

Eiszeitalter und Gegenwart

54. Band 2004



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e. V.

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE



Vertrieb: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) – Stuttgart

ISSN 0424 - 7116



www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 510153

Email: deuqua@nlfb.de

Bankverbindungen:

Postgiroamt Hannover, Konto-Nr. 45303-308, BLZ 25010030

Kreissparkasse Hannover, Konto-Nr. 2000806311, BLZ 25050299

Vorstand

(2003-2006)

Präsident:	Prof. Dr. CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Bern
Vizepräsidenten:	Prof. Dr. JEF VANDENBERGHE, Amsterdam Prof. Dr. THOMAS LITT, Bonn
Schriftleiter des Jahrbuchs:	Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Köln
Schriftleitung der Nachrichten:	Dr. FRANK PREUSSER, Bern
Schatzmeister:	Dr. JÖRG ELBRACHT, Hannover
Archivar:	PD Dr. HOLGER FREUND, Bremerhaven
Dem Vorstand gehören weiterhin an:	Prof. Dr. MARGOT BÖSE, Berlin PD Dr. LUDGER FELDMANN, Clausthal-Zellerfeld Prof. Dr. MARKUS FIEBIG, Wien Mag. JÜRGEN REITNER, Wien Dr. STEFAN WANSa, Halle
Schriftleitungsausschuss/Editorial Board:	
KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven	ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Schweden)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel	JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Dänemark)
ARNT BRONGER, Kiel	LUDWIG REISCH, Erlangen
JÜRGEN EHLERS, Hamburg	JEF VANDENBERGHE, Amsterdam (Niederlande)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgien)	BERND ZOLITSCHKA, Bremen
WIGHART VON KÖNIGSWALD, Bonn	

Ordentliche Mitglieder zahlen einen Jahresbeitrag von 45,- €. Korporative Mitglieder zahlen 55,- €. Studenten, Rentner und andere Mitglieder ohne Einkommen können über die Geschäftsstelle formlos Ermäßigung beantragen.

Der Jahresbeitrag wird in Deutschland durch Einzugsermächtigung, von allen anderen Mitgliedern durch Überweisung bis 01.03 des betreffenden Jahres auf eines der oben genannten Konten erbeten.

Anmeldung neuer Mitglieder und Anfragen wegen fehlender Jahrbücher sind an die Geschäftsstelle in Hannover zu richten.

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:

Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln.

Das Titelbild zeigt eine Gletscherzunge mit zahlreichen Mittelmoränen des grönländischen Inlandeises im Prins Christian Sund in Südgrönland. Rechts Wall des 1850er Standes. Die Grenze zwischen dem Wasser, das durch Schmelzwasser trübe ist und dem unbeeinflussten Wasser ist als deutliche Farbgenze zu erkennen. (Foto: Ludger Feldmann, 1. August 2004)

Liebe DEUQUA-Mitglieder und Leser von Eiszeitalter und Gegenwart,

es erreichen uns immer wieder Stellungnahmen und Kritiken zu einzelnen Aufsätzen. Wir möchten anregen, dass Sie Eiszeitalter und Gegenwart als Diskussionsforum verstehen und uns ihre Meinung oder Gegendarstellung als druckfertiges Manuskript zur Veröffentlichung zusenden.

Zuschriften und Manuskripte bezüglich wissenschaftlicher Aufsätze fertigen Sie bitte entsprechend der 'Hinweise für den Verfasser wissenschaftlicher Beiträge' an (s. Ende dieses Heftes) und senden Sie an den Schriftleiter von „Eiszeitalter und Gegenwart“:

Prof. Dr. ERNST BRUNOTTE, Geographisches Institut der Universität, D-50923 Köln [Straßenangabe entfällt]. E-mail: e.brunotte@uni-koeln.de

ISSN 024-7116 © Deutsche Quartärvereinigung e.V. Hannover

Schriftleitung: E. BRUNOTTE

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich.

Gesamtherstellung: Papierflieger Offsetdruck GmbH

38678 Clausthal-Zellerfeld · papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

54. Band

mit 62 Abbildungen und 14 Tabellen

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE

Vertrieb:



E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller) – Stuttgart

2004

Inhaltsverzeichnis

BECKER, A. & ANGELSTEIN, S.: Rand- und subglaziale Rinnen in den Vorbergen des Süd-Schwarzwaldes bei Bad Säckingen, Hochrhein	1-19	DE KLERK, P.: Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams of Franz Fukarek.....	71-94
BECKER-HAUMANN, R.: Das Grönenbacher Feld bei Kempten: Neue Befunde zur Typusregion des Mindelglazials und zur Paareiszeit im bayerischen Alpenvorland	20-35	KUHLE, M.: Past glacier (Würmian) ice thicknesses in the Karakoram and on the Deosai Plateau in the catchment area of the Indus river	95-123
BEHRE, K.-E.: Das mittelpleistozäne Interglazial von Surheide	36-47	JUNGE, F.W., JENDRYSCHIK, K., MORGENSTERN, P., TREUTLER, H.-C. & ZERLING, L.: Hochwasserereignisse und ihre Widerspiegelung im rezenten Seesediment eines Flusstausees	124-137
WATERMANN, F., FREUND, H. & GERDES, G.: Distribution and palaeoecological indicator value of diatoms in Holocene coastal deposits of the southern North Sea (Lower Saxony, Germany)	48-70	TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & KÜHN, P.: Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany)	138-175

Rand- und subglaziale Rinnen in den Vorbergen des Süd-Schwarzwaldes bei Bad Säckingen, Hochrhein

ARNFRIED BECKER & SUSANNE ANGELSTEIN^{*)}

Keywords: subglaziale Rinnen, Randrinnen, Hochrheingebiet, Doppelwall-Riß

Kurzfassung: Das Untersuchungsgebiet liegt auf einem Vorbergsporn des Süd-Schwarzwaldes, der über 2 km in das Hochrheintal hineinragt. Auf diesem Felsrücken, der vorwiegend aus Gneisen, Graniten und Rotliegend-Klastiten besteht und i.A. nur eine geringmächtige Quartärüberdeckung aufweist, ist ein Talsystem entwickelt, das als subglaziales bzw. randglaziales Rinnensystem interpretiert werden kann. Dafür spricht neben der Lage des Rinnensystems auf einem Hartgesteinsriegel nahe der Ablationsfront eines ehemaligen Gletschers vor allem die Geometrie der Täler mit ihren unausgebalancierten Längsprofilen, ihren trogförmigen Querprofilen mit sehr steilen Talflanken, die teilweise Klippen bilden, ihre lokal begrenzte Verbreitung sowie ein weitgehend fehlendes Einzugsgebiet. Das Entstehungsalter des Rinnensystems wird aufgrund der relativ frischen Geländeformen in das Doppelwall-Riß gestellt. Zu diesem Zeitpunkt lag das Untersuchungsgebiet im Einflussbereich des Rhein- und des Schwarzwaldgletschers. Weiterführende Arbeiten werden vorgeschlagen, u.a. Datierungen des Rinnensystems mit Hilfe von Expositionsaltersbestimmungen.

Abstract: The area of investigation is on top of a foothill spur of the southern Black Forest that extends southwards into the Rhine valley. The spur is formed from hard rocks, mainly gneisses, granites and Permian clastics, occasionally covered by a thin veneer of Quaternary deposits. The area contains valleys which are regarded as subglacial and lateral drainage channels, respectively. Evidence includes the position of the channel system on top of this hard rock swell close to the termination of a former glacier, the geometry of the valleys, particularly their unequilibrated gradients, their trough-like profiles with very steep valley flanks frequently forming cliffs, their limited extent and the largely missing catchment area. A so-called 'Doppelwall-Riss' age is suggested for the channel system, based mainly on the presence of still fresh-looking geomorphological structures and only moderately weathered rock surfaces. The Doppelwall-Riss belongs to the Riss Complex of the Alpine mid-Pleistocene stratigraphy, which includes the time when the youngest Rhine and Black Forest glaciers reached the area of investigation. Further investigations are proposed, including the dating of the channel system using exposure ages of rock surfaces.

1 Einleitung

[Subglacial and lateral channels in the foothills of the southern Black Forest near Bad Säckingen, Hochrhein]

Der Bergsee nördlich von Bad Säckingen in Deutschland (Abb. 1, 2) war in den vergangenen Jahren mehrmals das Ziel von Untersuchungen, die vom Institut für Geophysik der ETH Zürich im Rahmen eines paläoseismologischen Forschungsprojektes angeregt wurden. Über die Ergebnisse, die den Bergsee direkt betreffen, wurde bereits anderweitig berichtet

^{*)}Anschrift der Verfasser: A. BECKER, Sonneggstrasse 57, CH-8006 Zürich, e-mail: arnfried.becker@bluewin.ch, S. ANGELSTEIN, Mittelberg 3, D-37085 Göttingen, e-mail: Angelstein@gmx.net

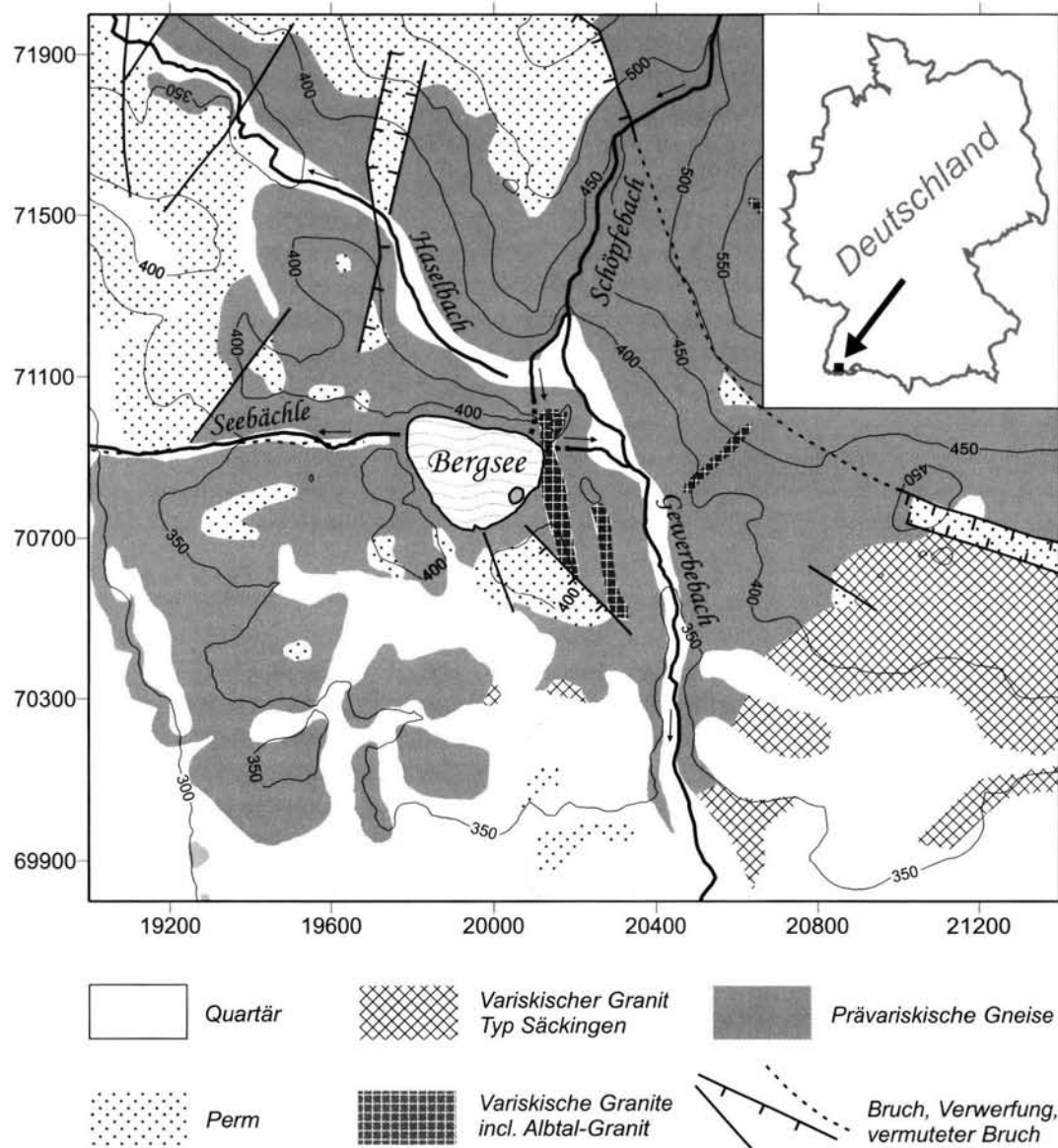


Abb. 1: Geologie und Hydrogeographie des Arbeitsgebietes nördlich von Bad Säckingen in SW-Deutschland.

Fig. 1: Geology and drainage of the area of investigation N of Bad Säckingen in SW Germany.

(BECKER 2003, BECKER et al. 2002, 2004). Die Beschäftigung mit dem Bergsee führte zu der Frage, wie dieser See entstanden sein könnte. Geländebegehungen, teilweise zusammen mit Kollegen von den Geographischen Instituten der Universitäten Basel und Zürich, vor allem

aber die Kartierung der Geländeformen durch ANGELSTEIN (2002), die sie während ihres 2-monatigen Berufspraktikums an der ETH und Universität Zürich durchführte, ergaben wichtige Hinweise zur Entstehung des Bergsees und seiner Umgebung. Darüber hinaus liefer-

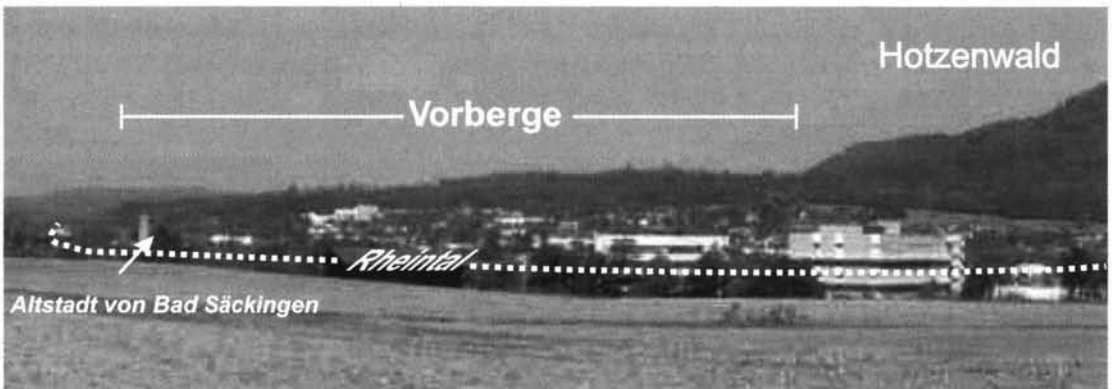
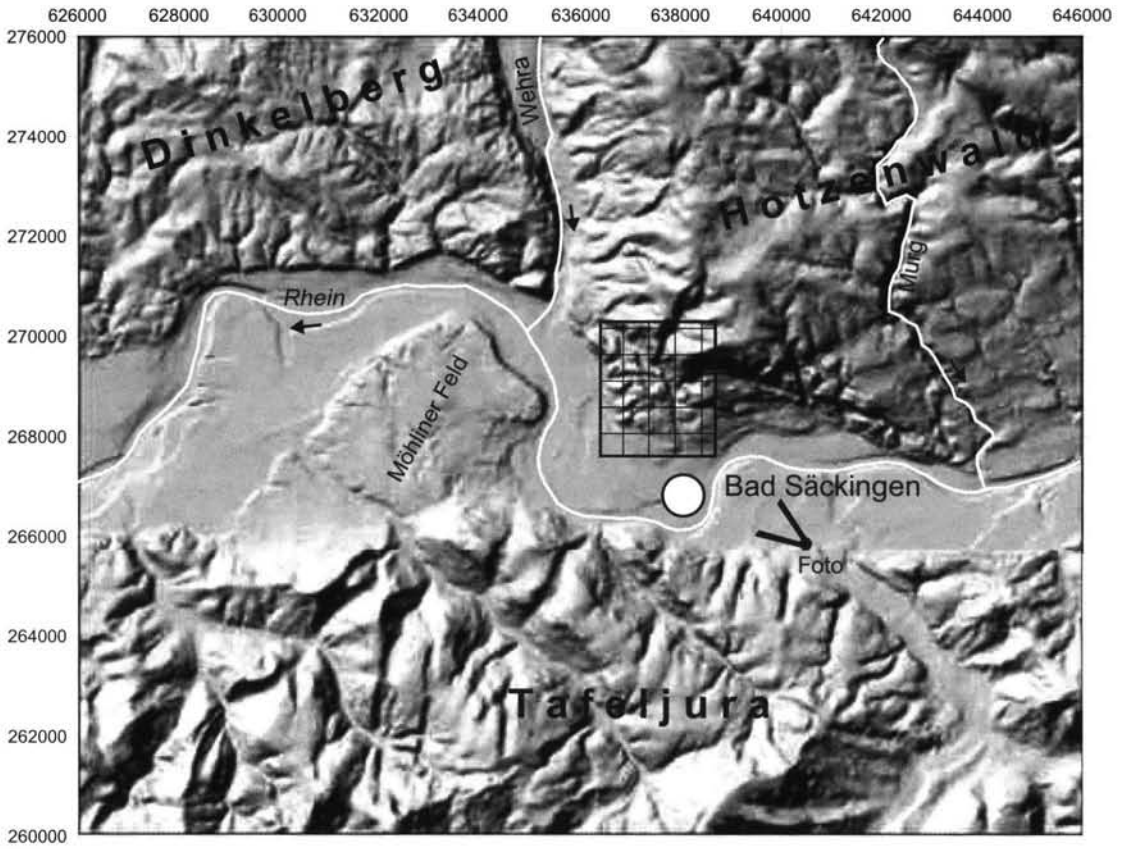


Abb. 2: Digitales Höhenmodell (DHM25 © 2003 swisstopo (BA035667)) des Hochrheingebietes um Bad Säckingen mit Lage des Arbeitsgebietes (Kreuzschraffur) sowie eine fotografische Ansicht der Schwarzwald-Vorberge von SE (Standort vgl. DHM, Foto: A. Becker, 24.8.2003).

Fig. 2: Digitale Topographic Elevation-Model (DHM25 © 2003 swisstopo (BA035667)) of the Hochrhein area around Bad Säckingen showing the location of the area of investigation (squares). A photograph showing the spur of the Black Forest foothills from the SE (position indicated in DHM, photograph: A. Becker, 24.8.2003).

ten neue Bohrungen, die im nördlich an den Bergsee angrenzenden Haselbachtal im Auftrag der Schluchseewerke AG abgeteuft wurden und deren z.T. noch nicht veröffentlichte Bohrprofile freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurden, weitere interessante Einsichten. Diese Ergebnisse und die Daten der Bohrungen und geophysikalischen Untersuchungen aus dem Bergsee führten schließlich zu einem Modell der Morphogenese, das im Folgenden vorgestellt und diskutiert werden soll.

2 Geographisch-geologischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt in SW-Deutschland am Fuße des Süd-Schwarzwaldes im Gebiet nördlich von Bad Säckingen (Abb. 1, 2). Es wird im Wesentlichen von Gneisen und Graniten des kristallinen Grundgebirges aufgebaut, die teilweise von Rotliegendesedimenten überdeckt sind. Das Untersuchungsgebiet liegt auf einem Vorbergsporn, der sich vom Fuße des Süd-Schwarzwaldes, der hier Hotzenwald genannt wird, über 2 km in das Hochrheintal hineinzieht. Der Rhein umfließt dieses Hindernis in einem nach S ausweichenden Mäander (Abb. 2). Quartäre Ablagerungen sind im N des Arbeitsgebietes nicht vorhanden oder nur auf die Täler beschränkt (Abb. 3). Im S nimmt ihre Verbreitung rasch zu, wo sie vorwiegend durch teilweise recht mächtigen Löss bzw. Lösslehm vertreten sind (Abb. 3). Im Übergang zum Rheintal und im Rheintal selbst sind fluviatile und glazifluviatile Schotter dominierend, mit Mächtigkeiten, die in Bohrungen z.T. über 30 m erreichen (SAWATZKI 1997). Die Schotter werden verschiedenen Eiszeiten zugeschrieben, wobei die jüngsten Schotter des Würm-Komplexes, die so genannten Niederterrassenschotter (Abb. 3), auf das engere Rheintal beschränkt bleiben. Dort sind sie weit verbreitet und werden nur lokal von jüngeren Schwemmfächern oder von Hangschutt randlich überlagert.

Hochterrassenschotter, die dem Reiß-Komplex zugewiesen werden (GEYER et al. 2003, VERDERBER 1992, 2003), stehen im SE und im W des Arbeitsgebietes an (BEISING 2003, SAWATZKI 1997). Im SE des Arbeitsgebietes wird ein kleines Vorkommen von SAWATZKI (1997) als rißeiszeitliche Grundmoräne angesprochen. Die ältesten Quartärablagerungen befinden sich in einem isolierten Vorkommen im NW des Arbeitsgebietes (Abb. 3). Dieses Schottervorkommen des Duttenbergs wird als Relikt der Höheren (Älteren) Deckenschotter im Gebiet von Bad Säckingen angesehen (GEYER et al. 2003, VERDERBER 1992, 2003).

Hydrogeographisch wird das Arbeitsgebiet vom Schöpfbach-Gewerbebach-System, dem Haselbach und dem Seebächle, dem natürlichen Überlauf des Bergsees, bestimmt (Abb. 1). Eingebettet in einer flachhügeligen Landschaft liegt der Bergsee. Er besitzt keinen natürlichen Oberflächenzufluss, sondern wird nur durch Grundwasserzustrom und Oberflächenzufluss von den umgebenden Hängen gespeist. Der heutige Zufluss aus dem Schöpfbach über einen Kanal und in einem Stollen durch den Scheffelfels besteht seit 1804/05. Er dient der Sicherung und Regulierung des Wasserstands im See, der auch heute noch als Wasserreservoir für die Industrie in Bad Säckingen genutzt wird. Durch mehrmalige Erhöhung des Überlaufniveaus zum Seebächle wurde der Seespiegel zwischen 1804 und 1907 um bis zu 6 m über das natürliche Niveau angehoben (MÜLLER 1993). Dadurch und vor allem auch durch die Verschmutzung des künstlichen Zubringers mit ungereinigten Abwässern besonders in den 1960er und 1970er Jahren veränderte der See in den vergangenen 200 Jahren seinen Charakter vollständig von einem ursprünglich kleinen dystrophen Gewässer (ursprünglicher Name „Schwarzsee“) zu einem 335 m x 250 m und bis zu 12 m tiefen eutrophen See (WÜTHRICH 2003). Wie die bisher in Bohrungen erschlossenen, über 20 m mächtigen Sedimente des

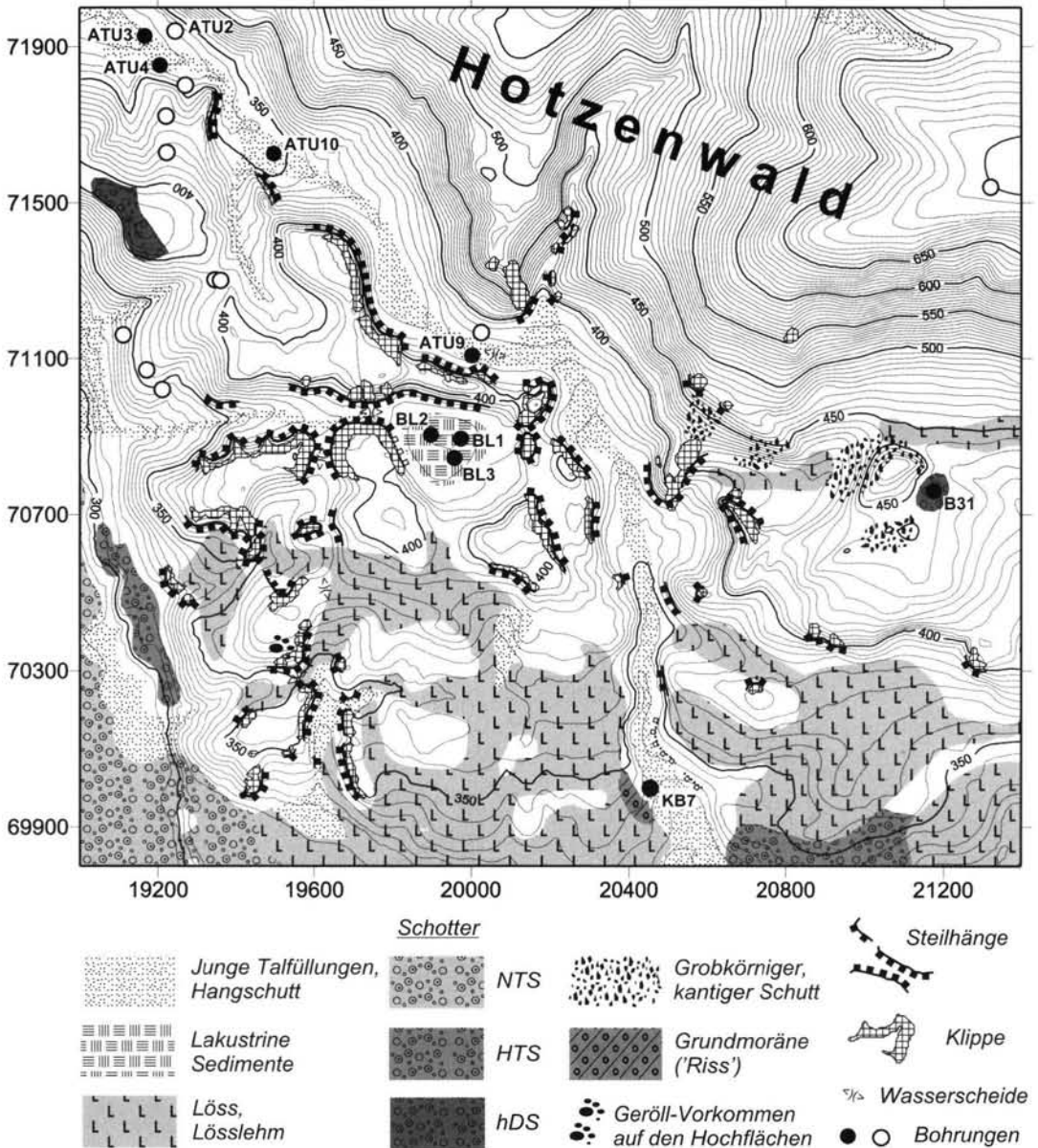


Abb. 3: Verbreitung des Quartärs, Geomorphologie und Lage der Bohrungen im Arbeitsgebiet. NTS : Niederterrassenschotter, HTS : Hochterrassenschotter, hDS : höhere Deckenschotter. Bohrpunkte in schwarz und mit Bezeichnungen werden im Text erwähnt.

Fig. 3: Distribution of Quaternary deposits, geomorphology and drill sites in the area of investigation. Gravels of the NTS : Lower Terrace, HTS : Higher Terrace, and hDS : upper Sheet Gravel Deposits. Drill sites in black and with signatures are mentioned in the text.



Abb.4: Tal südwestlich des Bergsees mit typischer Morphologie. Der ungefähre Verlauf des Talrandes ist durch gestrichelte, die Hangtopographie durch punktierte Linien markiert. Ein intermittierendes Rinnsal entwässert das Tal. Foto: A. Becker, 19.1.2003.

Fig. 4: Photograph of a valley SW of Lake Bergsee with a characteristic topography. The approximate extent of the valley margin has been indicated by hatched lines, the topography of the slopes by dotted lines. A small intermitting stream drains the valley. Photograph: A. Becker, 19.1.2003

Bergsees belegen, läßt sich seine Entwicklung anhand von Radiokohlenstoffdatierungen und palynostratigraphischen Untersuchungen mindestens bis ins Denekamp-Interstadial vor ca. 29'000 Jahren vor heute zurückverfolgen (BECKER et al. 2002, BECKER 2003).

