf, die in die Pommersche Grundmoräne tief eingeschnitten sind. Diese Oser, denen Aufpressungskerne fehlen, zeigen sich oft in ungewöhnlicher Breite, so dass einige zunächst als Endmoränen eingestuft wurden (Geologische Karte im Maßstab 1 : 100 000, 1957). Außerordentlich schwierig gestaltet sich der Schutz untypisch wirkender, flacher Oser mit noch erhaltenen erheblichen Kiesvorräten, die inzwischen selten geworden, aber wegen des Kiesmangels auf der Insel Abbauforderungen ausgesetzt sind.

Eine besondere Rolle spielen die vom Jasmunder Bodden bis nach Südrügen verbreiteten, landschaftsprägenden Höhenrücken (Banzelvitzer Berge bis Klein-Zicker) von z.T. beträchtlichen Dimensionen, die im wesentlichen aus feinkörnigen Schmelzwassersanden aufgebaut sind. Diese bisher oft als Endmoränen eingestuften Bildungen dürften aufgrund ihres Sedimentinhalts und ihrer Lagerungsverhältnisse eher zwischen Toteisfeldern des niedertauenden Pommerschen Gletschers abgelagert worden sein (RÜHBERG 1995) und könnten daher als glazilimnische Kames i.w.S. (Abb. 1) betrachtet werden. Als Gegenstand bisher noch nicht abgeschlossener Erforschung sollten diese für Rügen und Usedom charakteristischen Landschaftselemente bei typischer Ausbildung als Geotoptyp den glazialen Bildungen ergänzend hinzugefügt werden.

Trockentäler

Definition: Trockentäler sind Oberflächenformen, die im periglaziären Vorfeld des Inlandeises entstanden. Infolge der durch Dauerfrost im Boden gehemmten Versickerung schnitt das oberflächlich abfließende Schmelzwasser Erosionskerben ein, die nach dem Auftauen trocken fielen. Als fossile Oberflächenformen sind die Trockentäler von erdgeschichtlicher Bedeutung und deshalb gesetzlich geschützt.

Der Dornbusch als markanter pleistozäner Inselkern der Insel Hiddensee ist gewässerlos, wird jedoch von einigen Tälern durchzogen, die als spätglaziale Trockentäler angesehen werden können. Typisch ist der Honiggrund unterhalb des Swantiberges, der von NW nach SE durch den gesamten Inselkern

verläuft und blind vor dem Vitter Bodden oberhalb der 5 m - Höhenlinie endet (Abb. 9). Eine primäre Anlage als Gletschertor ist für den nördlichen Teil nicht auszuschließen.

Kalktuff-Vorkommen

Definition: Kalktuff-Vorkommen entstehen dort, wo Quellen aus kalkreichen Schichten austreten. Der Kalk umkrustet die Vegetation und bildet Bänke von hartem, porösem Kalktuff. Als kleinräumige Geotope von zumeist geringer Standfestigkeit sind sie gesetzlich geschützt.
An der Kreideküste Jasmunds befinden sich drei der geschützten Kalktuff-Vorkommen.
Die subrezenten Quellkalke sind an Quellen mit sehr hohem Kalkgehalt- wie hier im Bereich der Kreideschollen- gebunden. Die porösen Bänke des ausgefällten Kalkes findet man in den Bachbetten bzw. durch den Küstenrückgang als Kalktuff-Blöcke am Strand unterhalb der Bachmündungen. Das bedeutendste Vorkommen befindet sich am Stubbenhörn, 1 km nördlich vom Königsstuhl: Die ehemals prächtige Kalktufftreppe (Schönagel 1936) ist heute in Resten am Hang als verrutschtes trockenes Bachbett sichtbar (Abb. 10), das am Strand mit abgerundeten Blökken endet (Abb. 10a). Rezente Kalktuffbildungen kann man u.a. abschnittsweise als ca. 10 cm dikke Platten am Grunde des Briesnitzer Bachs nahe seiner Einmündung in den Kieler Bach beobachten.

Wenn auch nicht als Geotoptyp ausgewiesen, spielen mineralisierte Quellen und Schlucklöcher auf Jasmund eine besondere Rolle, die mit der initialen Verkarstung der oberflächennahen bzw. die Oberfläche erreichenden Kreideschollen in Zusammenhang stehen (Schnick & Schüler 1996). Bemerkenswert ist z.B. die Schwefelquelle im Tal des Kollicker Baches (Schnick 1994).

Kliffranddünen

Definition: Kliffranddünen sind gesetzlich geschützt, wenn sie mindestens eine Höhe von 1 m aufweisen. Sie bilden sich auf höheren Steilufern der Ostseeküste, sofern diese von fein- bis mittelkörnigen Sanden aufgebaut werden. Bei auflandigen Winden werden die Sande aus den Steilufern auf den Kliffrand geweht und mit ständig wechselnder Oberflächenform abgelagert.

Kliffranddünen mit Höhen über 1 m finden wir häufig an den aus Feinsanden aufgebauten Kliffs Südost-Rügens, wo Aufwehungen bis zu 4 m Höhe vorkommen. Am bekanntesten ist jedoch die Kreptitzer Heide NE von Dranske, wo der breite Dünengürtel weitgehend auf Geschiebemergel unter Ausbildung eines kräftigen Podsolhorizontes lagert, so dass die Aufwehungen groß-



Abb. 11 Kliffranddünen der Kreptitzer Heide nordöstlich Dranske auf der Halbinsel Wittow *Foto: H.-D. Krienke*



Abb. 12 Kreideküste von Jasmund zwischen E. M. Arndt-Sicht und Kollicker Ort
Deutlich sind die vorspringenden Kreidekomplexe und die weniger widerstandsfähigen als Nischen ausgebildeten Pleistozänstreifen erkennbar *Foto: H.-D. Krienke*



Abb. 13 Aktives Kliff, Kreideküste Jasmund im Bereich des Pleistozän-Streifens 4, etwa 1 km nördlich Saßnitz, durch Gletschereinwirkung aufgepreßte Kreide- und Pleistozänsedimente mit charakteristischen Schichtenfolgen und Lagerungsverhältnissen
Foto: W. Schulz

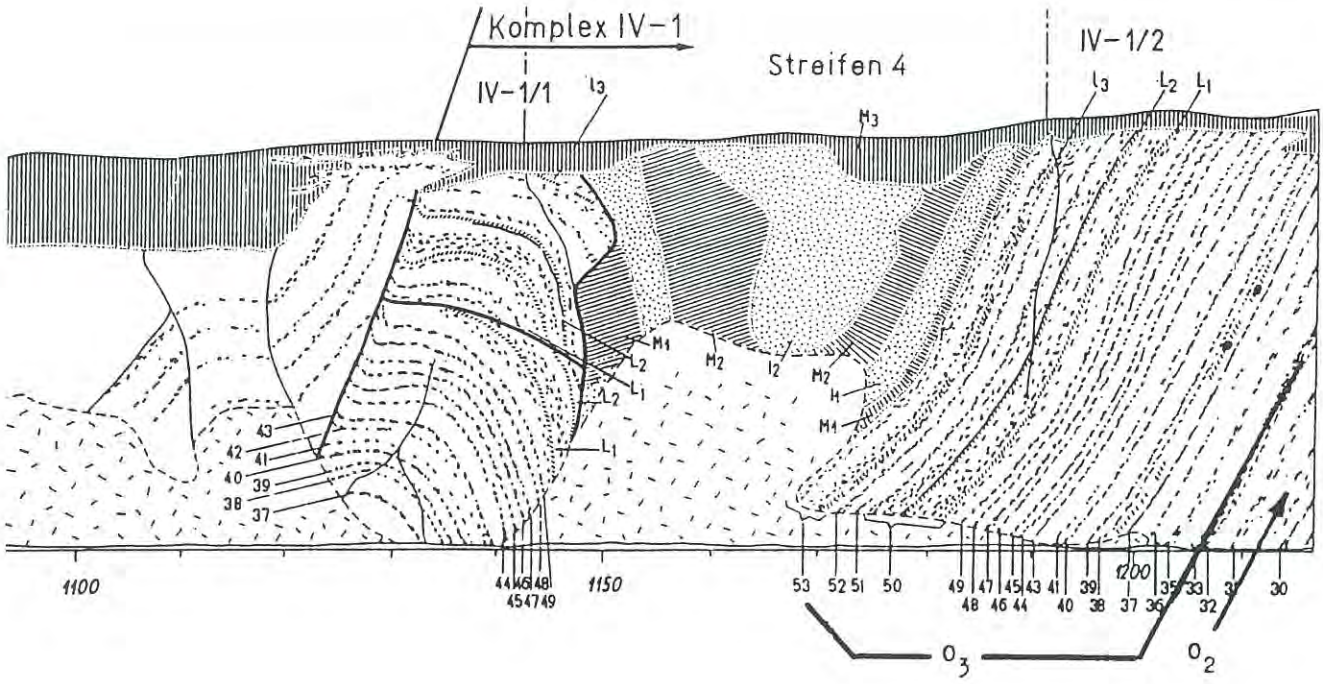


Abb. 13a Lagerungsverhältnisse der Kreide und des Pleistozäns am Streifen 4 (halbschematisch) nach STEINICH *1972*

flächig von den NE gelegenen, aus Feinsanden aufgebauten Kliffs erfolgt sein müssen (Abb. 11). Die wesentlich bedeutenderen Küstendünen der großen Nehrungen sind aufgrund ihrer Vegetation weiterhin als Biotope geschützt.

Kliffs

Definition: Kliffs sind Steilküsten, die zumindest zeitweise dem direkten Einfluss des Meerwassers unterliegen (aktive Kliffs) oder durch natürliche Vorgänge dauerhaft vom Meerwasser getrennt wurden (fossile Kliffs).
Aktive Kliffs sind als Geotope nur dann gesetzlich geschützt, wenn an ihnen

- eine aus mehreren Schichten bestehende stratigraphische Abfolge,
- Vorkommen voreiszeitlicher oder zwischeneiszeitlicher Sedimente oder
- besondere Formen der Lagerungsstörungen

aufgeschlossen sind (Sichtbarkeit und gelegentliche Zugänglichkeit für wissenschaftliche Zwecke sind Ziele des Geotopschutzes für diese Kliffabschnitte).

Fossile Kliffs sind durch eine den gesamten Ostseeraum betreffende Meeresausbreitung im Zeitraum 6000 bis 1000 Jahre v. Chr. (Litorina-Transgression) entstanden. Sie blieben dadurch erhalten, dass sich durch Prozesse des Küstenausgleichs Strandwälle vorlagerten (Darß, Mönchgut und Usedom).
Als Zeugen für den früheren Verlauf der Ostseeküste sind sie gesetzlich geschützt.
Auf den Inseln finden wir 22 oft kilometerlange weitgehend aktive Kliffabschnitte, deren geologische Verhältnisse im Hinblick auf die Vielfalt insbesondere der quartären Sedimentfolgen und Lagerungsformen für Lehre und Forschung von überragender Bedeutung sind.

Als klassisch anzusehen ist die in ihrer landschaftlichen Schönheit kaum zu übertreffende Kliffstrecke zwischen Sassnitz und dem Königsstuhl. Die hier aufgeschlossene gewaltige Stauchmoräne ist charakterisiert durch den ständigen Wechsel von mächtigen Kreidekomplexen und intensiv deformierten muldenförmigen Pleistozänstreifen (Abb. 12) mit einer typischen Schichtenfolge, die diskordant von einem jüngsten Geschiebemergel überlagert wird (u.a. LUDWIG & NESTLER 1958). Von hier gingen entscheidende Impulse aus zunächst zur Oberkreidestratigraphie Rügens (beginnend mit HAGENOW 1839, Zusammenfassung u.a. bei HERRIG 1995), in diesem Jahrhundert aber besonders zur Quartärstratigraphie des südlichen Ostseeraumes (von JAEKEL 1917 bis PANZIG 1995) und zur Gletscherdynamik in Verbindung mit endogener Tektonik (STEINICH 1972, Abb. 13 u. 13a) und zur Annahme auch gravitativ ausgelöster Sedimentbewegungen in der Stauchmoräne Jasmund (RUCHHOLZ 1979). Intensive Stauchungen, wenn auch mit etwas veränderten Sedimentfolgen und Lagerungsverhältnissen, finden wir ebenfalls an den Kliffstrecken um Kap Arkona (Abb. 14). In Verbindung mit der Untersuchung des Geschiebeinventars dieser und weiterer Kliffabschnitte Nordost-Rügens konnten 10 Grundmoränenhorizonte auf Rügen (PANZIG 1991) nachgewiesen werden (Abb. 15).
Eine Besonderheit zeigt der Kliffabschnitt Dwasieden-Mukran, wo unweit des Fährhafens Mukran mehrere Toteishohlformen mit spätglazialen bis holozänen Seeablagerungen angeschnitten sind, darunter der Credner-See in dem eine Aschelage des Vulkanausbruchs vom Laacher See angetroffen wurde, deren Alter auf ca. 10 000 Jahre datierbar ist (u. a. LANGE, JESCHKE & KNAPP 1986; einmaliger Aufschluss eines Alleröd-Tuffs an der Küste Norddeutschlands).
Die aktiven Kliffs von Südost-Rügen und am Großen Jasmunder Bodden wiederum zeigen mit zunehmender Geländehöhe dominierende, bis 70 m mächtige feinkörnige Schmelz-

wassersande mit häufig steil hineinragender unterlagernder Grundmoräne (Abb. 16), die im Kontaktbereich beider Sedimente vermutlich sowohl glazigene als auch gravitativ ausgelöste Lagerungsstörungen (Diapirismus) aufweisen. Die deutlich schwächeren Deformationen im Schichtverband der Schmelzwassersande dürften weitestgehend durch ausschmelzendes Toteis bedingt sein, so dass die hier angeschnittenen Höhenrücken, wie bereits erwähnt, offenbar als Eisspaltenfüllungen (Kames, s.o.) im niedertauenden Eis des Pommerschen Gletschers entstanden sind (KRIENKE 1997). Eine geringmächtige, lückenhafte Ablationsmoräne, die den Gletscher des Mecklenburger Vorstoßes repräsentieren könnte, überlagert diskordant die Sandfolge. Ungestörte Lagerungsverhältnisse zeigt das Kliff am Gelben Ufer auf der Halbinsel Zudar am Südzipfel der Insel Rügen. Hier ist vermutlich ein Os in seiner Längsrichtung angeschnitten.

Auch Kliffabschnitte mit präquartären und interglazialen Schollen sind geschützt. Neben den erwähnten großen Kreideschollen finden wir an den Kliffs immer wieder Oberkreideschollen des Maastrichts. Einzelvorkommen sind die fast verschwundenen Schollen von Wealden und Oligozän am Lobber Ort. Einige kleine Schollen von Eozänton finden wir am Nordufer des Greifswalder Boddens. Eine Scholle von „interglazialem" Cyprinenton, dessen stratigraphische Einstufung in das Weichsel-Frühglazial heute gesichert erscheint (u.a. STEINICH 1992), lagert in der Klüsser Nische unterhalb von Kap Arkona.

Mit der vor etwa 7 500 Jahren einsetzenden Litorina-Transgression stieg der Ostseespiegel im Verlaufe von 2 000 Jahren um über 20 m bis knapp unter den heutigen Stand (später sogar zeitweilig darüber) und verwandelte Rügen in ein Archipel von pleistozänen Inselkernen. Mit dem Abklingen der Transgression begannen die Küstenausgleichsprozesse, die bis heute andauern.

Zeugen dieses beginnenden Prozesses sind die vor allem auf Südost-Rügen zahlreichen geschützten litorinazeitlichen Kliffs, die - heute teilweise kilometerweit vom Ostseestrand entfernt – als ehemalige aktive Steilufer der Inselkerne steil zu den Nehrungen abfallen (zusammengefasst in DUPHORN u.a 1995), wie die geologische Karte zeigt (Abb. 1: die mit schwarzen Dreiecken besetzten Linien). Ihnen vorgelagert setzen die ältesten Strandwälle mit inzwischen vermoorten Strandseen bzw. Riegen an. Das modellhaft ausgebildete längste Litorina-Kliff finden wir an der Nordseite des pleistozänen Göhren-Reddevitzer Inselkernes, der hier zur Baaber Heide abfällt. Ein an seinem Fuß errichtetes Megalith-Grab (Herzogsgrab) ist etwa 4 000 Jahre alt, womit ein Hinweis auf das Mindestalter des Strandwallsystems gegeben ist (Abb. 17 u. 18). Als weitere Beispiele dieser fossilen Kliffs seien der zur Schmalen Heide abfallende Osthang der Halbinsel Thiessow, die Dollahner Uferberge nördlich von Binz, der Steilhang bei Moritzdorf sowie der Nordhang des Großen Vilm genannt.

Haken

Definition: Marine Haken bilden sich im Strömungslee von Abtragungsküsten durch Sandverlagerung. Durch die ständig in Umbildung begriffenen, vegetationsfreien Haken werden die Auswirkungen der am Meeresgrund ablaufenden Umlagerungsprozesse auch oberhalb des Meeresspiegels sichtbar.

Eingriffe in die Haken, die die Küstenausgleichsprozesse stören, sind untersagt.

Naturgemäß finden wir auf den Inseln eine große Anzahl von marinen Haken der unterschiedlichsten Dimensionen, die sich als sandig-kiesige, im Ansatz oft auch stark geröllhaltige Anlandungen an die Pleistozänkerne gebildet haben und weiter bilden (SCHÜTZE 1931). Die Richtung des Wachstums ist im wesentlichen von der vorherrschenden Windrichtung abhängig. Einmalig sind die Feuersteinfelder als fossiler Haken auf der Schmalen Heide südwestlich Neu-Mukran (Abb. 19). Sie bilden einen am Südende des Pleistozänkerns von Jasmund ansetzenden, etwa 2 km langen und aus 18



Abb. 14 Kliff zwischen Vitt und Arkona.
Rechts vom Leuchtturm ist der Restwall der slawischen Jaromarsburg und darunter das Kreidekliff erkennbar. In der Bildmitte befindet sich die Klüsser Nische mit der Typuslokalität des Cyprinenton-Vorkommens in einer Scholle

Foto: H.-D. Krienke



Abb. 15 Kliff Königshörn bei Glowe.
Zu erkennen ist als oberes helleres Band die Grundmoräne m3, die diskordant die nach PANZIG (1991) stratigraphisch vollständigste nach rechts über der Kreide auskeilende Pleistozänfolge (m0-m1-I1-m2-I2) der Insel überlagert

Foto: H.-D. Krienke



Abb. 16 Kliff vor Sellin.
Unter einer Kliffranddüne und einem Restsediment der hangenden Ablationsmoräne (hier nicht erkennbar) stehen über 30 m mächtige geschichtete feinkörnige Sande an; im Vordergrund freigespülte Geschiebemergeldurchragung

Foto: H.-D. Krienke



Abb. 17
Fossiles litorinazeitliches Kliff, ca. 3 km westlich Göhren (Mönchgut). Dem fossilen Göhrener Kliff ist heute die Baaber Heide als dünenbedeckte Meeressandebene vorgelagert

Foto: K. Krienke

Strandwällen bestehenden Geröllfächer, der zu 90 % aus Feuersteinen besteht. Ihre Entstehung geht auf Sturmhochwässer der 2. Litorinatransgression vor ca. 4 000 Jahren zurück, wobei die Feuersteine aus den abgetragenen Kreideschollen Jasmunds angereichert wurden (u.a. HERRIG 1994). Einen Haken besonderer Größe stellt der 9 km lange Bug im NW der Insel dar, der am Wittower Pleistozänkern bei Dranske ansetzt. Durch die zeitgleich mit der Anlandung im Süden verlaufenden Abtragungsprozesse im Norden - ausgelöst durch die hier ungehindert einwirkenden Westwinde- ist in diesem Bereich nur noch ein schmaler Hals erhalten. An Größe steht ihm der Gellen als Südhälfte der Insel Hiddensee nicht nach. Weitere bekannte Haken, die meist auch bedeutende Vogelschutzgebiete darstellen, sind u.a. der Alte und Neue Bessin auf Hiddensee (Abb. 20), der Vogelhaken bei Glewitz, Palmer Ort auf der Halbinsel Zudar, und die Haken von Groß und Klein Zicker und der Insel Vilm (KRIENKE, K. 1995, Abb. 21).

Zusammenfassung

Mit dem 1998 in Kraft getretenen Naturschutzgesetz des Landes Mecklenburg-Vorpommern wurde der Geotopschutz erstmalig in einem deutschen Bundesland gesetzlich verankert und ihm eine gleichwertige Stellung neben dem Biotopschutz zugewiesen. Die auf dieser Grundlage geschützten Geotoptypen des Kreises Rügen werden definiert und im Zusammenhang mit der geologischen Entwicklung der Inseln an herausragenden Beispielen vorgestellt. Darüber hinaus werden einige geologische Sehenswürdigkeiten beschrieben, die vorrangig dem Biotopschutz unterliegen.

Summary

With the Natural Conservation Act of Federal State Mecklenburg-Vorpommern effective of 1998, the conservation of geotopes was legally implemented within a German federal state for the first time and assigned a legal rank equivalent of the conservation of biotopes.
The various types of geotopes prevailing within the Ruegen District and protected on the basis of the aforesaid legislation are defined and exemplified in view of the geological evolution of the isles. Furthermore, some objects of geological interest that also underlie legal biotope are presented.