3 Problemstellung

Die vermeintlich isolierte Lage des Bergsees in einem Höhenzug deutlich über dem Niveau des Rheintals, zudem ohne natürlichen Oberflächenzufluss aber mit mächtiger Sedimentfüllung, führten uns zu der Frage, wie dieser See entstanden sein könnte. Einige Annahmen zur Seegenese konnten aufgrund der regionalen Geologie sofort ausgeschlossen werden. Dazu gehört Subrosion, die in den Kristallingesteinen des Untersuchungsgebietes nicht zu erwarten ist. Für die Entstehung des Bergsees infolge eines kosmischen Impakts oder einer phreatomagmatischen Explosion

(Maar) gibt es keine Evidenz. Auch diese Annahmen können daher ausgeschlossen werden. Es bleibt die Möglichkeit einer tektonischen Entstehung durch Absenkungen entlang von Extensionsstrukturen. Obgleich im näheren Umfeld des Bergsees verschiedentlich auf die Existenz neotektonischer Absenkungen entlang bedeutender Bruchsysteme hingewiesen wurde, z.B. der Wehratal-Zeiningener Bruchzone unmittelbar westlich des Untersuchungsgebietes oder der Vorwaldstörung (HALDIMANN et al. 1984, TREFZGER 1965), wurden solche Hinweise zu meist kontrovers diskutiert und nicht allgemein anerkannt, teilweise auch widerlegt (GEYER et al. 2003, VERDERBER 1992, 2003). Für die nähere Umgebung des Bergsees sind keine Bruchsysteme mit jungen tektonischen Absenkungen bekannt, die zur Entstehung des Bergsees geführt haben könnten. Es bleiben als Erklärung für die Prägung der Landschaft nördlich von Bad Säckingen mit dem Bergsee in ihrer Mitte nur glazifluviatile oder glaziale Prozesse übrig, ähnlich denen, die im Schwarzwald, den

benachbarten Vogesen, den Alpen und ihrem Vorland vielfach zur Entstehung von Seen nach dem Abschmelzen der Gletscher geführt haben. Im Folgenden wird untersucht, welche glazifluvialen Prozesse das gewesen sein könnten und wann sie wirksam waren.

4 Geländebeobachtungen

4.1 Geomorphologie

Der Höhenrücken, der vom Rand des Hotzenwaldes als Härtlingssporn in das Hochrheintal hineinzieht, wird von Tälern durchzogen, die einige Besonderheiten aufweisen. In einem dieser Täler liegt der Bergsee (Abb. 1, 3). Am deutlichsten treten diese Täler in der Umgebung des Bergsees und südwestlich davon hervor, wohingegen sie im S und SE kaum noch in Erscheinung treten, teilweise bedingt durch eine zunehmend mächtiger werdende Überdeckung mit quartären Sedimenten (BEISING 2003), insbesondere Löss und Lösslehm. Im Hotzenwald fehlen sie völlig. Im Gegensatz zu den Hotzenwaldtälern, Beispiel Schöpfungsbach (Abb. 1), die kerbförmig eingeschnitten, teilweise von Klippen gesäumt sind und meistens von einem Fließgewässer durchzogen werden, haben die Täler in den Vorbergen eine breite Talsohle, werden meistens nur – wenn überhaupt – durch ein intermittierendes Rinnsal durchzogen und haben oft sehr steile Talflanken, die mitunter in Klippen übergehen mit Höhen von teilweise mehr als 20 m. Ein typisches Beispiel eines solchen Tales ist in Abbildung 4 zu sehen, aufgenommen ca. 500 m südwestlich des Bergsees (³⁴19500/⁵²70530 mit Blick nach NNE). Es zeigt einen weiten Talboden mit einem kleinen intermittierenden Bach, relativ flachen Talflanken im W (links) und steilen, teilweise klippenartigen im E (rechts). Die Querschnittsprofile der Täler sind zumeist symmetrisch oder nur schwach asymmetrisch. Eine Ausnahme ist das Haselbachtal (Abb. 1, 3). Die Querprofile A – C

(Abb. 5) zeigen deutlich, dass die südwestlichen Talflanken viel schroffer und steiler aufragen als die nordöstlichen Talflanken, die den Abfall des Hotzenwaldes markieren. Im Profil D geht dieser Gegensatz zwischen den beiden Talseiten aber bereits verloren, und es kann hier wieder von einem weitgehend symmetrischen Talquerschnitt gesprochen werden. Im Gegensatz zu den anderen zuvor erwähnten Tälern besitzt das Haselbachtal zumindest einen persistierenden Bach, dessen Wasserführung und dessen Einzugsgebiet allerdings im auffallenden Kontrast zu der Größe des Tales stehen. In den Tälern, in denen Fels an oder nahe der Talsohle ansteht, sind in den Längsprofilen Wasserscheiden ausgebildet, besonders gut zu erkennen östlich und westlich des Bergsees (Abb. 1, 3). Die Talsohlen zeigen demnach kein für Oberflächengewässer typisches einseitig gerichtetes Gefälle. Eigenartig ist auch die regionale Verteilung der Täler. Sie sind besonders deutlich um den Bergsee und südwestlich davon ausgebildet, hingegen weit undeutlicher östlich des Bergsees. Darüber hinaus verzweigen sich die Täler und ändern in einigen Fällen abrupt ihre Richtungen (Abb. 3). Ein natürliches Einzugsgebiet für dieses Talsystem ist nicht ersichtlich, legt man die heutige Topographie zu Grunde. Auch ist ein Zusammenhang zwischen dem Vorkommen der Klippen und der lokalen Lithologie nicht offensichtlich. Zwar sind die meisten Klippen, entsprechend der Verbreitung dieser Gesteine im Untersuchungsgebiet, in den prävariskischen Gneisen angelegt. Es gibt sie aber auch in den klastischen Rotliegendesedimenten, beispielsweise SSE des Bergsees, oder im variskischen Granit vom Typ Säckingen, dort allerdings weniger gut ausgeprägt. Nur östlich des Bergsees scheinen die harten, gangartigen Vorkommen des Albtalgranits die Lage einiger Klippen bestimmt zu haben (Abb. 1, 3).

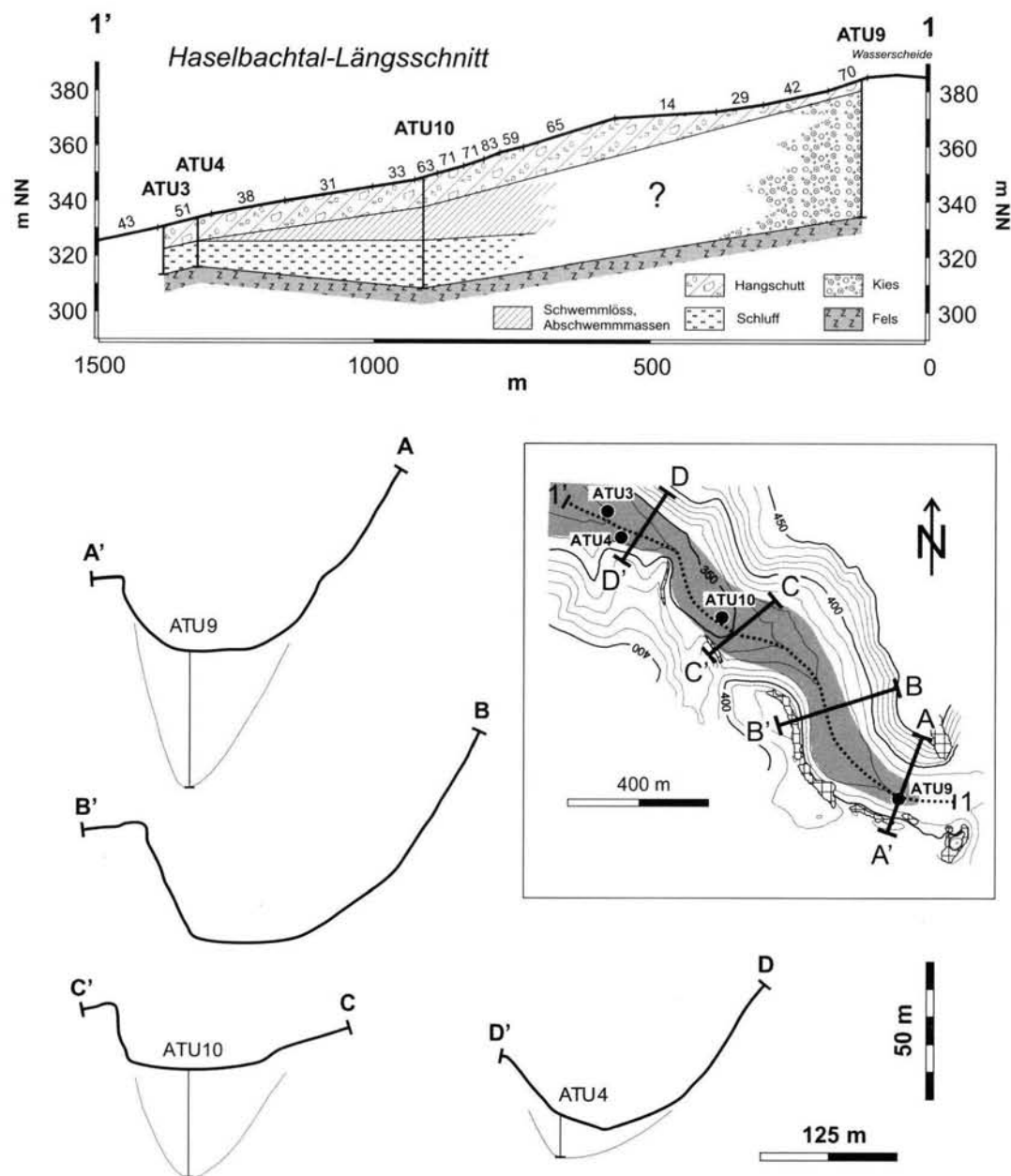


Abb. 5: Längsschnitt durch das Haselbachtal mit Angaben des Gefälles (in ‰), mit den in die Profilinie projizierten Bohrpunkten und Angaben zur Sedimentfüllung. Die Lage des Längsschnitts und der vier morphologischen Querprofile zeigt die Lageskizze.

Fig. 5: Section along the centre of the Haselbach valley, with stream gradients (shown as ‰), boreholes projected onto the section line, and sediment thicknesses. The position of the long section and the four cross-sections is indicated in the sketch map.

4.2 Bohrungen

Die Lage der Bohrpunkte im Untersuchungsgebiet ist der Abbildung 3 zu entnehmen. Die Bohrungen, die ein mächtigeres Quartär aufweisen, sind benannt und mit einem schwarzen Punkt markiert. Vereinfachte lithologische Profile nach BECKER et al. (2002), BECKER (2003) und SAWATZKI (1997) sowie noch unveröffentlichten Daten der Schluchseewerke AG sind der Abbildung 6 zu entnehmen. Besonders interessant sind die Kernbohrungen aus dem Haselbachtal, die z.T. ganz außergewöhnliche Quartärmächtigkeiten aufweisen. Die Bohrung ATU9, nur 150 m Luftlinie nördlich des Bergsees im oberen Haselbachtal gelegen, weist 50 m grobkörnige, schwach gerundete bis kantige Kiese und Schotter auf, wobei nur die obersten 4 m als rezenter oder subrezenter Hangschutt angesehen werden können. Die Felsbasis wurde in 334,5 m NN angetroffen. In der Bohrung ATU10 ca. 700 m talabwärts ist das Quartär noch immer knapp 40 m mächtig (SAWATZKI 1997). In den obersten 10 m besteht es aus rotem bis hellbraunem, sandig-steinigem tonigen Hangschutt. Darunter folgen Abschwemmmassen bestehend aus roten, braunen, teilweise dunkelgrauen organischen, sandigen, teilweise steinigen Tonen und Schwemmlöss mit einer Mächtigkeit von 12 m. An der Basis wurden 17 m feingeschichtete, feinsandige, graue, grün-graue und rote Schluffe angetroffen, bevor die Felsoberfläche in einer Tiefe von 308,6 m NN erreicht wurde. In den Bohrungen ATU4 und ATU3 bleiben die Quartärmächtigkeiten unter 20 m, wobei die obersten ca. 8 m (Abb. 6) als Hangschutt angesprochen werden können. Darunter folgen rote und graue, feingeschichtete, feinsandige, z.T. organische Schluffe, die grosse Ähnlichkeit mit den Schluffen in der Bohrung ATU10 haben. Die Felssohle wird in den Bohrungen ATU4 und ATU3 in 316,3 m bzw. 313,4 m angetroffen. Sie liegt damit 5 – 8 m über der Felssohle in ATU10 (Abb. 5,

6). Damit deutet sich für das Haselbachtal eine Übertiefung der Fels-Talsole an, was im Falle von Oberflächengerinnen nur unter besonderen Bedingungen erwartet werden kann (Kolkbildung). Auch das rezente Gefälle des Haselbachtals ist nicht ausgeglichen, sondern zeigt Verbnungen und Steilstrecken mit Gradienten, die zwischen 14 ‰ und 83 ‰ variieren (Abb. 5). Interessant ist auch, dass die heutige Wasserscheide zwischen dem Haselbach- und dem Schöpfbachtal nicht, wie vielleicht vermutet werden konnte, auf Fels oder geringmächtigem Hangschutt liegt, sondern offensichtlich auf einer Schotterauauffüllung, die bis zu 50 m mächtig ist. Unklar bleibt allerdings die Verzahnung zwischen den Kiesen und Schottern der Bohrung ATU9 mit den tieferen Sedimenten der Bohrung ATU10, insbesondere die Frage, ob die Schluffe an der Basis der Bohrungen ATU10, ATU3 und ATU4 lateral die Kiese und Schotter in ATU9 vertreten (Abb. 5).

Im Bergsee wurden an drei Orten fünf Kernbohrungen bis zu einer maximalen Tiefe von knapp 21 m abgeteuft (Abb. 3, 6). Die obersten spätpleistozänen und holozänen Seeablagerungen sind fast ausschließlich organisch und bestehen aus Gytta, Detritus-Gytta und organischem Detritus (BECKER 2003). An der Basis dieser Sedimente fällt die Laacher See Tephra als weiße bis hellgrüne schluffige Einschaltung auf. Unter den organischen Sedimenten folgen hellbraune und grünliche tonige Schluffe und Schluffe, die nahe der Basis der tiefsten Bohrung (BL3.1) wieder leicht organisch werden. Hier wurde eine Probe mit der Radiokohlenstoffmethode auf $29'110 \pm 280$ uncal. BP datiert (BECKER et al. 2002, BECKER 2003), womit dieser Abschnitt in das Denekamp-Interstadial gestellt werden kann. Diese Einstufung wird auch durch Pollenanalysen bestätigt, die ein Wiederauftreten von Baumpollen (*Betula*, *Pinus*, *Juniperus*) belegen (BECKER 2003). Die Endteufe der Bohrung BL3.1 liegt bei 351,9 m NN, ohne jedoch die Felsoberfläche erreicht zu

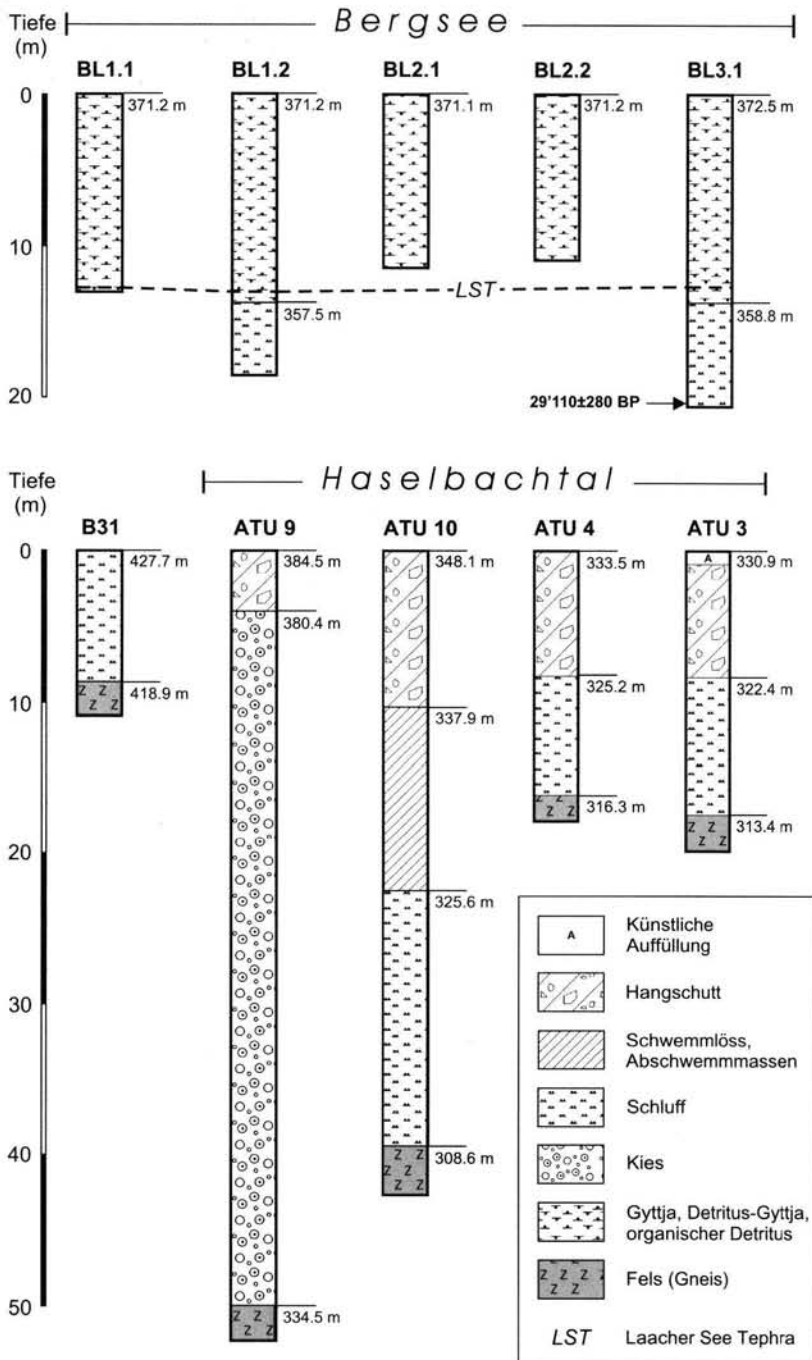


Abb. 6: Vereinfachte lithologische Profile einiger Bohrungen im Gebiet des Bergsees mit mächtigem Quartär

Fig. 6: Simplified lithologs of boreholes containing thick Quaternary deposits in the Bergsee region.

haben. Nach neuesten, noch unpublizierten geophysikalischen Untersuchungen könnte das Seebecken noch deutlich tiefer sein und insgesamt eine Sedimentfüllung von 45 ± 15 m erreichen (mdl. Mitt. F. MARILLIER, Lausanne). Dieser Wert liegt somit sehr nahe an dem Wert für die Sedimentmächtigkeit in der Bohrung ATU9 im Haselbachtal. Somit deutet sich auch für das Tal, in dem heute der Bergsee liegt, eine Übertiefung der Felssohle ähnlich der im Haselbachtal an.

Eine weitere Bohrung, die mächtigeres Quartär zeigt, ist B31 (Abb. 3, 6) im E des Untersuchungsgebietes (³⁴21174/⁵²70760). Hier besteht das Quartär aus knapp 8 m mächtigen, rotbraunen tonigen und kiesigen Schluffen. Die Herkunft der gröberen Komponenten kann teilweise als alpin eingestuft werden, meistens stammen sie aber aus dem Schwarzwald (SAWATZKI, 1997). Alle anderen Bohrungen im Untersuchungsgebiet (Abb. 3) zeigen nur geringmächtiges Quartär, so auch die Kernbohrung KB7 (³⁴20355/⁵²70000) im unteren Schöpfbachthal, wo tonige bis sandige Kiese nur 2 m mächtig werden, bevor die Felsoberfläche erreicht wird (SAWATZKI 1997).

5 Diskussion und Interpretation

5.1 Subglaziale Rinnen und Randrinnen

Es werden zwei Arten subglazialer Rinnen unterschieden: Röthlisberger Channels (R-Channels), die sich an der Gletscherbasis in den überlagernden Gletscher einschneiden und die Nye-Channels (N-Channels), die sich von der Gletscherbasis in das unterlagernde Gestein einschneiden. Nach dem Abschmelzen des Gletschers sind nur noch die N-Channels zu sehen. Diese N-Channels sind Erosionsformen, die durch sedimentbeladene Schmelzwasserströme entstehen, die aufgrund der Gletscherisüberdeckung unter teilweise sehr hohem

hydrostatischen Druck stehen und turbulent mit hohen Geschwindigkeiten in röhrenartigen Rinnen fließen (BENN & EVANS 1998, MENZIES 1996). Grobschluff- und sandbeladene Schmelzwasserströme hoher Geschwindigkeit sind besonders korrasiv, deren Wirkung bei turbulentem Fließen noch durch Kavitation an Engstellen des Rinnensystems mit besonders hohen Fließgeschwindigkeiten verstärkt werden kann (BENN & EVANS 1998, SUDGEN & JOHN 1976). N-Channels bilden sich vorzugsweise auf Hartgesteinsunterlagen – so genannten H-beds, wie z.B. Fels (Ha-beds), gefrorenem Schutt (Hb-beds) oder Lockergestein mit kleinem Durchlässigkeitsbeiwert (Hc-beds) (MENZIES 1996) – an der Basis temperierter Gletscher nahe der Ablationsfront, wo große Schmelzwassermengen anfallen (BOOTH & HALLET 1993, EMBLETON & KING 1975, SUDGEN & JOHN 1976). Solche subglazialen Rinnen können ganz unterschiedliche Dimensionen erreichen, von einigen Dezimetern Breite und wenigen Metern Länge bis zu mehreren Kilometern Länge, 1000 m Breite und mehreren Hektometern Tiefe. Sehr große subglaziale Rinnen werden auch Tunneltäler genannt (BENN & EVANS 1998). Subglaziale Rinnen setzen plötzlich ein, schneiden sich mitunter tief in den Fels ein, verzweigen sich und verschwinden oft unvermittelt. Dieses Phänomen ist damit zu erklären, dass das Schmelzwasser teilweise im Gletscheris in den R-Channels fließt und sich nur örtlich an der Basis des Gletschers in den anstehenden Fels als N-Channel einschneidet. Nach dem Abschmelzen des Gletschers sind dann nur noch diese N-Channels an der ehemaligen Basis des Gletschers erhalten mit einer unausgeglichenen, z.T. fluktuierenden Gefällekurve und einem für die Breite und Tiefe der Täler ungewöhnlich kleinen Einzugsgebiet (MENZIES 1996). In Bezug auf die heutige Topographie können die subglazialen Rinnen sogar gegen das Gefälle bergauf verlaufen. Da die Entstehung dieser subglazialen Rinnen durch den hydraulischen

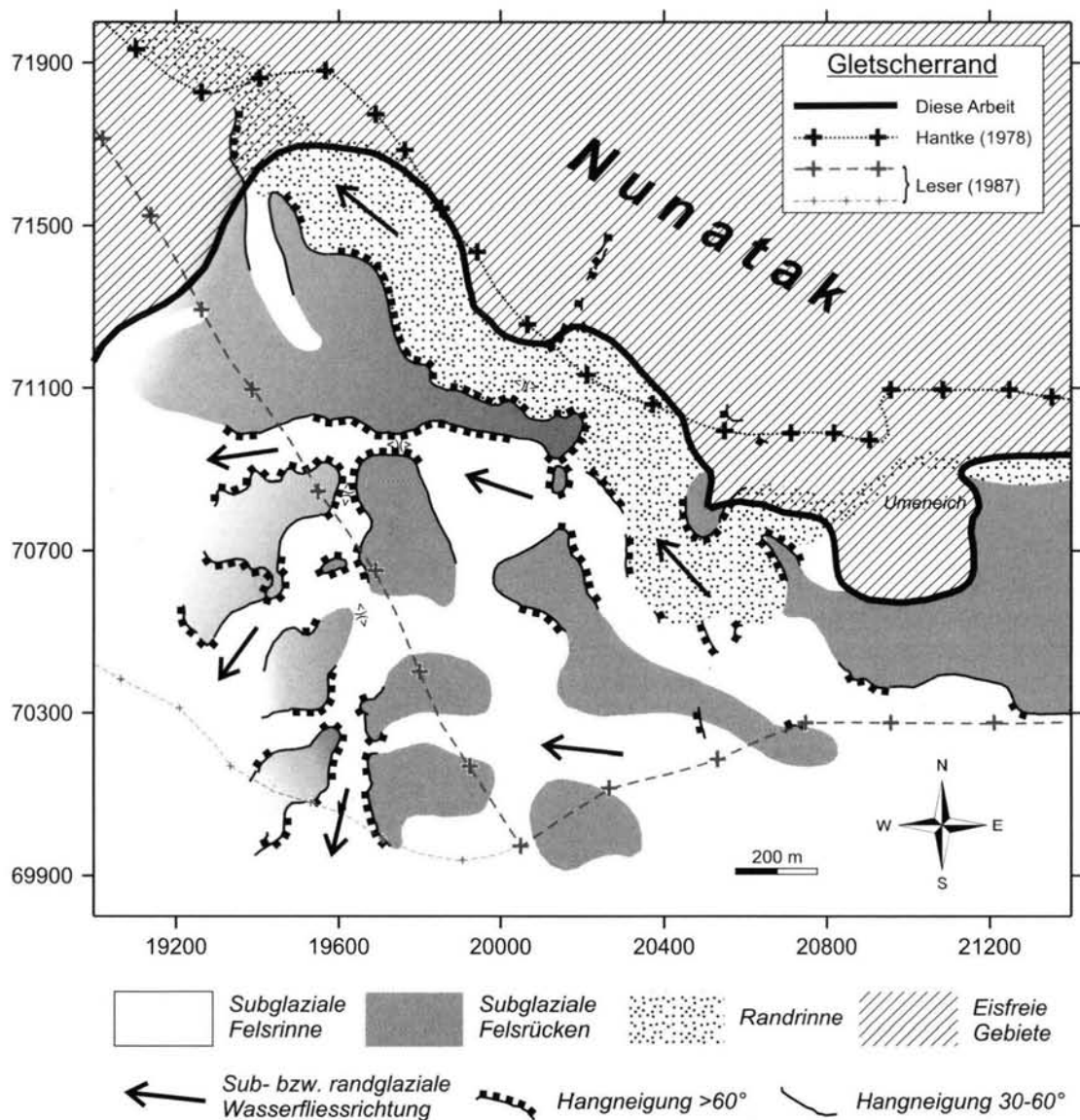


Abb. 7: Lage der subglazialen Felsrinnen und der Randrinne im Bergseegebiet. Im Gebiet südlich des Bergsees zeichnet sich das Rinnensystem aufgrund der Quartärauflage nur undeutlich ab. „Riß-Eiszeitliche“ maximale Gletscherstände (große Kreuze) nach HANTKE (1978) und LESER (1987) sowie eines schwächeren rißzeitlichen Gletschervorstoßes (kleine Kreuze) nach LESER (1987) sind markiert.

Fig. 7: Location of the subglacial channels and the lateral drainage channel in the Bergsee region. South of Bergsee the channel system is hidden by thick Quaternary deposits. The maximum stand of the Rhine glacier during the „Riss ice-age“ (large crosses) after HANTKE (1978) and LESER (1987) and a much weaker glacier advance (small crosses) after LESER (1987) are indicated in the map.

schen Gradienten bestimmt wird, der vor allem durch die Gletscheroberfläche dominiert, von der Topographie der Gletschersonde aber nur beeinflusst wird, kann sich ein Rinnensystem an der Basis des Gletschers ausbilden, in dem das Schmelzwasser vom Bereich größter Eisdicke zum Gletscherrand fließt (BOOTH & HALLET 1993, MENZIES 1996, SUDGEN & JOHN 1976). Nur in den Fällen, wo die subglazialen Rinnen nicht vollständig wassergefüllt sind, folgen sie dem Gefälle der subglazialen Geländeoberfläche (BENN & EVANS 1998).

Die Tabelle 1 listet Charakteristika subglazialer Rinnen (N-Channels) nach BENN & EVANS (1998), EMBLETON & KING (1975) und MENZIES (1996) auf und stellt die Beobachtungen aus dem Bergseegebiet gegenüber. Deutlich wird, dass die meisten Kriterien zur Erkennung subglazialer Rinnen auch im Bergseegebiet erfüllt werden. Das trifft vor allem auf die Abmessungen, die Gesteinsunterlage sowie in den meisten Fällen auch auf die Lage der Rinnen in Bezug auf die Hartgesteinsschwelle und auf die charakteristischen Geländeformen zu. Glatte und gerundete Felsoberflächen wurden nur lokal beobachtet, z.B. am Scheffelfels im Albtal-Granit sowie den Gneisen entlang der östlichen Talflanke des Tales im SW des Untersuchungsgebietes (³⁴19600/⁵²70100). Kleinmaßstäbliche p-Formen (DAHL 1965) wurden aber nirgendwo beobachtet. Möglicherweise wurden diese p-Formen, wie z.B. Sichelwannen, Spindelmarmen, Muschelbrüche, nach ihrer Entstehung durch Verwitterungsprozesse zerstört oder primär gar nicht gebildet (vgl. BOOTH & HALLET 1993). Die Lage der subglazialen Rinnen und die generelle Schmelzwasser-Fließrichtung ist in Abbildung 7 wiedergeben.