Literatur

AD-HOC-AG GEOTOPSCHUTZ (1996): Arbeitsanleitung Geotopschutz in Deutschland. – Angewandte Landschaftsökologie **9**, 105 S., Bonn-Bad Godesberg

DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., et al. (1995): Die deutsche Ostseeküste. – Sammlg. geol. Führer **88**, S. 168-204, Stuttgart

HAGENOW, F. v. (1839, 1840, 1842): Monographie der Rügenschen Kreide-Versteinerungen. – N. Jb. Mineral., Stuttgart

HERRIG, E. (1994): Die Feuersteinfelder auf der Schmalen Heide. - Greifswalder geowiss. Beitr., R. A., H.1 (Sediment 94), S.18-23, Greifswald

HERRIG, E. (1995): Die Kreide und das Pleistozän von Jasmund, Insel Rügen. – In: Geologie des südl. Ostseeraumes – Umwelt und Untergrund. – Exk.-Führer zur 147. Hauptvers. d. DGG, S. 91-110, Greifswald

JAEKEL, O. (1917): Vier nordische Eiszeiten. – Jber. Geogr. Ges. Greifswald **16**, S. 1-41, Greifswald

JESCHKE, L., KLAFS, G., SCHMIDT, H. & W. STARKE (1980): Handbuch der Naturschutzgebiete der DDR – Bd. 1: Die Naturschutzgebiete der Bezirke Rostock, Schwerin u. Neubrandenburg. S. 82-113, Leipzig

KLIEWE, H. (1975): Spätglaziale Marginalzonen auf der Insel Rügen – Untersuchungsergebnisse und Anwendungsbereiche. Peterm. Geogr. Mitt. **119**, 4, S. 261-269, Gotha

KRIENKE, H.-D. (1997): Bericht über die geologische Situation am Steilufer des Nordperd bei Göhren (Rügen) nach dem Sturmhochwasser vom 3./4. 11. 1995. – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

KRIENKE, H.-D. (1997): Bericht über die geologische Situation am Steilufer Quitzlaser Ort bei Sellin nach dem Sturmhochwasser vom 3./4. 1995. – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

KRIENKE, K. (1995): Beiträge zur Geologie der Insel Vilm (Greifswalder Bodden). – Diplomarbeit, Greifswald



Abb. 18
Das Herzogsgrab, ein 4000 Jahre altes Megalithgrab auf der Meeressandebene der Baaber Heide vor dem litorinazeitlichen Kliff, ca. 3,2 km westlich des Göhrener Ostseestrandes *Foto: H.-D. Krienke*



Abb. 20
Die Haken Alter und Neuer Bessin setzen SSE verlaufend an der NE-Spitze des Dornbusch (Hiddensee) an. Im Hintergrund der Bug (Rügen). Ohne Einwirkung des Menschen würden Neuer Bessin und Bug in absehbarer Zeit zusammenwachsen und als Nehrung die beiden Inseln verbinden. Im Vordergrund das Südende des Trockentals Honiggrund
Foto: H.-D. Krienke



Abb. 19: Feuersteinfelder der Schmalen Heide bei Mukran
Durch Sturmfluten in einer jüngeren Phase der Litorina-Transgression wurden 18 bis zu 2 km lange Feuersteinwälle auf ein älteres Strandwallsystem aufgeschüttet. Sie bilden heute einen fossilen Haken. Der hohe Anteil an Feuersteingeröllen ist durch den Küstentransport der aufgearbeiteten Kreide von Jasmund bedingt

Foto: Schumann



Abb. 21 Großer Haken, Insel Vilm
Der sichelförmig nach Osten gekrümmte Haken an der Nordspitze der Insel zeigt in typischer Weise den gegenüber der Küstenströmung zunehmenden Einfluss des vorherrschenden Westwindes mit der Entfernung von der Insel. Wie viele andere ist auch dieser Haken ein beliebter Vogelrastplatz

Foto: K. Krienke

KRIENKE, K (1997): Schützenswerte Geotope zur Kennzeichnung pleistozäner Dynamik und holozänen Küstenausgleichs innerhalb der Küstenregion SE-Rügens. – Schriftenr. Dt. Geol. Ges., H. 5, S. 111-115, Hannover

LANGE, E., JESCHKE, L. & H. D. KNAPP (1986): Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. – Schriften zur Ur- und Frühgeschichte, Berlin (Akademie-Verl.)

LEMKE, K. & H. MÜLLER (1987): Naturdenkmale: Bäume, Felsen, Wasserfälle. – Berlin (Tourist-Verl.)

LUDWIG, A. O. & H. NESTLER (1958): Die Steilküste der Halbinsel Jasmund zwischen Saßnitz und Königsstuhl. – Exk.f. Tag. geol. Ges DDR, Berlin

PANZIG, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. – Z. Geol. Wiss. **19**, 3, S. 331-346, Berlin

PANZIG, W.-A. (1995): Zum Pleistozän Nordost-Rügens. – In: Geologie des südl. Ostseeraumes – Umwelt und Untergrund. – Exk.-Führer zur 147. Hauptvers. d. DGG, S. 177-198, Greifswald

RUCHHOLZ, K. (1979): Lithologie und Sedimentgefüge – ihre Bedeutung für die Methodologie sedimentgenetisch-tektonischer Untersuchungen in Vereisungsgebieten. – Z. geol. Wiss. **7**, 2, S. 225-234, Berlin

RABIUS, E.-W., & R. HOLZ (1983): Naturschutz in M-V. – 451 S.

RÜHBERG, N. (1995): Landschaftsformung beim Inlandeisabbau auf der Insel Usedom und Mönchgut/(Rügen). – Nachr. Dt. Geol. Ges., **54**, 156 S., Hannover

SCHMIDT, H. (1965): Die größten Findlinge der Insel Rügen

SCHMIDT, H. & W. SCHULZ (1973): Zweiter Nachtrag zu den größten Findlingen der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg. – Naturschutzarbeit in Mecklenburg **16**, 3, S. 43

SCHMIDT, H. & W. SCHULZ (1964): Die größten Findlinge des Bezirkes Rostock. – Naturschutzarbeit in Mecklenburg **7**, 1/2, S. 28

SCHNICK, H. (1994): Hydrologische Besonderheiten der Stubnitz (Nationalpark Jasmund). – Greifsw. geowiss. Beitr., R. A., Bd. 1, (Sediment 94), S.49

SCHNICK, H. & U. SCHÜLER (1996): Initiale Karstphänomene in der Schreibkreide der Insel Rügen (NE-Deutschland). – Greifswalder geowiss. Beitr. 3, S. 29-41, Greifswald

SCHÖNAGEL, E. (1936): Die Kalktuffterrassen von Stubbenhörn auf Jasmund (Rügen). – Naturschutz **17**, S.174-178, Neudamm

SCHÜTZE, H. (1931): Die Haken und Nehrungen der Außenküste von Rügen. – 1. Beiheft z. 49./50. Jb. d. Pomm. Geogr. Ges., Greifswald

SCHULZ, W. (1986): Bericht Steilufersicherung Dwasieden-Mukran. – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

SCHULZ, W. (1988) Sicherung des Steilufers von Klein Zicker u. Thiessow sowie des Thiessower Hakens. – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

SCHULZ, W. (1988): Steiluferkataster Granitz. – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

SCHULZ, W. (1988): Steiluferkataster Nordperd. – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

SCHULZ, W. (1989): Ingenieurgeologisches Gutachten zur Sicherung des Steilufers zwischen Dranske, Arkona und Vitt. – GFE Schwerin

SCHULZ, W. (1993): Geologische Kartierung der Steilufer an der Nordküste des Greifswalder Bodden (Mönchgut bis Halbinsel Zudar). – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

SCHULZ, W. (1994): Geol. Kartierung der Steilufer am Gr. Jasmunder Bodden. – Archiv des GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

SCHULZ, W. (1996): Bericht ü. d. geol. Situation am Steilufer d. Königshörn NE Glowe, Kreis Rügen. – Archiv GLA M-V, Schwerin (unveröff.)

SCHULZ, W. (1998): Streifzüge durch die Geologie des Landes Mecklenburg-Vorpommern. – cw-Verlagsgruppe, Schwerin

SCHULZ, W. (1999): Sedimentäre Findlinge im norddeutschen Vereisungsgebiet. – Archiv f. Geschiebek. **2**, 8, Hamburg

STEINICH, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen). – Geologie, Beih. 20, Berlin

STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. – Z. Geol. Wiss. **20**, 12

STRAHL, U. (1990): Die pleistozänen Sedimente von Rügen. – In: HERRIG, E.: Exk.-Führer – Geschiebe im Norden der DDR. – S. 54-63, Selbstverlag Ges. f. Geschiebekunde, Hamburg

Geologische Übersichtskarte Der DDR im Maßstab 1 : 100 000, Ebl. 10, Stralsund-Bergen-Barth, ZGI Berlin 1957

Geologische Karte Von Mecklenburg-Vorpommern. – Karte der quartären Bildungen im Maßstab 1 : 200 000, Blatt Stralsund, GLA M-V, Schwerin 1996

Geologische Karte Von Mecklenburg-Vorpommern. – Karte der geologischen Sehenswürdigkeiten im Maßstab 1 : 500 000 mit Erläuterungen. – GLA M-V, Schwerin 1997

Gesetz Zum Schutz Der Natur Und Der Landschaft Im Lande Mecklenburg-Vorpommern. – (Landesnaturschutzgesetz – LNatG M-V) und zur Änderung anderer Rechtsvorschriften vom 21. Juli 1998. – (GVOBl. M-V S. 647)

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. Hans-Dieter Krienke
Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie
Mecklenburg-Vorpommern
-Geologischer Dienst-
Pampower Str. 66/68
19061 Schwerin

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 173–181	10 Abb., 24 Lit.

Die Sandgrube Niederlehme – ein klassischer Aufschluß des Rixdorfer Horizontes *

Norbert Hermsdorf

1. Einleitung

Seit Jahrzehnten gilt der Sandtagebau Niederlehme als der bedeutendste Aufschluß des sogenannten „Rixdorfer Horizontes". Unter diesem Begriff vereinigt man im Berlin-Brandenburgischen Raum allgemein Sand- und Schotterablagerungen, die in der Regel von Geschiebemergel unter- sowie überlagert werden und Knochen eiszeitlicher Großsäuger führen. Da die Typuslokalität des Rixdorfer Horizontes (Rollberge bei Rixdorf, heute Berlin-Neukölln) seit langem nicht mehr zugänglich ist, haben v. Koenigswald & Heinrich (1996) Niederlehme als neue Typuslokalität (Lectotypus) vorgeschlagen. Bedingt durch den nunmehr 110 Jahre anhaltenden Sandabbau hat sich Niederlehme zu dem Fundort des Rixdorfer Horizontes mit dem bislang umfangreichsten Artenspektrum entwickelt (vgl. Heinrich 1992).

Schon frühzeitig wurde man im Großraum Berlin auf Großsäugerknochen aufmerksam und bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts gab es erste Zusammenstellungen von Fundpunkten eiszeitlicher Säugerknochen. So beschreibt Klöden (1834) in seinen „Versteinerungen der Mark Brandenburg" Mammutknochen von den klassischen Fundpunkten um Potsdam, Tempelhof, Kreuzberg und Rixdorf. Gleichzeitig machte er bereits damals darauf aufmerksam, dass die Knochen in der Regel i n den Diluvialschichten a u f einem „Bette von Lehm" liegen.

Im Zuge der von der Preußischen Geologischen Landesanstalt durchgeführten geologisch-agronomischen Kartierung 1 : 25 000 der Blätter Tempelhof (3546) und Königs Wusterhausen (3646) wurden erstmals Mammutreste aus Niederlehme beschrieben (Berendt 1882, Laufer 1883) und bereits vor 113 Jahren hatte der Ort Niederlehme als Fundort von Säugerknochen einen solchen Bekanntheitsgrad erlangt, dass er in Lehrbüchern der Geologie Eingang fand (Credner 1887).

Den jetzigen Kenntnisstand über den Rixdorfer Horizont (im Folgenden R.H. genannt) haben wir im wesentlichen W. O. Dietrich (1932) zu verdanken. Profilbeschreibungen liegen von ihm und später von Cepek (zuletzt 1986) vor und nicht zuletzt haben sich die Mitarbeiter des Naturkundemuseums um den R.H. von Niederlehme verdient gemacht (u.a. Fischer 1976; Heinrich 1975, 1986, 1992, 1994, 1996).

Mittlerweile sind ca. 100 Fundpunkte weichselzeitlicher Säugerreste im Berlin-Brandenburgischen bekannt (vgl. Heinrich 1992). Sie konzentrieren sich auf den Bereich des Älteren Jungmoränengürtels (Brandenburger Stadium) und hier in ganz auffälliger Weise auf den Raum zwischen der Havel im Westen und der Dahme im Osten (Abb.1). Der gleiche Raum ist auch durch das gehäufte Auftreten meist kleinräumiger Eem-Vorkommen bekannt (z.B. südlich Bestensee, Motzen, Körbiskrug, Gräbendorf und der Raum südlich Gräbendorf und Groß-Köris im Dahmegebiet sowie Werder, Phöben, Potsdam-Waldstadt, Alt Töplitz, Nedlitz, Potsdam Wildpark und Golm im Havelgebiet).

2. Regionale Einbindung

Die Sandgrube Niederlehme südöstlich von Berlin befindet sich im Bereich einer isolierten Hochfläche südlich des Berliner Urstromtales am östlichen Rand des Teltow-Plateaus, von dem sie lediglich durch eine weichselkaltzeitlich entstandene, subglazial angelegte, heute von der Dahme durchflossenen Schmelzwasserrinne getrennt wird. Von der Senziger Hochfläche im Süden trennt sie ein Niederungsgebiet mit dem von der Dahme durchflossenen Krüpel- und Krimnicksee, die Ostbegrenzung wird durch eine Schmelzwasserrinne markiert, in der heute der Zernsdorfer Lankensee eingebettet ist.
Die Niederlehmer Hochfläche besitzt eine generell nach Osten gerichtete Abdachung. Während die östlichen Bereiche durchschnittliche Höhen um + 45 m NN aufweisen, liegt der westliche Teil über + 50 m NN. Mit maximalen Höhen von 63,4 und 58,7 m über NN gehört er dem Teil der Hochfläche an, der geomorphologisch als Staumoräne interpretiert wurde (Keilhack 1921, Wolff 1925, Behrmann 1950), andere Autoren schlossen für die Niederlehmer Hochfläche eine Kamesterrassenbildung nicht aus (Woldstedt 1929, Dietrich 1932).

Die Niederlehmer Hochfläche liegt im Gebiet des Älteren Jungmoränengürtels, welcher den Raum zwischen der Maximalausdehnung des weichselzeitlichen Gletschers im

*ergänzter Vortrag, gehalten am 27.11.99 anläßlich der Vortrags- und Exkursionsveranstaltung „110 Jahre Mörtelsandproduktion Niederlehme" im Geographischen Institut der Humboldt-Universität zu Berlin

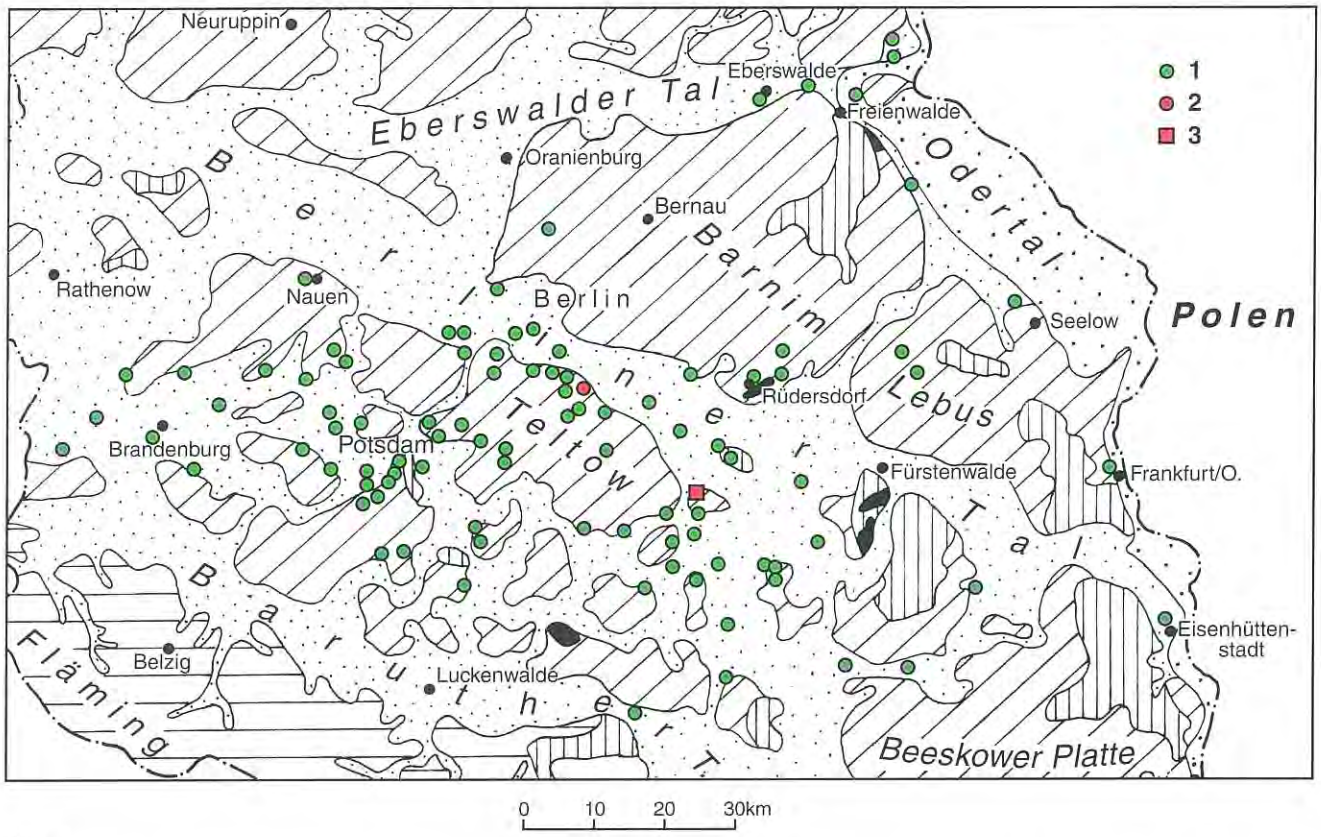


Abb. 1
Fundpunkte weichselkaltzeitlicher Säugerreste in Mittelbrandenburg (1); Typuslokalität Rixdorf (2) und Niederlehme (3); (nach HEINRICH, 1992)

Süden und der Pommerschen Randlage im Norden umschreibt. Dieser Raum wird durch eine Vielzahl großer und kleiner Hochflächen, den sogenannten Platten als auch durch die großen Urstromtäler charakterisiert, die das Gebiet in Ost-West-Richtung durchziehen, und zu unterschiedlichen Zeiten als große Schmelzwasserabflußbahnen fungierten.

Die quartäre Schichtenfolge der Niederlehmer Hochfläche weist eine reduzierte Abfolge auf. Aufgrund der hohen Tertiäroberfläche - die Quartärbasis wurde in Bohrungen bei + 2 bis + 26 m NN ermittelt - fehlen die Ablagerungen der im Berliner Raum ansonsten weitverbreiteten Holstein-Warmzeit (Paludinenschichten) und möglicherweise auch die elsterkaltzeitliche Bildungen.

Die das Tertiär bedeckenden quartären Sedimente sind überwiegend verschiedenkörnige Schmelzwassersande, die einen hohen Anteil aufgearbeiteter Braunkohle führen. Seltener treten glazilimnische Schluffe und nur in Einzelfällen Grundmoränenreste auf. Diese Folge wird von dem „Unteren Geschiebemergel", dem Rixdorfer Horizont, Schmelzwasserbildungen der Weichsel-Kaltzeit sowie dem „Oberen Geschiebemergel" überlagert.

3. Schichtenfolge der Sandgrube Niederlehme

Bedingt durch den kontinuierlichen Abbau ändert sich die jeweilige Aufschlußsituation ständig, so dass immer wieder die Möglichkeit bestehen kann, mit neuen Befunden den Kenntnisstand über den Rixdorfer Horizont zu erweitern. In der zweiten Hälfte der 90er Jahre boten die Aufschlußverhältnisse in der Sandgrube einen guten Einblick in die quartäre Schichtenfolge (Abb 2).

Liegender Geschiebemergel

Im Liegenden der Grube - nur vereinzelt wurden seine oberen Bereiche aufgeschlossen - befindet sich ein graubrauner bis olivbrauner Geschiebemergel, der nach Bohrergebnissen bis zu 8 m (CEPEK 1975) bzw. mehr als 9 m (ZIESCHE 1981) mächtig werden kann. Der sehr sandige Geschiebemergel ist relativ häufig mit Bänderschluffschollen und -schlieren befrachtet, in seinen hangenden Partien kann er stark mit Sandschlieren und –lagen durchsetzt sein.

Im Umfeld des Grubengeländes ist seine Oberkante beträchtlichen Schwankungen unterworfen und wurde zwischen + 28 und ca. + 40 m NN erbohrt. Diese Oberfläche wurde als Ergebnis glazifluviatiler Erosionsprozesse interpretiert (HULTZSCH 1968; ZIESCHE 1981), die z. T. zur völligen Ausräumung des Geschiebemergels führte.

An seiner Oberkante ist häufig eine Geröllsohle entwickelt. Diese enthält neben frischem nordischem Material auch einen erheblichen Anteil stark verwitterter Kristallingerölle. Insbesondere schiefrige Metamorphite, aber auch granitische Gesteine zeichnen sich z.T. durch einen hohen Umwandlungsgrad der Feldspäte in Tonminerale aus.

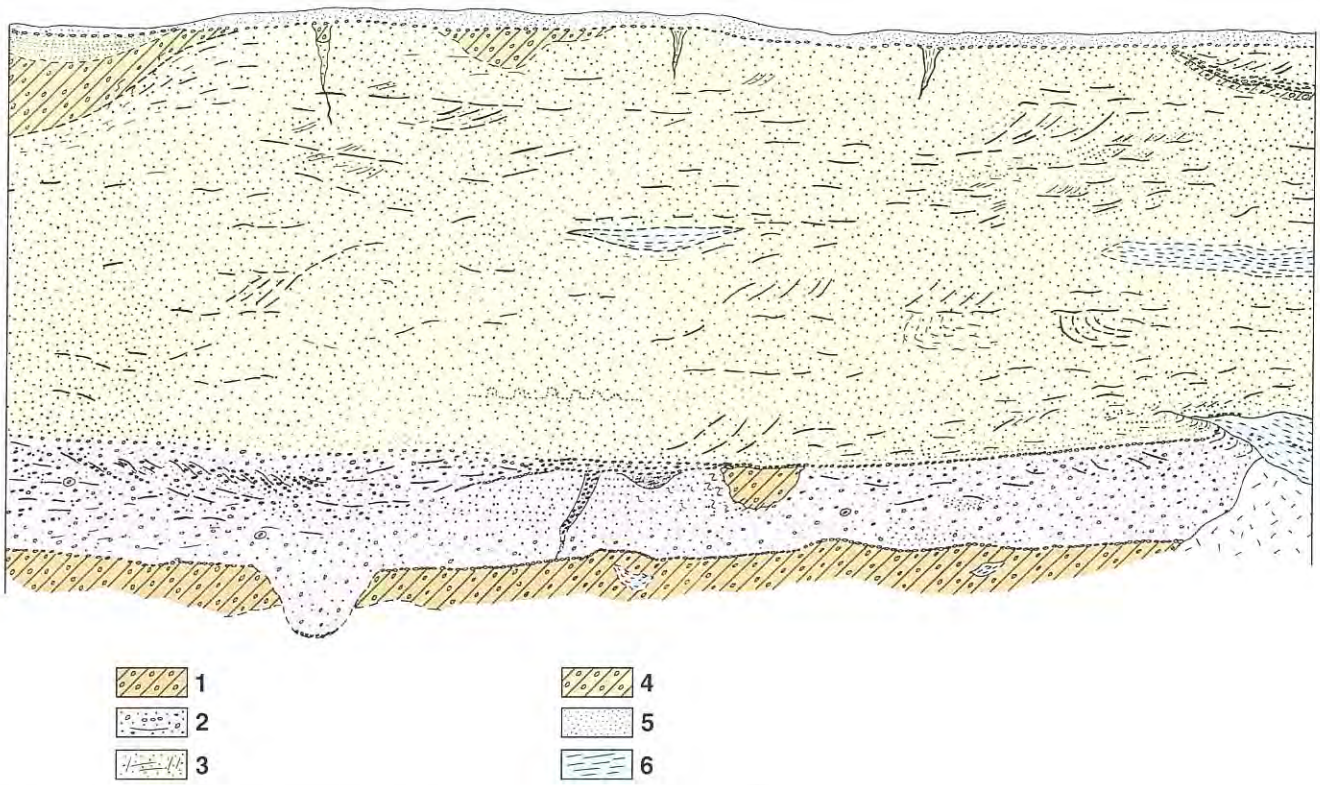


Abb. 2 Schema der Lagerungsverhältnisse in der Sandgrube Niederlehme

1 – liegender Geschiebemergel mit Beckenschluffschollen; 2 – Rixdorfer Horizont mit Geschiebemergelscholle und –geröllen, Eiskeilpseudomorphose, Rinne und hangender Geröllsohle; 3 – Schmelzwasserbildungen der weichselzeitlichen Vorschüttphase; 4 – Geschiebemergel der Weichsel-Kaltzeit; 5 – periglaziäre Deckzone; 6 – Beckenbildungen (Schluffe) unterschiedlichsten Alters

Rixdorfer Horizont

Auf dem liegenden Geschiebemergel bzw. der Geröllsohle kam der Schotterkomplex des Rixdorfer Horizontes zur Ablagerung. Seine Mächtigkeit schwankt, wohl auch in Abhängigkeit von der Oberfläche des liegenden Geschiebemergels zwischen 0 m und maximal 7,3 m (Ziesche 1981).
Sein Kornaufbau ist sehr heterogen, neben den typischen steinigen Kiesen und groben Kiessanden können im engen vertikalen und lateralen Wechsel auch recht feinkörnige Bildungen eingeschaltet sein. Dies erschwert die Ermittlung der Mächtigkeit und Verbreitung des Rixdorfer Horizontes aus Bohrungen, da er hier meist nur in der groben Kiesfazies zweifelsfrei erkannt wird, allerdings bestätigt sich im Aufschluß der bereits von Dietrich erwähnte flussterrassenartige Habitus.
Die Schüttung erfolgte dabei überwiegend aus südlichen bis südöstlichen Richtungen (Dietrich 1932).

Die zahlreichen Knochenfunde aus dem R.H. stammen fast ausschließlich aus der groben Fazies. Daneben treten in ihm, wie schon Laufer (1883) erwähnte, umgelagerte Schalen von *Viviparus diluvianus* auf. Des Weiteren führt er Geschiebemergelgerölle und neben frischen auch stark zersetzte Kristallingerölle. Kleingeschiebeanalysen aus den Geschiebemergelgeröllen belegen, dass sie aus dem liegenden Geschiebemergel aufgearbeitet wurden (Abb. 3). Kiesanalysen (Fraktion 4 – 10 mm) aus dem R.H. selbst zeigen ebenfalls eine enge petrographische Verwandtschaft zum liegenden Geschiebemergel (Abb. 3).

Bemerkenswert ist das seit einiger Zeit an der Ostwand aufgeschlossene Profil. Dort ist auf dem liegenden Geschiebemergel die normale Entwicklung des R.H. sowohl in der Kies- als auch in der feinkörnigen Fazies ausgebildet, typisch für Ablagerungen unreifer Fließgewässer mit ständigen Laufverlegungen. In dieser Folge lagert ein isolierter, mehrere Kubikmeter großer, stark geklüfteter Geschiebemergelblock (Abb. 4). Kleingeschiebeanalysen belegen auch hier seine Herkunft aus dem liegenden Geschiebemergel, aus dem er möglicherweise als Hangscholle infolge seitlicher Erosion und Unterschneidung im Prallhangbereich in die Schotter abrutschte. Beim „Andocken" an das Sediment deformierte er selbiges. Eindrucksvolle Eiskeilpseudomorphosen (Abb. 5) belegen ein zumindest saisonales Trockenfallen dieser Folge und Dauerfrosteinfluß.

Kleine Rinnen, die sich in das Sediment einschnitten, belegen erneute fluviale Aktivitäten. Herr Dipl.-Geol. H. Schlegel machte 1999 auf solch eine Rinne aufmerksam, deren Füllung mit zahlreichen Molluskenschalen durchsetzt war. Es handelt sich um eine ca. 3 m breite Rinne, die sich in die feinkörnige Fazies des R.H. ca. 50 cm tief eingeschnitten hat (Abb. 6). Im Gegensatz zu den liegenden Sanden, die austaubedingte Lagerungsstörungen aufweisen, ist die Rinnenfüllung davon unbeeinflußt geblieben. Die Rinnenbasis ist mit einer kiesigen Geröllsohle ausgekleidet. Die restliche Füllung besteht überwiegend aus schräggeschichteten schwach kiesigen bis

kiesigen Mittel- und Grobsanden, vereinzelt treten olivgraue schluffige Lagen auf. Eine von Frau Dr. Strahl aus einem bindigen Material durchgeführte Pollenanalyse erbrachte leider kein aussagekräftiges Ergebnis. Die zahlreichen Molluskenreste konzentrieren sich auf die liegenden Bereiche der Rinnenfüllung, besonders häufig treten sie in den Zwickeln der Basisgerölle und in den bindigen Lagen auf.

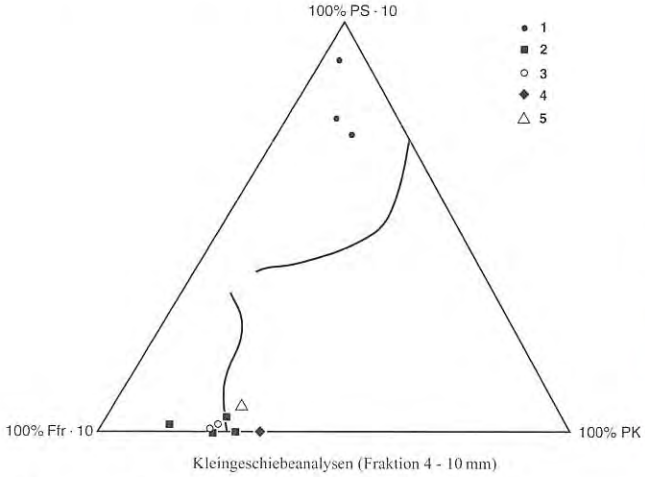


Abb. 3 Feinkiesanalysen (Fraktion 4 – 10 mm)
1 – Oberer Geschiebemergel, 2 – Unterer Geschiebemergel, 3 – Geschiebemergelblock aus dem Rixdorfer Horizont, 4 – Geschiebemergelgeröll aus dem Rixdorfer Horizont, 5 – Rixdorfer Horizont

Nach einer ersten Durchsicht setzt sich die recht monotone Molluskenfauna überwiegend aus *Pisidium* und *Valvata* zusammen, selten treten *Planorbis* und *Viviparus* auf. Die Pisidien treten in allen Größen, von juvenilen Exemplaren bis zu Exemplaren von 9 mm auf, eine transportbedingte Größensortierung fand offensichtlich nicht statt. Dies und das Vorkommen von doppelklappigen Exemplaren (Abb. 7) läßt eine parautochthone Lagerung der Mollusken möglich erscheinen.
Neben den Mollusken konnten erstmals Ostracoden, Fisch - und Kleinsäugerreste im R.H. nachgewiesen werden. Die Mitarbeiter des Naturkundemuseums Berlin konnten folgende Formen bestimmen:



Abb. 4
Geschiebemergelscholle im Rixdorfer Horizont (Oststoß)



Abb. 5 Eiskeilpseudomorphose im Rixdorfer Horizont vom Oststoß. Die Füllung besteht aus groben Schottern
(Foto: Göllnitz, 1997)

Ostracoden: *Candona candida, Candona sp. Juv., Ilyocypris lacustris, Limnocythere sanctipatricii, Leucocythere baltica*
Fische: *Esox lucius* (Hecht), ? *Perca* (Barsch) und wahrscheinlich ein Salmonide (Lachsartige)



Abb. 6 Fluviatile Rinne im Rixdorfer Horizont. Die Rinnenfüllung führt neben einer Mollusken- auch eine Kleinsäugerfauna. Überlagert wird diese Folge von den groben Schottern, die auch die Eiskeilpseudomorphose verfüllten

Kleinsäuger: *Lemmus lemmus* (Lemming), *Microtus sp.* (Wühlmäuse) und vorerst nicht näher bestimmbare Nagetierreste

Der erstmalige Nachweis des Lemmings im Pleistozän Brandenburgs hat erhebliche faunengeschichtliche Bedeutung (frdl. Mitteilung von Herrn Dr. Heinrich vom 17. 02. 2000).

schichtete Sande und kiesige Sande, deren Korngröße zum Hangenden hin abnimmt (Cepek 1975). In den hangenden feinkörnigen Partien kann häufig Rippelschichtung beobachtet werden.
In den Sanden treten Kies- und Gerölllagen auf. Mehrfach sind in dieser Folge bis zu knapp einen Meter mächtige Schluffbänke eingeschaltet, die nicht immer horizontbeständig sind.

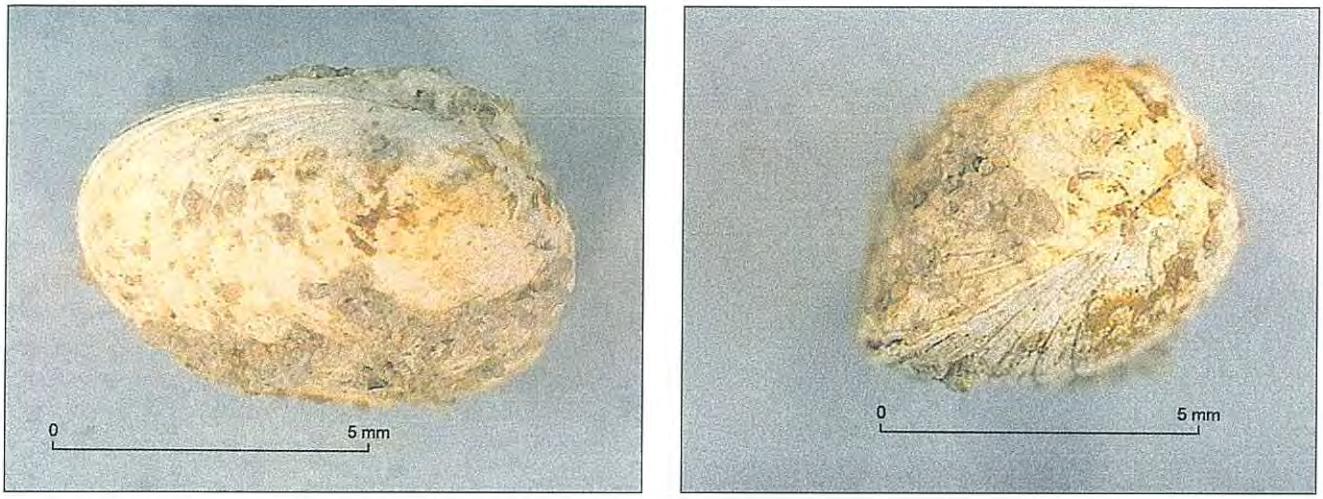


Abb. 7 Doppelklappiges Exemplar von Pisidium amnicum aus der Rinnenfüllung

Die oben beschriebene Abfolge wird von einer groben Schüttung bedeckt, deren Material auch die in Abbildung 5 dargestellte Frostspalte verfüllte. Eine anschließende kräftige Erosionsphase führte zur Ausbildung einer Geröllsohle, die gleichzeitig die Oberkante des R.H. markiert (Abb. 8). Oberhalb der Geröllsohle beginnt die Sedimentation überwiegend fein- bis mittelkörniger, im basalen Bereich häufig umgelagerte Braunkohle führende Sande.



Hangende Folge

Über dem R.H. kamen ca. 15 – 20 m mächtige Fein- und Mittelsande zum Absatz, die der eigentliche Gegenstand des Abbaus sind. Es handelt sich um teils schräg, teils horizontalge-



Abb. 8 Geröllsohle an der Oberkante des Rixdorfer Horizontes (8a); die Geröllsohle trennt die groben Schotter des Rixdorfer Horizontes von den feinkörnigen Schmelzwassersanden im Hangenden (8b)



Abb. 9
Eiskeilpseudomorphose in weichselzeitlichen Vorschüttsanden (Nordstoß). Der obere Teil ist mit Geschiebelehm verfüllt (siehe dazu auch BÖSE 1997)

Glazigene Stauchungen sind an mehreren Stellen im oberen Drittel des Schichtpaketes nachgewiesen worden (CEPEK 1975,1986), auch in den letzten Jahren wurden, insbesondere im westlichen Teil der Nordwand Lagerungsstörungen beobachtet.
BÖSE beschrieb 1997 Eiskeilpseudomorphosen aus den hangenden Sanden mit bis zu beeindruckenden 6,5 m Teufenreichweite. Ihre Füllung besteht aus verflossenen Sanden, im oberen Drittel eines Eiskeils beschreibt BÖSE eine Geschiebelehmfüllung (siehe auch Abb. 9). Daraus schlußfolgerte sie einen engen zeitlichen Zusammenhang mit dem Brandenburger Vorstoß.

In letzter Zeit waren an der Nordwand mehrfach Reste des „Oberen Geschiebemergels" mit Mächtigkeiten bis zu 4 m aufgeschlossen (Abb. 10). Er füllt mit seiner flach muldenförmigen Lagerung ehemals vorhandene Geländedepressionen aus. Seine Untergrenze weist eine bis zu 1 m mächtige Übergangszone zu den liegenden glazifluviatilen Sanden auf. In dieser Übergangszone wechsellagern Sande mit Lagen glazigenen Materials. Schichtdeformationen wie Fließstrukturen sind zum Muldenzentrum gerichtet. Der Geschiebemergel selbst besitzt häufig ein deutliches Lagengefüge und kann als Fließtill interpretiert werden.

Im Hangenden des Geschiebemergels können bis zu 2,5 m mächtige horizontalgeschichtete (Schmelzwasser ?) - Sande lagern. Initiale Frostrisse weisen auf ihre Schüttung noch unter kaltzeitlichen Bedingungen hin.
Die über dieser Folge entwickelte periglaziäre Deckzone ist aufgrund des Grubenbetriebes weitflächig abgeschoben worden und nur selten zu beobachten.

4. Altersstellung der Schichtenfolge

Liegender Geschiebemergel

Bei der Diskussion um die Altersstellung des Rixdorfer Horizontes wurde allgemein davon ausgegangen, dass der liegende Geschiebemergel der vorletzten Kaltzeit, der Saale-Kaltzeit zuzuordnen ist. Kleingeschiebeanalytische Untersuchungen von CEPEK (1975) führten zu einer Umstufung in die Elster-Kaltzeit. Begründet wurde dies mit den hohen Gehalten an frischen Feuersteinen (bis zu 12 %), relativ geringen Gehalten an paläozoischen Kalksteinen und damit den hohen Feuersteinanteilen (bis zu 29 %) im Ffr + PS + PK - Wert (vgl. CEPEK 1975).
Neuere Untersuchungen von 1992 und 1999 bestätigen prinzipiell das eher für elsterkaltzeitliche Geschiebemergel typische Kleingeschiebeinventar (Feuersteingehalte von 7,3 – 14,7 %, paläozoische Kalksteine von 23 – 29,8 %) (vgl. Abb. 3). Allerdings führt der liegende Geschiebemergel auch vereinzelt Gehäuse von *Viviparus diluvianus*, er kann also nur postholsteinzeitliches, also saalekaltzeitliches Alter haben (HERMSDORF in HEINRICH & HERMSDORF 1994).

Viviparus diluvianus (früher *Paludina diluviana*) ist die namengebende Schnecke und Leitfossil für die im Berliner Raum weit verbreiteten holsteinwarmzeitlichen Paludinenschichten. Ihre sehr widerstandsfähigen Schalen treten als Umlagerungsprodukt nicht selten in jüngeren Geschiebemergeln und häufig in den glazifluviatilen Vorschüttbildungen der Saale- und der Weichsel-Kaltzeit auf, immer auf sekundärer Lagerstätte.

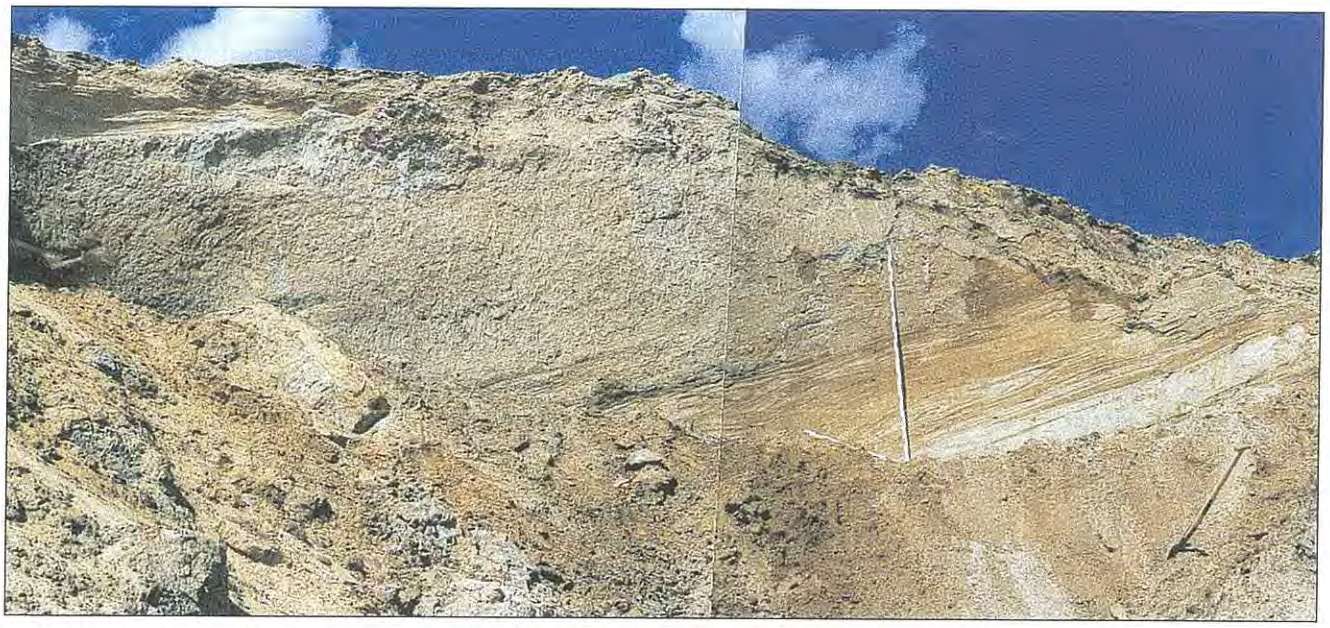


Abb. 10 Weichselzeitlicher Geschiebemergel füllt eine ehemalige Geländedepression aus (Nordstoß)

In autochthoner Lagerung befinden sich die Paludinenschichten im Berliner Raum bei durchschnittlich - 5 bis - 20 m NN, in oberflächennaher Position sind sie im Großraum Berlin unbekannt.