Die Lage des Haselbachtals am Fuße des Hotzenwaldes, vor allem die ausgeprägte Asymmetrie der Talquerprofile, die ohne Sedimentverfüllung noch deutlicher hervorträte, lassen auf eine andere Entstehung dieses Tales im Vergleich zu den subglazialen Rinnen weiter im S schließen.

Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um eine so genannte Randrinne, die sich am Rande des Gletschereises bildete. Randrinnen sind die Sammler des Schmelzwassers, das sich auf dem Gletscher gebildet hat und randlich abfließt, oder von Wasser, das dem Gletscherrand aus den eisfreien Gebieten zuströmt. In diesen Randrinnen fließt das Wasser entweder direkt am Gletscherrand oberflächlich ab, kann aber auch infolge von Hindernissen vom Gletscherrand in das Nebengestein abgedrängt oder auch randlich subglazial abgeführt werden (EMBLETON & KING 1975). Berücksichtigt man die Übertiefung der Felssohle des Haselbachtals (Abb. 5), dann muss sich diese Randrinne ebenfalls zumindest zeitweilig unter dem Eis gebildet haben. Diese Randrinne zieht aus dem Haselbachtal in das Schöpfebachtal zwischen den Koten 400 und 350 m NN, wo die ehemalige Sedimentverfüllung der Randrinne teilweise durch den Schöpfebach ausgeräumt wurde und ein relativ weites Tal mit teilweise asymmetrischem Talquerschnitt entstand. Die weitere Fortsetzung der Randrinne ist nicht klar. Wahrscheinlich zieht sie nach E zwischen den Hotzenwaldfuß und die teilweise mit Periglazialschutt überdeckte Felskuppe von Umeneich (Abb. 7), wo die Randrinne vermutlich oberflächlich verlief, bevor sie östlich von Umeneich wieder den ehemaligen Eisrand erreichte. Sicherlich folgte die Randrinne aber nicht dem relativ engen, nur mit geringmächtigem Quartär verfüllten oberen Gewerbebachtal unterhalb Kote 350 m NN (Abb. 1, 3, 7). Dieser Teil des Schöpfebach-Gewerbebach-Systems ist wahrscheinlich erst nach der Bildung der Randrinne entstanden.

Aus der Lage der Randrinne und der Verbreitung der subglazialen Felsrinnen kann auf die Verbreitung des Gletschers und die ungefähre Höhe des Gletscherrandes am Fuße des Hotzenwaldes geschlossen werden. Nördlich des Bergsees verlief der Gletscherrand ungefähr bei 400 m NN, fiel auf ca. 340 m NN nach W ab,

Tab.: 1 Subglaziale Rinnen (BENN & EVANS 1998, EMBLETON & KING 1975, MENZIES 1996) im Vergleich mit den Tälern im Bergseegebiet .

Tab.: 1 Characteristics of subglacial channels (BENN & EVANS 1998, EMBLETON & KING 1975, MENZIES 1996) compared with the valleys seen in the Bergsee area.

Subglaziale Rinnen vom Typ N-Channels	Täler im Bergseegebiet
<u>Dimension:</u> wenige Meter bis einige Kilometer Länge, bis zu 1000 m breit und einige 100 m tief	Einige 100 m lang und bis zu 200 m breit, z.T. einige Dekameter tief.
<u>Unterlage:</u> Vor allem auf Hartgestein (Ha-beds) oder gefrorenem Lockergestein (Hb-beds)	Gneise, Granite, Rotliegend-Klastite
<u>Lage:</u> Kommen bevorzugt an Stellen vor, wo der Talquerschnitt durch Felsschwellen eingeengt wird, treten bevorzugt auf der Lee-Seite von Hartgesteinsschwellen als verzweigte Rinnensysteme auf, auf der Luvseite eher als isolierte Einzerrinnen, im Falle geringen Gefälles sind die Rinnen meist breit und flachsohlig mit steilen Flanken, entwickeln sich bevorzugt an der Basis temperierter Gletscher nahe der Ablationsfront, die Rinnen sind angenähert parallel zur Fliessrichtung des Gletschers orientiert oder parallel zum Geländegefälle, wenn sie nur teilweise wassergefüllt sind.	Das Bergseegebiet ist Teil einer Felsschwelle, die vom Schwarzwaldfuß über 2 km in das Rheintal hineinreicht. Im W der Vorberg - Felsschwelle sind die Täler verzweigt und am deutlichsten ausgeprägt, im E und SE kaum mehr zu erkennen und teilweise durch jüngere Ablagerungen verdeckt. Talsohlen sind oft breit und flach (aber nicht immer auf Fels), die Talflanken oft klippenförmig. Das Untersuchungsgebiet liegt nur 300-500 m NN und damit sicherlich nahe der Ablationsfront eines ehemaligen Gletschers. Die Rinnen sind NW-SE, E-W, SW-NE und N-S orientiert, der ehemalige Gletscher floss ungefähr von E nach W.
<u>Charakteristika:</u> Abrupte Änderung der Rinnenrichtung, Rinnen verschneiden sich und enden abrupt und zeigen fluktuierende Rinnengefälle. Das Rinnennetz hat eine begrenzte Verbreitung und ein Einzugsgebiet fehlt weitgehend. Die Felsoberflächen sind glatt geschliffen und abgerundet.	Teilweise Abzweigungen unter 90°. Rinnen beginnen und enden abrupt. Lokale Wasserscheiden vorhanden. Das Rinnennetz ist nur auf die Umgebung des Bergsees beschränkt und hat kein bedeutendes Einzugsgebiet. Glatte Felsoberflächen sind selten zu sehen, am deutlichsten noch am Bergsee (Scheffelfels) und dem Tal im SW des Untersuchungsgebietes.

wo der Gletscherrand aufgrund der Verbreitung der subglazialen Rinnen evtl. weiter südlich verlief, und stieg ungefähr auf 450 m NN am Ostrand des Untersuchungsgebietes an (Abb.7). Diese Eisrandposition stimmt gut überein mit der von REICHELT (1960) beobachteten höchsten Lage alpiner Schotter im Gebiet nördlichen von Bad Säckingen, die i.A. als Relikte einer ehemaligen Eisbedeckung durch den Rheingletschers angesehen werden und von ihm mit 420-430 m NN angegeben wurden.

Die Sedimentfüllung des Haselbachtals steht sicherlich nicht in einem unmittelbaren Zusammenhang mit der Entstehung der Randrinne. Wie beschrieben, sind die gut geschichteten Schluffe an der Basis der Sedimentabfolge in den Bohrungen ATU3, 4 und 10 teilweise organisch, was nicht zu einer glazial geprägten Umgebung passt. Viel wahrscheinlicher ist daher, dass der Teil der Randrinne, der das obere Haselbachtal markiert, durch die Sedimentanlieferung des Schöpfungsbaches aus dem Hotzenwald nach dem Abschmelzen des Gletschers mit grobkörnigen Schottern verfüllt und plombiert wurde und in den tiefer gelegenen, teilweise übertieften Talabschnitten sich Feinsedimente in einem Stillwasserbereich ablagern konnten. Die Grobsedimentverfüllung der Randrinne am Austritt des Schöpfungsbaches aus dem Schwarzwald wurde erst, nachdem sich der Gewerbebach subsequent in die Felsschwelle nördlich von Bad Säckingen eingeschnitten hatte, teilweise wieder ausgeräumt. Infolgedessen entstand die Wasserscheide zwischen Haselbach und Schöpfungsbach auf einer 50 m mächtigen Schotterfüllung.

5.2 Alter

Die jüngste Vergletscherung, die das Hochrheintal bei Bad Säckingen betraf, erfolgte während des so genannten Doppelwall-Riß im Rahmen des Riß-Komplexes. Nach GEYER

et al. (2003) erstreckte sich der Rheingletscher nach W bis in die Gegend von Bad Säckingen (Abb. 8), ohne jedoch das Möhliner Feld (Abb. 2) zu erreichen, das von verschiedenen Autoren als die Endmoräne des rißzeitlichen Rheingletschers angesehen wird (HANTKE 1978, LESER 1987, SCHREINER 1995, VERDERBER 1992, 2003). Stattdessen wird von MÜLLER-DICK (2000) und TSCHUDI (1904) ein Vorstoß des Schwarzwald-Gletschers aus dem Wehratal (Abb. 2, 8) bis in das südliche Möhliner Feld vorgeschlagen, wo er eine mehrerer Meter mächtige Wallmoräne hinterlassen haben soll. Im Gegensatz dazu nehmen LESER (1987), SCHREINER (1995) und SCHREINER & SAWATZKI (2000) einen wesentlich schwächeren Vorstoß des Schwarzwaldgletschers über das Wehratal an, der kaum weiter als in den Raum Öflingen nahe der Mündung der Wehra in den Rhein reichte. Eine Konfluenz zwischen Wehratal- und Rheingletscher wird nach LESER (1987) nur für die Zeit maximaler Gletscherausdehnung während der Rißeiszeit angenommen. Als gesichert kann heute gelten, dass der Dinkelberg (Abb. 2, 8) nicht vergletschert war. Stattdessen stieß die Zunge des Wiesegletschers nur bis über Schopfheim hinaus vor (SCHREINER 1995, SCHREINER & SAWATZKI 2000). Auch ein Zusammenfluss zwischen Schwarzwald- und Rheingletscher im Bereich des Albtals gilt als widerlegt, nachdem zwischen der Zunge des Albgletschers und dem Rheingletscher Eisrand-Stauseeablagerungen entdeckt wurden (GEYER et al. 2003, WENDEBOURG & RAMSHORN 1987). Der genaue Verlauf der rißzeitlichen Eisränder im Süd-Schwarzwald und Teilen des Hochrheintals ist bisher nicht bekannt.

Die geomorphologischen Befunde aus dem Bergseegebiet sprechen für eine subglaziale bzw. randglaziale Entstehung des Rinnensystems. Auf randglaziale Rinnen im Bergseegebiet hat bereits ERB (1936) hingewiesen. Große Wassermengen waren für die enorme rand- und subglaziale Erosionsleistung erforderlich. Über die

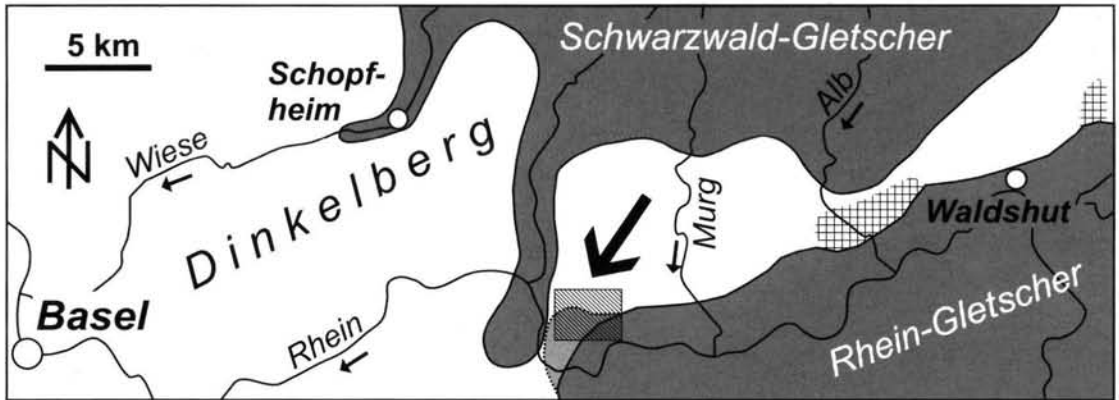


Abb. 8: Maximale Ausdehnung des Schwarzwaldgletschers nach MÜLLER-DICK (2000), SCHREINER (1995), TSCHUDI (1904) und WENDEBOURG & RAMSHORN (1987) und des Rheingletschers (dunkelgrau) nach GEYER et al. (2003) zurzeit des Doppelwall-Riß. In hellgrau: vermutete Ausdehnung des Rheingletschers während des Doppelwall-Riß aufgrund der Verbreitung subglazialer Felsrinnen. Kreuzschraffiert sind Gebiete ehemaliger Eisstauseen (nach GEYER et al. 2003). Schrägschraffur: Arbeitsgebiet.

Fig. 8: Maximum glacier extend of the Black Forest Glacier after MÜLLER-DICK (2000), SCHREINER (1995), TSCHUDI (1904) and WENDEBOURG & RAMSHORN (1987) and the Rhine Glacier (dark grey) after GEYER et al. (2003) during the Doppelwall-Riß. In light grey: supposed extension of the Rhine Glacier based on the distribution of subglacial channels. Cross-hatched areas indicate former ice-dammed lakes (after GEYER et al. 2003). The hatched area is the area of investigation.

Existenz großer Wassermengen am Nordrand des Rheingletschers zurzeit des Doppelwall-Riß gibt es keine Zweifel, wie Ablagerungen von Eisrand-Stauseen verschiedentlich belegen (GEYER et al. 2003, METZ 1980, WENDEBOURG & RAMSHORN 1987). Der anhand des Rinnensystems von uns im Bergseegebiet definierte Rand des Gletschers fällt sehr gut zusammen mit dem von ERB (1936) und HANTKE (1978) vorgeschlagenen rißzeitlichen Gletscherrand und steht in Einklang mit der Verbreitung alpiner Schotter (REICHELT 1960). Die jüngste Alterseinstufung des glazialen Rinnensystems im Bergseegebiet wäre somit doppelwall-rißzeitlich. Die noch deutliche morphologische Ausprägung des Rinnensystems und die teilweise noch wenig verwitterten Felsoberflächen widersprechen dieser Alterseinstufung nicht. Einen direkten Beleg für das Alter der Rinnen gibt es bisher aber nicht.

6 Zusammenfassung und Ausblick

Die geomorphologischen und geologischen Untersuchungen auf dem Vorbergsporn des Schwarzwaldes nördlich von Bad Säckingen haben gezeigt, dass die Morphogenese des Tal- und Rinnensystems dieses über 2 km in das Hochrheintal hineinreichenden Felsriegels wesentlich durch sub- und randglaziale Prozesse geprägt ist. Argumente für eine subglaziale oder randglaziale Entstehung dieser Strukturen wurden genannt. Besonders hervorzuheben ist die Lage der subglazialen Rinnen auf einem Hartgesteins-Felsriegel nahe der Ablationsfront eines ehemaligen Gletschers, die unausgeglichene Tal-Längsprofile, die charakteristischen Tal-Querprofile, die abrupten Richtungsänderungen der Täler sowie das kaum vorhandene rezente Einzugsgebiet. Da die Geländeformen noch gut zu erkennen sind, wird ihre Entstehung zurzeit des Doppelwall-Riß angenommen, zu dem das Untersuchungsgebiet im di-

rekten Einflussbereich des Rheingletschers und auch des Schwarzwaldgletschers lag.

Verschiedene Fragen konnten bisher nicht geklärt werden. Beispielsweise wird die Fortsetzung des subglazialen Rinnensystems südlich des Bergsees durch örtlich recht mächtige Löss- und Lösslehmvorkommen verdeckt. Der Verlauf im Untergrund vorhandener Rinnen könnte dort evtl. mit Hilfe geophysikalischer Methoden kartiert werden. Eine genauere Kenntnis des Verlaufs der Felssohle und der Sedimentfüllung in den gut sichtbaren Rinnen wäre ebenfalls zur Überprüfung der vorgeschlagenen Morphogenese hilfreich. Geophysikalische Methoden in den engen und z.T. recht tiefen Tälern sind hier aber wenig zweckmäßig. Bohrungen an geeigneten Stellen könnten Sedimente liefern, die viele organische Bestandteile enthalten und mit deren Hilfe eine zeitliche Einstufung der Sedimentfüllungen verschiedener Täler beispielsweise palynostratigraphisch vorgenommen werden kann. Schließlich wäre auch die Möglichkeit zu prüfen, ob die Rinnen im Bergseegebiet nicht direkt mit Hilfe von Expositionsaltersbestimmungen (z.B. Beryllium-Methode) datierbar sind. Damit könnte die vorgeschlagene Alterseinstufung verifiziert (oder widerlegt) werden. Vielleicht ergäben sich so auch wichtige Anhaltspunkte zur zeitlichen Einordnung des Doppelwall-Riß.

Dank

Die Untersuchungen im Bergsee und seiner Umgebung wurden im Rahmen mehrerer Projekte zur Erforschung der prähistorischen Seismizität in der Baselregion durch den SNF, die ETH Zürich sowie die Universität Zürich gefördert. Unser Dank gilt besonders den Herren Professoren D. Giardini, Institut für Geophysik, ETH Zürich, und W. Haeberli, Geographisches Institut, Universität Zürich, für ihr großes Interesse am Fortgang der Un-

tersuchungen und für zahlreiche Diskussionen. Der Stadt Bad Säckingen, vertreten durch den ehemaligen Bürgermeister Herrn Dr. Dr. Nuffer sowie dem Umweltbeauftragten Herrn R. Däubler, danken wir für das Einverständnis zu den Geländearbeiten und ihr reges Interesse am Fortgang der Untersuchungen an „ihrem“ See. Schließlich gilt unser Dank Herrn J. Turtur von der Schluchseewerke AG für die Erlaubnis, noch nicht veröffentlichte Bohrdaten aus dem Haselbachtal publizieren zu dürfen.

Schriftenverzeichnis

- ANGELSTEIN, S. (2002): Geomorphologische Kartierung: Bergsee und Umgebung unter Berücksichtigung der vermuteten glazialen Tunneltäler. – Ber. Berufspraktikum ETHZ u. UNIZ, 10 S.; Zürich.
- BECKER, A. (2003): Vom Denekamp-Interstadial zur Gegenwart – 30'000 Jahre Erdgeschichte überliefert in den Sedimenten des Bergsees bei Bad Säckingen. – *Regio Basiliensis*, 44 (3): 261-273; Basel.
- BECKER, A., BUCHER, F., DAVENPORT, C.A. & FLISCH, A. (2004): Geotechnical characteristics of post-glacial organic sediments in Lake Bergsee, southern Black Forest, Germany. – *Eng. Geol.*, 74: 91-102; Amsterdam.
- BECKER, A., DAVENPORT, C.A. & GIARDINI, D. (2002): Palaeoseismicity studies on end-Pleistocene and Holocene lake deposits around Basle, Switzerland. – *Geophys. J. Int.*, 149: 659-678; Oxford.
- BEISING, E. (2003): Pleistozäne Sedimente am Südrand des Hotzenwaldes. – *Regio Basiliensis*, 44 (3): 251-260; Basel.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (1998): *Glaciers and glaciation*. – 734 S.; London (Arnold).
- BOOTH, D.B. & HALLET, B. (1993): Channel networks carved by subglacial water: Observations and reconstructions in the

- eastern Puget Lowland of Washington. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **105**: 671-683; Boulder.
- DAHL, R. (1965): Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway. – *Geografiska Annaler*, **47 A**: 83-140; Stockholm.
- EMBLETON, C. & KING, C.A.M. (1975): *Glacial geomorphology*. 1. – 573 S.; London (Arnold).
- ERB, L. (1936): Zur Stratigraphie des mittleren und jüngeren Diluviums in Südwestdeutschland und dem angrenzenden schweizerischen Grenzgebiet. – *Mitt. Bad. Geol. L.-A.*, **11**: 187-220; Freiburg i. Br.
- GEYER, O.F., SCHÖBER, T. & GEYER, M. (2003): Die Hochrhein-Region zwischen Bodensee und Basel. – *Sammlung geol. Führer*, **94**: 526 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- HALDIMANN, P., NAEF, H. & SCHMASSMANN, H. (1984): Fluviale Erosions- und Akkumulationsformen als Indizien jungpleistozäner und holozäner Bewegungen in der Nordschweiz und angrenzenden Gebieten. – *NAGRA Techn. Ber.*, **84-16**: 112 S.; Baden.
- HANTKE, R. (1978): *Eiszeitalter. 1: Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. – 468 S.; Thun (Ott).
- LESER, H. (1987): Zur Glazialproblematik auf Blatt Freiburg-Süd der Geomorphologischen Karte 1 : 100 000 der Bundesrepublik Deutschland (GMK 100, Blatt 2). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **37**: 139-144; Hannover.
- MENZIES, J. (1996): Past glacial environments: Sediments, forms and techniques. – *Glacial Environments*, **2**: 598 S.; Oxford (Butterworth-Heinemann).
- METZ, R. (1980): *Geologische Landeskunde des Hotzenwaldes*. – 1117 S.; Lahr (Schauenburg).
- MÜLLER, P.C. (1993): Die Wuhren. Ein Beitrag zur Wirtschaftsgeschichte des Hochrheins und des Hotzenwaldes. – *Beitr. Volkskunde Bad.-Württ.*, **5**: 333-350; Freiburg i.Br., Stuttgart.
- MÜLLER-DICK, K.A. (2000): Möhliner Feld im Hochrheintal. – In: KELLY, M., LINDEN, U. & SCHLÜCHTER, C. (Hrsg.): *DEUQUA 2000*, Bern, Exkursionsführer, Exk. A1: 10-13; Hannover.
- REICHELT, G. (1960): Quartäre Erscheinungen im Hotzenwald zwischen Wehra und Alb. – *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.*, **50**: 57-127; Freiburg i. Br.
- SAWATZKI, G. (1997): *Geologische Karte von Baden-Württemberg 1:25000*, vorläufige Ausgabe, 8413 Bad Säckingen. – 32 S., Freiburg i. Br. (Geol. L.-Amt).
- SCHREINER, A. (1995): Zur Quartärgeologie des unteren Wehratals und zur Frage der Vergletscherung des Dinkelberges in der Rißeiszeit (SW Deutschland). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **45**: 62-71; Hannover.
- SCHREINER, A. & SAWATZKI, G. (2000): Der Wiesetalgletscher im Südschwarzwald in der Würm- und Rißeiszeit. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **82**: 377-410; Stuttgart.
- SUGDEN, D.E. & JOHN, B.S. (1976): *Glaciers and landscape: A geomorphological approach*. – 376 S.; London (Arnold).
- TREFFZGER, E. (1965): Quartäre Hebung des Hotzenwaldes. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **47**: 45-60; Stuttgart.
- TSCHUDI, R. (1904): Zur Altersbestimmung der Moränen im unteren Wehratal. – *Diss. Univ. Basel*: 29 S.; Basel.
- VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – *Diss. Univ. Freiburg i.Br.*: 183 S.; Freiburg i. Br.
- VERDERBER, R. (2003): Quartärgeologie im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. – *Z. dt. geol. Ges.*, **154** (2-3): 369-406; Stuttgart.
- WENDEBOURG, G.M. & RAMSHORN, C.

- (1987): Der Verzahnungsbereich alpiner und südostschwarzwälder Reißvereisung (Baden-Württemberg). – Jh. Geol. L.-A. Bad.-Württ., **29**: 255-268; Freiburg i.Br.
- WÜTHRICH, C. (2003): Der Bergsee Bad Säckingen: Die Revitalisierung eines urbanen Sees. – Regio Basiliensis, **44** (3): 205-220; Basel.

Das Grönenbacher Feld bei Kempten: Neue Befunde zur Typusregion des Mindelglazials und zur Paareiszeit im bayerischen Alpenvorland

RAIMO BECKER-HAUMANN^{*)}

Keywords: Neogen, Pleistozän, Mindelglazial, Alpenvorland, Morphostratigraphie, Paläoboden, glazifluviale Terrassen

Zusammenfassung: Im Illergletscher-Vorland, Bayern, ist das Mindelglazial (drittletzter Eiszeitkomplex des nördlichen Alpenvorlandes) am Grönenbacher Feld definiert. Die vorliegenden Geländebefunde zeigen, dass das Vorkommen stratigraphisch zweigeteilt ist und zu einer stratigraphischen Neubewertung zwingt. Die Untergliederung wird durch in zwei Höhenniveaus liegende glazifluviale Schmelzwasserterrassen dokumentiert, die an der Wurzel des Grönenbacher Feldes in zwei glaziale Serien übergehen. Sie liegen im Süden des Feldes übereinander und werden von einem Verwitterungshorizont im Mühlbach-Tobel unterteilt. Er deutet auf einen eisfreien Zeitabschnitt mit Ausbildung eines Bodenhorizontes hin.

Das ältere Terrassenniveau (Woringer Schotter) wird dem jüngsten Stadial der im Illergletscher-Vorland dreigeteilten Mindeleiszeit zugerechnet (Mindel 3). Die Existenz des Verwitterungshorizontes, morphologische und flussgeschichtliche Argumente sowie der Verwitterungszustand des jüngeren Schotters (Grönenbacher Schotter) legen nahe, dass dieser jünger als mindel-, aber älter als risszeitlich ist. Damit könnte er der Paareiszeit zuzurechnen sein, die nomenklatorisch eingeführt, jedoch bislang umstritten ist. In vorliegender Arbeit werden die Geländebefunde sowie die Folgerungen für die stratigraphische Zuordnung diskutiert.

Abstract: The Grönenbacher Feld (gravelplain of Grönenbach) is the type locality of the Mindel glaciation in the Iller glacier Foreland, Bavaria. Recent investigations reveal, that the Grönenbacher Feld is subdivided into two stratigraphic units and that there is need for a revise of the regional stratigraphy. The Grönenbacher Feld consists in two glaciofluvial meltwater terraces in different levels, which grade into moraines. These glacial series are separated by a weathering horizon, which indicate an ice retreat and a time of soil formation.

The older terrace (Woringer gravel) is tied to the youngest period of the Mindel glaciation (Mindel 3), which is subdivided in the Iller glacier Foreland into three stratigraphic units. By arguments of the morphology, river development and the weathering state of the sediment the lower terrace level (Grönenbach gravel) should be younger than the Mindel glaciation, but older than Riss. Probably it can be tied to the Paar iceage, which is defined in the Iller glacier Foreland, but is still under discussion. In the paper at hand the geological setting of the Grönenbacher Feld is described, and the stratigraphic implications of the field observations are discussed.

1 Einführung

Das bayerische Alpenvorland ist bis heute für die stratigraphische Gliederung des Pleistozäns eine überaus wichtige Region. Das liegt zum einen an der langen Tradition geowissenschaftlicher Forschungsarbeiten seit den Pionierleistungen von Albrecht Penck an der Wende vom 19. zum 20. Jahrhundert, die das alpine Vereisungsgebiet weithin bekannt gemacht haben, und

^{*)}Anschrift des Verfassers: PD DR. RAIMO BECKER-HAUMANN, Geographisches Institut der Universität zu Köln, Albertus-Magnus-Platz, 50674 Köln

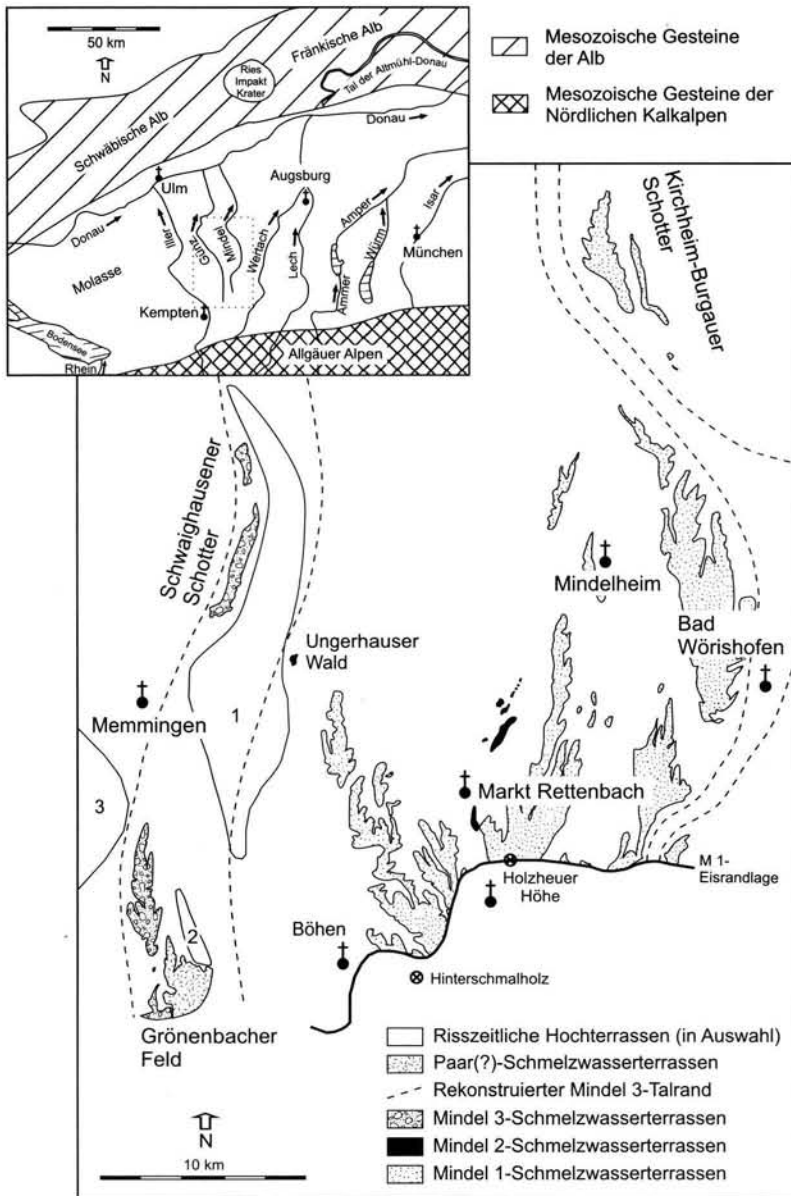


Abb. 1: Übersichtskarte des erweiterten Untersuchungsgebietes im süddeutschen Alpenvorland. Die Schotterverbreitungskarte zeigt die mindelzeitlichen Schmelzwasserablagerungen im Illergletscher-Vorland. Mit gestrichelten Linien ist der rekonstruierte Verlauf des Mindel 3-zeitlichen Abflussbahnen des Illergletschers eingezeichnet. Bei den risszeitlichen Hochterrassen im Illertal (Kiessignatur) bedeuten: 1 - Hawanger Feld, 2 - Zeller Hochterrasse, 3 - Hitzenhofer Feld.