Erwähnenswert in diesem Zusammenhang sind Ergebnisse von Kleingeschiebeanalysen aus dem Teltow-Plateau. Verfolgt man den liegenden Geschiebemergel nach Westen und Nordwesten bis in den Raum Schulzendorf, Diepensee, Schönefeld, Glasow und Selchow, so finden sich Profile, in denen er von limnischen holsteinzeitlichen Mudden bzw. den Wietstocker Kiesen sensu Genieser (zuletzt 1962) unterlagert wird, also sicher als saalekaltzeitlich einzustufen ist. Allerdings besitzt er auch hier tendenziell für elsterkaltzeitliche Geschiebemergel typische Geschiebespektren. Daraus wurde geschlussfolgert, dass der Raum um Selchow/Glasow - das Saaleglazial betreffend - eine Mittlerposition zwischen einer karbonatreichen Geschiebefazies im Westen und einer feuersteinreichen und karbonatarmen Geschiebeprovinz im Osten einnimmt (Hermsdorf 1998).

Der hohe Verwitterungsgrad eines Teils der Kristallingerölle im oberen Teil des Geschiebemergels sowie der ihn bedekkenden Geröllsohle setzt eine intensive chemische Verwitterung und damit ein humides Klima voraus. Geht man von einem saalezeitlichen Alter des liegenden Geschiebemergels aus, kommt dafür nach jetzigem Kenntnisstand nur die Eem-Warmzeit in Frage.

Rixdorfer Horizont

Die genaue stratigraphische Einstufung des R.H. mit seiner eigentümlichen, sowohl aus kaltzeitlichen als auch aus warmzeitlichen Elementen bestehenden Fauna ist nach wie vor umstritten. Während frühe Autoren aufgrund seiner Lage zwischen zwei Geschiebemergeln ein eemwarmzeitliches Alter (Interglazial II) für möglich hielten, wies Woldstedt (1929) darauf hin, dass die Rixdorfer Fauna über dem eigentlichen Interglazial II liegen müsse. Dietrich (1932) stellte den R.H. im Ergebnis seiner umfassenden geologischen und vor allem paläontologischen Bearbeitung der Säugerfauna in ein Interstadial der Weichsel-Kaltzeit vor dem Brandenburger Stadium. Cepek ordnete 1986 die Sande von Niederlehme "mit der aufgearbeiteten Mischfauna des R.H. an ihrer Basis" in den Zeitraum "jüngerer Teil des Saale-Komplexes bis zu einer frühen Phase der Weichsel-Kaltzeit" ein. Heinrich (1986, 1992) weist auf die weitgehende Übereinstimmung des Artenbestandes der Säugerfauna von Niederlehme mit derjenigen, sicher autochthonen, von Königsaue hin, die dem Brörup-Interstadial angehören soll (Mania & Toepfer 1973). Dies käme der Einstufung Dietrich's entgegen.

In diesem Zusammenhang soll auf Ergebnisse von anderen Fundpunkten des R.H. verwiesen werden. So konnte der Autor Ende der 70er Jahre aus einer Sandgrube südlich Potsdam eine größere Anzahl Knochen bergen. Sie stammen aus dem zu dieser Zeit im Abbau befindlichen, heute aber verwachsenen Nordostteil der Grube. Im Liegenden dieser Grube befinden sich molluskenführende limnische Schluffe und Mudden, die von Seifert (1974) pollenanalytisch untersucht wurden. Aufgrund des Vorhandenseins von *Picea* und *Larix* wird von ihr ein brörupzeitliches Alter wahrscheinlich gemacht, allerdings wird auf einen nicht unerheblichen Anteil (bis zu 10 %) von umgelagerten Formen verwiesen.
Die aufgefundenen Säugerreste (*Rangifer tarandus*, *Coelodonta antiquitatis*, *Mammuthus primigenius*, *Equus sp.* und *Bison priscus*) besitzen die typische Rixdorfer Erhaltung im Sinne Dietrich's, stammen also sicher aus den das Frühweichsel überlagernden Sanden.

Leider sind bisher weder in Niederlehme noch aus anderen derzeit zugänglichen Fundpunkten im Dahme-Gebiet organogene Bildungen gefunden worden, mit deren Hilfe die stratigraphische Einstufung des R.H. weiter eingegrenzt werden kann.

Der R.H. von Niederlehme führt ebenso wie die liegende Geröllsohle verwittertes Kristallin. Dies wurde offensichtlich aus dem Liegendmaterial aufgearbeitet, denn dass der R.H. selbst

der intensiven Verwitterung ausgesetzt war, kann aufgrund des Erhaltungszustandes der in ihm enthaltenen Wirbeltierreste und Mollusken ausgeschlossen werden. Die Schüttung des R.H. ist also jünger als die Eem-Warmzeit!
Die in ihm enthaltenen Geschiebemergelgerölle, die Hangscholle sowie Frostspalten belegen seine Aufschotterung unter kaltklimatischen Bedingungen. Dies spiegelt sich auch in der Ostracoden- und in der Kleinsäugerfauna wider.

Schwieriger ist die zeitliche Abgrenzung nach oben. Bisher wurde von vielen Autoren davon ausgegangen, dass der R.H. und die hangenden Sande immer als eine Einheit ohne zeitlichen Hiatus zu betrachten sind (zuletzt in BÖSE 1997). Die Aufschlüsse an der Ostwand von Niederlehme zeigen jedoch mit der Ausbildung einer Geröllsohle an der Oberkante des R.H. eine deutliche Diskordanz zu den hangenden Sanden.

Diese Diskordanz spiegelt sich auch in den von THIEKE durchgeführten Schwermineralanalysen wider. Während sich der R.H. durch auffällig hohe Amphibolanteile (65 %), etwa um 10 % liegende Anteile von Granat, Epidot und der Metamorph-Gruppe und einen ungewöhnlich niedrigen Zirkongehalt (2,5 %) auszeichnet, ist die Häufigkeitsverteilung der Schwerminerale in der hangenden Sandfolge beträchtlich anders. Bemerkenswert ist der hier zwischen 20 und 30 % schwankende und damit wesentlich niedrigere Amphibolgehalt als im R.H.. Demgegenüber sind alle anderen Komponenten mit größeren Anteilen vertreten (frdl. Mitteilung von Herrn Dr. Thieke, 26.11.99)

Obwohl keine Angaben zum zeitlichen Ausmaß dieses Hiatus gemacht werden können, kann ein längerer Zeitraum zwischen der Schüttung des R.H. und der hangenden Sande nicht gänzlich ausgeschlossen werden.

Hangende Folge

Der nur in Resten auftretende "Obere Geschiebemergel" wurde schon frühzeitig als zur letzten Vereisung zugehörig interpretiert (vgl. DIETRICH 1932). Dieses Alter (Brandenburger Stadium der Weichsel-Kaltzeit) konnte durch kleingeschiebeanalytische Befunde von CEPEK (1975) und auch durch eigene Untersuchungen von 1999 bestätigt werden (Abb. 3).

Für die Sandfolge im Hangenden des R.H. kann aufgrund der in ihr ausgebildeten Eiskeilpseudomorphosen mit einer teilweisen Verfüllung mit glazigenem Material eine enge zeitliche und genetische Verknüpfung mit dem Brandenburger Vorstoß geschlußfolgert werden (BÖSE 1997). Folglich ist die hangende Folge in die Vorschüttphase dieses Vorstoßes zu stellen.

Zusammenfassung

Die Sandgrube Niederlehme ist seit Jahrzehnten der bedeutendste Aufschluß des Rixdorfer Horizontes, weshalb sie von v. KOENIGSWALD & HEINRICH (1996) als neue Typuslokalität vorgeschlagen wurde.
Die genaue stratigraphische Einordnung des R.H. ist nach wie vor umstritten. Aufschlüsse in der zweiten Hälfte der 90er Jahre in der Sandgrube Niederlehme zeigten, dass der R.H. nicht nur vom liegenden, sicher saalekaltzeitlichen Geschiebemergel, sondern auch von den hangenden weichselkaltzeitlichen Vorschüttbildungen durch deutliche Erosionsdiskordanzen begrenzt wird. Nach lithologischen Befunden aus der Sandgrube Niederlehme ist der R.H., dessen Schüttung unter kaltklimatischen Bedingungen erfolgte, jünger als die Eem-Warmzeit und älter als die weichselkaltzeitliche Vorschüttphase.
Erstmalig konnten im R.H. Ostracoden, Fische und eine Kleinsäugerfauna mit *Microtus* und *Lemmus* nachgewiesen werden.

Summary

The sand pit of Niederlehme is the most famous outcrop of the Rixdorf horizon (R.h.). Therefore Niederlehme was proposed as the new type locality by v. KOENIGSWALD and HEINRICH.
The exact stratigraphical age of the R.h. is controversial as usual. In the last years good outcrop conditions have shown, that an erosion unconformity exists not only between the R.h. and the bottom layer (Saalian till) but also between the R.h. and the top layer (Weichselian fluvioglacial sands). The present investigations indicate, that the coarse grained sediments of the R.h. were deposited during cold climatic conditions. The R.h. is younger than the Eemian interglacial and older than the fluvioglacial sediments of the progressing Weichselian glacier.
A new fauna which consists of ostracods, pisces and the micromammals *Lemmus* and *Microtus* was discovered.

Danksagung

Für die freundliche Unterstützung bei den häufigen Befahrungen der Sandgrube Niederlehme möchte sich der Autor bei der Geschäftsführung der SMW Sand- und Mörtelwerke herzlich bedanken. Für die Bestimmung des paläontologischen Fundgutes sei Frau Dr. Pietrzeniuk (Ostracoden), Herrn Dr. Böhme (Fische) und Herrn Dr. Heinrich (Kleinsäuger) sehr herzlich gedankt.

Literatur

BEHRMANN, W. (1949/1950): Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. – Die Erde 2, S. 93 – 122, Berlin

BERENDT, G. (1882): Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preußen und der Thüringischen Staaten, Lfg. 20, Blatt Tempelhof, 50 S., Berlin

BÖSE, M. (1997): Beobachtungen zu Eiskeilpseudomorphosen im Hangenden des Rixdorfer Horizontes in der Sandgrube Niederlehme. – Brandenburgische Geowiss. Beitr. 4, 2, S. 45 – 51, Kleinmachnow

CEPEK, A. G. (1975): Zur geologisch-stratigraphischen Interpretation des "Rixdorfer Horizontes". – In: Exkursionsführer zur Jubiläumstagung "100 Jahre Glazialtheorie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. – Ges. Geol. Wiss. DDR, S. 17 – 21, Berlin

CEPEK, A. G. (1986): Schichtenfolge und Position des "Rixdorfer Horizontes". – In: Kurzreferate und Exkursionsführer 25 Jahre AK "Quartärgeologie", Ges. Geol. Wiss. DDR, S. 19 – 21, Berlin

CREDNER, H. (1878): Elemente der Geologie. – 6. Aufl., 808 S., Leipzig

Dietrich, W. O. (1932): Über den Rixdorfer Horizont im Berliner Diluvium. – Z. dtsch. geol. Ges. 84, 4, S. 193 – 221, Berlin

Fischer, K. (1976): Eiszeitliche Säugetierknochen aus Kiesgruben der Berliner Umgebung. – Fundgrube 12, 3 / 4, S. 82 – 89, Berlin

Genieser, K. (1962): Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe. – Eiszeitalter und Gegenwart 13, S. 141 – 156, Öhringen

Heinrich, W.-D. (1975): Zur geologisch-stratigraphischen Interpretation des "Rixdorfer Horizontes". – In: Exkursionsführer zur Jubiläumstagung "100 Jahre Glazialtheorie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. – Ges. Geol. Wiss. DDR, S. 21 - 23, Berlin

Heinrich, W.-D. (1986): Schichtenfolge und Position des "Rixdorfer Horizontes". – In: Kurzreferate und Exkursionsführer 25 Jahre AK "Quartärgeologie", Ges. Geol. Wiss. DDR, S. 21 - 23, Berlin

Heinrich, W.-D. (1992): "Rixdorfer Horizont" von Niederlehme bei Königs Wusterhausen. – Exkursionsführer anläßlich der 62. Jahrestagung der Paläontologischen Ges. in Berlin am 21. September 1992, 57 S.

Heinrich, W.-D. & N Hermsdorf (1994): Exkursion A1: Niederlehme – Rixdorfer Horizont – klassische Fundstelle pleistozäner Säugerreste in Brandenburg. – In: Stackebrandt, W. et al. (Tagungsleitung): 61. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen vom 24. – 27. Mai 1994 in Potsdam, S. 40 – 49, Kleinmachnow

Hermsdorf, N. (1998): Stratifizierung ausgewählter Bohrungen im Projekt "Straßen- und Schienenanbindung Flughafen Schönefeld". – 9 S., Kleinmachnow (unveröff.)

Hulztsch, A. (1968): Gutachten Vorerkundung Kalksandsteinrohmaterial Niederlehme 1967. – VEB GFE, BT Berlin (unveröff.)

Keilhack, K. (1921): Geologische Übersichtskarte von Brandenburg im Maßstab 1 : 500 000, Berlin

Klöden, K. F. (1834): Die Versteinerungen der Mark Brandenburg, insbesondere diejenigen, welche sich in den Rollsteinen und Blöcken der südbaltischen Ebene finden. – 378 S., Berlin

Koenigswald, W. v. & W.-D. Heinrich (1996): Kurze Charakterisierung der Veränderungen in der Säugetierfauna des Jungquartärs in Mitteleuropa. – Tübinger Monographien zur Urgeschichte 11, S. 437 – 448, Tübingen

Laufer, E. (1883): Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preußen und der Thüringischen Staaten, Lfg. 26, Blatt Königs Wusterhausen. - 24 S., Berlin

Mania, D. & V. Toepfer (1973): Königsaue. Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit. – Veröff. Landesmuseum f. Vorgeschichte Halle 26, S. 1 – 164, Berlin

Seifert, M. (1974): Bericht über die pollenanalytische Untersuchung der Bohrung Templiner See 2b/73. - 5 S., ZGI, Berlin (unveröff.)

Woldstedt, P. (1929): Das Eiszeitalter - Grundlinien einer Geologie des Diluviums. – 406 S., Stuttgart

Wolff, W. (1925): Geologische Übersichtskarte der Umgegend von Berlin im Maßstab 1 : 100 000 (Hochschulexkursionskarte Nr. 1), Berlin

Ziesche, M. (1981): Ergebnisbericht Mörtelsand Niederlehme II. – VEB GFE, BT Berlin, (unveröff.)

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. Norbert Hermsdorf
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilungen aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 148

TAGUNGSBERICHT

67. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen

JAQUELINE STRAHL

Die Teilnehmer der alljährlich von den Geologischen Landesämtern (GLÄ) der vier Mitgliedsländer Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Schleswig-Holstein und Hamburg im Wechsel ausgerichteten Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen fanden sich vom 13.–16.06.2000 zum wiederholten Male im Lichtwark-Haus in Hamburg-Bergedorf zusammen.

Trotz der flächenmäßigen „Kleinheit" des Landes Hamburg war auch das diesjährige Organisationskomitee unter der Leitung von Herrn Dr. Jürgen Ehlers um die Zusammenstellung eines abwechslungsreichen, informativen und für die eigenen Arbeiten anregenden Vortrags- und Exkursionsprogramms bemüht. Im Gegensatz zur DEUQUA sind die hier angesprochenen überwiegend quartärgeologischen und auf den Bereich des nordwestdeutschen Flachlandes bezogenen Themen vor allem auf angewandte Aspekte, wie Küstenschutz und Ingenieurgeologie, aber auch Hafenbau, Geotopschutz und Archäologie neben quartärstratigraphischen Fragestellungen, die sich aus der geologischen Landesaufnahme ergeben, ausgerichtet.

So kamen unter den genannten angewandten Komplexen beispielsweise Probleme der Sedimentdynamik, der morphologischen Gestaltungsvorgänge und damit verbundene Konsequenzen für den Inselschutz im Bereich der Nordsee, wie auch geologische Aspekte der Kampfmittelräumung in Stadtgebieten oder der Aufbau von Informationssystemen und Metadatenbanken im Küstenzonenmanagement zur Sprache. Relevant für den Bereich der quartärgeologischen Kartierung waren u. a. informative Beiträge zum Stand der internationalen Quartärstratigraphie, der Biostratigraphie sowie der Geschiebestatistik. Rückschauend auf den Beitrag von Prof. Dr. E. P. Löhnert über die inzwischen 73-jährige Geschichte der Arbeitsgemeinschaft war besonders die große Anzahl an Vorträgen und Postern von jungen Geowissenschaftlern erfreulich.

Das drei Halb- und drei Ganztagsexkursionen umfassende Exkursionsprogramm beschränkte sich erwartungsgemäß nicht nur auf das Hamburger Stadtgebiet. Blieben die Exkursionen A 1 – Archäologie im Süden Hamburgs und A 2 – Geotope im Hamburger Raum mehr oder weniger innerhalb der Stadtgrenzen, so führten die Exkursionen A 3 – Entwicklung der Vier- und Marschlande, B1 – Hafenbau und Ingenieurgeologie, B2 – Geologie und Archäologie im Bereich der Stader Geest sowie B3 – Geologie des Salzstockes Elmshorn zu interessanten Aufschlüssen im niedersächsischen Umland. Auch hier reflektieren bereits die Exkursionsthemen die Orientierung der Arbeitsgemeinschaft auf angewandte Probleme der Geologie.

Am Rande entflammte erneut, vor allem wegen der in den GLÄ immer schlechter werdenden Personalsituation, die Diskussion über die volle Integration Mecklenburg-Vorpommerns, Brandenburgs und Sachsen-Anhalts in die Arbeitsgemeinschaft. Diese drei Länder haben seit längerem ihre Bereitschaft zur Mitgliedschaft nicht nur bekundet, sondern auch als Tagungsausrichter 1993 in Klein Labenz, 1995 in Potsdam und 1999 in Salzwedel unter Beweis gestellt. Die in den letzten zehn Jahren praktizierte Vereinigung sollte nun auch ihre logische Konsequenz in einer Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen finden. Die für 2001 in Bremerhaven geplante 68. Tagung bietet die historische Chance für diese gesamtdeutsche Entscheidung.

Anschrift des Autors:

Dr. J. Strahl
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt No. 149

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	7 (2000), 1/2	S. 183–193	1 Abb., 66 Lit.

Zur Entwicklung der bodenkundlichen Kartierung in Brandenburg

Dieter Kühn & Albrecht Bauriegel

1. Einführung

Ein historischer Abriss zur Entwicklung der Bodenkartierung muß mit der Frage beginnen, was ist Boden? Für das Medium Boden existiert eine kaum zu überschauende Anzahl von Bestimmungen und Definitionen. So verwundert es kaum, dass Stremme schon 1932 im Bezug auf die Bodenkartierung von einer „großen, fast chaotischen Vielheit" spricht. Die Begründung hierfür liegt in dem Umstand, dass die Bodenkarte keineswegs nur die planimetrische Darstellung des Bodens ist (Blank 1911), sondern ihre Veranlassung durch historische, betriebswirtschaftliche, pflanzengeographische, geologische, fiskalische, physikalische, chemische, hydrologische, pedogenetische und substratgenetische Fragestellungen erhalten konnte. Bodenkarten waren also mehr als in anderen geowissenschaftlichen Bereichen immer nutzungs- und anwendungsorientierte kartographische Darstellungen der Pedosphäre und werden heute zunehmend als digitale Flächendaten in verschiedensten Bodeninformationssystemen vorgehalten.

2. Die geologisch-agronomische Kartierung – die Zeit von gemeinsamer geologischer und bodenkundlicher Kartierung

Es ist schwierig den Ursprung und genauen Beginn der bodenkundlichen Kartierung festzusetzen (vgl. Lippstreu in diesem Heft). Erste Vorstellungen zur Erstellung und zum Nutzen von Bodenkarten entwickelte wohl Justus Möser 1770 in Roeschmann, Benzler et al. (1991). Zur gleichen Zeit wurden Forderungen zur Bonitierung und Taxation des Bodens (Bennigsen 1771) erhoben. Ein wissenschaftliches Fundament erhielten diese Ansätze vor allem durch Thaer (1804), der eine erste Klassifikation von Böden entwickelte und diese nach wichtigen Kriterien wie Sand, Ton, Kalk und Humus gliedert.

Die eigentliche Bodenkartierung fällt mehr oder weniger mit dem Beginn der geologischen Kartierung des „Schwemmlandes" oder Norddeutschen Tieflandes zusammen (Stremme 1932). So kann die Geognostische Karte der Umgebung von Berlin von Bennigsen-Förder (1843) auch als eine der ersten Bodenkarten angesehen werden. Bennigsen-Förder weist in den Erläuterungen darauf hin, dass eine geognostische Karte zugleich eine Bodenfruchtbarkeitskarte sei. Der Nutzen dieser geognostischen Karten für die Landwirtschaft wird staatlicherseits schnell erkannt. So erarbeitet Bennigsen-Förder in den Jahren 1864 bis 1867 im Auftrag des Ministeriums für Landwirtschaftliche Angelegenheiten von Preußen vier Karten im Maßstab 1 : 25 000 von Halle und Umgebung. 1861 schreibt der Landwirtschaftliche Zentralverein Berlin einen Preis von 500 Talern Gold für das „beste Werk einer Agrikulturgeognosie" des Nordeutschen Tieflands aus. Der Preis ging an den Landwirt Albert Orth für die 1868 eingereichten Ergebnisse der geognostisch-agronomischen Kartierung des Rittergutes Friedrichsfelde bei Berlin. Veröffentlicht werden später 4 Karten in den Maßstäben 1 : 5 000, 1 : 10 000 und 1 : 25 000. Bemerkenswert ist, dass sich in den Darstellungen auf der Grundlage der geologischen Ausgangssubstrate, flächenhafte petrographische Angaben (Bodenartenschichtung) sowie Signaturen zum Kalkgehalt, zur Bodenfeuchte, Neigung und Gründigkeit befinden. Im Jahre 1865 erhebt das Königliche Landesökonomiekollegium schließlich die Forderung „seitens des Staates für die praktische Landwirtschaft brauchbare Bodenkarten in sämtlichen Teilen des preußischen Gebietes, und zunächst denjenigen, welche dem Schwemmland angehören, herstellen zu lassen" (Meitzen 1868, Stremme 1932). Auf einer Konferenz norddeutscher Geologen im Jahre 1867 wird festgelegt, dass die geognostisch-agronomischen Karten zugleich „soviel als möglich als Bodenkarten dienen sollen" (Bülow 1968). 1873 beauftragt das Ministerium für Handel, Gewerbe und öffentliche Arbeit Albert Orth mit einer geologisch-agronomischen Musteraufnahme im Maßstab 1 : 25 000 am Beispiel des Blattes Rüdersdorf (Stremme 1932). Mit diesem Auftrag beginnt also die geologische und ansatzweise die bodenkundliche Flächenkartierung gleichermaßen.

Die geologisch-agronomische Kartierung erfährt zunächst eine breite Zustimmung unter den Anwendern und wird als „wichtiges Geschenk des preußischen Handelsministeriums für die Landwirtschaft" aufgefasst (Hellriegel 1877). Sehr bald gerät die geologisch-agronomische Kartierung jedoch auch in die Kritik, insbesondere durch die Landwirtschaft, für die sie ursprünglich mit gedacht war. Die Kritik bezieht sich zum einen auf die Kartiermethodik und erfolgt zum anderen aus neuen Entwicklungen in der Bodenkunde heraus, die damals bezeichnenderweise noch „Agrogeologie" hieß. Nach Meinung verschiedener Vertreter der Landwirtschaft konnte die geologisch-agronomische Kartierung nicht das leisten, was man sich von ihr versprach. In wichtigen Kernfragen wie

Kartenmaßstab und Flächendarstellung (Farben und Schraffuren) kam die Agronomie zu kurz (STREMME 1932). Die Kritik lautete, dass der Maßstab 1 : 25 000 zu klein sei, die bodenkundliche Aussage über die Punkteinschreibungen zu gering und die Karten nicht mehr Aussagekraft hätten als die Ausgangsarbeiten von BENNIGSEN-FÖRDER (1876) und ORTH (1875). Gefordert wurden also ein größerer Maßstab (1 : 5000) und eine bodenkundliche, möglichst farbliche Flächenaussage. Es wird jedoch auch Kritik grundsätzlicher Art laut, die sich in der Bemerkung von MITSCHERLICH (1924) ausdrückt: „Die geologisch-agronomischen Karten dürften für den Landwirt nur mehr einen allgemeinbildenden als wirtschaftlichen Wert besitzen". Aus heutiger Sicht ist jedoch der bodenkundliche Wert der geologisch-agronomischen Kartierung unbestritten, zumal andere wichtige Bodenkartierungen, wie beispielsweise die Reichsbodenschätzung, ohne diese Vorarbeiten nicht realisierbar gewesen wären. In der „Einführung in das Verständnis der geologisch-agronomischen Karten" verweist KEILHACK (1902) auf den offenkundigen wirtschaftlichen Nutzen. Er argumentiert , dass sie neben dem Einblick in die Zusammensetzung des Bodens bis in mindestens 2 m Tiefe, dem Landwirt Möglichkeiten zur Planung von Flur- oder Schlaggestaltung, Fruchtfolge oder Beratung für Grundstückserwerb bzw. Be- oder Entwässerungsmaßnahmen bieten. Damit zielt bereits KEILHACK auf ein anderes Hauptanwendungsgebiet dieser Karten – die Planung. Die Forderungen MITSCHERLICH's (1924) als Vertreter der Agrikulturchemie, das Beziehungsgefüge zwischen Boden, Pflanzenwachstum und Pflanzenertrag stärker zu berücksichtigen, sind jedoch aus der Sicht des Landwirts, dessen Interesse an flächenscharfen, nutzungsrelevanten Aussagen besteht, berechtigt. Auch HAZARD (1900) erkannte als sächsischer Landesgeologe diese Defizite und entwickelte eine Kartiermethodik mit einem bodenkundlich-pflanzensoziologischen Ansatz, der neben petrographischen Merkmalen auch die Bodenstruktur, den Grundwassereinfluss, die Neigung und Exposition der Bodenoberfläche als auch das Auflauf- und Wuchsverhalten der Pflanzen berücksichtigte.

Gleichzeitig entbrannte auch unter den Geologen die Diskussion, ob es eine geologisch-agronomische oder eine geologische und eine agronomische (bodenkundliche) Kartierung geben sollte (REIS 1907) und kommt zu dem Schluss, dass „die Aufgabe des Agronomen anfängt, wo die des Geologen endet (STREMME 1932). Auch WOLFF (v. BÜLOW 1968) sah diese Unzulänglichkeiten, sicher auch aus der Kenntnis „der neuen Entwicklung der beschreibenden Bodenkunde" und versuchte, als Direktor der Flachlandabteilung aus dieser Erkenntnis die Konsequenzen zu ziehen. Er trennte die geologische und bodenkundliche Kartierung. Sehr eindrücklich erläutert WOLFF (1930) die Notwendigkeit für diesen Schritt in seinem Bericht auf der Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalten des Deutschen Reiches und Österreichs. Mit den Blättern Hohenfinow und Soltau wurden durch seine Veranlassung zwei Musterblätter, in einer „durchaus neuartigen Darstellungsweise der Bodentypen" bearbeitet (v. BÜLOW 1968). Diese Arbeiten fanden unter WOLDSTEDT, dem Nachfolger von WOLFF in der Flachlandkartierung zwar keine direkte Fortsetzung, bildeten aber eine wesentliche methodische Vorleistung für die Reichsbodenschätzung (GÖRZ'scher Halbkreis). Auch WOLDSTEDT (1944) sah das „Bedürfnis nach einer noch stärkeren Betonung des bodenkundlichen Inhaltes in Karten" und den „Wunsch nach besonderen, von geologischen getrennten, rein bodenkundlichen Karten". Er konnte aber der Bodentypenlehre wenig abgewinnen, nannte sie „wissenschaftlich noch nicht genügend gefestigt" und orientierte auf die Nutzung der Ergebnisse der Reichsbodenschätzung für die zu erstellende Bodenkarte des Deutschen Reiches im Maßstab 1 : 25 000. Diese hatte dann nur den Charakter einer Bodenartenkarte.

3. Kartierungen der diagnostischen Bodenkunde

In der Bodenkartierung vollzog sich also ein Wandel von einer geologisch-petrographischen Sichtweise auf den Boden hin zu einer diagnostischen Bodenkunde. Nachhaltig haben dabei die Erkenntnisse von DOKUTSCHAJEW (1881) und HILGARD (1893) die Bodenkunde beeinflusst. DOKUTSCHAJEW sprach vom Boden als „natürlicher selbständiger Körper", der wie jeder andere Körper, seine Herkunft, seine Entwicklungsgeschichte, seinen äußeren und inneren Charakter besitze, der immer und überall als Resultat der gemeinsamen Tätigkeit des Muttergesteins, lebender und abgestorbener Organismen..., des Klimas, des Alters des Landes und des örtlichen Reliefs" erscheine (Zitat aus EHWALD 1968). Damit benennt DOKUTSCHAJEW erstmals den Faktorenkomplex der Bodenentwicklung und öffnet damit die Tür zur pedogenetischen oder diagnostischen Bodenkunde. HILGARD (1893) erkannte den Einfluss des Klimas auf die Bodenentwicklung und klassifizierte die Böden in Trocken- und Feuchtböden.

Aus den Arbeiten von RAMANN (1893), STREMME (1914) und GLINKA (1914) entwickelten sich erste Systeme einer genetischen Gliederung der Böden, in denen neben den bodenbildenden Faktoren Vegetation und Klima auch das Ausgangsgestein und das Relief stärker berücksichtigt wurden. Diese bodenkundliche Sichtweise spiegelte sich ab dem Jahre 1922 (STREMME 1932) in einer großen Anzahl von Spezial- und Übersichtskartierungen nach Bodenbildungstypen wider. Herauszuheben sind hier die Bodenkarte Europas (STREMME 1927 und 1936) für den kleinmaßstäblichen Bereich, der „Bodenkundliche Atlas von Niedersachsen" für den mittelmaßstäblichen Bereich und die Bodenkarte der Gemeinde Pietzkendorf (Danzig) (OSTENDORFF 1931) für den großmaßstäblichen Bereich.

Die Kartierung zum „Bodenkundlichen Atlas von Niedersachsen" erfolgte auf der Basis der Messtischblätter 1 : 25 000 und ist 1940 im Maßstab 1 : 100 000 erschienen. Diese Arbeiten wurden von der Preußischen Geologischen Landesanstalt durchgeführt. Abweichend von der geologisch-agronomischen Kartierung wurde die bodenkundliche Information (Bodentypen) über Flächenfarben und die petrografischen Informationen (Bodenarten und Bodenartenschichtung) über Schraffuren dargestellt (ROESCHMANN, BENZLER et al. 1991). Von MÜCKENHAUSEN, der auch an dem genannten Atlas mitgewirkt hat, existieren aus dem Jahre 1940 auch Bodenkarten des Großraums Berlin (BLUME 2000, mdl. Mitt.), die jedoch nur als Andruck vorliegen.

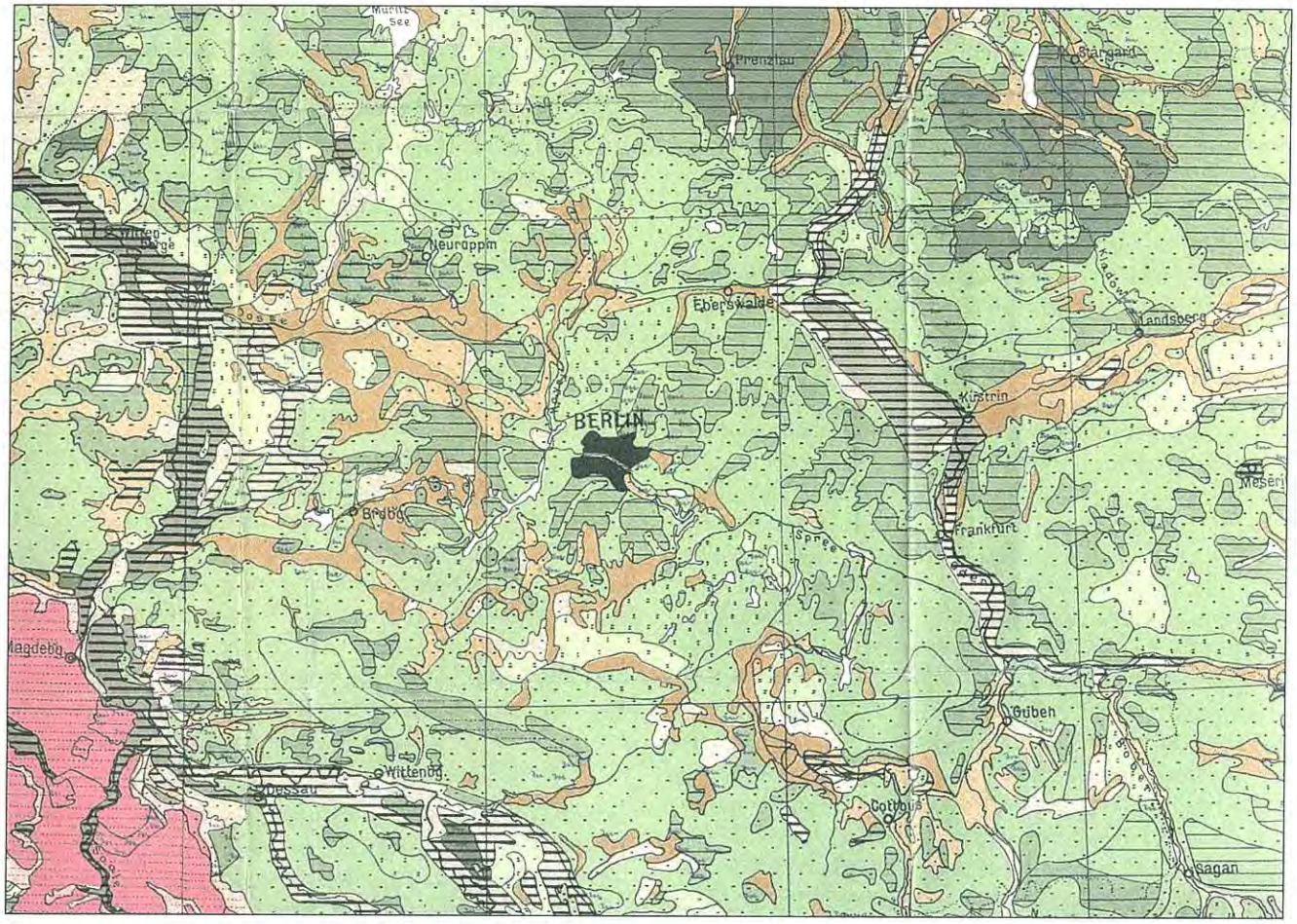


Abb. 1 Ausschnitt aus der Bodenkarte des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig 1 : 1 000 000 (Farben für Bodenbildungstypen und Raster für Vernässungsart und bodenartliche Kennzeichnung, STREMME 1936)

Mit der Gründung der beiden deutschen Staaten führten unterschiedliche staatliche Strukturen mit verschiedener Schwerpunktsetzung auch zu eigenen, aber dennoch vergleichbaren Entwicklungen in der Bodenkunde und Bodensystematik. Die Grundlage beider deutschen Bodensystematiken bildete dabei das „natürliche System" von KUBIENA (1953), der mit seiner „Systematik der Böden Europas" die Prozesse der Bodenentwicklung endgültig in den Vordergrund gestellt hat. Dieses System wurde in den Folgejahren in der alten Bundesrepublik durch den 1952 gegründeten und noch bis in die 60er Jahre für beide deutsche Staaten offenen „Arbeitskreis für Bodensystematik" unter der Federführung von MÜCKENHAUSEN weiterentwickelt. Das Ergebnis ist das vom Arbeitskreis herausgegebene Buch „Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland (MÜCKENHAUSEN 1962, 1977). 1985 veröffentlichte der Arbeitskreis eine neue Systematik der Bundesrepublik mit einer quantifizierenden Definition der Horizonte (ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK DER DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT 1985). Parallel dazu wurde von den Staatlichen Geologischen Diensten eine Bodenkundliche Kartieranleitung herausgegeben, die sich zur Zeit in der 4. Auflage befindet (KA 4, 1994).

In der DDR entwickelte sich in den 60er Jahren ein eigenes System, welches zwar auf dem gleichen pedogenetischen Grundansatz basierte (EHWALD et al. 1966), aber um das Bodenformenkonzept erweiterte wurde (KOPP & HURTTIG 1960, EHWALD, LIEBEROTH et al. 1966; LIEBEROTH 1966; KOPP 1967). Die Bodenform entspricht der Kombination von Bodentyp und Substrattyp. Mit dem Substratbegriff wurde versucht, wesentliche Merkmale wie Ausgangsgestein, Bodenartenschichtung und periglaziäre Deckschichten zu systematisieren und im Substrattyp darzustellen. Der Substrattyp und die Bodenform wurden eingeführt, um die ökologischen Eigenschaften der Böden stärker ausdrücken zu können.

Nach der Wiedervereinigung wurde in der Bodenkundlichen Kartieranleitung 4. Auflage (AG BODEN 1994) des Bodenformenkonzept übernommen, wobei der Bereich der Substratsystematik wesentlich erweitert wurde. Mit dem Band 86 der Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1998) legte der Arbeitskreis für Bodensystematik die aktuelle „Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands" vor.

4. Bodenschätzung

Die Ergebnisse der Reichsbodenschätzung gehören zu den wenigen Bodendaten, die für die landwirtschaftliche Nutzfläche nahezu fächendeckend vorliegen und nach einem einheitlichen Bewertungsschlüssel erhoben wurden. Sie bildeten und bilden eine wesentliche Datenbasis für spätere Bodenkartierungen und sollen aus diesem Grunde gesondert besprochen werden.

Konkrete Bemühungen, Methoden zur Bonitierung und Taxation des Bodens zu entwickeln, gab es schon in der zweiten Hälfte des 18. Jahrunderts (BENNIGSEN 1771) und sie begleiteten die Bodenkartierung bis zum heutigen Tag. Als direkter Vorläufer der späteren Bodenschätzungskarten gilt die Bodenkarte der Gemeinde Pietzkendorf (Danzig) von OSTENDORFF (1931), die schon Bodenbewertungsstufen nach einer 100 teiligen Skala auswies.

1934 kam es zur Verabschiedung des Gesetzes über die Schätzung des Kulturbodens (Bodenschätzungsgesetz), als dessen Väter die Ministerialbeamten ROTHKEGEL und HERZOG (1935) gelten. Dieses Gesetz hatte fiskalische Beweggründe und wurde zum „Zweck einer gerechten Verteilung der Steuern, einer planvollen Gestaltung der Bodennutzung und zu einer Verbesserung der Beleihungsunterlagen ... für die landwirtschaftlich nutzbaren Flächen des Reichsgebietes durchgeführt" (RÖSCH & KUHRANDT 1950). Die Besteuerung sollte im Wesentlichen über die „genaue Kennzeichnung des Bodens nach seiner Beschaffenheit (Bestandsaufnahme)" und die Ertragsfähigkeit erfolgen. Im Ergebnis entstanden in den Jahren 1934 bis 1955 (EHWALD 1989) flächendeckende Schätzungskarten der landwirtschaftlichen Nutzfläche auf der Basis von Rasterbohrungen im 50 m-Raster. Ihre Kartiereinheiten sind die Flächen, die zur gleichen Bodenschätzungsklasse (Klassenflächen) gehören. In jeder Einzelfläche liegt zudem ein repräsentatives, dokumentiertes und beprobtes Bodenprofil (Grablochbeschrieb). Der Bewertung der Böden liegt ein deutschlandweites, netzartiges Vergleichssystem (Musterstücke, Vergleichsstücke) zugrunde, welches eine überregionale gleichartige Einstufung der Böden garantieren soll. Die Bewertung erfolgt über ein einfaches aber dennoch komplexes Verfahren mit Hilfe der Kennwerte Bodenart, geologische Entstehung und Zustandsstufe für die Ackerstandorte bzw. Bodenart, Bodenstufe, Klimastufe und Wasserstufe für die Grünlandstufe (RÖSCH & KUHRANDT 1950). Die Methodik der Bodenschätzung ist wegen ihrer „unzulässigen" Vereinfachung und „Starrheit" oft kritisiert worden. Trotz aller berechtigten Kritik bleibt festzustellen, dass die Bodenschätzung eine enorme Leistung darstellt und für Deutschland einen bisher einzigartigen vergleichbaren Punkt- (Grablochbeschriebe) und großmaßstäblichen Flächendatensatz (Klassenflächen) geschaffen hat, der in diesem Umfang nicht wiederholbar ist. Die Bodenschätzung ist ein bis heute funktionierendes System der steuerlichen Bodenbewertung, welches über Neu- und Nachschätzungen laufend gehalten wird. Der Wert der Bodenschätzung dokumentiert sich in der Vielzahl der Auswertungen, die auf den Ergebnissen der Bodenschätzung basieren. Sie reichen über die Zusammenzeichnungen der Klassenflächen in verschiedenen Maßstäben (1 : 5 000 bis 1 : 25 000), die Versuche der Übersetzung der Grablochbeschriebe in einen modernen bodenkundlichen Sprachgebrauch (BENNE, HEINEKE et al. 1990) und Erstellung von Konzeptkarten auf Basis der Bodenschätzung (MÜCKENHAUSEN) bis hin zur aktuellen Erarbeitung von Bewertungsschlüsseln für die Belange des Bodenschutzes (JESSEL et al. 2000). Herauszuheben sind hier die Arbeiten zur standortkundlichen Ergänzung der Bodenschätzung (KASCH 1971), die über eine reine Auswertung hinausgingen, da sie mit neuen Sondierungen, Grabungen und Flächenbeschreibungen untersetzt wurde. Im Ergebnis entstanden für die ehemaligen Bezirke Potsdam, Frankfurt / Oder und Cottbus großmaßstäbliche Substratkarten, Bodenformenkarten und Hangneigungskarten, die heute leider nur noch bedingt verfügbar sind. Zur Zeit laufen in Zusammenarbeit zwischen dem LGRB und der Oberfinanzdirektion des Landes Brandenburg Arbeiten, die wertvollen Bodenschätzungsunterlagen aufzuarbeiten und digital zu erschließen.