Fig. 1: Sketchmap of the area under investigation in the Northern Alpine Foreland, South Germany. The map displays the recent occurrences of Mindel age of the Iller glacier area (grey) and the localities mentioned in the text. Dashed lines indicate the reconstructed valleys of the rivers Günz and Mindel during the Mindel glaciation. The Upper Terraces of Riss age (gravel signature) include the occurrences of: 1 - Hawanger Feld, 2 - Zeller Hochterrasse, 3 - Hitzenhofer Feld.

zum anderen an der reichhaltigen Gliederung der glazifluviatilen und glazialen Ablagerungen. Ihre gebietsweise weitflächige Erhaltung ermöglicht detaillierte Analysen von Einzelgebieten wie auch die Betrachtung großer Regionen im Vorfeld der pleistozänen Alpengletscher, die zur Klärung stratigraphischer, sedimentologischer wie auch paläogeographischer Fragestellungen beitragen. Insbesondere das Illergletscher-Vorland zwischen den heutigen Flüssen Iller, Lech und Donau zeichnet sich durch gut gegliederte unterpleistozäne Flussterrassen aus, von denen eine Anzahl nach Süden in Moränen übergeht und daher eiszeitlicher Entstehung ist. Diese seit PENCK & BRÜCKNER (1909) als glaziale Serie bekannte Verknüpfung von Formen und Sedimenten eines Gletscherstandes ist bis heute eine wichtige Grundlage stratigraphischer Überlegungen. Das Illergletscher-Vorland stellt nicht nur ein klassisches Untersuchungsgebiet dar, sondern es wurden hier auch die Typusregionen für wichtige stratigraphische Einheiten definiert.

Die systematische, flächenhafte Neubearbeitung des Illergletscher-Vorlandes (Abb. 1) während der vergangenen zehn Jahre durch die Abteilung Quartärgeologie am Geologischen Institut der Universität zu Köln erbrachte neue Befunde, die auch die Typusregion für das Mindelglazial betreffen. Ein wesentlicher Aspekt ist dabei die Berücksichtigung des gesamten Gletschervorlandes, um Einzelregionen sinnvoll in das Gesamtsystem der stratigraphischen und flussgeschichtlichen Entwicklung einordnen zu können. Dies konnte für die Mindel-Lech-Platte (BECKER-HAUMANN et al. 2001) und die Aindlinger Terrassentreppe (BECKER-HAUMANN 1995) gezeigt werden. Vor dem Hintergrund der Befunde für das Mindelglazial, die in BECKER-HAUMANN (2002) zusammengefasst sind, wird in vorliegender Arbeit das Grönenbacher Feld behandelt.

Im Illergletscher-Vorland ist bis auf wenige Ausnahmen das Prinzip der Terrassenstaffelung verwirklicht, bei dem die ältesten Niveaus die

höchsten Landschaftspositionen einnehmen und die jüngsten Ablagerungen die heutigen Talböden bilden. Die Höhendifferenzen der Terrassen zueinander sind auf Erosionsereignisse in der Zeit zwischen zwei Eisvorstößen zurückzuführen. Die Niveauabstände sind dabei regional unterschiedlich und betragen im Iller-Lech-Gebiet durchschnittlich 10 bis 15 m. Die von SCHAEFER (u.a. 1995) angegebenen Abstände von nur zwei bis drei Metern sind sicher nicht in allen Fällen stratigraphisch relevant, sondern auf lokale Faktoren zurückzuführen.

Die Terrassenstratigraphie hat sich im Untersuchungsgebiet bereits seit langem als probate Arbeitsmethode zur Klärung der Ablagerungsreihenfolge von Terrassen durchgesetzt. Die Untersuchung basiert darauf, dass ein Terrassenkörper die Füllung eines vormaligen Tales darstellt, die zwischen den Prozessen Talausräumung und Beendigung der Sedimentation gebildet worden ist. Der zwischen diesen beiden Ereignissen liegende Zeitraum wird durch die Terrassenkörper dokumentiert. In diesem Sinne beschreibt die Terrassenstratigraphie eine Ereignisabfolge, die sich im Iller-Lech-Gebiet mehrfach zyklisch wiederholt hat. Sind die Basis und Oberfläche einer bestimmten Terrasse in ihrer räumlichen Konfiguration bekannt, kann die Geometrie des Paläotales rekonstruiert werden. Neue Möglichkeiten der Auswertung und Darstellung bieten 3D-Untergrundmodelle der Terrassenkörper, mit denen die Geländebefunde in den Kontext der fluviatilen Dynamik sowie der regionalen Geologie gestellt werden (BECKER-HAUMANN im Druck).

Die schotterbedeckten Flächen bei den Orten Woringen und Bad Grönenbach (Abb. 2) werden von PENCK & BRÜCKNER (1909: 28 und Fig. 3) als Grönenbacher Feld und die pleistozänen Kiese im Rahmen ihres tetraglazialen Systems als „Jüngerer Deckenschotter“ mindeleiszeitlichen Alters bezeichnet (Tab. 1). Die zugehörige Moränenverzahnung befindet sich bei der Anhöhe Brandholz. Als nächst äl-

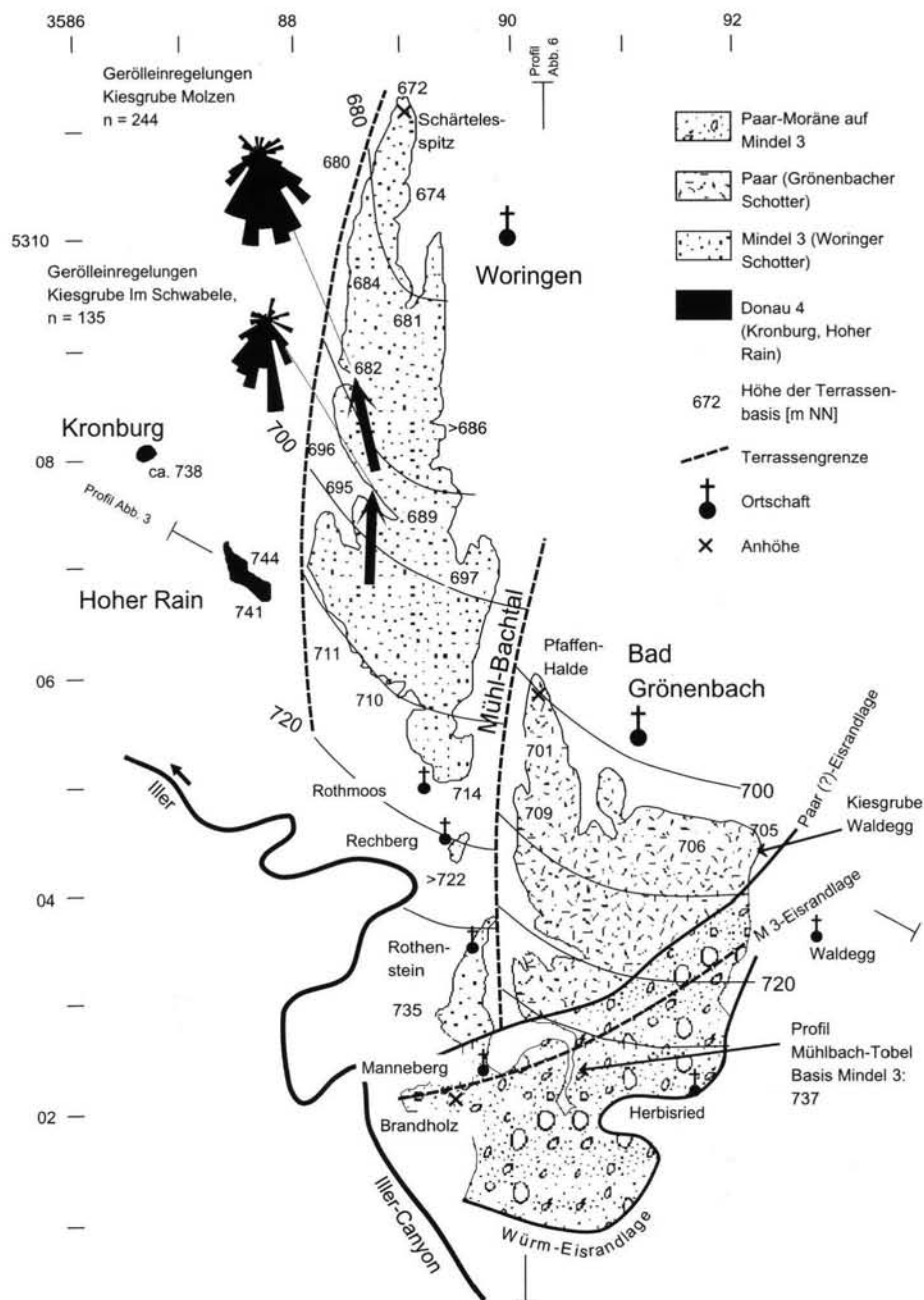


Abb. 2: Schotterverbreitungskarte des Grönenbacher Feldes mit Isohypsen der Terrassenbasis sowie den donauzeitlichen Vorkommen Kronburg und Hoher Rain. Das Profil der (Kgr.) Waldegg ist in Abb. 4, das des Mühlbach-Tobels in Abb. 5 dargestellt.

Fig. 2: Map of the gravel occurrences of the Grönenbacher Feld showing isohypses of the terrace bases as well as the Donau age gravels of Kronburg and Hoher Rain. The section Waldegg is shown in Fig. 4, the outcrop at the Mühlbach gorge in Fig. 5.

Tab. 1: Stratigraphische Einstufung und Gliederung des Grönenbacher Feldes nach verschiedenen Autoren.
 Tab. 1: Age assignments of the Grönenbacher Feld according to several authors.

Autor	Stratigraphische Einstufung	Gliederung
PENCK & BRÜCKNER (1909)	Jüngerer Deckenschotter (Mindeleiszeit)	ungegliedert
EBERL (1930)	Mindeleiszeit	M I, M II
SINN (1972)	Mindeleiszeit	ungegliedert
SCHAEFER (1973)	Mindeleiszeitengruppe	Schottersysteme I bis X
JERZ et al. (1974)	Jüngerer Deckenschotter (Mindeleiszeit)	ungegliedert
EICHLER & SINN (1975)	Mindeleiszeit (als viertletztes Glazial)	ungegliedert
LÖSCHER (1976)	Günzeiszeit	ungegliedert
HABBE (1985)	Mindeleiszeit (ggf. jüngerer Vorstoß)	ungegliedert
SCHAEFER (1995)	Mindeleiszeitengruppe	Schottersysteme I bis X

tere Einheit gelten die reliktschen Vorkommen an der Kronburg und auf dem Hohen Rain unmittelbar westlich des Grönenbacher Feldes, deren Korrelate PENCK & BRÜCKNER (1909: 30) im „Hochfeld“ (heute als Schratzenbach-Thein-selberger Schotter sensu SINN 1972 oder Bö-hener Feld sensu STEPP 1981 bezeichnet) sehen. Die Hochterrassen von Zell, Hitzenhofen und Hawangen gelten nach PENCK & BRÜCKNER (1909) als einheitlich risszeitlich, wohingegen nach SCHAEFER (1951: 103) aufgrund differierender Höhen ihrer Oberflächen eine ältere Bildung (Hawanger Feld, Zeller Hochterrasse) von einer jüngeren (Hitzenhofer Feld, Stein-bach Hochterrasse) unterschieden wird. EBERL (1930: Tafel I) gliedert das Grönenbacher Feld in einen tiefergelegenen Bereich M I im Süden und einen jüngeren Teil im Woringer Wald, den er als M II bezeichnet. Von SCHAEFER (1973) werden im Grönenbacher Feld zehn eigenstän-dige Schüttungen unterschieden, die sich mit Höhendifferenzen ihrer Basen von jeweils nur wenigen Metern annähernd von Westen nach Osten untereinander staffeln. Die methodi-schen Grundlagen dieser Differenzierung sind jedoch nicht generell akzeptiert (Diskussion in HABBE 1986, 1997), so dass diese Einteilung umstritten bleibt. Als ungegliederte mindel-zeitliche Akkumulation wird das Grönenba-

cher Feld von SINN (1972), EICHLER & SINN (1975), JERZ et al. (1974) sowie HABBE (1985) angesehen.

Die im Mindeltal erhaltenen Vorkommen (Kirchheim-Burgauer Schotter, Abb. 1) liegen deutlich höher als das Grönenbacher Feld und dessen nördliche Fortsetzung, dem Schwaighau-sener Schotter. Dies bedeutet ein unterschiedli-ches Entstehungsalter, da beide Terrassenzüge vom Illergletscher ihren Ausgang nahmen. Die an der Wurzel des Grönenbacher Feldes erhal-tene Endmoräne von Brandholz - Manneberg liegt mit ihrer Oberfläche um ca. 50 m unter-halb der 3 km östlich verbreiteten Endmoräne bei Böhen, die nach JERZ et al. (1974) beide als mindelzeitlich eingestuft werden. Ein jüngeres Alter als die im Mindeltal erhaltenen Einhei-ten ist dem Grönenbacher Feld jedoch wegen des Niveauunterschiedes zuzusprechen. Eine Darstellung des Grönenbacher Feldes liegt von HABBE (1985, 1986) vor, der von geomorpho-logischen Befunden ausgehend eine einheitliche Entstehung des Areals konstatiert. Bei den Vor-kommen östlich des heutigen Illertales kommt er unter Beibehaltung der PENCKschen Typuslo-kalität für das Mindel zu einem prämindelzei-lichen Alter, für das er das im Rheingletscherge-biet von SCHREINER & EBEL (1981) definierte Haslach diskutiert (HABBE 1985: 41).

2 Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Ablagerungen auf dem Grönenbacher Feld

Morphologisch gliedert sich das Grönenbacher Feld in zwei größere Hauptvorkommen (Abb. 2): in die Schotterfläche des Woringer Waldes vom Hof Rothmoos bis zum Schärtelesspitz (mit den gleichalten Vorkommen in seiner südlichen Verlängerung als Woringer Schotter bezeichnet) sowie in den Grönenbacher Wald westlich und südwestlich des Ortes Bad Grönenbach (Grönenbacher Schotter). Dieses Vorkommen endet im Süden ungefähr bei Herbisried, wo würmzeitliche Moränen mit unregelmäßigem Relief einsetzen.

Der Woringer Schotter fällt mit seiner Basis mit 6,9 ‰ nach Norden ein. Im Bereich der kleinen Terrassenreste weiter südlich (Rechberg und Rothenstein bis Brandholz) ist bei Annäherung an die Moränen eine Versteilung auf 9,3 ‰ feststellbar. Der maximal 1,7 km breit erhaltene Woringer Schotter weist im Westen einen markanten Uferrand auf, an dem auf wenigen hundert Metern die Terrassensohle um 5 bis 10 m ansteigt. Vom einstigen Ufergelände

haben sich die Kuppen von Hoher Rain und Kronburg erhalten, deren Schotter mit ihrer Basis um etwa 30 bis 40 m höher liegen. Die Mächtigkeit des Woringer Schotters beträgt 20 bis 25 m, wobei das Material gewöhnlich karbonatisch verfestigt ist. Es ist gebankt, korn- und matrixgestützte Partien wechseln sich ab, und zeigt den typischen Habitus glazifluvialer Schotter. In den ehemaligen Kiesgruben 1 km westnordwestlich von Woringen (R 3588980 H 5310580) und bei Molzen (R 3588800 H 5308710) konnten Messungen der Gerölleinregelungen vorgenommen werden, die eine Schüttung aus Süden belegen (Abb. 2).

Getrennt durch das Mühlbach-Tal liegt im Osten anschließend der Grönenbacher Schotter, welcher am Geländesporn der Pfaffen-Halde westlich von Grönenbach einsetzt. An der westlichen Talflanke des Mühlbaches in einer Distanz von nur ca. 400 m liegt die Basis des Woringer Schotters 10 m höher, was im Verein mit den übrigen Messpunkten und den daraus errechneten Isobasen nahelegt, dass der Grönenbacher Schotter eine eigenständige, jüngere Schüttung darstellt, die an den Woringer Schotter angelagert ist (Abb. 3). In Richtung

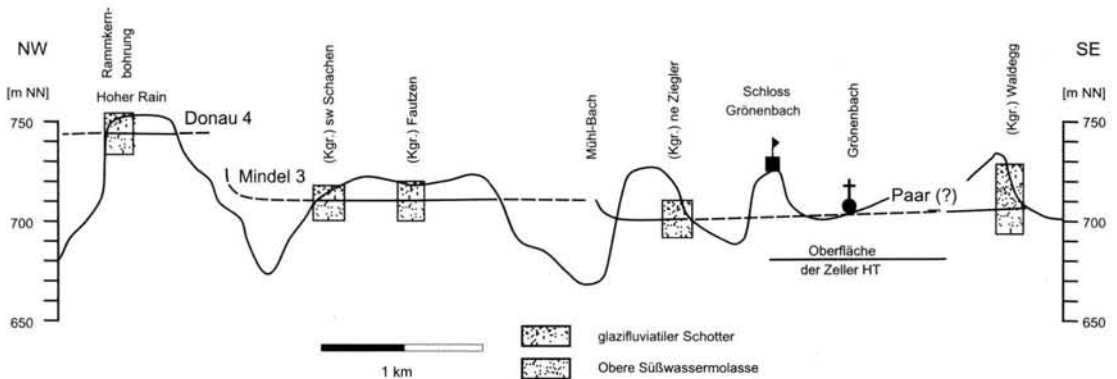


Abb. 3: Querprofil durch das Grönenbacher Feld. Erkennbar sind die Höhenunterschiede der Terrassen von etwa 10 m bei ansonsten nahezu ebener Schottersohle. Die Profillinie ist in Abb. 2 eingetragen.

Fig. 3: The cross section (position in Fig. 2) of the Grönenbacher Feld represents the differences in altitude of both terrace levels of about 10 m.

der Moränenverzahnung im Süden gleichen sich die Sohlen beider Schottereinheiten bis zu einer Höhe von 740 m NN an. Wie aus den Daten der Abb. 2 ersichtlich ist, weist auch der Grönenbacher Schotter einen Westrand mit deutlich ansteigender Terrassensohle auf, womit insgesamt die westlichen Teile der einstigen Füllung des Illertales erhalten sind. Das Grönenbacher Feld ist damit als nach Westen ansteigende Terrassentreppe anzusehen.

Bei dem Hof Waldegg befindet sich eine aufgelassene Kiesgrube, die den Aufbau des Grönenbacher Schotters über eine Höhe von 12 m zeigt (Abb. 4). Die Abfolge beginnt mit einer gut 2 m mächtigen Lage sehr groben, matrixgestützten Materials, das intensiv schräggeschichtet ist und eisrandnah abgelagert wurde. Häufig treten Schichten mit toniger Matrix auf, welche sich aus der Gletschertrübe abgesetzt hat und im darüberliegenden Material fehlt. Dieses besteht aus mehreren 1 bis 2 m mächtigen Bänken, in denen teilweise eine Verfeinerung von grobem, blockreichem Kies an der Basis bis zu Feinsandlagen am Top zu beobachten sind. Sie repräsentieren braid bars, während die zwischengeschalteten Partien aus wenig strukturiertem Kies in Rinnen abgesetzt wurden. Insgesamt werden Bedingungen eines verwilderten Flusssystems (braided river) im unmittelbaren Gletschervorfeld dokumentiert.

3 Profil Mühlbach-Tobel

Die räumliche Beziehung der zwei auf dem Grönenbacher Feld kartierten Terrassenniveaus wird durch die Verhältnisse im Mühlbach-Tobel westlich von Herbisried verdeutlicht, der in seinem Oberlauf die Moränenverzahnung beider Terrassen durchschneidet. An der Ostflanke des steilen Taleinschnittes ist nahe der Pumpstation der örtlichen Wasserversorgung ein ca. 12 m hohes Profil aufgeschlossen (Abb. 5). Die Schotterbasis wurde etwa 200 m weiter

südlich mit 737 m NN eingemessen. Über Versturzmassen folgt ein Schotter mit sandigem Zwischenmittel, der über die aufgeschlossenen 5 m ein coarsening-up aufweist. Er wird von deutlich größerem Material mit toniger Matrix überlagert, das als Moräne (Schottermoräne) anzusprechen ist. Schichtungsstrukturen im Material deuten auf Umlagerungsvorgänge hin. Auf dieser Abfolge von Vorstoßschotter und Moräne ist ein wenige Dezimeter mächtiger Verwitterungshorizont entwickelt, der durch rötlich-braune Farbe und einen erhöhten Tongehalt auffällt.

Die Geröllpetrographie des frischen Sediments (Kornfraktion 6,3 - 20 mm) wird im Mittel durch 70% Kalkstein, 17% Dolomit und 13% silikatische Komponenten geprägt. Im Schwermineralbestand (Tab. 2) dominiert der Granat mit ca. 57%, gefolgt von metamorphen Mineralen (25%), der Epidotgruppe (15%) und stabilen Mineralen mit durchschnittlich 3%. Die über die Profilhöhe hinweg gleichbleibende petrographische Zusammensetzung ist auf das unveränderte alpine Liefergebiet zurückzuführen.

Die im Verwitterungshorizont enthaltenen Gerölle sind angewittert und die Dolomite verascht. Eisen- und Manganverbindungen sind in cm-mächtigen Lagen, in denen auch der Karbonatgehalt erhöht ist, angereichert. Die Matrix des Horizontes ist außerhalb dieser Lagen stark karbonatreduziert (Tab. 2). Wegen der lagigen Struktur wurden die Proben als Mischproben aus dem unteren bzw. oberen Bereich des Verwitterungshorizontes entnommen. Es ist zu berücksichtigen, dass das über- und unterlagernde Sediment zum überwiegenden Anteil aus kalkalpinen Geröllen besteht und die Nagelfluhbildung innerhalb des gesamten Profils zu sekundärer Aufkalkung geführt hat. Im Vergleich zum frischen Schotter (Proben 1 und 4) mit unter einem halben Prozent Eisen ist eine Anreicherung auf ca. 3% Fe und 4,4% Fe_2O_3 innerhalb des Verwitterungshorizontes

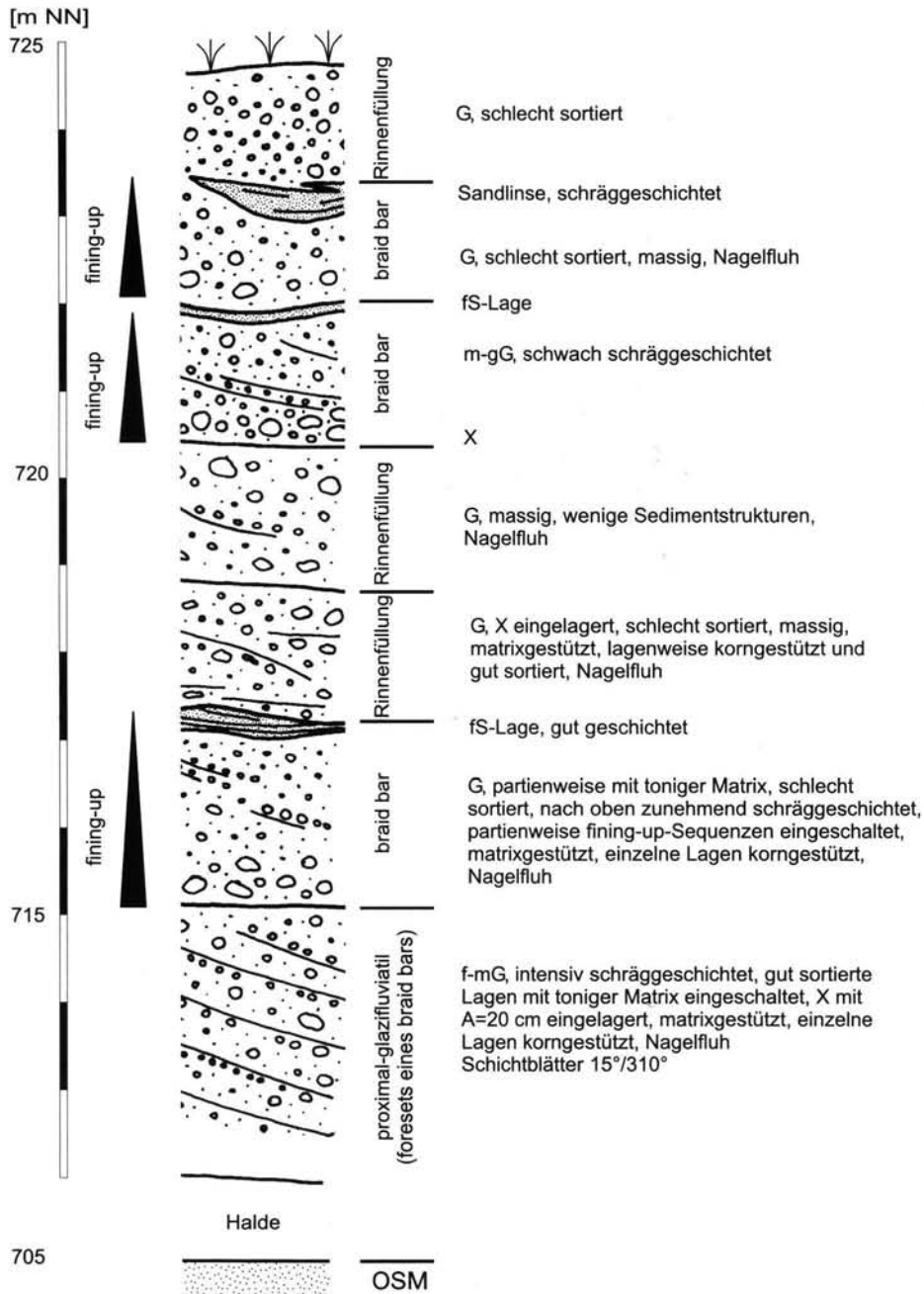


Abb. 4: Profil der (Kgr.) Waldegg innerhalb des paarzeitlichen Grönenbacher Schotters (TK 25 Blatt 8127, R 3592510 H 5304270). Über einer eisrandnahen Schüttung folgen ab einer Höhe von 715 m NN typische glazifluviale Ablagerungen, deren Strukturen auf Rinnenfüllungen sowie braid bars hindeuten.

Fig. 4: Section of the old gravel pit near Waldegg with the Paar age Grönenbacher Gravel (TK 25 sheet 8127, R 3592510 H 5304270). Proximal gravels were superimposed by typical glaciofluvial deposits representing scour fills as well as braid bars.

Tab. 2: Analysendaten zum Profil im Mühlbach-Tobel. Die Probennahmepunkte sind in Abb. 5 eingetragen.

Tab. 2: Results of qualitative analyses of the samples of the Mühlbach gorge. The sample positions are given in Fig. 5.