5. Entwicklung der Bodenkartierung in den alten Bundesländern von 1945 bis 1990

5.1 Allgemeine Tendenzen

In den alten Bundesländern wurden entsprechend den Landesstrukturen Geologische Dienste (Geologische Landesämter) und die Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe gegründet, die sich vorwiegend mit Auslandsaufgaben beschäftigt. Nach ihrer Etablierung wurden bodenkundliche Kartenwerke begonnen. Die föderale Struktur der Bundesrepublik hatte einige Unterschiede in den personellen Kapazitäten der Ämter bzw. in deren bodenkundlichen Bereichen zur Folge. Es wurden zwar Kartenwerke zeitig begonnen, die aber bis heute einen recht unterschiedlichen Stand in der bearbeiteten Fläche aufweisen.

In Anlehnung an die Geologische Spezialkarte im Maßstab 1 : 25 000 war man bemüht, dieser im jeweiligen Land ein äquivalentes bodenkundliches Kartenwerk im gleichen Maßstab gegenüber zu stellen. In dem damals noch personell gut ausgestatteten Geologischen Landesamt von Nordrhein-Westfalen wurde im Maßstab 1 : 50 000 begonnen und die entsprechende Bodenkarte kürzlich abgeschlossen. Andere Landesämter begannen zunächst im Maßstab 1 : 25 000. Einige sahen sich aufgrund des geringen Kartierfortschritts und der geringen personellen Kapazitäten gezwungen, auf den Maßstab 1 : 50 000 während der Kartierung zu wechseln (z.B. in Niedersachsen und Bayern). Um für den dringendsten Bedarf über ein flächendeckendes Kartenwerk im Maßstab 1 : 50 000 zu verfügen, wurde in Niedersachsen sogar der Weg einer flächendeckenden Konzeptbodenkarte beschritten, die innerhalb von 3 bis 4 Jahren entworfen wurde. Diese soll im Nachgang durch DV-gestützte Auswertung der Grablochbeschriebe der Bodenschätzung in wenigen Jahren qualifiziert werden. Diese Notwendigkeit der Nachbesserung ergibt sich durch die Nutzung einer Konzeptbodenkarte im Maßstab 1 : 50 000. Nutzer stellen an die Genauigkeit einer solchen Konzeptkarte vergleichbare Anforderungen, wie an eine neue Kartierung mit entsprechenden Geländebefunden. Neben den Basiskartenwerken wurden auch Übersichtskartenwerke begonnen (i.d.R. 1 : 200 000), um schnell flächendeckende Aussagen bereitzustellen. Aber auch Landesübersichten in kleineren Maßstäben in Form eines Kartenblattes wurden erarbeitet.

Die Methoden der bodenkundlichen Kartierung in den alten Bundesländern sind in enger Beziehung zur Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft und hier insbesondere zur heutigen Kommission V zu sehen, die sich mit den systematischen und Kartierfragen beschäftigt. Ihr fühlen sich die meisten

Bodenkundler der Geologischen Landesämter verbunden. Auf KUBIENA 1953 und die Arbeiten des Arbeitskreises Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (Ergebnisse siehe auch in MÜCKENHAUSEN 1962 und 1977) gehen die Ansätze in der frühen Kartierung zurück. Schwerpunkt der Arbeiten in der Kommission V waren vorrangig die Kennzeichnung und Ansprache von Böden und weniger die Methoden der flächenhaften Kartierung. Primärer Gegenstand der gegenseitigen Abstimmung war die pedogenetische Bodensystematik. Anders als in den neuen Bundesländern wurde hier versucht, die Kennzeichnung der Böden vollständig abzudecken. Damit kam es zur Berücksichtigung von Substratmerkmalen in der pedogenetischen Systematik, die auch heute noch größtenteils in dieser zu finden sind. Eine mögliche Entlastung der Bodensystematik von diesen Merkmalen und damit eine Vereinfachung wegen der nunmehr vorhandenen Substratsystematik ist größtenteils noch nicht erfolgt.

5.2 Nutzerorientierte Entwicklungen

Die integrierte Berücksichtigung von Substratmerkmalen in der Bodensystematik hatte Auswirkungen auf die methodische Umsetzung der Bodenkartierung in den einzelnen Ländern. Im Vordergrund der Kennzeichnung standen stets die pedologischen Einheiten. Meist erkannten jedoch die Bodenkundler, dass es für die Anwendung sinnvoll war, darüber hinaus Merkmale zu erfassen, die die Nutzung der Karten erleichtern bzw. verbessern. Allerdings wurden hierbei recht unterschiedliche Wege in den jeweiligen Ländern beschritten. Teilweise sind diese Kennzeichnungen von einzelnen Merkmalen des Substrats innerhalb eines Kartenwerks nicht systematisiert bzw. änderten sich im Verlauf der Kartierung.

In den Geologischen Ländesämtern gab es Aktivitäten, die umfangreichen Datenbestände digital zu handhaben. Das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung entwickelte in Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe einen entsprechenden Datenschlüssel (OELKERS 1984). Ähnliche Bestrebungen gab es auch in anderen Ländern, um die zu erfassenden Kartierungsdaten zu verschlüsseln und rechentechnisch zugänglich zu machen. Erst mit der KA 4 (1994) konnte hinsichtlich der Schlüssel eine Vereinheitlichung begonnen werden.

Bei einem Bearbeitungszeitraum von mehr als 40 Jahren mit unterschiedlichen Bearbeitern und wechselnden, nicht bindenden Kartieranleitungen treten, wie übrigens auch in den geologischen Kartenwerken, zwangsläufig Probleme der Vergleichbarkeit auf. Dass eine Homogenisierung nach so langer Zeit schwierig ist, mussten gerade die Bodenkundler des GLA Nordrhein-Westfalen feststellen. Sie sind aufgrund der Fertigstellung der Bodenkarte 1 : 50 000 als erste mit diesem Problem konfrontiert, weil die Umsetzung des Kartenwerkes in eine digitale blattschnittfreie Variante der Karte die Homogenisierung fordert.

Trotz des Vorteils in der Bodenkunde, dass man sich länderübergreifend auf Kartieranleitungen einigte, blieben und bleiben die subjektive Einflüsse nach wie vor groß. Einerseits liegt dies an der Natur der Kartierer, andererseits regelten die Kartieranleitungen die praktische Flächenabgrenzung und Kennzeichnung nur unzureichend. Vergleicht man die verschiedenen Ausgaben der Bodenkundlichen Kartieranleitungen, so ist mit der gegenwärtig gültigen 4. Auflage der höchste Regelungsgrad erreicht.

Hauptproblem blieb bislang die Methodik der Grenzfindung im Gelände und am Zeichentisch bei Flächenaggregierungen. Insbesondere bei den Kartenwerken im mittleren Maßstabsbereich werden bis heute aus vorhandenen Unterlagen Konzeptkarten erstellt, die im Gelände überprüft und anschließend präzisiert werden. Anders als bei der Bodenschätzung werden Grenzen nur zur Überprüfung im Gelände gesucht.

Die Regeln zur Bildung der Konturen von Kartiereinheiten waren vorrangig empirischer Natur und bislang mehr allgemein in den Anleitungen beschrieben. Im Allgemeinen spielte die Ausbildung und Erfahrung des Kartierers eine Rolle, in wie weit er die Zusammenhänge von verschiedenen Umweltkompartimenten erkannte, um daraus Schlussfolgerungen für die Grenzfindung zu ziehen. Dies traf auch bei der Nutzung von Inhalten vorhandener Unterlagen für Konzeptkarten zu, da diese wegen ihrer ursprünglichen Zielrichtung nicht kritiklos übernommen werden können. Mit den bisherigen Regelungen, insbesondere der letzten Kartieranleitung, wurde lediglich erreicht, die Kennzeichnung von Bodenprofilen und Legendeninhalten (KA 4, Abb. 25) vergleichbarer zu gestalten.

6. Entwicklung der Bodenkartierung in den neuen Bundesländern von 1945 bis 1990

6.1 Allgemeine Tendenzen

Nach dem 2. Weltkrieg bildeten sich vor der Gründung der DDR zunächst administrative Strukturen vergleichbar mit den von Bundesländern. Entsprechend entstanden ähnlich der Bundesrepublik Geologische Dienste mit Sitz in Jena (für Thüringen), Freiberg (für Sachsen), Halle (für Sachsen-Anhalt), Berlin (für Brandenburg) und Schwerin (für Mecklenburg-Vorpommern). Als zentrale Einrichtung gab es bis 1950 die Geologische Landesanstalt in der sowjetischen Besatzungszone, danach die Staatliche Geologische Kommission in Berlin und seit 1960 das Zentrale Geologische Institut. Nach der Gebiets- und Verwaltungsreform von 1953 wurden aus den fünf ostdeutschen Ländern 13 Bezirke und Berlin. Aus den Geologischen Diensten wurde ein Kombinat für Geologische Forschung und Erkundung (GFE) mit Betrieben und Betriebsteilen mit im Wesentlichen den selben Standorten formiert. Aufgrund der stärkeren Untergliederung des Territoriums in Bezirke wurden einige Außenstellen gegründet bzw. weitergeführt. Neben diesen ehemaligen Diensten gab es in jeder Bezirksverwaltung eine Abteilung Geologie, die vorrangig mit wirtschaftsgeologischen und Planungsverfahren beschäftigt waren (HETZER 1996).

Im Kombinat GFE wurde in den 60er Jahren mit der Erarbeitung von bodengeologischen Kartenwerken begonnen. Es existieren nur einige Blätter der Bodengeologischen Karte im Maßstab 1 : 25 000 und der Bodengeologischen Übersichtskarte 1 : 100 000, von letzterer liegen einige Blätter als Manuskripte vor. Für Brandenburg existieren jeweils zwei gedruckte Blätter dieser Kartenwerke.

Im Zuge der planwirtschaftlich erzwungenen Einstellung fast aller Kartierungsarbeiten kam es in den geologischen Betrieben zu einer Neuorientierung. Statt auf hoheitliche Aufgaben der Kartierung wurde der Schwerpunkt auf die Rohstoffsicherung des Landes gelegt. Für die Bodengeologie bedeutete dies das Einstellen der Kartenwerke gegen Ende der 60er Jahre. Im Rahmen der Rohstoffgewinnung und Flächeninanspruchnahme konzentrierte sich das bodengeologische Personal auf Aufgaben, die der Wiederurbarmachung von devastierten Flächen dienten. Neben der damit verbundenen Kippbodenkartierung für die Rückgabe bergbaulich genutzter Flächen zählte auch die Vorfeldbegutachtung, insbesondere der Abraumschichten, die für die spätere Rekultivierung eine große Rolle spielte. Boden- bzw. bodengeologische Kartierungen wurden nur noch durchgeführt, wenn von der Nutzerseite eine Finanzierung erfolgte oder dies im Interesse von Forschungen stand. Forschungsmittel wurden bereitgestellt, wenn die Ergebnisse der Intensivierung der Landwirtschaft, der Erhöhung der Produktivität oder dem Nachweis von Einsparpotentialen (z.B. bei der aufwendigen Analytik) dienten. Ferner wurden auch Torflagerstätten erkundet. Die betreffenden Erkundungsberichte lassen sich heute für bodengeologische Kartierungen wegen ihrer Moormächtigkeitsangaben verwenden. Im Norddeutschen Tiefland wurden auch Seeschlammkartierungen von Bodengeologen durchgeführt.

Im Gegensatz zur damaligen Bundesrepublik gelang es in den oben genannten Kartenwerken bereits frühzeitig, nicht nur die Bodenbildungsverhältnisse darzustellen, sondern auch Substratverhältnisse. Diese ersten Kennzeichnungen enthielten bereits substratgenetische Hinweise, Hinweise zur bodenartlichen Schichtung und zu Leit- und Begleitböden im Sinne von Bodenformen. Die Legende dieser Kartenwerke war so aufgebaut, dass die jeweilige Einheit nur durch ein bis zwei Bodenformen definiert wurde und in weiteren Legendenspalten die Hinweise zum Substrat, zu Begleitböden und zu den Wasser- oder anderen charakteristischen Verhältnissen aufgeführt wurden. Damit läßt sich aus diesen Karten ein Bodenformenspektrum für Flächen herleiten, dass den späteren Bodenformenkennzeichnungen der Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung 1 : 100 000 (MMK) nahe kommt.

6.2 Nutzerorientierte Entwicklungen

Für das Gebiet der neuen Bundesländer war die MMK ein entscheidender Durchbruch für künftige Entwicklungen. Zuvor gab es weder flächendeckende Kartenwerke in diesem Maßstabsbereich mit Substrat- und pedogenetischen Kennzeichnungen. Schwerpunktmäßig war die Kartierung auf die Landwirtschaft ausgerichtet und betraf demzufolge nur die landwirtschaftliche Nutzfläche. Allerdings konnte sie maßstabsbedingt weniger bei der konkreten Schlagbewirtschaftung angewendet werden. Ihr Hauptanwendungsgebiet lag in der Planung der Anbauverhältnisse von Landwirtschaftsbetrieben. Im Vordergrund stand die Eigenversorgung der Bevölkerung, so dass von besonderem Interesse war, wieviel Prozent der Anbaufläche eines Betriebes für welche Fruchtarten geeignet waren und mit welchem speziellen Erntegutaufkommen zu rechnen war.

Die Mittelmaßstäbige Landwirtschaftliche Standortkartierung 1 : 100 000 wurde in einem Zeitraum von ca. 10 Jahren durchgeführt. Theoretische Vorarbeiten zur Chorologie, der Vergesellschaftung von Böden und zu systemtheoretischen Aspekten wurden durch Geographen wie HAASE (1970) und NEEF (1963) geleistet. Am Vorhaben waren sowohl Einrichtungen und Betriebe der Landwirtschaft als auch der Geologie beteiligt. Für die geologischen Betriebe kam zu den oben genannten Aufgaben nach Einstellung der bisherigen Kartenwerke dieses Vorhaben hinzu. Damit wurden vorhandene bodengeologische Kapazitäten genutzt. Das Vorhaben wurde zentral von der Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR, Forschungszentrum Bodenfruchbarkeit Müncheberg, geleitet. Erfahrungen aus den abgebrochenen Kartenwerke und Forschungen wie zu den Substratverhältnissen (RICHTER et al. 1970) flossen ein. Neu an diesem für die Planung in der Landwirtschaft ausgerichteten Kartenwerk war, dass man Konturen und Inhalte digital erfasste. Während die Konturen technologisch damals lediglich Polygone darstellten, also nicht für kartographische Zwecke, sondern für Flächenbilanzierungen gedacht waren, wurden die Inhalte der kreisbezogenen Legendeneinheiten (Standortregionaltypen, SCHMIDT & DIEMANN 1981) für umfangreiche Auswertungen herangezogen. Grundlage für diese waren im Wesentlichen Daten zu den Relief-, Geologie-, Bodenwasser- und Bodenformenverhältnissen. Entsprechend der Auswertungsrichtlinie (LIEBEROTH, DUNKELGOD el al.1983) bestand das Ziel von Auswertungen in der Ausweisung von Eignungen und Gefährdungen. Bearbeiterabhängig wurden für eine Arbeitskarte im Blattschnitt der TK 25 durchschnittlich nur wenige Wochen aufgewendet, um die vorhandenen Unterlagen mit Geländeunterstützung in ein Manuskript der Arbeitskarte 1 : 25 000 zu überführen. Die Konturen stellen nach geographischen Gesichtspunkten chorische (meist mesochorische) Einheiten dar, die die Struktur und Heterogenität der Bodendecke maßstabsbezogen erfassen.

Als Äquivalent zur Bodenschätzung wurde für die Waldflächen ebenfalls zur Anbauplanung die Forstliche Standortskartierung im Maßstab 1 : 10 000 durchgeführt (Standorterkunderanweisung, SEA1974). Sie wurde erst nach der Wiedervereinigung abgeschlossen. Auch dieses Kartenwerk weist Bodenformen aus. Allerdings war die Beschreibung der Einheiten durch den Maßstab bedingt überwiegend monotypisch, von Wechselstandorten abgesehen. Diese Kartierung spricht die Böden bis max. 3 m unter Flur, also tiefer als in den anderen Kartenwerken an. Ähnlich der Bodenschätzung dienten diese großmaßstäblichen Karten als eine der Grundlagen der oben erwähnten Kartenwerke und später für die Naturraummosaikkarten.

Bezüglich der substratgenetischen Kennzeichnung wurden die periglaziären Überprägungen unter dem Begriff Perstruktionszonen in einer Art Bodenformensteckbrief für die sogenannten Lokalbodenformen charakterisiert. In der SEA ist ein entsprechender Katalog von Lokalbodenformen vorhanden, der diese Steckbriefe beinhaltet. Die verschiedenen Varianten von Bodenformen, nach dem Standard der TGL 24 300 vergleichbar, wurden dokumentiert und unsystematisch mit Lokalbegriffen versehen, z.B. Grubenmühler Sand-Brauner-

de. Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Sand-Braunerden beziehen sich beispielsweise auf geringfügige bodenartliche Unterschiede in den Perstruktionszonen oder auf differenzierte Untergrundverhältnisse, wie das Auftreten von Kalk.

In den 80er Jahren kamen zu den bereits genannten Aufgaben der bodengeologischen Kartierung auch solche hinzu, die sich mit der Seegrunderfassung oder mit der Aufbereitung von Bodenschätzungsunterlagen in sogenannten Bodengliederungskarten beschäftigten. Im ersteren Fall wurde versucht, die Seesedimente als Düngerohstoffe zu beurteilen. Im zweiten Fall wurde versucht, die Unzulänglichkeiten der MMK durch die Auswertung der Grablochbeschriebe auszugleichen.

Weitere Spezialkartierungen wurden zur Vorbereitung von Meliorationsmaßnahmen durchgeführt. Diese beinhalteten standortkundliche Angaben, um Projektierungen von Grabenbe- und -entwässerung oder Dränagen vorzubereiten. Spezialkartierungen dienten auch der landwirtschaftlichen Nutzung von Mooren. Teilweise gaben Landwirtschaftsbetriebe Bodenkartierungen in Auftrag, um die geowissenschaftlichen Grundlagen zu verbessern, wie in der ehemaligen Agrar-Industrie-Vereinigung Querfurt, in der mehrere Betriebe zusammengeschlossen waren (ALTERMANN, KÜHN et al. 1994).

Aufgrund der technischen Entwicklung kam es auch in der DDR zu Bestrebungen, die Datenbestände DV-gerecht zu erfassen und auszuwerten. Die Standardisierung war dafür eine gute Voraussetzung. Die Vorgaben der TGL 24 300 wurden in den geologischen Betrieben in Schlüssellisten und Datenfeldern umgesetzt (ALTERMANN & KÜHN 1991). Im Wesentlichen handelte es sich jedoch nur um Aufschlussdaten. Im Rahmen eines großen Gesamtvorhabens, dem Datenspeicher Känozoikum, brachten sich auch die Bodengeologen in dieses System mit ihren speziellen Datenstrukturen und Schlüsseln ein. Daneben existierte der Datenspeicher Boden – Profildatei (PRODAT) bei der Akademie der Landwirtschaftswissenschaften. Hier wurden im Wesentlichen alle Profildaten, die im Zusammenhang mit der MMK oder mit Versuchsflächenerkundungen erhoben wurden, gespeichert.

7. Die Bodenkartierung nach der Wiedervereinigung

Die erste Phase nach der Wiedervereinigung war von der Bildung von Länderstrukturen in den neuen Ländern geprägt, wie sie in den alten Ländern bereits existierten. Eine der ersten Aufgaben war die Sicherung verschiedener geowissenschaftlicher Ergebnisse der DDR zunächst teilweise in der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (ADLER, BEHRENS et al. 1994) und später in den neu gebildeten Geologischen Landesämtern. Im Verlauf vor allem der jüngeren Entwicklung wurde ein Teil der Geologischen Dienste in Umweltämter integriert und verlor seine Selbständigkeit. Dies geschah vorzugsweise in jenen Ländern, in denen diese Ämter schon zuvor zum Umweltressort zählten.