Probennr.	Gesamt CO ₃ ²⁻ - Gehalt [%]	Pedogenes Eisen [%]		Schwermineralgehalt [%] *			
		Fe	Fe ₂ O ₃	Granat	Epidotgr.	Metam.	Stab.
4	11,4	0,34	0,48	58	15	25	2
3b	6	3,06	4,37	-	-	-	-
3a	12	0,94	1,34	-	-	-	-
2	19	0,61	0,88	-	-	-	-
1	10	0,40	0,70	55	15	25	5

* Epidotgr. - Epidot, Zoisit, Metam. - Hornblende, Staurolith, Sillimanit, Disthen, Andalusit, Stab. - Turmalin, Rutil, Topas

nachweisbar (Tab. 2). In den Werten zum Eisengehalt spiegelt sich eine mit der Tiefe abnehmende Verwitterungsintensität wider, die für einen insitu-liegenden Boden spricht.

Von Herrn A. Link (Geologisches Institut Köln) wurden freundlicherweise Röntgenanalysen des Tones aus der Matrix des Verwitterungshorizontes - durch Abschlämmen und Sedimentieren der Kornfraktion <63 µm gewonnen - vorgenommen. Das Spektrum wird von Calcit dominiert, der durch Aufkalkung zugeführt wurde. Der gegenüber dem frischen Sediment erhöhte Dolomitgehalt beruht auf der Veraschung von Dolomitgeröllen (chemische Verwitterung von Dolomit sensu FEZER 1969), wie sich durch die vergleichende Messung eines verwitterten Dolomites (Dolomitasche) bestätigen ließ. An Glimmermineralen ließen sich in der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit Muskowit, Kalinit und Montmorillonit nachweisen. Chlorit konnte durch Glühen der Proben bei ca. 600°C ausgeschlossen werden, die Behandlung mit Glykol brachte den Nachweis von Montmorillonit gegenüber Chlorit. Diese Befunde zeigen, dass innerhalb des Tonmineralbestandes die Verwitterungseffekte durch die spätere Aufkalkung überprägt worden sind.

Bei der Beurteilung des fraglichen Horizontes ist zu bedenken, dass in mächtigen Schotterkörpern zuweilen stark rot gefärbte Horizonte an

Schichtfugen auftreten können, die auf Eisen-ausfällungen durch Sickerwässer beruhen. Im Unterschied zu dem hier beschriebenen Horizont weisen die Gerölle Eisenbeläge oder dünne Verwitterungsgrinden auf, sind aber ansonsten weitgehend frisch erhalten. Diese hydromorphen Bodenbildungen sind typischerweise an Materialwechsel gebunden und setzen lateral nach kurzer Distanz aus. Der Verwitterungshorizont des Mühlbach-Tobels hingegen tritt innerhalb von Moränenablagerungen auf und lässt im Geländebefund und in den Daten des Eisengehaltes eine mit der Tiefe abnehmende Verwitterungsintensität erkennen. Letzteres könnte gegen eine hydromorphe Bodenbildung oder die Deutung als laterale Verzweigung einer Verwitterungsschlotte mit Einschwemmung verwitterten Materials sprechen. In vorliegender Arbeit wird daher der fragliche Horizont als insitu-befindlicher Rest eines Bodens angesehen. Dieser Befund passt insofern in den regionalen Kontext, als dass der liegende Vorstoßschotter nebst Moränenauflage dem Woringer Schotter als älterer Einheit des Grönenbacher Feldes entspricht. Nach Deglaziation, fluvialer Tiefenerosion und vermutlich der Ausbildung einer Verwitterungsdecke erfolgte eine erneute Eisüberfahung des südlichen Grönenbacher Feldes bis zu der in Abb. 2 eingezeichneten Linie (Paar(?)-Eisrandlage). Von der über dem

Tab. 3: Stratigraphische Tabelle des Illergletscher-Vorlandes mit Angabe der zugehörigen Vorkommen glazifluvialer Terrassen im Iller- und Günztal. Vor dem Mindel 3 war das Illertal noch nicht von Schmelzwasser durchflossen, da sie über das Obergünzburger Becken abliefen. Im Riß 2 erfolgte der Abfluss nördlich Memmingen nur noch durch das Illertal.

Tab. 3: Stratigraphic system of the Iller glacier Foreland with reference to the glaciofluvial terraces occurring in the valleys of Iller and Günz. Prior the Mindel 3 stage the Iller valley was not yet used by meltwater as they flowed from the glacier basin of Obergünzburg to the north. During the Riss time north of Memmingen only the Iller valley was active.

Stratigraphie	Terrassenabfolge		
	Günztal	Mindel-/Auerbachtal	Illertal
Wümm Riß-Komplex 2 1	Niederterrasse	Niederterrasse	Memminger Feld
	Hawanger Feld	Hochterrasse	Hitzenhofer Feld, Steinbach Hochterrasse Zeller Hochterrasse
			Grönenbacher Schotter Mühlbach-Verwitterungshorizont Woringer Schotter
Paar(?)			
Mindel-Komplex 3 2 1	Schwaighauser Schotter	Mussenhausen	
	Ungerhauser Wald	Untenburg, Erlis	
	Untrasr.-Stephansr. Schotter, Oberegg-Saulengr. Schotter	Obergünz.-Mindelheimer Sch., Warmisrieder Feld	
	Boden von Hinterschmalholz		
Haslach	Vorkommen südlich von Böhen	Hörtwald	

Verwitterungshorizont abgelagerten Moräne nimmt der Grönenbacher Schotter als jüngere Einheit seinen Ausgang.

4 Diskussion

Aufgrund der beschriebenen morphostratigraphischen Situation ist das Grönenbacher Feld in Übereinstimmung mit HABBE (1986) jünger als die Vorkommen, die vom Obergünzburger Becken ausgehen. Dies wird durch Ergebnisse der 3D-Modellierungen gestützt, die hydraulische Grundparameter sowie die regionale flussgeschichtliche Entwicklung in die Rekonstruktion der Terrassenkörper einbeziehen (BE-

CKER-HAUMANN im Druck). An der Holzheuer Höhe nordöstlich des Ortes Ronsberg (Abb. 1) befindet sich eine markante Altmoräne, von der die Jüngeren Deckenschotter ausgehen und nach Nordwesten in das Günztal sowie nach Nordosten ins Mindeltal hineinziehen. Letztgenannter Strang geht in den Kirchheim-Burgauer Schotter über, der sich nach Norden bis zur Donau verfolgen lässt und von LEGER et al. (1972) aufgrund pedostratigraphischer Befunde in den Mindel-Glazialkomplex gestellt wurde. Diese Ablagerungen liegen dem interglazialen Boden von Hinterschmalholz auf (RÖGNER & LÖSCHER 1987) und stellen die älteste mindelzeitliche Akkumulation dar (M 1). Unter anderem im Auerbachtal zwischen Markt

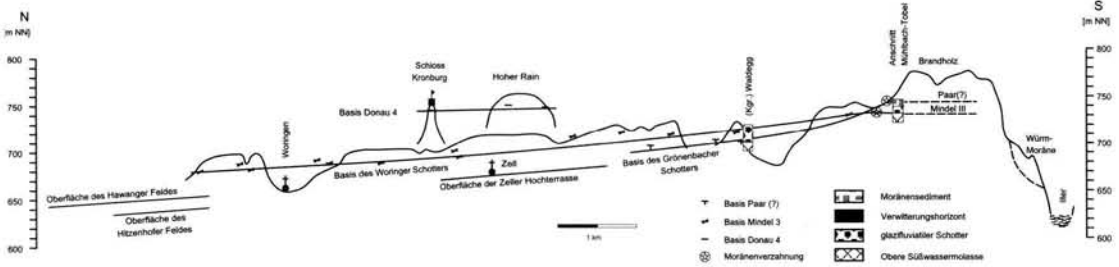


Abb. 6: Längsprofil durch das Grönenbacher Feld. Im Bereich des Mühlbach-Tobels sind zwei Moränenverzahnungen, die durch einen gekappten Paläoboden getrennt werden, entwickelt. Die Profilinie ist in Abb. 2 eingezeichnet.

Fig. 6: Longitudinal section of the Grönenbacher Feld displaying two sediment sequences of distinct ice advances separated by a paleosol.

Rettenbach und Mindelheim finden sich zwei tiefere Niveaus von Schmelzwasserterrassen (M 2, M 3, BECKER-HAUMANN et al. 1997: 81), deren jüngstes Niveau dem Schotterstrang an der Westseite des Illertales mit den heutigen Vorkommen Woringer und Schwaighausener Schotter entspricht. Im Gesamtsystem der mindelzeitlichen Terrassen nimmt der Woringer Schotter nach vorliegendem Konzept die jüngste Position M 3 ein (Tab. 3). Zwischen diesen drei Schüttungen lassen sich keine Verwitterungsbildungen nachweisen, womit es sich jeweils um Bildungen während der Eisabschmelzphase handeln dürfte. Im Bereich des Obergünzburger Lobus war zur Mindel 1 - Zeit die Breite des Tals am größten. In dessen Füllung haben sich die nachfolgenden zwei Terrassen mit weitaus geringerer Verbreitung eingelagert.

Im heutigen Illertal stellt der Woringer Schotter die erste ausgedehnte Schmelzwasserterrasse dar, die nach der Donauzeit gebildet wurde. Sie wurde möglicherweise in ein von periglazialen Bächen vorgeformtes, autochthones Tal geschüttet, wie es bereits HABBE (1986: 452) dargelegt hat. Zu berücksichtigen ist, dass diese Verlegung - gemessen an der heutigen Schotterverbreitung - nur den Hauptabfluss des Illergletschers betroffen hat, denn zeitgleich mit dem Entstehen des Woringer Schotter waren

auch das Auerbachtal, Wörthbachtal sowie vermutlich ein Schmelzwasserabfluss bei Bad Wörishofen aktiv, wie sich aus den dortigen Vorkommen von M 2 und M 3 - Terrassen ableiten lässt.

Als nächst jüngere stratigraphische Einheit als Mindel gilt allgemein das Riss, welches im Illertal in zwei Phasen geteilt wird. Die ältere wird vom Hawanger Feld und der Zeller Hochterrasse repräsentiert, jedoch belegt das Längsprofil (Abb. 6), dass eine Verknüpfung mit dem Grönenbacher Schotter nicht gelingt. Dieser zieht mit seiner Sohle oberhalb der Oberfläche des Hawanger Feldes nach Norden und ist gemäß dem Prinzip der Terrassenstaffelung älter als dieses. Das Hawanger Feld wird als risszeitlich angesehen, was durch talgeschichtliche Zusammenhänge und Deckschichtenprofile hinreichend gesichert ist. So werden von BIBUS (1995: 143-144) die Profile Benningen und Albshofen beschrieben, in denen zwei Paläoböden ein drittletzt-eiszeitliches Alter und damit eine Zuordnung der Terrassenschotter in das Riss 1 belegen.

Auf dem Grönenbacher Schotter ließ sich bislang kein Deckschichtenprofil finden, womit zu seiner Einstufung terrassenstratigraphische und geomorphologische Überlegungen herangezogen werden müssen. Auffallend ist seine

erosiv stark zerschnittene und in Einzelvorkommen aufgelöste Verbreitung, die ihn eher zu den Jüngeren Deckenschottern als zu den Hochterrassen stellt, welche den Charakter von Talfüllungen mit noch weitgehend unversehrter Oberfläche haben. Das war bereits für PENCK & BRÜCKNER (1909: 1161) Anlass, auf das Phänomen besonders intensiver Erosionsprozesse zwischen Mindel- und Riss-Eiszeit einzugehen (in der nachfolgenden Literatur als „Großes Interglazial“ bezeichnet). Immerhin musste die Erosion lange genug wirken können, um die einstige Füllung des Illertales bis auf den Schwaighausener und Grönenbacher Schotter vollständig auszuräumen und um diese Vorkommen intensiv zu zerschneiden. Ein weiteres Indiz auf deren höheres Alter als Riss ist die Verwitterungstiefe, denn Schlotten von einigen Metern Tiefe - sie gelten als typisch für prä-risszeitliche Terrassen - lassen sich nur im Woringer und Grönenbacher Schotter stellenweise finden. Die aufgezeigten Befunde sprechen für ein prä-risszeitliches Alter des Grönenbacher Schotters, was zur Problematik der Paar-Eiszeit überleitet. Die Paar-Eiszeit als eigenständige stratigraphische Einheit zwischen Mindel und Riss wurde von SCHAEFER (1951: 141) im Isar-Loisach-Gebiet eingeführt und im Illergebiet das Hawanger Feld als Stratotyp benannt (SCHAEFER 1995: 176). Die Hochterrassen des Günztales gliedert er morphologisch in sechs Einheiten, die er als „Obere Hochterrassen“ zusammenfasst (SCHAEFER 1995: 167-174, Abb. 15) und als paarzeitlich einstuft. Das Interglazial zum Riss, das in seinem Schema durch die Hochterrassen im Rothtal überliefert ist, soll nur durch die Höhendifferenz beider Terrassensysteme von knapp 10 m belegt sein. Ausführlich hat HABBE (1997) begründet, dass der Gliederungsversuch und die stratigraphische Einstufung dieser Ablagerungen aus methodischen Gründen umstritten sind und Inkonsistenzen zu Nachbargebieten bestehen. Auch die eigenen Geländeergebnisse bestätigen die Gliederung des

Grönenbacher Feldes in zehn Terrassen nicht. Zudem sind Eintiefungsbeträge innerhalb von Schmelzwassersystemen keine ausreichende Grundlage für das Postulieren von Warmzeiten zwischen kaltzeitlichen Akkumulationen, da auch Eisstände während Deglaziationsphasen sich im Gletschervorfeld in unterschiedlichen Terrassenniveaus ausprägen können.

Der Woringer Schotter des Grönenbacher Feldes wird gemäß der stratigraphischen Ergebnisse aus dem Illergletscher-Vorland in BECKER-HAUMANN (2002) und der 3D-Modellierungen der Schmelzwasserterrassen des Illergletscher-Vorlandes (BECKER-HAUMANN im Druck) dem Mindel 3 zugerechnet. Damit ist er jünger als der Maximalstand der Mindeleiszeit während des Mindel 1, der durch die Endmoräne an der Holzheuer Höhe überliefert ist, und jünger als die M 2-Terrassen. Sie finden sich im heutigen Auerbachtal und im Ungerhauser Wald östlich von Memmingen, wo Schotter etwa 35 m oberhalb der Vorkommen des Schwaighausener Schotters liegen. Dieser stellt die nordwärtige Verlängerung des Woringer Schotters dar.

Die Einstufung des Grönenbacher Schotters ist problematischer, da es folgende Möglichkeiten gibt:

1. Der Grönenbacher Schotter könnte als jüngste Einheit in die Mindeleiszeit (Mindel 4) gehören. Der Habitus des Grönenbacher Schotters steht dieser Deutung nicht entgegen, ebenso entspricht der Eintiefungsbetrag zwischen dem Woringer und Grönenbacher Schotter den Werten, die weiter im Osten zwischen den mindelzeitlichen Schmelzwasserterrassen erreicht werden. Der Verwitterungshorizont im Mühlbach-Tobel deutet jedoch darauf hin, dass es vor Ablagerung des Grönenbacher Schotters zu einer eisfreien Periode gekommen ist. Die rudimentäre Erhaltung des Horizontes erlaubt keine Entscheidung über die klimatische Wertigkeit der Sedimentationsunterbrechung, womit sich die Entscheidung, ob ein Interstadial oder Interglazial angezeigt wird, nicht treffen lässt.

2. Der Grönenbacher Schotter könnte die erste Schmelzwasserakkumulation des Riss darstellen, welches damit - wie im Rheingletschergebiet (SCHREINER 1996) - dreigeteilt wäre. Es wurde oben jedoch dargelegt, dass der Verwitterungszustand des Grönenbacher Schotters deutlich höher als der der Hochterrassen und die Zertalung wesentlich intensiver ist. Daher ist von einem höheren Alter als Riss auszugehen.

3. Der Grönenbacher Schotter könnte dem Paar zugehören. Problematisch bei dieser Einstufung ist, dass das Hawanger Feld zwar von SCHAEFER (1995) als Typusregion benannt wurde, jedoch allgemein als Hochterrasse des Riss 1 angesehen wird. Sollte der Verwitterungshorizont im Mühlbach-Tobel ein gekappter interglazialer Boden sein, wäre der Grönenbacher Schotter in der Eiszeit, die dem Mindel folgt, entstanden. Aufgrund der morphostratigraphischen Befunde und des Verwitterungszustandes sollte die Terrasse allerdings deutlich älter als Riss sein, womit die Bezeichnung Paar infrage käme.

Wenngleich für keine der vorgestellten Möglichkeiten gegenwärtig der Beweis angetreten werden kann, wird die letzte Deutung am ehesten den Geländebefunden gerecht: Der Verwitterungshorizont wird darin als Anzeiger für eine Deglaziation mit nachfolgender warmzeitlicher Bodenbildung gewertet; der Verwitterungszustand des Grönenbacher Schotters unterscheidet ihn von den risszeitlichen Hochterrassen; die Moränenverzahnung im Süden des Grönenbacher Feldes spricht für einen eigenständigen Eisvorstoß. Auf der Basis dieser Lösung wird in Tabelle 3 die Stratigraphie des Grönenbacher Feldes entwickelt und in den Zusammenhang der regionalen Terrassenabfolge gestellt.

Bei der Diskussion der Befunde wird die Schwierigkeit offenbar, im schwäbischen Alpenvorland stratigraphische Arbeiten gemäß der Forderungen von MURPHY & SALVADOR (1999) oder STEININGER & PILLER (1999) durchzuführen, denn bis auf wenige Ausnahmen sind nur kaltklimatisch gebildete Sedimente überliefert.

Aufgrund der dynamischen Vorgänge im glazialen Bereich und dem Schmelzwassergeprägten Gletschervorfeld sind warmzeitliche Bildungen oder solche mit organogenem Inhalt, der paläontologische Befunde erbringt, nur punktuell erhalten. Bei einem geschätzten Alter von 400 bis 600 ka ist derzeit die Datierung der Sedimente mit physikalischen Methoden nicht zuverlässig möglich. Da in Schmelzwassersystemen die Vorgänge Erosion, Akkumulation und Umlagerung gleichzeitig vorkommen können, ist zudem der Zeitinhalt der Terrassenablagerungen unbekannt.

Trotz dieser Schwierigkeiten verdeutlicht das vorstehend beschriebene Beispiel, dass die Morphostratigraphie gute Informationen zur Ablagerungsreihenfolge zu erbringen vermag. Mit Hilfe dieser Methode kann eine regionale Chronologie der überlieferten geologischen Ereignisse aufgestellt werden, die sich mit Nachbargebieten korrelieren lässt. Wichtig ist die Berücksichtigung des gesamten Gletschervorlandes, da wiederholte Talverlegungen dazu geführt haben, dass aufeinanderfolgende Terrassenakkumulationen in entfernt gelegenen Teilregionen des Untersuchungsgebietes ausgebildet sind. Sofern sich datierbare Profile finden lassen, wird die regionale Chronologie zur Chronostratigraphie erweitert. Im Iller-Lech-Gebiet ist diese Datenbasis noch so gering, dass morphostratigraphische Befunde bislang einen hohen Stellenwert behalten haben.

Literaturverzeichnis

- BECKER-HAUMANN, R. (1995): Zur Korrelation der Aindlinger Terrassentreppe mit der Mindel-Lech-Platte. - *Geologica Bavarica*, **99**: 165-178; München.
- BECKER-HAUMANN, R. (2002): Ein neues Konzept für das drittletzte Glazial (Mindel-Glazial) im bayerischen Alpenvorland. - *Z. Geol. Wiss.*, **30**: 173-190; Berlin.

- BECKER-HAUMANN, R. (im Druck): Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung quartärer Terrassenkörper - Die präriesszeitliche Chronologie und Paläogeographie des Illergletschergebietes, Bayerisches Alpenvorland. - Stuttgart (Schweizerbart).
- BECKER-HAUMANN, R., BÜRGER, M. & LINK, A. (1997): Zur Mehrphasigkeit der Mindelzeit im Schwäbischen Alpenvorland - Informationen von quartären Flußterrassen entlang des Auerbachtales. - Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröff., **114**: 77-90, 3 Abb.; Köln.
- BECKER-HAUMANN, R., AKTAS, A. & BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Mindel-Lech-Gebietes 1 : 100 000. - *Geologica Bavarica*, **106**: 109-228; München.
- BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. - *Geologica Bavarica*, **99**: 135-164, 10 Abb.; München.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - 427 S., 19 Abb., 2 Taf., 1 Kte.; Augsburg (Filsen).
- EICHLER, H. & SINN, P. (1975): Zur Definition des Begriffs „Mindel“ im schwäbischen Alpenvorland. - *N. Jahrb. f. Geol. u. Pal., Mh.*, **1975/12**: 705-718, 2 Abb.; Stuttgart.
- FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. - *Heidelb. Geogr. Arb.*, **24**: 144 S., 90 Fig., 4 Abb., 1 Tab. Heidelberg.
- HABBE, K.-A. (1985): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 18, 8127 Grönenbach. - 80 S., 17 Abb., 1 Kte.; Berlin.
- HABBE, K.-A. (1986): Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt 8127 Grönenbach (I) - Probleme, Beobachtungen, Schlußfolgerungen. - *Mitt. der Fränkischen Geogr. Ges.*, **31/32**: 365-479; Erlangen.
- HABBE, K.-A. (1997): Zur Problematik der mittelpleistozänen Ablagerungen des nordöstlichen Rhein- und des Illergletschers. - *Quartär*, **47/48**: 51-88, 20 Abb.; Bonn.
- JERZ, H., STEPHAN, W., STREIT, R. & WEINIG, W. (1974): Zur Geologie des Iller-Mindel-Gebietes. - *Geologica Bavarica*, **74**: 99-130, 2 Beil.; München.
- LEGER, M., LÖSCHER, M. & PUISSEUR, J. (1972): Les terrasses de la vallée de la Mindel en aval de Jettingen. - *Bull. Soc. franc. Quatern.*, **2**: 135-151; Paris.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - *Heidelberger Geogr. Arb.*, **45**: IX+157 S.; Heidelberg.
- MURPHY, M. & SALVADOR, A. (1999): *International Stratigraphic Guide - An abridged version*. - *Episodes*, **22/4**: 255-271, 8 Fig., 4 Tab.;
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. - 3 Bände, 1199 S., 156 Abb., 30 Taf., 19 Ktn.; Leipzig (Tauchnitz).
- RÖGNER, K. & LÖSCHER, M. (1987): Quartäre Sedimentations- und Verwitterungsphasen bei Hinterschmalholz (Regierungsbezirk Schwaben). - *Mitt. Geogr. Ges. München.*, **72**: 161-170; München.
- SCHAEFER, I. (1951): Über methodische Fragen der Eiszeitforschung im Alpenvorland. - *Z. dt. Geol. Ges.*, **102**: 287-310; Hannover.
- SCHAEFER, I. (1973): Das Grönenbacher Feld - Ein Beispiel für Wandel und Fortschritt der Eiszeitforschung seit Albrecht Penck. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **23/24**: 168-200, 4 Abb., 2 Taf.; Öhringen.
- SCHAEFER, I. (1995): *Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters*. - 2 Bde., 405+671 S., 41 Abb.; Stuttgart (Steiner).
- SCHREINER, A. (1996): Die Einführung der Haslacheiszeit und die 3-Teilung der Risseiszeit im östlichen Rheingletschergebiet

- (SW-Deutschland). - *Eclogae geol. Helv.*, **89**: 991-1005; Basel.
- SCHREINER, A. & EBEL R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). - *Geol. Jb.*, **A 59**: 1-64, 9 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. - *Heidelberger Geogr. Arb.*, **37**: 153 S., 13 Abb., 11 Tab., 5 Ktn., 12 Prof., 21 Fig.; Heidelberg.
- STEPP, R. (1981): Das Böhener Feld - Ein Beitrag zum Altquartär im Südwesten der Iller-Lech-Platte. - *Mitt. Geogr. Ges. München*, **66**: 43-68, München.
- STEININGER, F. & PILLER, W. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. - *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **209**: 19 S.; Frankfurt.

Das mittelpleistozäne Interglazial von Surheide

KARL-ERNST BEHRE^{*)}

Keywords: Middle Pleistocene, interglacial, pollen analysis, NW Germany

Kurzfassung: In einer elster- bis saalezeitlichen Schichtenfolge in Surheide bei Bremerhaven wurde ein mittelpleistozänes limnisch ausgebildetes Interglazial angetroffen und pollenanalytisch untersucht. Der ältere und der mittlere Teil des Interglazials sind vorhanden, der jüngere Teil fehlt. Kennzeichnende Merkmale im Pollendiagramm sind ein früher und hoher Gipfel von *Corylus* und ein spätes Maximum von *Abies* sowie das völlige Fehlen von *Carpinus*, *Ilex* und Tertiärrelikten. Klimatisch erreichte das Interglazial etwa postglaziale Temperaturen. Im Vergleich mit anderen Pollendiagrammen scheiden Eem, Holstein s.l. und alle bekannten Cromer-Interglaziale aus. Große Ähnlichkeit besteht dagegen mit der unteren Warmzeit des in Südpolen weit verbreiteten Ferdinandow-Interglazials, das dort zwischen Elster I und Elster II gestellt wird. Nordisches Material unter dem Interglazial von Surheide spricht für eine entsprechende Einstufung auch dieses Interglazials.

[A middle Pleistocene interglacial deposit at Surheide, N.W. Germany]

Abstract: At Surheide, near Bremerhaven (NW Germany) an interglacial lacustrine deposit from a sequence of Elsterian to Saalian age has been pollen analytically investigated. The pollen diagram spans the lower and middle part of this interglacial while the upper part is missing. The main features of the pollen diagram include an early and substantial peak

of *Corylus*, a late maximum of *Abies* as well as failure to record *Carpinus*, *Ilex* and Tertiary elements. It is estimated that temperatures comparable to those attained in the Holocene were attained. Comparison with other pollen diagrams shows that Eemian, Holsteinian s.l. and all known Cromerian interglacials can be excluded from consideration. There is, however, a strong similarity with the early warm period of the Ferdinandow interglacial, which is widely represented in southern Poland and further to the east, and is assumed to lie between the Elster I and Elster II phases. Material of nordic origin, recorded below the Surheide interglacial, also supports the view that this interglacial deposit may be assigned to this position in the glacial/interglacial sequence.

Einleitung

Bereits im Jahre 1971 wurde im Zuge des Baus der Autobahn 27 in dem zur Stadt Bremerhaven gehörenden Ort organisches Material angeschnitten. Es wurde von dem Heimatforscher R. EGGERS als wichtig erkannt, der auch den Autor informierte, sodass dieser die notwendigen Proben entnehmen konnte. Die später durchgeführten Pollenanalysen zeigten das Bild eines Interglazials, zu dem es keine Parallele gab. Aus diesem Grunde wurde die Publikation zunächst aufgeschoben, doch nachdem in der Zwischenzeit in Deutschland immer noch nichts Vergleichbares gefunden worden ist, wird das Material jetzt vorgelegt.

^{*)}Anschrift des Verfassers: PROF. DR. KARL-ERNST BEHRE, Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung, Viktoriastraße 26/28, D-26382 Wilhelmshaven. E-mail: behre@nihk.de

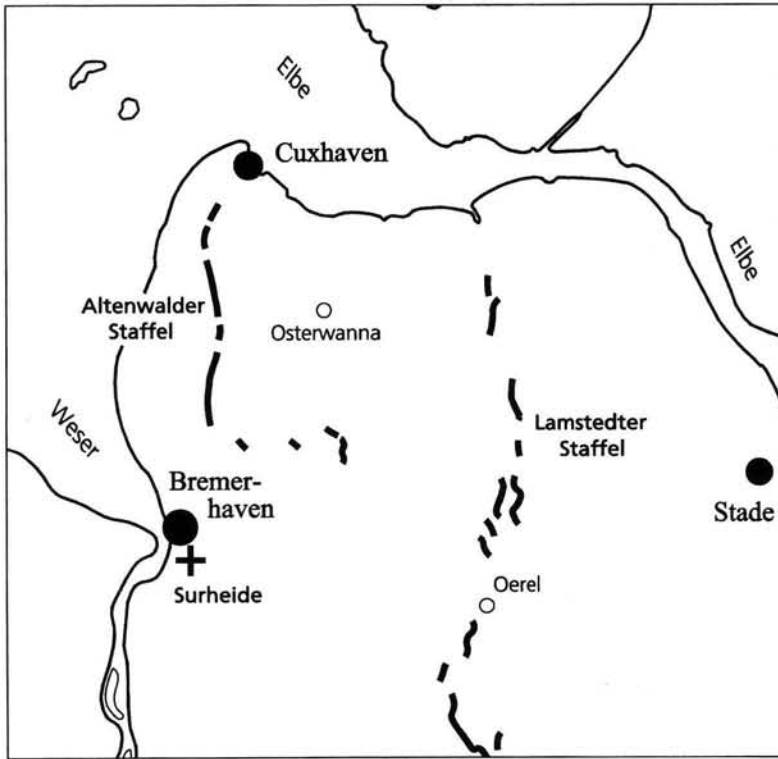


Abb. 1: Übersichtskarte des Elbe-Weser-Gebietes mit den Drenthe-II-zeitlichen Endmoränen der Altenwalder und Lamstedter Staffel

Fig. 1: General geological map of the Elbe-Weser region showing the location of the Drenthe-II end moraines Altenwalder and Lamstedter Staffel

Untersuchungsraum und Geländebefunde

Das Gebiet von Surheide (Abb. 1) liegt außerhalb der Drenthe-2-Endmoränen und wurde letztmalig während des Drenthe-1-Vorstosses vom Eis überfahren. Oberflächlich besteht es aus Grundmoräne und Glazifluviatil und besaß an der Fundstelle eine ursprüngliche Höhe von + 7,5 m NN.

Der Fundplatz liegt bei Bremerhaven-Surheide auf der TK 25, Blatt 2417 Bremerhaven, bei den Koordinaten rechts 34 75 42 und hoch 59 31 54. Dort führt die Brücke des Vieländerweges über die Autobahn und die organogene

Schicht wurde beim Ausheben des Fundamentlochs für den Mittelpfeiler angeschnitten. Die Fundbedingungen litten unter dem Zwang des schnellen Arbeitsfortschritts, sodass eingehende geologische Aufnahmen unterbleiben mussten. In der Baugrube war eine 5-30 cm mächtige organogene Schicht erkennbar, aus der innerhalb einer Breite von 5 m insgesamt 6 Profile für Pollenanalysen entnommen wurden. Von diesen wurden 4 Profile analysiert, zwei von diesen, SUR II und SUR V, werden in den Abbildungen 2 und 3 vorgelegt. Die organogene Schicht, vermutlich das Sediment eines ehemaligen Sees, hat sich in der Autobahntrasse

Surheide II

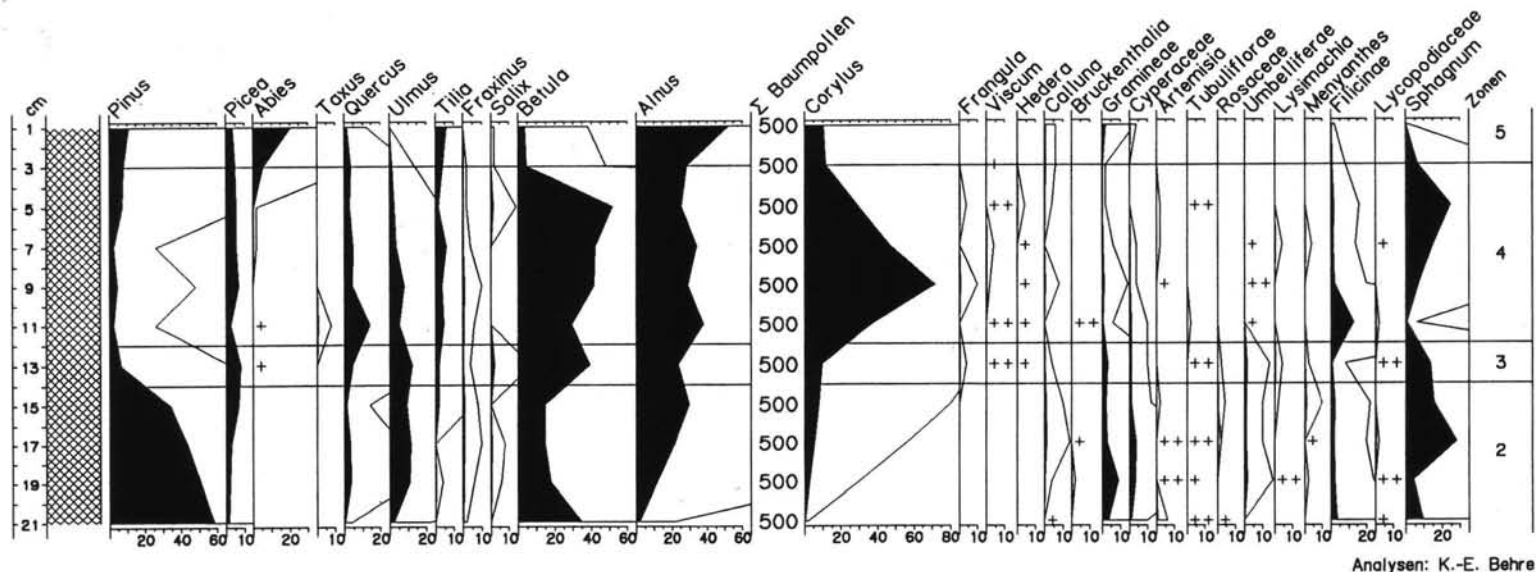


Abb. 2: Pollendiagramm Surheide II. Relativdiagramm mit Baumpollensumme als Berechnungsbasis.

Überhöhung = 10:1.

Die folgenden Taxa wurden wegen sehr geringen Vorkommens nicht eingezeichnet (Anzahl u. Maximum des Vorkommens): *Populus* (1; 0,2), *Acer* (2; +), *Vaccinium* (1; 0,2), *Rumex acetosa*-T. (2; 0,2), *Chenopodiaceae* (1; 0,2), *Lychnis*-T. (1; +), *Geranium* (1; +), *Campanula*-T. (2; 0,6), *Rubiaceae* (2; 0,2), *Stellaria holostea* (1; +), *Ranunculaceae* (3; 0,2), *Typha* (1; +), *Polypodium vulgare* (1; +).

+ bedeutet einmal, ++ mehrfach außerhalb der Zählung

Fig. 2: Pollen diagram Surheide II. Taxa in percentage of AP. Exaggeration = 10:1. The taxa mentioned above have not been included because of scarce occurrence (in brackets number and maximum of occurrence):

+ means once, ++ several times outside the counting

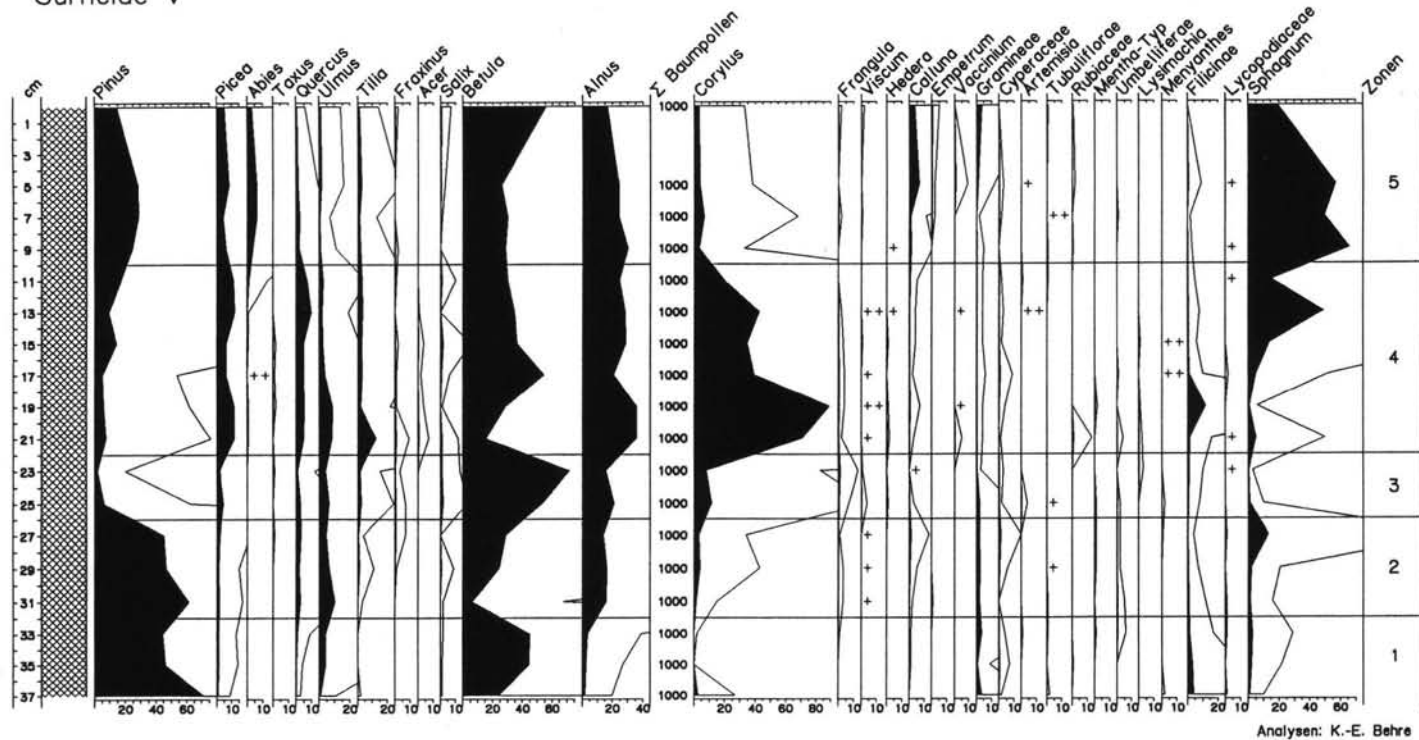


Abb. 3: Pollendiagramm Surheide V. Relativdiagramm mit Baumpollensumme als Berechnungsbasis. Überhöhung = 10:1.

Die folgenden Taxa wurden wegen sehr geringen Vorkommens nicht eingezeichnet (Anzahl u. Maximum des Vorkommens): *Fagus* (1; +), *Humulus*-T. (1; +), *Viburnum*-T. (1; 0,1), *Campanula*-T. (1; 0,1), *Jasione*-T. (1; 0,1), *Caryophyllaceae* (2; 0,1), *Liguliflorae* (1; +), *Cbenopodiaceae* (4; 0,1), *Epilobium* (1; +), *Potentilla*-T. (2; 0,1), *Filipendula* (1; 0,5), *Anemone*-T. (1; 0,1), *Thalictrum* (2; 0,2), *Typha* (3; 0,4), *Sparganium*-T. (3; 0,2), *Nymphaea* (1; 0,1), *Utricularia* (1; 0,1), *Polypodium vulgare* (5; ++), *Osmunda* (1; 0,1), *Ophioglossum* (1; 0,1).

+ bedeutet einmal, ++ mehrfach außerhalb der Zählung

Fig. 3: Pollen diagram Surheide V. Taxa in percentage of AP. Exaggeration = 10:1.

The taxa mentioned above have not been included because of scarce occurrence (in brackets number and maximum of occurrence):

+ means once, ++ several times outside the counting

noch erheblich weiter nach Norden fortgesetzt, konnte vom Autor selber aber nicht mehr beobachtet werden.

Die Stratigraphie sah an der Fundstelle wie folgt aus:

0-100 cm	Auftragsboden
100-400 cm	glaziofluviatiler Sand in Schrägschichtung
400-520 cm	geschichteter Mittel- und Grobsand, z.T. mit Steinen (Flint etc.) („Vorschüttssande“)
520-573 cm	toniger Feinsand mit zahlreichen Eisenoxidbändern
573-644 cm	toniger Feinsand
644-714 cm	Fein- und Mittelsand
714-732 cm	Torf bzw. organische Mudde (Interglazial)
ab 732 cm	gemischte Sande mit groben Steinen (Grundmoräne?) darunter heller Feinsand

Entscheidendes Merkmal des Profils sind die z.T. mehrere cm großen abgerundeten Gesteine unterhalb des Interglazials. Dabei handelt es sich um stark verwitterten Flint und nordisches Kristallin, ein Befund, der dankenswerterweise von Prof. Dr. K.-D. Meyer, Hannover, bestätigt wurde. Ebenfalls K.-D. Meyer teilte dem Autor Archivbohrungen des näheren Umfeldes aus dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung mit, die sicher über 20 m Pleistozänmächtigkeit aufweisen.

Nach dem stratigraphischen Befund kommt für das Interglazial sowohl das Holstein in Frage als auch ein intra-Saale- oder intra-Elster-zeitliches Alter. Eine aufgeschuppte ältere Scholle ist unwahrscheinlich, da eine solche verbogen sein oder zumindest schräg liegen sollte, dagegen ist die organogene Schicht über die ganze Länge horizontal gelagert und hat keine erkennbaren Störungen.

Die Pollendiagramme

Das Material

Die organogene Schicht war nach oben und unten scharf begrenzt. Gelegentlich traten stark gepresste dünne Holzreste auf, die als *Pinus* (6 x), *Betula* (1 x) und *Salix* (1 x) bestimmt wurden. Darüber hinaus wurden beim Aufbrechen des organischen Materials einige Früchtchen und Samen gesammelt. Dabei handelt es sich um mehrere Bruchstücke von cf. *Pinus*-Samen, dazu um 17 Früchtchen von *Potamogeton* spec., 4 Früchtchen von *Ceratophyllum demersum*, 4 von *Carex* spec. und einen Samen von *Menyanthes trifoliata*. Danach muss an dieser Stelle zumindest zeitweise ein See bestanden haben.

Die Pollenprofile wurden in Zinkkästen entnommen und die Proben in der üblichen Weise mit Azetolyse aufbereitet. Dabei stellte sich heraus, daß das organogene Material fast ausschließlich aus reiner Pollenmasse bestand. Derartige Bildungen wurden bereits früher aus dem Holozän als Pollengyttja oder Fimmenit beschrieben und als im Wasser zusammengeschwemmte Pollenmassen erklärt (OVERBECK 1975: 87). In Surheide dürfte eine anaerobe Zersetzung hinzugekommen sein, der die resisterteren Sporopollenine der Pollenwände besser widerstanden als Gewebereste.

Die Pollenerhaltung war durchweg gut, die Proben wurden bei einem Abstand von 2 cm im Profil SUR II auf 500 und im Profil SUR V auf 1000 Baumpollen ausgezählt, sodass eine hohe statistische Sicherheit gewährleistet ist.

Lokale Verhältnisse und Ablagerungsbedingungen

Aus den Pollenanalysen geht hervor, dass das Gebiet von Surheide während des gesamten erfassten Zeitabschnitts von dichtem Wald bedeckt war. Im strauchigen Unterwuchs domi-

nierte *Corylus*, begleitet von etwas *Frangula alnus*. Zwergsträucher gab es kaum. Sie bestanden vor allem aus *Calluna*, daneben aus *Empetrum* und *Vaccinium* sowie vereinzelt *Bruckenthalia* und blieben mit Ausnahme der obersten drei Proben von SUR V zusammen stets unter 1 %. Der Krautpollen blieb bis auf den unteren Teil von SUR II, wo er maximal 15,6 % erreicht, unter 5 %; das meiste davon waren Gramineen.

Nimmt man als Klimaindikatoren *Tilia*, *Viscum* und *Hedera*, dann entspricht das damalige Klima dem der Nacheiszeit. Vegetationsabweichungen zu anderen klimatisch ähnlichen Interglazialvorkommen müssen deshalb vor allem auf unterschiedliche Einwanderungsbedingungen, daneben auf andere Standortverhältnisse zurückzuführen sein.

Bereits die schon genannten Makroreste von *Potamogeton* und *Ceratophyllum demersum* weisen auf limnische Verhältnisse, dieses wird unterstützt durch einzelne Pollenkörner von *Nymphaea* und *Utricularia*.

An charakteristischen Sumpfpflanzen treten in den Pollenanalysen neben *Cyperaceae* (dazu 4 *Carex*-Früchtchen) vor allem regelmäßig *Menyanthes*, daneben *Lysimachia*, wenig *Typha angustifolia* und *latifolia* sowie vereinzelt *Thalictrum* und *Filipendula* auf. Hinzu kommen z.T. erhebliche Werte von *Sphagnum*-Sporen.

Danach repräsentiert die Fundstelle einen See, umgeben von einem versumpften Rand. *Utricularia*, *Menyanthes* und *Sphagnum* weisen dabei auf oligo- bis mesotrophe Verhältnisse hin.

Der Vegetationsablauf

Trotz der geringen Mächtigkeit des interglazialen Torfs von maximal 37 cm ist ein wesentlicher Teil der Warmzeit erfasst, der in den Pollendiagrammen mit Probenabständen von 2 bzw. 2,5 cm entsprechend aufgelöst wurde.

Die Diagramme beginnen in der lokalen Pollenzone 1 mit einer Dominanz von *Pinus* und

Betula, die auf den Beginn des Interglazials hinweisen. Thermophile Bäume, wie *Quercus*, *Ulmus* und *Alnus*, sind zwar schon zum Teil anwesend, jedoch erst in geringen Werten.

Mit dem Beginn der geschlossenen *Tilia*-Kurve und dem Anstieg von *Alnus* setzt die Pollenzone 2 ein, die bis zum endgültigen Niedergang von *Pinus* reicht. Der nun in Pollenzone 3 folgende *Betula*-Anstieg hat sicher keine klimatische Bedeutung, denn die thermophilen Laubbäume zeigen keine Reaktion; die Ursache ist wahrscheinlich eine lokale Vernässung, die sich in den Kurven von *Lysimachia* und *Menyanthes* zeigt und die länger anhält.

Sehr markant ist die Phase der hohen *Corylus*-Werte, deren Maximum 89,3 % (bezogen auf Baumpollen) beträgt und die Pollenzone 4 bildet. Nach Ausweis der Eichenmischwaldarten, vor allem von *Tilia*, ist jetzt das klimatische Optimum erreicht.

In der abschließenden Pollenzone 5 gehen *Betula* sowie der Eichenmischwald zurück, gleichzeitig breitet sich jetzt *Abies* aus, die hier bis zu 21 % erreicht. Auf den trockenen Böden dominieren nun die Nadelhölzer mit *Abies*, *Picea* und jetzt auch wieder *Pinus*.

Kennzeichnend gegenüber anderen Interglazialdiagrammen sind für Surheide der hohe *Corylus*-Gipfel, das frühe Auftreten von *Picea* (vor *Corylus*), der *Abies*-Gipfel am Schluss und dazu das vollständige Fehlen von wichtigen Arten, wie *Carpinus* und *Ilex* sowie von *Azolla* und allen anderen Tertiärrelikten – und das bei einer Auszählung auf 1000 Baumpollen/Probe in Surheide V.

Zur Einordnung von Surheide in die Quartärstratigraphie

Ohne Berücksichtigung der stratigraphischen Gegebenheiten muss zunächst geprüft werden, wo sich die Fundsicht nach rein palynologischen Kriterien einordnen lässt. Dazu können

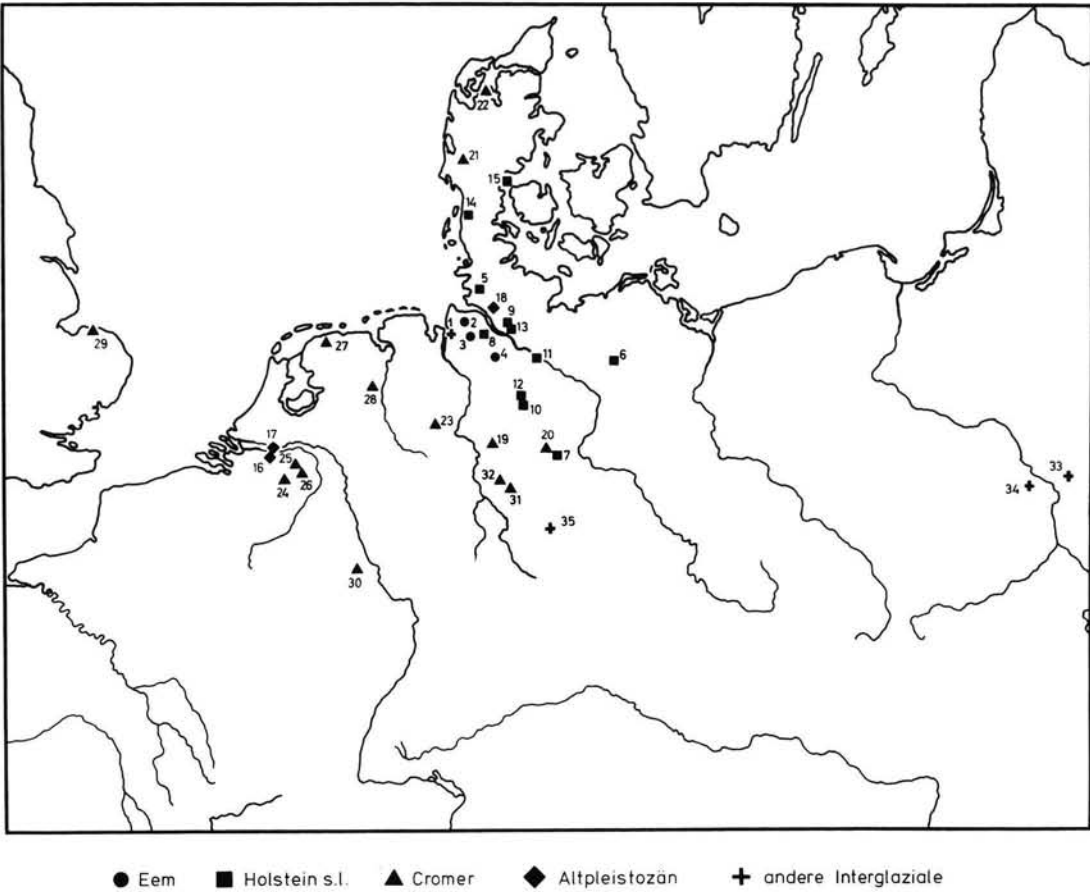


Abb. 4: Die Lage der im Text erwähnten Profilstellen

Fig. 4: Location of the sites mentioned in the text

1	Surheide	16	Bavel/NL	31	Bilshausen
2	Osterwanna	17	Leerdam/NL	32	Göttingen
3	Oerel	18	Lieth	33	Ferdinandów/PL
4	Gr.Todtshorn	19	Osterholz	34	Stanislawice/PL
5	Wacken	20	Elm	35	Voigtstedt
6	Pritzwalk	21	Olgød/DK		
7	Schöningen	22	Harreskov/DK		
8	Bossel	23	Hunteburg		
9	Hamburg-Hummelsbüttel	24	Westerhoven		
10	Wiechel	25	Rosmalen/NL		
11	Breetze	26	Het Zwinkel/NL		
12	Munster	27	Noordbergum/NL		
13	Hamburg-Dockenhuden	28	Roswinkel/NL		
14	Tørnskov/DK	29	Cromer/GB		
15	Vejlbjby/DK	30	Kärlich		

einige in den letzten Jahren vorgelegte Pollendiagramme aus Norddeutschland herangezogen werden.

Der hohe *Corylus*-Gipfel erinnert an ähnliches Verhalten im Eem, von dem aus der engeren Nachbarschaft u.a. die Diagramme Osterwanna^{2*} (BEHRE 1974), Oerel³ (BEHRE & LADE 1986) und Groß Todtshorn⁴ (CASPER 1997) vorliegen (vgl. Abb. 1). Danach müsste jedoch *Carpinus* in geringen Werten bereits ab dem *Corylus*-Abfall erscheinen und bald zunehmen, *Taxus* im oberen Bereich von Surheide¹ über 10 % erreichen, *Abies* sehr viel später als in Surheide kommen, nämlich gleichzeitig mit dem hier nicht vorhandenen *Carpinus*-Abfall, und auch *Ilex* müsste vom *Corylus*-Gipfel an regelmäßig vorkommen. Allein anhand dieser Kriterien lässt sich ein eemzeitliches Alter für Surheide mit Sicherheit ausschließen.

Eine Einordnung des Surheide-Vorkommens in das Holstein-Interglazial bzw. das folgende Wacken-Dömnitz-Interglazial muss ebenfalls geprüft werden. Hier liegen zum Vergleich die Profile aus Wacken⁵ (MENKE 1968), Pritzwalk⁶ (ERD 1973) und Schöningen⁷ (URBAN et al. 1991) mit beiden Interglazialen vor, sowie darüber hinaus die benachbarten Profile Bossel⁸ (MÜLLER & HÖFLE 1994), Hamburg-Hummelsbüttel⁹ und Wiechel¹⁰ (HALLIK 1960), von Breetze/Elbe¹¹ (BENDA & MEYER 1973), Munster¹² (MÜLLER 1974) und Dockenhuden¹³ (LINKE & HALLIK 1993) sowie die aus Tornskov¹⁴ und Vejlby¹⁵ in Dänemark (ANDERSEN 1965). Allen gemeinsam ist das regelmäßige Vorkommen von *Carpinus* und *Ilex*, die in Surheide beide trotz sehr hoher Auszählung fehlen. Allein dieses schließt ein holsteinzeitliches Alter aus. Hinzu kommen weitere Merkmale, wie die *Corylus*-Kurve, die nur in Munster einmal 30 % erreicht, in allen anderen Pollendiagrammen jedoch unter 20 % bleibt – gegenüber bis 89,3 % in Surheide. *Taxus*, die in Surheide nur sporadisch mit einzelnen Pollenkörnern auftritt, ist im Holstein und Wacken eine voll etablierte

Art und erreicht während der haselreicheren Zeit in Munster und Vejlby Werte an die 20 %. Die genannten Charakteristika zeigen, dass die Profile von Surheide mit Sicherheit nicht in den Holstein-Komplex gehören.

Die altpleistozänen Interglaziale scheiden vor allem wegen der dortigen Tertiärelemente ebenfalls aus. Die jüngsten Interglaziale dieses Abschnittes, in den Niederlanden Bavel¹⁶ und Leerdam¹⁷, haben nach ZAGWIJN & DE JONG 1984 immer noch Exoten, vor allem *Eucomia* (und das Bavel auch viel *Tsuga*), außerdem führen sie durchgehend *Carpinus* und *Ilex* bei *Corylus*-Werten unter 10 %. Die entsprechenden Interglaziale in der Lieth-Serie¹⁸ aus Schleswig-Holstein, Ütersen und Pinneberg (MENKE 1975) sind mit hohen *Ericales*-Werten stark lokal geprägt. Ihnen fehlen jedoch *Abies* völlig, *Tilia* und *Corylus* fast ganz, dafür haben sie fast durchgehend *Carpinus* und *Larix* sowie geringe Werte verschiedener Tertiärrelikte. Nach den genannten Merkmalen lassen sowohl die älteren als auch die jüngeren altpleistozänen Interglaziale eine Einordnung von Surheide nicht zu.

Noch immer sehr lückenhaft sind unsere Kenntnisse über die Interglaziale des Cromer-Komplexes, von denen nicht einmal die genaue Zahl feststeht. Für die Niederlande hat ZAGWIJN (1975) Cromer-Interglaziale I bis IV beschrieben, mit denen in den benachbarten Ländern eine Korrelation versucht wird. Nach dem Ausschluß der bekannten älteren und jüngeren Interglaziale muss für Surheide eine Einordnung in das Cromer besonders intensiv geprüft werden.

Das Cromer I, für das vor allem die langen Profile Osterholz¹⁹ und Elm²⁰ (GRÜGER 1968) repräsentativ sind, scheidet wegen der hohen Eichenmischwaldwerte, dem Vorkommen von *Carpinus* und der nur sporadischen *Abies*-Funde aus.

Gewisse Ähnlichkeiten bestehen dagegen mit dem Cromer II, in das die Vorkommen von Olgød²¹ und Harreskov²² in Dänemark (ANDER-

SEN 1965), Hunteburg²³ (HAHNE 1994) und Westerhoven²⁴ (ZAGWIJN & ZONNEVELD 1956) gestellt werden, wobei vor allem der *Corylus*-Gipfel und das Verhalten von *Picea* vergleichbar sind. Dagegen müssten die frühen und sehr hohen Werte von *Taxus* und *Ulmus* sich auch in Surheide niederschlagen und abgesehen von Dänemark kommt auch *Carpinus* vor. Auch dieses Interglazial fällt somit für Surheide aus.

Das aus Rosmalen²⁵ und Het Zwinkel²⁶ (ZAGWIJN, zuletzt 1996) beschriebene Cromer III ist noch sehr unvollständig, enthält aber sowohl *Carpinus* als auch *Ilex* und kommt damit nicht in Frage.

Auch das aus Noordbergum²⁷ beschriebene, noch sehr unvollständige Cromer IV (ZAGWIJN 1996), in das auch Roswinkel²⁸ und das klassische obere Cromer Forest Bed²⁹ (West Runton, WEST 1980) gestellt werden, entfällt wegen der nur geringen Werte von *Corylus* und *Abies* und dem Vorkommen von *Carpinus*.

In ein jüngeres Cromer-Interglazial werden die vergleichsweise vollständigen Vorkommen von Kärlich³⁰ und Bilshausen³¹ gestellt (BITTMANN & MÜLLER 1996). Mit einem hohen *Corylus*-Gipfel zu Beginn haben sie deutliche Ähnlichkeit mit Surheide, andererseits schließen jedoch hohe Werte von *Carpinus* und das Auftreten von *Ilex* eine Korrelation mit unserem Interglazial aus.