Ab 1991 wurde mit der gesamtdeutschen Abstimmung in der Bodenkartierung begonnen. In den alten Ländern wurden die Arbeiten an einer neuen Bodenkundlichen Kartieranleitung unter Hinzunahme von Vertretern aus den neuen Bundesländern intensiviert. Ziel war es nicht, vorhandene Regelungen formal auf die neuen Länder zu übertragen, wenn dies auch als der bequemere Weg erschien, sondern man wollte mit der 4. Kartieranleitung auch einen methodischen Neuanfang realisieren.

Für die Profilaufnahme während der Kartierung und in systematischen Fragen gab es einige wesentliche Veränderungen gegenüber den bisherigen Kartieranleitungen und Systematiken in den alten Bundesländern (KA 3, AK Bodensystematik 1985) und erst recht gegenüber den Standards in der DDR (TGL 24 300, SEA 1974). In der 4. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung wurden bislang mehr verbal aufgeführte Regeln vor allem auch wegen der Erfordernisse nach vergleichbaren digitalen Datenbeständen konkretisiert. Erstmals werden durchgehend Schlüssel für alle Datenfelder der Profilaufnahme angeboten.

Eine wesentliche Neuerung war die Systematisierung, d.h. die Hierarchisierung einzelner Merkmalsfelder. Damit waren verschiedene Abstraktionsebenen für die vergleichbare Ansprache bzw. Zuordnung vorgegeben, die je nach Kenntnisstand genutzt werden können. Insbesondere bei morphologischen Merkmalskennzeichnungen werden großenteils einheitliche Schlüssel vorgegeben, womit gegenüber der bisherigen, auf das Einzelmerkmal bezogenen individuellen Kennzeichnungen, auch eine Vereinfachung erreicht wurde.

Die Flächenfindung wird wohl erst mit der 5. Auflage einer Regelung zugeführt werden. Damit zu verbinden sind auch Regelungen zur Erfassung von Bodengesellschaften. Vergleicht man die Kartenwerke verschiedener Länder, so fällt auf, dass die Legendengestaltung recht unterschiedlich ausfallen kann. Entweder wird versucht, die Vielfalt der vergesellschafteten Böden in der Legende darzustellen (s. Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1 : 200 000) oder man beschränkt sich auf die wichtigsten Böden bzw. bodensystematischen Einheiten. Bei der Wichtigung der vergesellschafteten Böden wurden für die Kennzeichnung sehr unterschiedliche Wege beschritten. Oft läßt sich anhand der Legenden nicht erkennen, ob bei den meist verbalen Wichtungen wie „z.T.", „örtlich", „stellenweise" oder „im Wechsel mit" Regeln mit konkreten Flächendeckungsgraden hinterlegt sind (s. Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000, Bodenkundliche Standortkarte 1 : 200 000 Niedersachsen, Bodenübersichtskarte von Baden-Württemberg 1 : 200 000). Mit der KA 4 wurden hier ebenfalls einheitliche Vorgaben zur Klassifizierung der Flächenanteile in Karten erarbeitet. In der bundesweiten Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 werden sie angewendet.

Problematisch sind allerdings neue Regelungen für alle Länder, die Kartierungen bereits seit längerem begonnen haben und Änderungen in den Kennzeichnungen nur ungern durchführen. Angleichungschancen bieten hier digitale Karten. Sie sind bei guter Ausgangsdatenlage verhältnismäßig leicht an neue Schlüssel und Datenfelder anzupassen.

Seit Vorliegen der KA 4 fanden umfangreiche Diskussionen zur Weiterentwicklung der deutschen Bodensystematik und zur Entwicklung einer Substratsystematik statt. Im Rahmen

der Arbeiten des Arbeitskreises für Bodensystematik der Kommission V der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft wurde dazu das Ergebnis per 1998 dokumentiert, dass als Fortschreibung der KA 4 angesehen werden kann (AK Bodensystematik 1998). Für die Bodensystematik wurden vor allem Ergänzungen zur Definition von Varietäten vorgenommen. Bei der Substratsystematik wurde ähnlich der Bodensystematik ein hierarchisches System aufgebaut, dass im Ansatz für das Typen- und Subtypenniveau bereits in der KA 4 dokumentiert war. Mit diesen Entwicklungen, an denen Vertreter der GLÄ als aktive Mitglieder der DBG maßgeblich beteiligt waren, wurden die Regeln der KA 4 ergänzt und präzisiert, aber nicht grundsätzlich verändert. Damit war gewährleistet, dass begonnene Arbeiten nach den Regeln der KA 4 fortgeführt werden können.

Gegenwärtig wird sowohl im AK Bodensystematik der Kommission V der DBG als auch in entsprechenden Gremien der GLÄ und der BGR an Regeln zur Abgrenzung und Kennzeichnung von Bodengesellschaften gearbeitet. Ziel dieser Arbeiten ist es, den Kartierprozess mehr als bisher reproduzierbar und vergleichbar zu gestalten.

Durch die bundesweiten Aktivitäten der Umweltressorts an Umweltdatenkatalogen (UDK) begannen auch die bodenkundlichen Struktureinheiten der Geologischen Dienste sich über mögliche Zuarbeiten abzustimmen und das Ergebnis in den betreffenden Katalog auf Bundesebene und in die entsprechenden Kataloge der Länder einzubringen. Auf der Basis der Version des UDK 4.0 wurden zwischen den Geologischen Landesämtern einheitliche Strukturen für die jeweilige Einbindung in den betreffenden UDK des Landes vereinbart. Die Beziehung der landesspezifischen UDK-Objekte der Bodenkartierung liegt bei den GLÄ. Mit den entstehenden Metainformationssystemen werden Nutzer innerhalb und außerhalb der Behörden über die vorhandenen Daten und ihre Eigenschaften informiert. Bislang ist ein Datenvertrieb über das Internet noch nicht vorgesehen. Nutzern werden die Wege zu Informationen von Umweltbehörden aufgezeigt. Einige Landesbehörden nutzen den landesspezifischen UDK als Metainformationssystem und verknüpfen dieses auch mit vorhandenen Daten innerhalb der Behörde, um in ihrem Interesse den Datenaustausch zu verbessern.

8. Stand in Brandenburg

Die Bodengeologie am Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg arbeitet seit 1995 vorrangig an bodengeologischen Kartenwerken. Generell werden bei den Kartenwerken zur Flächenkennzeichnung Bodenformen verwendet, die entsprechend der KA 4 eine Kombination von Merkmalen des Substrats und der Pedogenese darstellen, so dass jeweils die Bezeichnung Bodengeologische Karte gerechtfertigt ist. Die Substratmerkmale sind bodenkundlich relevante Merkmale der Ausgangsgesteine für die Bodenbildung und weisen damit u.a. deutliche Bezüge zu traditionellen geologischen Inhalten auf.

Die Bodengeologie in Brandenburg wurde als letzte Struktureinheit für die Bodenkartierung in einem Geologischen Landesamt der Bundesrepublik Deutschland gebildet mit der Chance, die unmittelbar zuvor erschienenen Vorgaben der KA 4 direkt umzusetzen. Das geschieht mit der Erstellung von drei Kartenwerken in den Maßstäben 1 : 50 000, 1 : 200 000 und 1 : 300 000. Von Beginn an wurden die Konzepte darauf ausgerichtet, digitale Karten mit entsprechenden Flächendatenbanken zu erarbeiten. Wie bei den Punktdaten (Aufschlussdaten) waren auch bei den Flächendaten bundesweite Abstimmungen zu den DV-technischen Strukturen die Grundlage.

Die ersten Überlegungen, eine Vergleichbarkeit der Kartenblätter zu erreichen, gingen in Richtung einer Generallegende mit vordefinierten Legendeneinheiten. Sehr schnell wurde erkannt, dass man bei einem relativ geringen Kenntnisstand zu Beginn einer Kartierung die Legendeneinheiten schwerlich vorab in ihrer notwendigen Gesamtheit definieren kann. Es muss zu nachträglichen Korrekturen kommen, weil reale Inhalte von aktuell abgegrenzten Flächen zu stark von den Inhalten der vorab gebildeten Generallegendeneinheiten abweichen. Neue im Verlaufe der Kartierung ergänzte Generallegendeneinheiten werfen aber sofort die Frage nach einer Neuzuordnung bereits kartierter Flächen auf. Diese wäre sehr aufwendig, insbesondere wenn man den Flächeninhalt zuzuordnender Flächen erneut erschließen muss, weil er nicht nach bestimmten Regeln dokumentiert wurde. Aus den genannten Gründen haben sich die Bodengeologen entschlossen, ein System zu schaffen, dass ausgehend von den Inhalten von Einzelflächen (Kartiereinheiten) eine möglichst reproduzierbare Zuordnung und problemlose Ergänzung einer Rahmenlegende ermöglicht.

Die Kartiereinheiten der Kartenwerke bzw. ihrer Teilblätter werden auf Basis des erworbenen Kenntnisstandes (Unterlagen und Geländearbeiten) abgegrenzt. Das geschieht mit dem Ziel

- möglichst homogene Flächen, oder wo das nicht möglich ist,
- regelhaft kombinierte Böden nach ihrem Inhalt, Verteilungsmuster und ihrer Flächengewichtung abzugrenzen.

Auf dieser Informationsbasis können die Kartiereinheiten den Rahmen- bzw. Generallegendeneinheiten reproduzierbar zugeordnet werden (KÜHN 1998, BAURIEGEL, KÜHN et al. 1999). Auf Basis verschiedener Merkmale der beteiligten Bodenformen werden in mehreren Zuordnungsschritten die Kartiereinheiten zu Generallegendeneinheiten zusammengefasst. Aufgrund der vorgenommenen Gruppierung entsteht eine noch recht umfangreiche Anzahl von Generallegendeneinheiten. Diese blattschnittfreien Zuordnungen werden für ein konkretes Kartenblatt nochmals zur sogenannten Blattrandlegende für den Druck nach blattbezogenen Ähnlichkeitsprinzipien gruppiert, bis eine für den Druck akzeptable Anzahl von Blattlegendeneinheiten entsteht. Die für Übersichtszwecke gedruckte Karte ist somit eine zweckorientierte Ableitung aus der eigentlichen differenzierten Flächendatenbank. Alle Arten von Legendeneinheiten werden primär durch repräsentative Flächenbodenformen definiert (HANNEMANN, BAURIEGEL et al. 1999)

9. Ausblick

Ziel sämtlicher Bemühungen zur Objektivierung von im Wesentlichen mittelmaßstäblichen Bodenkarten ist es, die Bedürfnisse sehr unterschiedlicher Nutzer zu befriedigen. Für thema-

tische Karten oder Ableitungen soll auf Inhalte der Generallegendeneinheiten zurückgegriffen werden, die eine vergleichbare blattschnittfreie Auswertung der Inhalte erlauben.

Bisher sind verschiedene Auswertethemen bundesweit in der Methodendokumentation (Hennings et al. 1994) dokumentiert, die nach der KA 4 überarbeitet wurden. Die in der Regel auf Profildaten also Flächenbodenformen ausgerichteten Auswertemethoden können bei Nutzung der bundesweit abgestimmten Datenstrukturen genutzt werden, um für die beteiligten Flächenbodenformen betreffende Auswertungen durchzuführen. Entsprechende Daten werden innerhalb der Flächendatenbank des jeweiligen Kartenwerkes in dem sogenannten Flächenbodenformenarchiv vorgehalten.

Methodische Entwicklungen und Abstimmungen sind jedoch zum Umgang mit den heterogenen Auswertungsinhalten der Legenden- oder Kartiereinheiten erforderlich. Hier kann auf bereits vorliegende Erfahrungen in der Ausweisung von Flächentypen zurückgegriffen werden (Schmidt & Diemann 1974, 1981).

Für Nutzer auf Landesebene soll nach Fertigstellung der BÜK 300 im Jahr 2000 in weiteren Arbeitsschritten Blätter der digitalen Bodengeologischen Karte 1 : 200 000 (BÜK 200) angeboten werden, bevor das Basiskartenwerk im Maßstab 1 : 50 000 fertiggestellt werden kann. Diese digitale Karte wird sich inhaltlich von der bundesweiten Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 (Hartwich, Krug et al. 1995) durch differenziertere Legendeninhalte auszeichnen, denn das bundesweite Kartenwerk kann nicht alle landesspezifischen Besonderheiten berücksichtigen (Rahmenlegende zur Bodenübersichtskarte 1 : 200 000, BGR 1999).

Inbesondere die Quartärgeologie und Bodenkunde beschäftigen sich mit den an der Erdoberfläche anstehenden Bildungen. Auch wenn die Entwicklungen der Systeme beider Fachrichtungen sich unterschiedlich entwickelt haben, gibt es doch in jüngster Zeit wieder stärkere Berührungspunkte bei der Ansprache. Während die Geologie die Sedimente bis in tiefere Bereiche der Erdkruste durch eine stofflich-historische Sichtweise erfasst und beurteilt, versucht die Bodenkunde primär die oberflächig anstehenden Verwitterungsbildungen und Bodenbildungsprozesse zu beschreiben und zu bewerten. Damit ist eine gegenseitige Befruchtung und Zusammenarbeit zwingend notwendig. Leider haben sich die beiden Wissenschaftsgebiete in der Vergangenheit stark spezialisiert und damit sich scheinbar voneinander entfernt.

Zusammenfassung

Die bodenkundliche Kartierung hat sich aus der geologisch-agronomischen Kartierung im 19. Jahrhundert entwickelt. Anfangs stand neben der lithostratigraphischen auch die bodenartliche Kennzeichnung im Mittelpunkt der Kartierung, wie sie durch Einträge in den alten geologischen Spezialkarten dokumentiert sind. Später wurde den Anforderungen insbesondere der Forst- und Landwirtschaft stärker Rechnung getragen. Die Entwicklung der Pedologie mit einer verstärkten Kennzeichnung der Ergebnisse von Bodenprozessen ergänzte im 20. Jahrhundert die bisherigen Kennzeichnungen. Eine spezielle Bodenerfassung für fiskalische Zwecke stellt die bis heute wichtige großmaßstäbliche Bodenschätzung dar. Zur Beschreibung der Substrate und der Bodenbildungen in Kartenwerken gab es nach dem Krieg verschiedene Ansätze sowohl zwischen den beiden deutschen Staaten als auch zwischen den Bundesländern der damaligen Bundesrepublik. Die Unterschiede wurden mit der ersten gesamtdeutschen bodenkundlichen Kartieranleitung weitgehend überwunden, wenn auch regional gerechtfertigte Unterschiede in der Praxis blieben. Mit der Bodenform wird das Prinzip der kombinierten Ansprache von Substrat und Pedogenese in den Geologischen Diensten flächendeckend angewendet (s. Bodenübersichtskarte Deutschlands 1 : 200 000).

Die Möglichkeiten und Zwänge neuer Informationstechnologien sowie auch Sparhaushalte sollten die Quartär- und Bodengeologie, was gemeinsame Inhalte angeht, wieder näher zusammenführen. Die Bodenkundliche Kartieranleitung (KA 4, 1994) und entsprechende Publikationen der DBG dokumentieren am Beispiel der Substraterfassung, wie nahe sich bereits jetzt beide Wissenschaftsgebiete gekommen sind.

Summary

Soil survey originated from the geological-agricultural mapping of the 19th century. In the beginning the emphasize was placed on lithostratigraphical and on soil-textural characteristics, which are well documented in old prussian geological maps. In the following years the requirements especially of woodland and agricultural production were taken into account. The development of pedology with an increased identification of soil kinetics in the 20th century supplemented the so far existing documentation. Until today a special soil taxation originally created due to fiscal needs represents the large scaled evaluation of soils in Germany. The documentation of soil substrates and of soil kinetics in maps after World War II varied not only in both German states but it was also approached differently within some states of the German Federal Republic. These differences were almost overcome with the first united standardized all-German soil-taxonomy. In practice of soil mapping certain justified regional differences are still existing today. Due to the use of the soilform the principle of a combined taxonomy of substrates and pedogenesis is still overall applied in the Geological Surveys of all German Länder (Soil Map of Germany 1 : 200 000).

The possibilities and constraints of new technologies as well as the austerity budgets should, in cases of common grounds, bring geological and soil survey closer together in the future. The guidline of soil survey (KA 4, 1994) as well as different papers of DBG show, in case of the idendification of substrates, the nearness of geological and soil sciences.

Literatur

Altermann, M. & D. Kühn (1991): Erfassungsrahmen für die DS-Känozoikum kompatible Datenbank Aufschlussdaten im konzipierten Datenspeicher umwelt- und bodenrelevante Daten. – Geologische Forschung und Erkundung GmbH Halle (unveröff.)

ALTERMANN, M., KÜHN, D., FUCHS, M. & R. JÄHNERT (1994): Auswertung und kartographische Umsetzung von Feldaufnahmen und Bodenanalysen des Kreises Querfurt. - Ergebnisbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin (unveröff.)

ANWEISUNG FÜR DIE FORSTLICHE STANDORTSERKUNDUNG IN DER DDR (Standortserkundungsanweisung - SEA). - Potsdam 1974 (Ergänzungen 1985)

AG BODEN der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 3. Aufl., Hannover (als KA 3 zitiert)

AD-HOC-ARBEITSGRUPPE BODEN der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. Aufl., Hannover (als KA 4 zitiert)

ADLER, G., BEHRENS, J. & A. RICHTER (1994): Ergebnisse der Aufbereitung von Daten der Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung (MMK) der ehemaligen DDR für länderübergreifenden Bodenschutz. – Ergebnisbericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin (unveröff.)

ARBEITSKREIS FÜR BODENSYSTEMATIK der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland, Kurzfassung. - Mitt. Deut. Bodenkundl. Gesellsch. **44**, Göttingen

ARBEITSKREIS BODENSYSTEMATIK der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1998): Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschland. - Mitt. d. Dtsch. Bodenkundl. Gesell. **86**, S. 1–180, Göttingen

BAURIEGEL, A., KÜHN, D. & J. HANNEMANN (1999): Zur Aussagekraft von Legendeneinheiten – Ein Methodenvergleich.- Mitt. Dt. Bodenkdl. Gesell. **91/II**, S. 933-936, Oldenburg

BENNE, I, HEINEKE, H.-J. & R. NETTELMANN (1990): Die DV-gestützte Auswertung der Bodenschätzung, Technische Berichte zum NIBIS, Hannover

BENNIGSEN, R.V. (1771): Ökonomisch, juristische Abhandlung vom Anschlag der Güter von Sachsen, Leipzig

BENNIGSEN-FÖRDER, R.V. (1843): Geognostische Karte der Umgegend von Berlin, mit Erläuterungen, Berlin

BENNIGSEN-FÖRDER, R.V. (1876): Bodenkarte des Erd- oder Schwemmlandes und des Felslandes der Umgegend von Halle, Berlin

BGR (1999): Rahmenlegende zur Bodenübersichtskarte 1 : 200 000 (BÜK 200), Version 1.0, April 1999. - Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (unveröff.)

BLANK, E. (1911): Über die Bedeutung der Bodenkarte für Bodenkunde und Landwirtschaft. - Frühlings Landw. Ztg. 60, S. 121–145

BÜLOW, K.V. (1968): Die Kartierung im Flachland. – In: UDLUFT, H.: Die Preußische Geologische Landesanstalt 1873-1939. - Beih. Geol. Jb., **78**, Hannover

DOKUTSCHAJEW, V. V. (1881): Untersuchungen der russischen Schwarzerde ... Zitat aus EHWALD, E. (1964): Entwicklungslinien in der Geschichte der Bodenkunde. - Albrecht-Thaer-Archiv **8**, S. 1–3, Berlin

EHWALD, E. (1964): Entwicklungslinien in der Geschichte der Bodenkunde. - Albrecht-Thaer-Archiv. **8**, S. 5–36, Berlin

EHWALD, E. (1989): Bodenkartierung und Bodenschätzung. - In: MÜLLER, G.: Bodenkunde. - VEB Deutscher Landwirtschaftsverlag, 3. Aufl., Berlin

EHWALD, E., LIEBEROTH, I. & W. SCHWANECKE (1966): Zur Systematik der Böden der Deutschen Demokratischen Republik besonders im Hinblick auf die Bodenkartierung. - Sitzungsberichte **IV**, 18, Deutsche Akademie der Landwirtschaftswissenschaften zu Berlin

FACHBEREICHSTANDARD TGL 24 300/05 (1986): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte - Körnungsarten und Skelettgehalt. - Berlin

FACHBEREICHSTANDARD TGL 24 300/07 (1987): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte - Substratarten und Substrattypen. - Berlin

FACHBEREICHSTANDARD TGL 24 300/08 (1986): Aufnahme landwirtschaftlich genutzter Standorte - Horizonte, Bodentypen und Bodenformen von Mineralböden. - Berlin

GLINKA, K.-D. (1914): Die Typen der Bodenbildung - Kurze Charakteristik der Bodenzonen von Rußland sowie auch ihrer einzelnen Gebiete, Berlin

HANNEMANN, J., BAURIEGEL, A. & D. KÜHN (1999): Bildung von Flächenbodenformen für die Verwendung in Karten und geographischen Informationssystemen. - Mitt. Dt. Bodenkdl. Gesell. **91/II**, S. 1005–1008, Oldenburg

HARTWICH, R., KRUG, D. & W. ECKELMANN (1995): Anleitung zur Erarbeitung der Bodenübersichtskarte im Maßstab 1 : 200 000 (BÜK 200), Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Außenstelle Berlin (unveröff.)