Aus diesen Darlegungen wird erkennbar, dass die Zuordnung des Interglazials Surheide zu einem in Mitteleuropa bekannten Cromer-Interglazial nicht möglich ist. Das gleiche gilt im übrigen auch für drei übereinanderliegende Warmzeiten, die GRÜGER et al. (1994) aus Göttingen-Ottostraße³² publizierten, die aber wiederum von Surheide abweichen.

Geht man über den engeren mitteleuropäischen Bereich hinaus, dann trifft man in Südpolen auf das Ferdinandow-Interglazial³³ (JANCYK-KOPIKOWA 1975), das inzwischen an 9 weiteren südpolnischen Stellen nachgewiesen wurde (RZECZOWSKI 1996), auch in Weißrussland

und Russland ist es bekannt. Dieses Interglazial besteht aus zwei Warmzeiten, unterbrochen von einer längeren *Betula-Pinus*-Phase. Die untere der beiden Warmzeiten, gut erfasst auch in Stanislawice³⁴, JANCYK-KOPIKOWA & ZARSKI 1995, weist große Ähnlichkeiten mit dem Pollendiagramm Surheide auf: hohe *Corylus*-Werte, vor denen wie in Surheide schon *Ulmus* und *Quercus* erscheinen, allerdings mit maximal etwa 20 %, d.h. höher als bei uns. *Alnus* (früh), *Tilia* (später und gering), *Taxus* (sehr wenig), *Acer* und *Fraxinus* verhalten sich ebenfalls sehr ähnlich wie in Surheide, *Picea* hat einen ähnlichen Kurvenverlauf, ist aber schwächer. Von besonderem Gewicht sind der späte *Abies*-Gipfel und vor allem das völlige Fehlen von *Carpinus*, das in Polen als wesentliches Merkmal dieses Interglazials herausgestellt wird.

Abweichend von Surheide ist in Ferdinandow das zwar geringe, jedoch mehr oder weniger regelmäßige Auftreten von *Ilex*, *Celtis*, *Vitis*, *Syringa* und *Ligustrum*. Abgesehen von *Ilex* haben diese Arten eine vorwiegend südlich-kontinentale Verbreitung, sodass ihr Fehlen in Surheide, wo sie auch heute nicht natürlich vorkommen würden, verständlich ist.

Insgesamt ist die Übereinstimmung der Pollendiagramme Surheide und Ferdinandow so groß, dass man die Vorkommen wohl als gleichalt ansehen darf. Entscheidend ist nicht nur das ähnliche Bild der Haupt-Waldbildner, sondern vor allem die gleiche Einwanderungs- und Ausbreitungsfolge dieser Arten. *Carpinus* hat es in diesem Interglazial möglicherweise überhaupt nicht geschafft, nach Mitteleuropa zurückzukehren. – Bei der weiten Entfernung von rd. 900 km zwischen Nordwestdeutschland und Südpolen, dazu noch in der Richtung atlantisch-kontinental, könnte man noch erheblich größere als die genannten Abweichungen erwarten.

Das Ferdinandow-Interglazial wurde bereits 1978 von ERD mit der Artern-Warmzeit von Voigtstedt³⁵ in Thüringen parallelisiert. Auch

zwischen Artern und Surheide gibt es zahlreiche Übereinstimmungen, die eine Korrelierung durchaus möglich machen würden. Allerdings wurde in Voigtstedt der jüngere Teil der Artern-Warmzeit ohne einen *Corylus*-Gipfel erfasst, während in Surheide der jüngste Teil fehlt, dafür im älteren Teil der hohe *Corylus*-Gipfel bestimmend ist. Die Parallelisierung beider Warmzeiten ist nicht zwingend, auch wenn das wichtige Merkmal des völligen Fehlens von *Carpinus* in beiden Profilen augenfällig ist. In Voigtstedt bildet das Interglazial die Basis der dort nur einfach ausgebildeten Elster-Grundmoräne (MEYER 1981).

Diskussion

Mehrere gute Merkmale, wie besonders ein hoher *Corylus*-Gipfel, ein spätes Maximum von *Abies* sowie das Fehlen von *Carpinus*, *Ilex* und *Azolla* kennzeichnen das Interglazial von Surheide so gut, dass es sich klar von anderen Vorkommen unterscheidet. Der Vergleich mit allen wichtigen Pollendiagrammen Mitteleuropas vom späten Altquartär bis zum Eem erbrachte keine Übereinstimmung mit einem bekannten Interglazial dieses Raumes. Dagegen bestehen trotz der weiten Entfernung große Ähnlichkeiten mit der unteren Warmzeit des in Südpolen mehrfach vertretenen Ferdinandow-Interglazials und seinem Äquivalent in Weißrussland und Russland (vgl. zum letzteren RZECOWSKI 1996, ZAGWIJN 1996).

Stratigraphisch wird das Ferdinandow-Interglazial in Polen heute von den meisten Autoren zwischen die Moränen von San 1 und San 2 gestellt (MOJSKI 1995, LINDNER 1995, RZECOWSKI 1996), doch gelegentlich wird auch eine Einordnung oberhalb von San 2, aber vor dem Masovian (Holstein) versucht (KRZYSZKOWSKI 1991). San 1 und 2 entsprechen im mitteldeutschen Raum Elster I und II (EISSMANN 1995), die damit durch ein

richtiges Interglazial getrennt wären. In Nordwestdeutschland wird in der Regel nur eine Elstermoräne kartiert, doch gibt es gelegentlich auch hier Hinweise auf zwei Vorstöße mit zwei Grundmoränen, wie im Elbe-Weser-Gebiet auf Blatt Buxtehude (MEYER 1982) und im Kreis Osterholz (HÖFLE 1983).

Für die Fundstelle Surheide reichen die bei der Notbergung des Profils gemachten Aufzeichnungen nicht für eine genauere stratigraphische Einstufung aus. Sicher ist die Position unterhalb oder innerhalb der Saale-Kaltzeit. Wegen des unmittelbar unter der organogenen Mudde liegenden nordischen Materials wäre ein prä-Elster-Alter kaum zu erklären, es sei denn, man nimmt eine vorangegangene weitere Vereisung an, wofür es hier bislang keine Anzeichen gibt. Da nach den pollenanalytischen Befunden Holstein und Jüngerer ausscheiden, liegt nahe, das Profil Surheide in den Elsterbereich einzuordnen. Dieses wird durch die Korrelation mit dem wahrscheinlich intra-elsterzeitlichen Ferdinandow-Interglazial nachdrücklich gestützt. Die fehlende Übereinstimmung mit den bis jetzt bekannten Cromer-Interglazialen spricht ebenso dafür wie der völlige Mangel an Tertiärrelikten. Dabei kann allerdings das Ausbleiben von *Azolla* möglicherweise auf der Nährstoffarmut des Sees beruhen.

Zusammen mit einigen angeführten anderen neuen Pollendiagrammen zeigt das Profil Surheide, dass die genaue Zahl der Warmzeiten im Mittelpleistozän noch nicht bekannt und damit die Gliederung dieser Zeitperiode noch immer sehr unsicher ist.

Dank

Herr R. Eggers wies den Autor auf die Fundstelle hin und gab wesentliche Geländeunterstützung; Prof. Dr. E. Gröger und Prof. Dr. K.-D. Meyer sahen das Manuskript kritisch durch, die technischen Arbeiten führten Frau K. Petzel,

K. Lehnern und M. Spohr durch und Frau M. Janssen schrieb den Text. Ihnen allen gilt mein Dank.

Literatur

- ANDERSEN, S.T. (1965): Interglacialer og interstadialer i Danmarks kvartær. – Medd. dansk geol. Foren., **15** (4): 486-506, 9 Abb.; Kopenhagen.
- BEHRE, K.-E. (1974): Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. – Geol. Jb., **A 18**: 3-48, 8 Abb., 5 Taf.; Hannover.
- BEHRE, K.-E. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 11-36, 12 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- BENDA, L. & MEYER, K.-D. (1973): Das Holstein-Interglazial von Breetze bei Bleckede/Elbe. – Geol. Jb., **A 9**: 21-40, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- BITTMANN, F. & MÜLLER, H. (1996): The Kärlich Interglacial site and its correlation with the Bilshausen sequence. In: TURNER, Ch. [ed.]: The Early Middle Pleistocene in Europe, 187-193; Rotterdam, (Balkema).
- CASPERS, G. (1997): Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen). Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetation und Klimaverlauf der letzten Kaltzeit. – Schriftenr. Dt. Geol. Ges., **4**: 7-59, 38 Abb., 6 Tab.; Hannover.
- EISSMANN, L. (1995): Sachsen. In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 171-198, 7 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Borntraeger).
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. geol. Wiss., **1** (9): 1087-1103, 8 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- ERD, K. (1978): Pollenstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. – Schr.-R. geol. Wiss., **9**: 99-119, 3 Abb.; Berlin.
- GRÜGER, E. (1968): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **18**: 204-235, 3 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Öhringen/Württ.
- GRÜGER, E., JORDAN, H., MEISCHNER, D. & SCHLIE, P. (1994): Mittelpleistozäne Warmzeiten in Göttingen, Bohrungen Ottostraße und Akazienweg. – Geol. Jb., **A 134**: 167-209, 6 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- HAHNE, J., MENGELING, H., MERKT, J. & GRAMANN, F. (1994): Die Hunteburg-Warmzeit („Cromer-Komplex“) und Ablagerungen der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung Hunteburg GE 58 bei Osnabrück. – Geol. Jb., **A 134**: 117-165, 21 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- HALLIK, R. (1960): Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide. – Z. dt. geol. Ges., **112**: 326-333, 3 Abb.; Hannover.
- HÖFLE, H.-Chr. (1983): Strukturmessungen und Geschiebeanalysen an eiszeitlichen Ablagerungen auf der Osterholz-Scharmbecker Geest. – Abh. naturwiss. Ver. Bremen, **40**: 39-53, 11 Abb., 2 Tab.; Bremen.
- JANCYK-KOPIKOWA, Z. (1975): Flora interglaciala Marzowieckiego w Ferdinandowie.- Biuletyn Instytut Geologiczny, **290**: 1-94; Warschau.
- JANCYK-KOPIKOWA, Z. & ZARSKI, M. (1995): The Ferdinandów interglacial at Stanisławice near Kozienice (Central Poland). – Acta Palaeobotanica, **35**, 7-13; Warschau u. Krakau.
- KRZYSZKOWSKI, D. (1991): Middle Pleistocene

- stratigraphy of Poland: a review.- Proc. Geol. Assoc., **102**: 201-215.
- LINDNER, L. (1995): Till sequences and local moraines in the Holy Cross Mountains area in central Poland. In: EHLERS, J. et al. [Hrsg.] *Glacial Deposits in North-East Europe*: 329-337; Rotterdam (Balkema).
- LINKE, G. & HALLIK, R. (1993): Die pollenanalytischen Ergebnisse der Bohrungen Hamburg-Dockenhuden (qho 4), Wedel (qho 2) und Hamburg-Billbrook.- *Geol. Jb.*, **A 138**: 169-184, 4 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- MENKE, B. (1968): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (pollenanalytische Untersuchungen aus Westholstein). - *Meyniana*, **18**: 35-42, 6 Abb.; Kiel.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. - Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichsel-Frühglazials. - *Geol. Jb.*, **A 26**: 3-151, 9 Abb., 3 Tab., 8 Taf.; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1981): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Elster- und Weichsel-Glazials. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **31**: 203-209; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1982): Erläuterungen zu Blatt 2524 Buxtehude. *Geol. Karte Niedersachsen* 1:25 000, Bl. 2524, 120 S., 22 Abb., 8 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MOJSKI, J.E. (1995): Pleistocene glacial events in Poland. In: EHLERS, J. et al. [Hrsg.]: *Glacial Deposits in North-East Europe*: 287-292, 1 Abb., 1 Tab.; Rotterdam (Balkema).
- MÜLLER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. - *Geol. Jb.*, **A 21**: 107-140, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- MÜLLER, H. & HÖFLE, H.-Chr. (1994): Die Holstein-Interglazialvorkommen bei Bossel westlich von Stade und Wanhöden nördlich Bremerhaven. - *Geol. Jb.*, **A 134**: 71-116, 13 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte, 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Wachholtz).
- RZECZOWSKI, J. (1996): The Ferdynandowian Interglacial and its stratigraphical position in the Middle Pleistocene of Europe. In: TURNER, Ch. [Hrsg.]: *The early Middle Pleistocene in Europe*: 279-317; Rotterdam, (Balkema).
- URBAN, B., LENHARD, R., MANIA, D. & ALBRECHT, B. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Ldkr. Helmstedt. - *Z. dt. geol. Ges.*, **142**: 351-372, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- WEST, R.G. (1980): The pre-glacial Pleistocene of the Norfolk and Suffolk coasts.- 203 S., 36 Taf.; Cambridge.
- ZAGWIJN, W.H. (1975): Chronostratigrafie en biostratigrafie. Indeling van het Kwartair op grond van veranderingen in vegetatie en klimaat.- *Toelichtingen Geolog. Overzichtskaarten van Nederland*, 109-114; Haarlem.
- ZAGWIJN, W.H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. In: TURNER, Ch. [ed.]: *The early Middle Pleistocene in Europe*: 145-172; Rotterdam (Balkema).
- ZAGWIJN, W.H. & DE JONG, J. (1984): Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im niederländischen Früh-Pleistozän. - *Meded. rijks geol. Dienst*, **37**: 155-169, 12 Abb., 6 Taf.; Maastricht.
- ZAGWIJN, W.H. & ZONNEVELD (1956): The interglacial of Westerhoven.- *Geol. Mijnbouw NS*, **18**, 37-46, 3 Abb.

Distribution and palaeoecological indicator value of diatoms in Holocene coastal deposits of the southern North Sea (Lower Saxony, Germany)

FRANK WATERMANN, HOLGER FREUND & GISELA GERDES^{*}

Keywords: diatom analysis, Holocene, palaeoenvironment, palaeoecology, North Sea, Germany, sea-level change

Abstract: The development of the North Sea coastal landscapes during the past 8000 years has been strongly influenced by sea-level fluctuations that involved cyclical transgression, stagnation and even regression phases. Transgressive phases are reflected in NW Germany by Holocene coastal deposits consisting mainly of sand, silt and clay, whereas phases of regressive coastal development are indicated by the presence of peat layers. Although the East Friesian barrier islands in their present state are not older than 2000 years, they possess material that is amenable to palaeoecological investigations. Fossil salt marsh and tidal flat horizons provide natural sea-level indicators that record fluctuations of the mean high tide level in the southern North Sea. This paper presents the results of diatom analyses from boreholes in coastal regions and on the East Friesian barrier islands. Diatom assemblages of the clastic units of marine transgression phases are generally characterized by marine pelagic and littoral diatoms. Nevertheless, oligo- and mesohalobous species also occur, predominantly in direct contact with the basal peat layer suggesting that the first marine transgression proceeded slowly. Tidal flat deposits are characterized by poly- and mesohalobous species, whereas

lagoonal sediments are dominated by littoral brackish and sometimes fragile diatoms indicating low salinity and calm depositional conditions. Intercalated *Phragmites* fen peat layers show an increase in littoral oligohalobous species reflecting regressive phases of sea level. Salt-marsh deposits on the East Friesian islands, as well as those in contact with the Pleistocene hinterland, mainly contain aerophilous, littoral species. Flooding events and increasing marine influences are documented by higher amounts of pelagic marine diatoms. Dune slack deposits, which only occur on the islands, and deposits in the uppermost salt-marsh areas show a clear dominance of oligohalobous species suggesting that marine influences are restricted in those environments.

[Verbreitung und paläoökologischer Indikatorwert von Diatomeen in holozänen Küstenablagerungen der südlichen Nordsee (Niedersachsen; Deutschland)]

Kurzfassung: Die Entstehung der niedersächsischen Küstenlandschaften ist während der letzten 8000 Jahre eng mit Meeresspiegelfluktuationen verbunden, die Phasen von Meeresspiegelabsenkungen und -anstiegen ebenso umfassen wie Stillstandsphasen. Transgressive Abschnitte zeichnen sich vor allem durch sandige und tonig-schluffige Ablagerungen aus, während Regressionsphasen zum Teil durch Torf gekennzeichnet sind, der sich in Phasen verlangsamen Meeresspiegelanstieges seewärts auf marine Ablagerungen ausbreiten konnte. Auch auf den Ostfriesischen Inseln ergeben sich Möglichkeiten paläoökologischer Untersuchungen, die ungefähr bis in die Zeitenwende zurückreichen. Hier können vor

^{*}Anschriften der Verfasser: PD Dr. HOLGER FREUND, Dr. G. GERDES, Dr. F. WATERMANN, Institut für Chemie und Biologie des Meeres (ICBM), Meeresstation, Schleusenstr. 1, D-26382 Wilhelmshaven; E-mail: holger.freund@icbm.terra mare.de

allen älteren Salzwiesenhorizonte und Wattschichten genutzt werden, die heute infolge von Strandverschiebungen am seeseitigen Strand einiger Inseln erosiv freigelegt werden. Diese Horizonte bilden natürliche Pegelmarken, an denen zurückliegende Meeresspiegelstände rekonstruiert werden können. In diesem Artikel werden diatomologische Ergebnisse vorgestellt, die an Bohrungen und Profilen der festländischen Küste und Ostfriesischen Inseln erarbeitet wurden. Die Diatomeen-Vergesellschaftungen klastischer Sedimente, die während Transgressionsphasen abgesetzt wurden, sind generell durch pelagische und litorale marine Arten charakterisiert. Im Kontakt zu den Ablagerungen des Basaltorfes treten verstärkt oligo- bis mesohalobere Arten hinzu. Dies legt den Schluss nahe, dass sich dieser erste transgressive Kontakt nicht erosiv, sondern fließend vollzogen hat. Die Wattablagerungen sind vornehmlich durch eine Artenkombination poly- bis mesohalober Arten gekennzeichnet, während lagunäre Sedimente häufiger litorale brackische und schwach verkieselte Arten aufweisen. Dies deutet auf einen geringeren Salzgehalt und ruhige Ablagerungsbedingungen hin. Die eingeschalteten Niedermoortorfe mit *Phragmites* zeigen einen Anstieg litoral-oligohalober Arten und bezeugen somit den Rückgang der Salinität und mithin eine regressive Phase innerhalb der Meeresspiegel-Entwicklung. Salzwiesenablagerungen sowohl auf den Inseln als auch im Kontakt zum pleistozänen Hinterland werden durch aerophile litorale Spezies charakterisiert, Überflutungsereignisse deuten sich durch stärkere Nachweise pelagischer mariner Diatomeen an. Sowohl Ablagerungen feuchter Dünenränder, die im Untersuchungsgebiet nur auf den Ostfriesischen Inseln auftreten, als auch die am höchsten gelegenen Bereiche der Salzwiese beherbergen eine Vielzahl oligohalober Spezies und unterstreichen auf diese Weise den zurückgehenden marinen Einfluss.

1 Introduction

Diatoms are photosynthetic single-celled algae with a SiO_2 -cell wall that generally fossilizes well. This opaline frustule is composed of two valves which fit together by girdle bands. The

taxonomy of diatoms is mainly based on the shape and structure of these siliceous valves. Most of the littoral pennate species are associated with specific substrates that mainly influence the distribution of these species. The following terms are used: *epiphytic*, growing attached to other plants; *epipsammic*, growing on sand, and *epipelic*, growing on mud.

Epiphytic diatoms, mostly associated with macroalgae, are characteristic of permanently submerged low-energy environments such as ditches, ponds, lakes and lagoons (Vos & DE WOLF 1988). In intertidal areas epipsammic diatoms are usually part of the littoral populations in lagoons (Vos & DE WOLF 1988), whereas on intertidal mud flats and salt marshes, epipsammic forms are insignificant. Littoral epipelic species are dominant in these environments (ADMIRAAL 1984). However, epipelic diatom assemblages in salt marshes differ from those on mud flats, as salt-marsh species such as *Diploneis interrupta* are adapted to irregular inundation (DENYS 1994). The coastal zone is not only characterized by littoral, but also by a high abundance of predominantly planktonic pelagic species living in the water column of the North Sea.

The key difficulty in palaeoecological diatom research is to distinguish autochthonous species from transported, allochthonous species. This differentiation is of major importance especially in tidal and estuarine environments (BROCKMANN 1940; SIMONSEN 1962; ZONG 1997; ZONG & HORTON 1999). In tidal environments such as tidal channels, the allochthonous taphocoenosis occasionally outnumber the autochthonous taphocoenosis (SIMONSEN 1962). If more than 80% of the total number of diatoms can be qualified as allochthonous, a detailed environmental reconstruction is not possible (ANDERSON & Vos 1992).

Diatoms are important palaeoecological indicators as they are very sensitive to changes in environmental conditions. Diatom analysis can be applied to the study of former palae-

otidal levels (VOS & DE WOLF 1988; DENYS 1994; FREUND & STREIF 1999, 2000), sea-level change and related trans- and regressive coastal developments (STABELL 1982; PALMER & CLAGUE 1986), and the reconstruction of palaeosalinity gradients (SIMONSEN 1962; MOORE and MCINTIRE 1977; JUGGINS 1992). Whereas earlier diatom investigations (BROCKMANN 1928, 1940; GROHNE 1959; BENDA & STREIF 1971) from the NW German coastal area have been limited to qualitative studies, quantitative diatom investigations of Holocene deposits are rare in contrast to the Netherlands (ANDERSON & Vos 1992; Vos & de WOLF 1994). In this paper, data on the relative abundance of diatoms in sedimentary sequences from NW Germany are used to characterize facies changes caused by sea-level fluctuations.

2 Quaternary sea-level fluctuations in the southern North Sea

During the Weichselian last glacial maximum, 22 000 to 18 000 years BP, the sea level was ca

110–130 m lower than today and so many parts of the North Sea were dry land (JELGERSMA 1979; CAMERON et al. 1987; LONG et al. 1988; FLEMMING & DAVIS 1994). Subsequently, sea level began to rise during the course of Holocene climatic amelioration. At 9000 years BP the northern limits of the Doggerbank were reached (ZAGWIJN 1986). At this time freshwater conditions still prevailed in the southern part of the North Sea basin, as documented by pollen analyses (BEHRE et al. 1985). The subsequent sea-level rise triggered the accumulation of coastal sediments in NW Germany (STREIF 1990; FLEMMING & DAVIS 1994). Between 8600 and 7100 BP sea-level continued to rise at a rate of about 2 m per 100 years (STREIF 1990), starting from 45 m NN and reaching 15 m NN in the latter phase of this period (NN = German zero datum; ~ a.s.l.). The pre-existing Pleistocene landscape was gradually inundated and covered with marine deposits, starting with the low-lying valley systems (VOS & DE WOLF 1993; FLEMMING & DAVIS 1994; LUDWIG et al. 1979). This steep rise probably lasted until 6500 BP (MENKE 1976). However, the

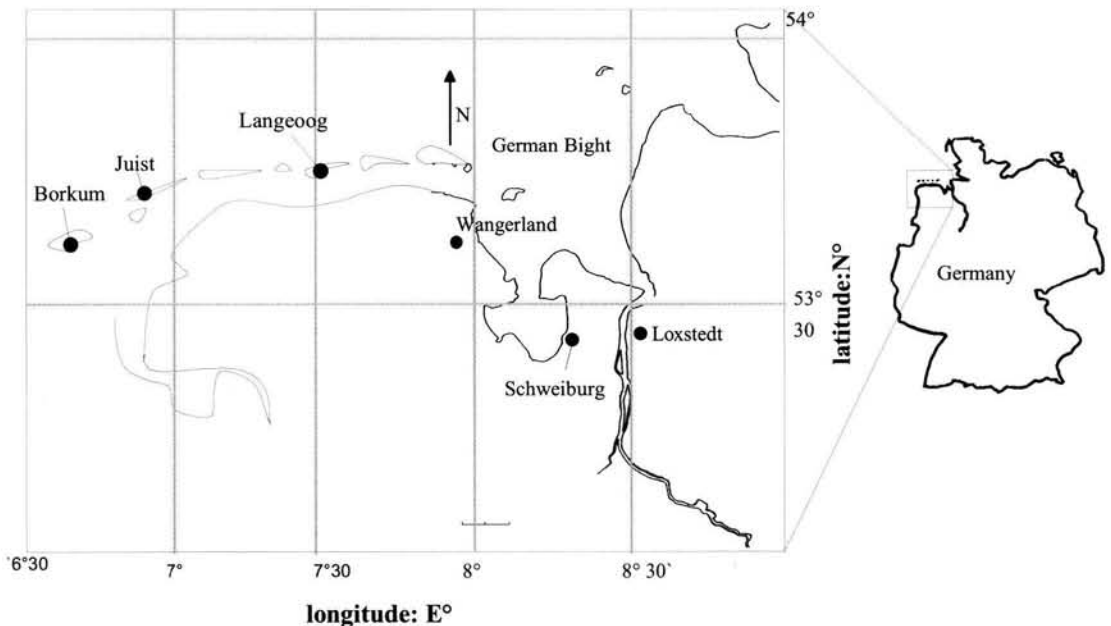


Fig. 1: Map of the study area and the location of drill sites in the southern North Sea region.

Holocene transgression was not continuous but interrupted by distinct cycles of marine stagnation and even regression phases of sea level. This is evident from the presence of peat layers intercalated in the otherwise clastic Holocene coastal deposits. Due to the lack of dateable material, our knowledge of sea-level fluctuations over the last 2000 years is somewhat limited. New evidence documenting distinct sea-level changes during that period is provided by studies of fossil salt-marsh and tidal flat horizons on the East Friesian Islands (FREUND & STREIF 1999, 2000). Increasing human activity has greatly influenced the development of the coastal landscape since Medieval times (ca 1000 years BP). The coastline was actively shaped through the building of dikes in the 11th century, culminating in a continuous system of winter dikes during the 13th century. This prevented natural sedimentation in the dike-protected hinterland. As a consequence, clayey coastal sediments be-

came compacted due to drainage, and resulted in a higher storm surge level. This led to severe breaches in dike structure and the formation of new tidal bays such as the Jade bay near Wilhelmshaven or the Dollart near Emden. In contrast, the East Friesian Barrier islands retained a more or less natural/semi-natural environment until the construction of dikes commenced in Modern times.

3 Study sites

This work is based on the study of six sampling sites in the southern North Sea (Fig. 1, Tab. 1). In the Pleistocene hinterland four cores were extracted using a Livingstone piston corer (MERKT & STREIF 1970). The Loxstedt drill site, located in the funnel-like Pleistocene palaeo-watercourse of the Weser, lies about 20 km SW of Bremerhaven close to the river Weser



Fig. 2: Salt-marsh deposits exposed on the beach of the seaward side of the island of Juist due to coastal erosion and shoreline displacement.

Tab. 1: Geographical position of study sites

Profile	Height [NN + m]	Geographical position	Map sheet 1:25.000
Loxstedt	+ 3.75 m	53°43'N, 8°50'E	2517 Loxstedt
Schweiburg	+ 2.00 m	53°39'N, 8°26'E	2516 Nordenham
Wangerland 2	+ 0.65 m	53°62'N, 7°96'E	2313 Wangerland
Wangerland 5	+ 2.00 m	53°60'N, 7°94'E	2513 Wangerland
Juist 3	+ 1.40 m	53°40'N, 6°53'E	2307 Juist West
Juist 6	+ 0.78 m	53°40'N, 6°54'E	2307 Juist West
Juist 18	+ 0.72 m	53°40'N, 6°40'E	2307 Juist West
Borkum	+ 1.00 m	53°35'N, 6°41'E	U3000 Borkum
Langeoog 3	+ 2.80 m	53°45'N, 7°29'E	2210 Langeoog West

(MÜLLER 1977). The Schweiburg drill site, E of the Jade bay (Fig. 1) is situated in what may be a tidal bay. The Wangerland drill site lies approximately 18 km NW of Wilhelmshaven in the Wangerland marshland (Core Wangerland 2 and 5; Fig. 1, Tab.1). This study area, now named Crildumer Bay, was a sheltered bay in former times but has since silted up. It was most likely subdivided by a peninsula (PETZELBERGER 1997). The cores presented in this paper are located in the southern section of the former bay.

Palaeochronological investigations into former sea-level fluctuations, based on evidence from salt-marsh and tidal flat horizons of the East Friesian Islands, have so far been carried out on Memmert, Borkum, Juist, Langeoog, Wangerooge and Mellum. In this paper results from the study sites of Borkum, Juist and Langeoog are presented (Fig. 1, Tab. 1).