HAASE, G. (1970): Die Gliederung der Pedosphäre in regionalgeographischer Sicht. - Diss. B, TU Dresden

HAZARD, J. (1900): Die Geologisch-agronomische Kartierung als Grundlage einer allgemeinen Bonitierung des Bodens, Landw. Jb. **29**, Berlin

HETZER, H. (1996): Zur Organisation der staatlichen Geologie in der DDR. - Nachrichtenblatt zur Geschichte der Geowissenschaften 6, S. 21-34, Freiberg

HILGARD, E.W. (1893): Über den Einfluß des Klimas auf die Bildung und Zusammensetzung des Bodens. - Heidelberg

HELLRIEGEL, H. (1877): Ein wichtiges Geschenk des preußischen Handelsministeriums für die Landwirtschaft. - Bernburg

JESSEL, B., FEICKERT, U., SCHMIDT, R., GELDMACHER, K., KNOTHE, D., DOTTERWEICH, M. & M. ZAPEL (2000): Bodenbewertung für Planungs- und Zulassungsverfahren im Land Brandenburg. - Bericht im Auftrag des Ministeriums für Landwirtschaft, Umwelt und Raumordnung des Landes Brandenburg (unveröff.)

KASCH, W. (1971): Erläuterungen und Hinweise zu Arbeitsrichtlinien zur Durchführung der standortkundlichen Ergänzung der Bodenschätzung. - Inst. f. Bodenkunde Eberswalde, Eberswalde

KEILHACK, K. (1902): Einführung in das Verständnis der geologische-agronomischen Karten des norddeutschen Tieflandes - Eine Erläuterung ihrer Grundlagen und ihres Inhaltes. - 3. Aufl., Berlin

KOPP, D & J. HURTTIG (1960): Zur Weiterentwicklung der Standortsgliederung im norddeutschen Tiefland. - Arch. Forstwesen, S. 387–486, Berlin

KOPP, D (1967): Die Bodenformen in den Wäldern des Norddeutschen Tieflandes, Habilschrift, TU Dresden

KUBIENA, W. L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. - Stuttgart (Enke)

KÜHN, D. (1998): Arbeitsanleitung zur Erarbeitung einer Bodenkarte im Maßstab 1 : 50 000 (BÜK 50) für das Land Brandenburg. - Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow (unveröff.)

LIEBEROTH, I. (1966): Die Bodenformen der landwirtschaftlich genutzten Standorte der Deutschen Demokratischen Republik. - Sitz.-ber. Dt. Akad. Landwirtschaftswissenschaften **XV**, 18, Berlin

LIEBEROTH, I., DUNKELGOD, P., GUNIA, W. & J. THIERE (1983): Auswertungsrichtlinie MMK. - Akad. Landwirtschaftswiss., Forschungszentrum f. Bodenfruchtbarkeit Müncheberg, Bereich Bodenkunde/Fernerkundung, Eberswalde (Eigenverlag)

LIEBEROTH, I., EHWALD, E., KOPP, D., SCHWANECKE, W. u. a. (1967): Bildung, Kennzeichnung und Benennung der Hauptbodenformen (Hauptbodenformenliste). In: LIEBEROTH, I. unter Mitarb. eines Autorenkollektivs: Kennzeichnung und Beschreibung landwirtschaftlich genutzter Standorte in der DDR. - Institut für Bodenkunde, Eberswalde

LIEBEROTH, I. (1982): Bodenkunde. - 3. Aufl., Berlin

LIEBEROTH, I., KOPP, D., W. SCHWANECKE (1991): Zur Klassifikation der Mineralböden bei der land- und forstwirtschaftlichen Standortskartierung. - Petermanns Geogr. Mitt., 3, S. 153–164, Gotha

MEITZEN, A.(1868): Der Boden und die landwirtschaftlichen Verhältnisse des preußischen Staates I. - S. 17-60, Berlin

MITSCHERLICH, E. A. (1924): Die Bedeutung Geologisch-agronomischer Karten für den Landwirt. - Geol. Archiv 3, S. 110–113, Berlin

MÜCKENHAUSEN, E. (1962, 1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. - 1. Aufl. 1962, 2. Aufl. 1972, Frankfurt / Main (DLG-Verl.)

MÜCKENHAUSEN, E (1980): Bodenkarten und ihre Anwendung. - Geol. Jb. F 8, S. 7–21, Hannover

NEEF, E. (1963): Topologische und chorologische Arbeitsweisen in der Landschaftsforschung. - Petermanns Geographische Mitteilungen **107**, S. 249 ff..

OELKERS, K. H. (1984): Datenschlüssel Bodenkunde – Symbole für die automatische Datenverarbeitung bodenkundlicher Geländedaten. - Hannover

ORTH, A.(1870): Die geologischen Verhältnisse des norddeutschen Schwemmlandes mit besonderer Berücksichtigung der Mark Brandenburg und die Anfertigung geognostisch-agronomischer Karten. - Halle

ORTH, A. (1875): Die geologisch-agronomische Kartierung mit besonderer Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse Norddeutschlands und der Mark Brandenburg, erläutert an der Aufnahme von Rittergut Friedrichsfelde. - Berlin

OSTENDORFF, E. (1931): Bodenkarte der Gemeinde Prietzkendorf/Danziger Höhe. – In: BLANK, E.: Handbuch der Bodenlehre, Band 10

RAMANN, E. (1893): Forstliche Bodenkunde und Standortlehre. - Berlin

REIS, O. (1907): Geologisch-agronomische oder geologisch und agronomische Aufnahmen ? Vjschr. Bayer. Landw. Rats. - In: STREMME, E (1930): Die Bodenkartierung - Handbuch der Bodenlehre. - Berlin

RICHTER, H., HAASE, G., LIEBEROTH, I. & R. RUSKE (1970)(Hrsg.): Periglazial – Löß – Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. - Gotha

ROESCHMANN; G., BENZLER, J. H., OELKERS, K.-H. (1991): Die Entwicklung der Bodenkartierung in Niedersachsen von der Herstellung analoger Karten bis zum Bodeninformationssystem. - Geol. Jb. **A 127**, S. 195–234, Hannover

RÖSCH, A. & F. KUHRANDT (1950): Bodenschätzung und Liegenschaftskataster. - Berlin (Heymann)

ROTHKEGEL & HERZOG (1935): Das Bodenschätzungsgesetz. - Berlin (Heymann)

SCHMIDT, R. & R. DIEMANN (1981): Erläuterungen zur Mittelmaßstäbigen Landwirtschaftlichen Standortkartierung. - Akad. Landwirtschaftswiss., Forschungszentrum f. Bodenfruchtbarkeit Müncheberg, Bereich Bodenkunde/Fernerkundung, Eberswalde (Eigenverlag)

STREMME, E. (1914): Die Verbreitung der Klassischen Bodentypen in Deutschland. - Branca Festschrift, Berlin

STREMME, E. (1927): Allgemeine Bodenkarte Europas. - Preußische geologische Landesanstalt (im Auftrag der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft), Berlin

STREMME, E. (1932): Die Bodenkartierung. – In: BLANK, E. (1932): Handbuch der Bodenlehre, Band 10. - Berlin

STREMME, E. (1936): Die Böden des Deutschen Reiches und der Freien Stadt Danzig - Ergänzungsheft Nr. 226. - 74 S., Justus Perthes (Gotha)

THAER, D. A. (1804): Einleitung zur Kenntnis der englischen Landschaft und ihrer neueren praktischen und theoretischen Fortschritte in Rücksicht auf Vervollkommnung deutscher Landwirtschaft für denkende Landwirthe und Cameralisten. - Hannover (Gebr. Hahn)

WOLDSTEDT, P. (1944): Bodenkundliche Kartierungsarbeiten des Reichsamtes für Bodenforschung. - Jb. des Reichsamtes für Bodenforschung **63** [1942],Berlin

WOLFF, W. (1930): Stand und Methodik der Bodenkartierung von Deutschland. – In: Niederschrift über die Versammlung der Direktoren der Geologischen Landesanstalt des Deutschen Reiches und Österreiches vom 27. Sept 1930. - Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin

Anschrift der Autoren:

Dr. Dieter Kühn
Dipl.-Ing. agr. Albrecht Bauriegel
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 150

LANDESAMT

Bezug neuer Dienstgebäude in Kleinmachnow und Frankfurt/Oder

WOLFGANG BARTMANN

Das LGRB hat an seinem Hauptsitz in Kleinmachnow einen Neu- und Erweiterungsbau mit Labor- und Archivräumen (Abb. 1 und 2) bezogen. Am 17. Mai übergab Herr Staatssekretär Dr. C. Vogel den symbolischen Schlüssel an den Direktor des LGRB.

Bisher war seit 1992 ein Plattenbau der DDR-Grenzruppen provisorisch genutzt worden. Darin waren Labore und Archive behelfsmäßig in der Armeeküche bzw. im Speisesaal untergebracht. Mit dem Neubau verfügt das LGRB jetzt über eine moderne, den technischen und räumlichen Anforderungen entsprechende Arbeitsgrundlage.



Abb. 1
Das neue geochemische Labor des LGRB in Kleinmachnow *Foto: W. Bartmann*



Abb. 2
Kompakte Regalanlage im Archiv des LGRB in Kleinmachnow *Foto: W. Bartmann*

Vor etwa 120 geladenen Gästen und Mitarbeitern eröffnete der Staatssekretär die Einweihungsveranstaltung, gefolgt von Grußadressen verschiedener Vertreter anderer Behörden aus Berlin und Brandenburg.

Der besondere Standort des Amtes an der Schnittstelle zwischen den Ländern Brandenburg und Berlin wurde in der Glückwunschrede des Vertreters der staatlichen Geologie Berlins Herr Dipl.-Geol. J. Thierbach hervorgehoben, vor allem auch im Hinblick auf die bereits gute Zusammenarbeit zwischen den geologischen Diensten beider Länder, die in der Zukunft weiter vertieft und umfassend koordiniert werden soll.

Auf dem ehemaligen Kasernengelände am Stahnsdorfer Damm in Kleinmachnow wurde nach rund 1½-jähriger Bauzeit für ca. 9 Mio DM Baukosten ein 2900 m² großer, viergeschossiger Erweiterungsbau für Büros, umfangreiche Archivbestände sowie geowissenschaftliche Speziallabore für Geochemie, Sedimentologie und Geotechnik fertiggestellt und in Betrieb genommen.

In einer folgenden Bauphase wird der ehemals genutzte Altbau renoviert und dem Neubau angeglichen, so dass ab Mitte 2001die immer noch ausgelagerten Archiv- und Bibliotheksbestände am Hauptsitz des LGRB in Kleinmachnow zusammengeführt werden können.

Wenige Wochen zuvor, am 01.03.2000, konnte das Regionalbüro des LGRB in Frankfurt/Oder seinen alten Standort in der Schulstr. 15 aufgeben und in das neue Behördenzentrum in der Müllroser Chaussee 51 ziehen.

In den neu gestalteten Büro- und Nutzungsräumen der ehemals militärisch genutzten Objekte haben sich die Arbeitsbedingungen der Mitarbeiter wesentlich verbessert (Abb. 3).

Durch die Präsenz des Regionalbüros im Landesbehördenzentrum ist nunmehr eine effizientere Zusammenarbeit zwischen den Landesbehörden und eine bürgerfreundlichere Beratung für alle Nutzer gegeben, die Auskunft über die geologischen Verhältnisse im Ostbrandenburgischen Raum vom Landkreis Oder – Spree bis zur Uckermark erhalten wollen.



Abb. 3
Bibliotheks- und Beratungsraum im Regionalbüro des LGRB, Landesbehördenzentrum Frankfurt/Oder.
Foto: W. Bartmann



Abb. 4
Stamm einer Mooreiche vor der zentralen Versorgungseinrichtung des Landesbehördenzentrums Frankfurt/Oder
Foto: W. Bartmann

Als sichtbares Zeichen des Einzuges der Geowissenschaftler in das Landesbehördenzentrum wurde der Stamm einer Mooreiche aufgestellt, die aus der Umgebung der Deichbruchstelle bei Aurith 1997 geborgen wurde und als Zeugnis der jüngsten erdgeschichtlichen Prägung der Oderregion anzusehen ist (Abb. 4).

Mit den beiden neuen Gebäuden verfügen die Geowissenschaftler des dem Wirtschaftsministerium nachgeordneten Landesamtes nunmehr über erheblich verbesserte Service-Möglichkeiten.

Anschrift des Autors:

Dr. Wolfgang Bartmann
Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg
Stahnsdorfer Damm 77
14532 Kleinmachnow

	INHALT (Fortsetzung)	CONTENTS (continuation)	Seite
WANSA, ST.	Elsterglaziale Bildungen westlich von Bad Bibra (Burgenlandkreis)	The Elsterian formations west of Bad Bibra (Burgenlandkreis)	53
KÜHNER, R.	Sedimentfolgen und Lagerungsverhältnisse im quartären Deckgebirge des Tagebaus Welzow-Süd	The sequences of sediments and the settlement relations of the Quaternary overburden of the open-cast mine Welzow-Süd	59
JANETZKO, P. & B. BURBAUM	Bodenentwicklung auf quartären Substraten – mit Beiträgen zu Bodenkartierung und Bodenschutz in Schleswig-Holstein	The development of soils on Quaternary substrates with remarks to soil mapping and the soil protection in Schleswig-Holstein	73
ZWAHR, H., GRANITZKY, K., SCHOMBURG, J. & H.-J. ZANDER	Quartäres Raseneisenerz in Mecklenburg-Vorpommern – Genese, Stoffbestand, Vorkommen und Nutzung	Quaternary meadow iron ore in Mecklenburg-Vorpommern – genesis, material, occurrences and application	83
KÜHN, D., ANDERS, L., MORSTEIN, K.-H. & H. BRANDT	Untersuchungen an ausgewählten Standorten der Ziltendorfer Niederung vor und nach dem Oderhochwasser im Sommer 1997 mit Nachweis von Immissionsbelastungen	Studies of selected locations in the flood land „Ziltendorfer Niederung" before and after the flood in summer 1997 with evidences to immission loads	93
J. LUCKERT & H. U. THIEKE	Der Mineralbestand brandenburgischer Grundmoränen als lithostratigraphischer Indikator – erste Ergebnisse der Röntgenphasenanalyse der Tillmatrix < 63 µm	The mineral content of Brandenburgian ground moraines as a lithostratigraphic indicator – first results of the x-ray diffractometry of the till matrix < 63 µm	101
MEYER, K.-D.	Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen)	Stratigraphic investigation of glacial drift in the Hannoverian Wendland, Lower Saxony	115
STOTTMEISTER, L.	Zur Geologie der Jahrstedt-Steimker Endmoräne (Sachsen-Anhalt)	About the geology of the Jahrstedt-Steimker end moraine (Sachsen-Anhalt)	127
JUNGE, F. W., KÜHL, A. & A. WOLF	Geologisch-sedimentologische Untersuchungen am Bänderschluff von Hainichen (Sachsen) – erste Ergebnisse ihrer statistischen Auswertung	Geologic-sedimentological studies of the varved silt of Hainichen (Sachsen) – first results of their statistical interpretation	137
FREUND, H.	Die Bohrung Rathenow (Landkreis Havelland, Brandenburg) – eine Abfolge limnischer Sedimente vom Saale-Spätglazial, Eem-Interglazial bis in das Weichsel-Frühglazial	The cored borehole Rathenow (Landkreis Havelland, Brandenburg) – a sequence of limnic sediments from the late Saalian, passing the Eemian interglacial to the early Weichselian.	151
KRIENKE, H.-D.	Die schutzwürdigen Geotope der Inseln Rügen, Hiddensee und Vilm	Geotopes recommended for Legal Protection on the isles of Ruegen, Hiddensee and Vilm	161

	INHALT (Fortsetzung)	CONTENTS (continuation)	Seite
HERMSDORF, N.	Die Sandgrube Niederlehme – ein klassischer Aufschluss des Rixdorfer Horizontes	The sand pit of Niederlehme – a classical exposure of the Rixdorf horizon	173
KÜHN, D. & A. BAURIEGEL	Zur Entwicklung der bodenkundlichen Kartierung in Brandenburg	The historical outline of the soil mapping in Brandenburg	183
	Aus dem Landesamt	**From the Geological Survey**	
SEELIG-MORELL, T.	Erstes InfoForum Der Geo-Agentur Berlin Brandenburg zum Thema Geothermie	First InfoForum Der Geo-Agentur Berlin Brandenburg about geothermy	20
BEER, H.	Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000 Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche	General Geological Map of Brandenburg 1 : 300 000 – isobath map of the surface of Zechstein	58
LIPPSTREU, L.	Zum Gedenken an Hans Ziermann	In Memory of Hans Ziermann	92
GÖLLNITZ, D.	Zur Geotopkarte von Brandenburg	About the map of geotopes of Brandenburg	114
	Jubiläen	Anniversaries	126
BARTMANN, W.	Bezug neuer Dienstgebäude in Kleinmachnow und Frankfurt/Oder	Moving in new service buildings in Kleinmachnow and Frankfurt/Oder	194
	Tagungen	**Meetings**	
STRAHL, J.	67. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen	67th session of the Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen	182
	Buchbesprechung	**Book review**	
GOTTE, W.	SCHRÖDER, J. H. (Hrsg.) (1999): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 6: Natursteine in Architektur und Baugeschichte von Berlin	SCHRÖDER, J. H. (Hrsg.) (1999): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 6: Natursteine in Architektur und Baugeschichte von Berlin	82

Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg wird seit 1994 herausgegeben

Bisher sind erschienen:

1994, Heft 1, 128 S., 51 Abb., 14 Tab.
1995, Heft 1, 144 S., 83 Abb., 15 Tab.
1995, Heft 2, 96 S., 37 Abb., 5 Tab.
1996, Heft 1, 160 S., 100 Abb., 9 Tab.
1997, Heft 1, 96 S., 57 Abb., 2 Tab.
1997, Heft 2, 96 S., 61 Abb., 14 Tab.
1998, Heft 1, 84 S., 74 Abb., 4 Tab.
1998, Heft 2, 84 S., 35 Abb., 10 Tab.
1999, Heft 1, 116 S., 55 Abb., 15 Tab.
1999, Heft 2, 80 S., 34 Abb., 5 Tab.

Zu beziehen über:
Landesamt für Geowissschaften und Rohstoffe Brandenburg, Stahnsdorfer Damm 77, 14532 Kleinmachnow, Tel. 033203/36600, Fax 033203/36702
Regionalbüro Frankfurt, Schulstraße 16, 15230 Frankfurt/Oder, Tel. 0335/6802738, Fax 0335/6802784
Regionalbüro Cottbus, Vom-Stein-Str. 30a, 03050 Cottbus, Tel. 0355/49917120, Fax 0355/49917355

Autorenhinweise

Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ widmet sich geologischen und lagerstättenkundlichen Themen von Brandenburg und Berlin sowie dem neuesten Forschungsstand in den geowissenschaftlichen Disziplinen. Die eingereichten Beiträge sollen diesem Profil entsprechen. Es werden Originalarbeiten und wissenschaftliche Informationen veröffentlicht, die noch nicht andernorts publiziert wurden.

Manuskript

Der Umfang des Manuskripts sollte 15 Seiten (A 4, zweizeilig) nicht überschreiten. Wissenschaftliche Informationen sind einschließlich der Abbildungen auf maximal fünf Seiten zu bemessen. Jedem Beitrag ist eine kurze deutsche und englische Zusammenfassung beizufügen. Es wird erwartet, dass der Text auf Diskette eingereicht wird. Außerdem wird um ein Originalmanuskript gebeten, in dem alle Sonderzeichen sowie Buchstaben aus anderen Sprachen genau angegeben sind.

Abbildungen

Je Beitrag können bis zu 7 Abbildungen veröffentlicht werden. Zu beachten ist, dass Abbildungsvorlagen größer als die beabsichtigte Druckgröße eingereicht werden. Bei Fotos ist der Maßstab als verbaler Ausdruck anzugeben (keine Maßstabsleiste). Zeichnungen entsprechend DIN. Jede Abbildung ist mit Autorenname und Nummer zu versehen, die Abbildungstexte sind auf einem gesonderten Blatt beizugeben.

Zitierweise

Im Text:

WUNDERLICH (1974) bzw. (WUNDERLICH 1974) oder

PILGER & STADLER (1971) sowie NÖLDEKE, SCHWAB et al. (1977)

Im Literaturverzeichnis:

BUBNOFF, S. v. (1953): Über die Småländer „Erdnaht“. - Geol. Rdsch. **41**, S. 78–90, Stuttgart

FAUTH, H., HINDEL, R., SIEWERS, U. & J. ZINNER (1985): Geochemischer Atlas Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000. - 79 S., Hannover (Schweizerbart)

KRONBERG, P. (1976): Photogeologie, eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. - 268 S., Stuttgart (Enke)