Conditions for palaeoecological and geological studies are most favourable on the seaward side of Juist as palaeohorizons are particularly well exposed (Juist profiles 3, 6 and 18; Tab. 1, FREUND & STREIF 1999, 2000; FREUND 2003, FREUND et al. 2003; 2004). These salt marshes were originally formed on the landward side of the island but were blanketed and preserved by dune sand following a north-south dislocation.

Coastal erosion and shoreline displacement has lead to the exposure of these deposits in more recent times (Fig. 2). The Borkum profile (profile "Am Hopp") is located in a recent salt-marsh area south of the town of Borkum (Tab. 1).

The search for the most complete sequence of salt marsh and tidal flat deposits was carried out with a hand driven corer. On Langeoog the sampling site is situated near the centre of the village of Langeoog. During the geological survey of the 1960's two intercalated organic layers, most likely indicating variations in island development, were described by BARCKHAUSEN (1969). At present the availability of suitable coring sites is restricted as many promising areas have been built-over. Nevertheless, a small area of fallow land in the centre of the village has produced one organic horizon (profile 3 "Kiebitzweg", Tab. 1). The survey followed the method used on Borkum. On all islands samples were extracted from excavated holes using metal sampling boxes.

4 Material and Methods

Diatoms were separated according to SCHRADER (1973). Counts were obtained using a Zeiss Axiophot microscope under phase contrast at

x1000 magnification, thus providing data on relative abundance. Frequencies are expressed as percentages of the total number of diatom valves counted (TDV; minimum of 200 valves in each sample). Counts of samples of 0.1-1ml volume (depending on the suspension) were made in triplicate using counting chambers (UTERMÖHL 1958) under an inverted microscope (x400 magnification). If no diatoms were found by applying the above method, the following procedure was used. Samples were homogenized and dried, treated with 15% hydrogen peroxide for one hour, suspended in water and sieved through 500µm and 63µm mesh. The resulting fractions were dried for 12h at 60°C. Diatoms were analysed in subsample triplicates of 500mg minimum. Those of the >63µm fraction were counted at x200 magnification using a Zeiss Stemi SV 11 binocular microscope. Diatoms were identified using DREBES (1974), HUSTEDT (1957) and PANKOW (1990). Nomenclature fol-

lows HARTLEY et al. (1996).

The diatom species were divided into groups depending on salinity tolerance according to SIMONSEN (1962): (i) polyhalobous-marine taxa (~30‰), (ii) mesohalobous-brackish taxa (0.2-30‰), and (iii) oligohalobous taxa (0-20‰). Halophilous and indifferent taxa can tolerate brackish and freshwater conditions, but the former have their optimum in brackish water while the latter are regarded as having their optimum in freshwater conditions. An extended classification is based on VOS & DE WOLF (1993), in which diatoms are classified in relation to their saline optimum and according to their specific sedimentary environments.

Diatom counts are plotted using the TILIA graph program by GRIMM (1993).

A total of 188 taxa were identified in 523 samples taken from the four cores of the landward study sites. Of the material from the East Friesian Islands 166 analyses were carried out

Tab. 2: Dominant diatom taxa (exceeding 5% TDV) recorded from the nine coastal sites with their salinity classes, life forms and subfossil and recent habitats indicated.

distribution fossil	Species	habitat littoral or pelagic	halob	haline	Substrat Epiphytic Episammic Epipellic	fragility	distribution modern
Brackish backside lagoons	<i>Anomoeoneis sphaerophora</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline 0-10 ‰	epipellic	silicified	salt marsh, saline waters of the hinterland
Brackish backside lagoons	<i>Cocconeis peltoides</i>	littoral	polyhalobous	mesohaline 10-30‰	epiphytic	silicified	freshwater to brackish water
Brackish backside lagoons	<i>Cocconeis placentula</i>	littoral	oligohalobous	pleiohaline 0-30 ‰	epiphytic	silicified	marine coastal waters
Brackish backside lagoons and salt marsh	<i>Diploneis elliptica</i>	littoral	oligohalobous	pleiohaline 0-20 ‰	epipellic	strongly silicified	salt marsh, saline waters of the hinterland
Brackish backside lagoons and salt marsh	<i>Diploneis interrupta</i>	littoral	mesohalobous	0.2-10 ‰	epipellic	strongly silicified	salt marsh, saline waters of the hinterland
Brackish backside lagoons	<i>Gyrosigma spenceri</i>	littoral	mesohalobous	10- 30 ‰	epipellic	fragile	salt marsh, and saline waters of the hinterland
Brackish backside lagoons	<i>Navicula capitata</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline 0-10‰	epipellic	silicified	inter- to supratidal zone
Brackish backside lagoons	<i>Navicula digitoradiata</i>	littoral	mesohalobous	10- 30 ‰	epipellic	silicified	inter- to supratidal zone
Brackish backside lagoons	<i>Navicula meniscus</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline 0-10‰		silicified	brackish waters
Brackish backside lagoons	<i>Navicula peregrina</i>	littoral	mesohalobous	10- 30 ‰	epipellic	silicified	brackish waters
Brackish backside lagoons	<i>Navicula salinarum</i>	littoral	mesohalobous	3-30 ‰		silicified	marine coastal waters
Brackish backside lagoons	<i>Nitzschia brevissima</i>	littoral	oligohalobous	pleiohaline 0-20 ‰	epipellic	silicified	inter- to supratidal zone
Brackish backside lagoons	<i>Nitzschia constricta</i>	littoral	mesohalobous	3-30 ‰	epipellic	silicified	inter- to supratidal zone
Brackish backside lagoons and salt marsh	<i>Nitzschia sigma</i>	littoral	mesohalobous	10- 30 ‰	epipellic	fragile	lower supratidal zone
Brackish backside lagoons and peat	<i>Pinnularia major</i>	littoral	oligohalobous	pleiohaline 0-20 ‰		fragile	eutrophic freshwater, creeks and lagoons
Brackish backside lagoons and peat	<i>Pinnularia viridis</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline. 0-10 ‰		fragile	eutrophic freshwater, creeks and lagoons

Brackish backside lagoons and peat	<i>Staurosira construens</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline 0-10 ‰		strongly silicified	freshwater lagoons
Brackish tidal flats and lower salt marsh	<i>Caloneis aemula</i>	littoral	mesohalobous	pleiohaline 3-30 ‰		silicified	marine coastal waters
Brackish tidal flats and lower Salt marsh	<i>Caloneis formosa/westii</i>	littoral	mesohalobous	pleiohaline 3-30 ‰		silicified	brackish tidal flats
Brackish tidal flats	<i>Fallacia forcipata</i>	littoral	polyhalobous	mesohaline 10-30 ‰	epipelic	silicified	sandy tidal flats, brackish to marine tidal flat
Brackish tidal flats	<i>Navicula cincta</i>	littoral	oligohalobous	pleiohaline 0-20 ‰	epipelic/ aerophilous	silicified	inter- to supratidal zone
Brackish tidal flats	<i>Navicula pygmaea</i>	littoral	mesohalobous	0,2-10 ‰	epipelic	fragile	brackish water
Dune slack	<i>Cymbella aspera</i>	littoral	oligohalobous	pleiohaline. 0-20 ‰	epipelic/ aerophilous	silicified	freshwater
Dune slack	<i>Epithemia zebra var. porcellus</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline 0-20 ‰	epiphytic	silicified	freshwater
Dune slack	<i>Navicula menisculus</i>	littoral	mesohalobous			silicified	brackish waters
Dune slack	<i>Navicula variostrata</i>	littoral	oligohalobous	indifferent		silicified	swamps
Dune slack	<i>Staurosira construens var. subsalina</i>	littoral	oligohalobous	pleiohaline 0-20 ‰		silicified	freshwater and brackish
Fluvial levee and and tidal flat	<i>Cyclotella meneghiniana</i>	pelagic	oligohalobous	pleiohaline 0-20 ‰		strongly silicified	river estuaries (Weser)
Salt marsh	<i>Diploneis bombus</i>	littoral	polyhalobous	mesohaline 15-35‰	epipelic	strongly silicified	intertidal to supratidal zone
Salt marsh and dune slack	<i>Hantzschia amphioxys</i>	littoral	oligohalobous				
Salt marsh (high)	<i>Navicula pusilla</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline 0-10 ‰	epipelic/ aerophilous	silicified	freshwater and brackish water
Salt marsh (high)	<i>Navicula mutica</i>	littoral	oligohalobous	mesohaline 0-10 ‰	epipelic/ aerophilous	silicified	freshwater and brackish water
Salt marsh and lagoonal deposits	<i>Scolioneis tumida</i>	littoral	mesohalobous	10- 30 ‰	epipelic	silicified	sandy to muddy tidal flats
Salt marsh	<i>Tryblionella apiculata</i>	littoral	mesohalobous	0,5- 30 ‰	epipelic	silicified	inter- to supratidal zone
Salt marsh and lagoonal deposits	<i>Tryblionella apiculata</i>	littoral	mesohalobous	0,5- 30 ‰	epipelic	silicified	inter- to supratidal zone
Salt marsh and lagoonal deposits and tidal flats	<i>Tryblionella navicularis</i>	littoral	polyhalobous	7-30 ‰	epipelic	strongly silicified	inter- to supratidal zone
Tidal flat	<i>Achnanthes delicatula</i>	littoral	polyhalobous	pleiohaline 3-30 ‰	epipsammic	strongly silicified	subtidal to intertidal
Tidal flat	<i>Actinocyclus senarius</i>	pelagic	polyhalobous	mesohaline 10-30 ‰		silicified	coastal waters
Tidal flat and peat	<i>Aulacodiscus argus</i>	pelagic	polyhalobous	indifferent		strongly silicified	obligate sublittoral, open sea
Tidal flat	<i>Cymatosira belgica</i>	littoral	polyhalobous	meiohaline 20-30‰	epipelic	silicified	tidal flat
Tidal flat	<i>Delphineis surirella</i>	littoral	polyhalobous	meiohaline 20-30‰	epipelic	strongly silicified	tidal flat
Tidal flat and salt marsh	<i>Diploneis smithii</i>	littoral	polyhalobous	pleiohaline 3-30‰	epipelic	strongly silicified	salt marsh, tidal flat and saline waters of the hinterland
Tidal flat	<i>Opephora pacifica</i>	littoral	polyhalobous	indifferent	epipelic	silicified	marine coastal zone
Tidal flat, natural and fluvial levee, peat	<i>Paralia sulcata</i>	pelagic	polyhalobous	mesohaline 10-30‰		strongly silicified	marine coastal waters
Tidal flat	<i>Raphoneis amphicerus</i>	littoral	polyhalobous	mesohaline 10-30‰	epipelic to epipsammic	strongly silicified	tidal flat
Tidal flat and peat	<i>Triceratium favius</i>	pelagic	polyhalobous	indifferent		strongly silicified	obligate sublittoral open sea

yielding a total of 133 taxa. In Table 2, the species with an abundance of more than 5% are listed and classified according to their habitat, salinity tolerance, substrate specificity and their distribution in both modern and palaeo-coastal areas. All dates mentioned in the text are radiocarbon dates; dates cited as AD/BC are calibrated dates.

5 Results

Although all sampling sites are situated around the southern North Sea they provide evidence for both environmental and temporal variations. The cores located in the vicinity of the Pleistocene hinterland embrace the coastal development of the entire Holocene, reflecting “on shore” sedimentation conditions. A more or less “off shore” environment is indicated by

the sampling sites on the East Friesian Islands which mirror the youngest coastal developments of the North Sea only. Consequently, the results are initially presented separately and then brought together comprehensively.

5.1 Environmental interpretation of the borehole units of the Pleistocene hinterland

Basal peat, intercalated peat: Most basal peat units are characterized by a transition from carr to reed or sedge peat. An exception is Wangerland core W5 which records a change to bog peat (DELLWIG et al. 1999).

The concentration of diatoms in the basal organic rich deposits varies rather widely. In the Loxstedt core, diatoms are absent in the lowermost part of the basal peat. Only the freshwater mud (Fig. 3) contains fragments of large *Pinnularia* species (DELLWIG 1999) indicating limnic conditions. The upper part of the basal peat is characterized by the oligohalobous to freshwa-

ter species *Staurosira construens*. In addition, low numbers of strongly silicified polyhalobous pelagic diatoms, such as *Triceratium favius* and *Aulacodiscus argus* (not shown), were recorded. These indicate sea-water impact, possibly due to a single flood event. With regard to the diatom assemblages it is obvious that the basal peat of the Loxstedt core developed under limnic conditions. By contrast the basal peat of the Wangerland core W2 (Fig. 4) received much more marine influence. Here the number of species is significantly higher than in the basal peat of the Loxstedt core, and brackish species, such as the mesohalobous *Nitzschia constricta* and the fragile *N. sigma* are dominant. In particular, *N. sigma* is an indicator of calm depositional conditions typical of the lower supratidal zone. Nevertheless, the presence of strongly silicified polyhalobous pelagic species like *Paralia sulcata* suggests flood events. Similarly the basal peat of the Schweiburg core (Fig. 6) was also influenced by the North Sea. This is evident from the high numbers of strongly silicified allochthonous marine pelagic diatoms in the entire peat accu-

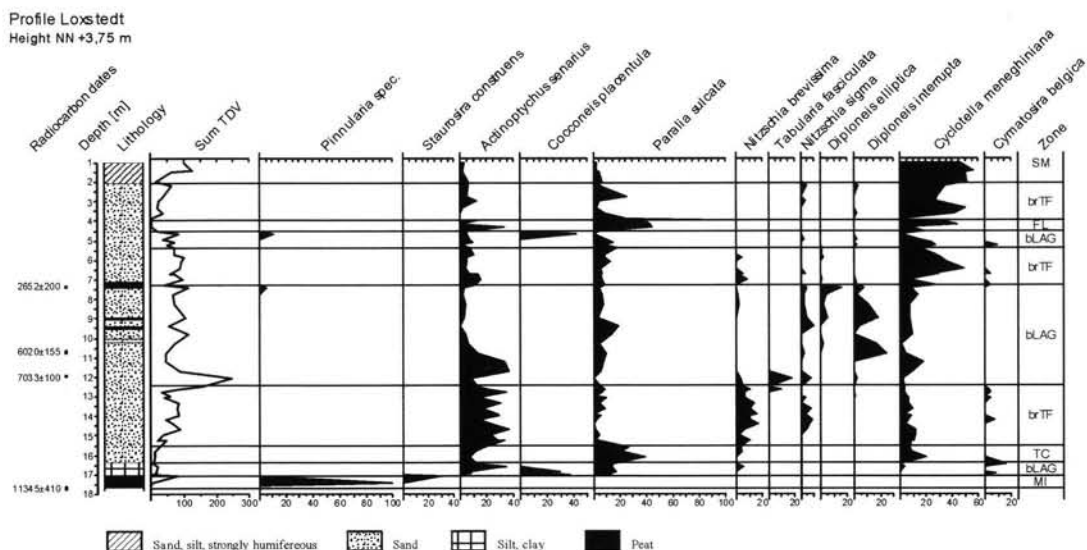


Fig. 3: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Loxstedt core. (SM = salt marsh; FL = fluvial levee; TC = tidal channel; brTF = brackish tidal flat; bLAG = brackish backside lagoon; MI = mire).

Profile Wangerland 2
Height NN +0.65m

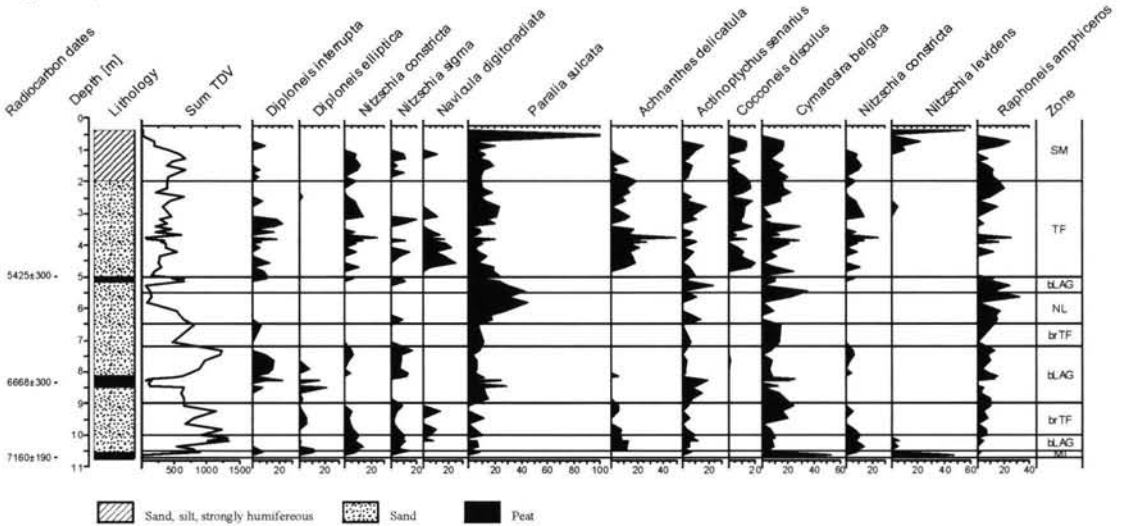


Fig. 4: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Wangerland W2 core. (SM = salt marsh; NL = natural levee; TF = tidal flat; brTF = brackish tidal flat; bLAG = brackish backside lagoon; MI = mire).

mulation. The biostratigraphy of the basal peat units of the Wangerland and Schweiburg cores, comprising meso- and polyhalobous diatoms, indicate brackish lake conditions periodically invaded by sea water. These basal peats accumulated under marine influence, whereas those of the Loxstedt core developed independent of marine influence and sea-level rise.

The clastic coastal deposits of the Schweiburg, Loxstedt and Wangerland W2 and W5 cores also contain intercalated peat layers. Most of these organic layers consist of reed peat comprising species such as *Phragmites australis* which tolerates a salinity of about 10‰ (SCHEER 1953). However, the occurrence of *Phragmites* peat suggests a slow-rising or even regressive sea level. An exception is the intercalated peat of the Schweiburg borehole which shows a transition to bog vegetation, reflecting a complete progradation cycle. The topography of the natural levees in the ancient Jade Bay area may have prevented the direct inflow of seawater to this site (DELLWIG 1999). Due to marine influ-

ence, the intercalated peat layers are dominated by oligohalobous as well as marine pelagic diatoms.

The littoral species of the Wangerland core W5, *Navicula capitata*, *Pinnularia viridis* (not shown) and *Anomoeoneis sphaerophora*, indicate a salinity of 0-10‰ (Fig. 5). At present all three species reside in the supratidal salt marshes and saline waters of the hinterland. Oligohalobous species such as *Diploneis interrupta* are dominant in the intercalated peat layers of Wangerland core W2 (Fig. 4), and highly abundant in corresponding layers of the Loxstedt core (DELLWIG 1999). In contrast, the intercalated peat layers of the Schweiburg core are characterized by the frequent occurrence of littoral polyhalobous and mesohalobous species with a wide salinity range, e.g. *Nitzschia navicularis* and *N. sigma*. However, diatom assemblages in all intercalated peat layers were influenced by allochthonous marine pelagic species due to the proximate coastline and single flood events (e.g. *Actinocyclus senarius* and *Paralia sulcata*). In conclusion,

Profile Wangerland 5
Height NN +2.0 m

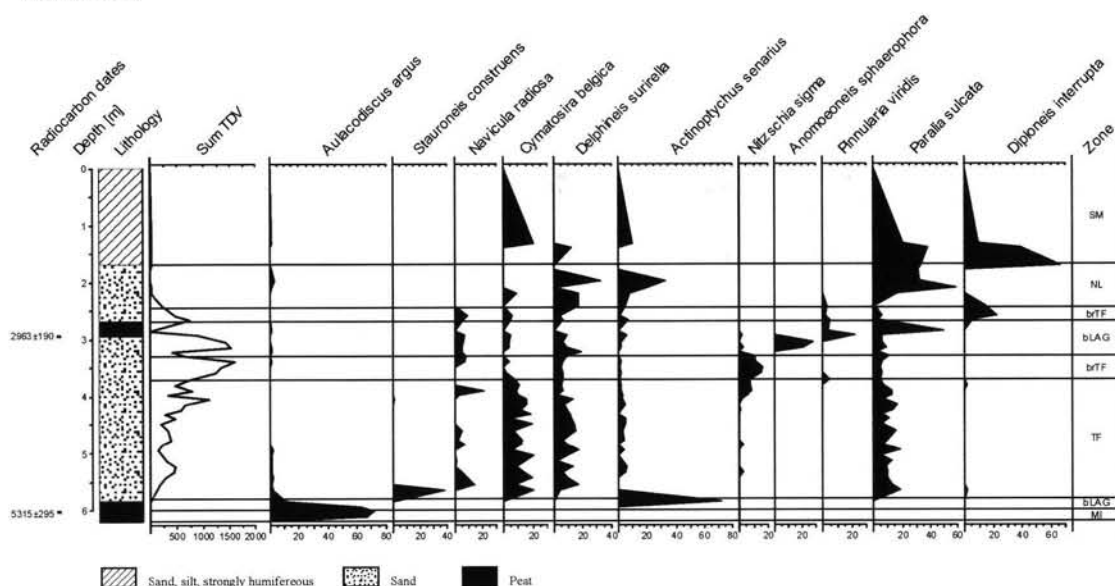


Fig. 5: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Wangerland W5 core. (SM = salt marsh; NL = natural levee; TF = tidal flat; brTF = brackish tidal flat; bLAG = brackish backside lagoon; MI = mire).

the composition of these assemblages indicates palaeoenvironmental conditions with a salinity of about 10‰.

Tidal channel deposits: The Loxstedt borehole contains a tidal channel facies. In these deposits, the diatom record is poorly represented by a minor number of valves and taxa (Fig. 3). The assemblages are dominated by marine pelagic species, whilst the percentages of littoral diatoms are below 5%. High current velocities and low irradiance in tidal channels provide an unsuitable habitat for littoral species. The most prominent diatom species of the Loxstedt core is *Paralia sulcata* (Fig. 3). The high quantity of polyhalobous species recorded in these deposits suggests that salinity was close to 30‰, which is more or less equal to the salinity level of the adjacent southern North Sea.

Tidal flat sediments: All cores contain tidal flat deposits. Samples from these sediments

show diatom assemblages dominated by littoral species. Nevertheless, polyhalobous pelagic species also commonly occur. The tidal flat sediments of the Wangerland core W2 are associated with a littoral diatom assemblage typical of muddy intertidal sediments, rich in species diversity (Fig. 4). The assemblage is dominated by polyhalobous and mesohalobous littoral species such as *Navicula digitoradiata*, *Nitzschia constricta* and *Nitzschia sigma*. All these species can be found growing on mud in recent intertidal to lower supratidal areas with a salinity tolerance range of 5–30‰ (Table 2). Some of the more fragile species may be autochthonous. The occurrence of *Navicula digitoradiata* together with *Diploneis interrupta*, which today lives mainly in salt marshes, suggests a palaeoenvironmental level close the mean high water.

In comparison the tidal flat sediments of Wangerland core W5 are dominated by strongly silicified polyhalobous species such as *Delphineis surirella*, with a salinity tolerance range of 20–

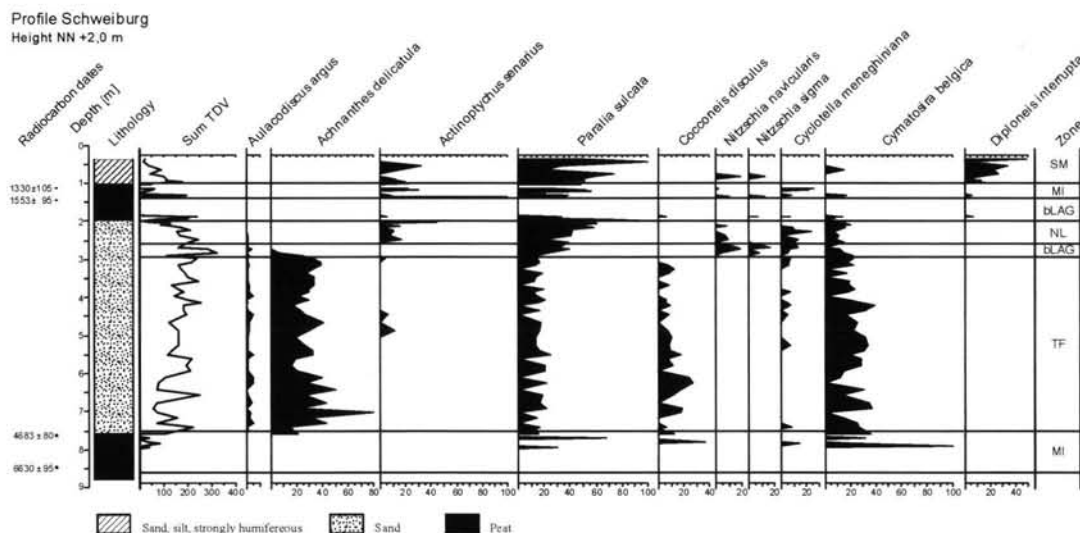


Fig. 6: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Schweiburg core. (SM = salt marsh; NL = natural levee; TF = tidal flat; bLAG = brackish backside lagoon; MI = mire).

30‰ (Fig. 5). The relatively high percentage of polyhalobous pelagic diatoms, such as *Paralia sulcata*, indicates transport conditions and a continuous marine influence. Fragile littoral species of meso- and oligohalobous tolerance ranges occur only in low quantity (> 5%). This suggests the palaeosalinity of the tidal flat was most likely higher in Wangerland core W5 (> 20‰) than in core W2 (< 20‰). Due to the position of core W2, the adjacent tidal channel had less influence on sediment accumulation.

By comparison, the diatom assemblages from the tidal flat deposits of the Loxstedt core are entirely dissimilar to those of the Wangerland cores (Fig. 3). Both upper and lower tidal flat units are dominated by pelagic diatoms. In the lower tidal flat sediments, sea-level rise is indicated by the dominance of the polyhalobous pelagic species *Actinocyclus senarius*. By contrast, the upper tidal flat layers are dominated by the oligohalobous pelagic species *Cyclotella meneghiniana* (DELLWIG et al. 1998), which signifies the influence of the river Weser.

The tidal flat sequences of the Schweiburg (Fig. 6) and Wangerland W2 cores are characterized by the frequent occurrence of the littoral species *Achmanthes*

delicatula. At present, this polyhalobous species lives on the sandy sediments of the lower intertidal zone, as well as in shallow subtidal areas, providing irradiance is sufficient for photosynthetic activity (VOS & DE WOLF 1988). The occurrence of epipsammic species, together with very low densities of meso- and oligohalobous epipellic species is typical for intertidal sand flats. Due to the relatively high hydrodynamic energy, sedimentation is limited for both clay aggregates and pelagic diatoms. Therefore the relative abundance of these species is low (VOS & DE WOLF 1994) and the littoral species predominate. Furthermore, the relatively low numbers of diatom valves and taxa in the tidal flat deposits of the Schweiburg core confirm temporarily higher energy conditions. Fragile species, if once present, may not have survived or may be poorly represented due to subsequent reworking of sediments.

Brackish tidal flat: In addition to tidal flat deposits with polyhalobous conditions, the majority of investigated cores also contain brackish deposits. A general increase of littoral species is clearly visible in these sediments. Among these, the number of polyhalobous diatoms decreases, while mesohalobous species increase. Further-

more, fragile forms show higher abundances. This suggests that the hydrodynamic energy was rather low in comparison to the polyhalobous tidal flat deposits mentioned above.

In the Loxstedt core, brackish deposits in the lower clastic unit are dominated by the littoral species *Nitzschia sigma* and *N. brevissima* (Fig. 3), with salinity tolerance ranges of 10–30‰ and 0–20‰, respectively. The overlapping tolerance ranges of these species suggest saline conditions of < 20‰. This is supported by the occurrence of the fragile mesohalobous littoral species *Gyrosigma spenceri* (tolerance range 10–30‰). Fragile diatoms represent more than 40% of the total assemblage, thus suggesting calm depositional conditions. The species combination *N. sigma* and *G. spenceri* points to intertidal to lower supratidal mudflat conditions (Vos & DE WOLF 1988). The brackish deposits of the upper clastic unit of the Loxstedt core can be interpreted as a fluviably influenced brackish or even lagoonal palaeoenvironment of low salinity, calm hydrodynamic conditions and clear water, a view that is supported by the presence of the oligohalobous epiphytic species *Cocconeis placentula*.

The two brackish layers of Wangerland core W5 are both characterized by high numbers of taxa. The brackish layer in the upper clastic unit contains several valves (Fig. 5). The dominant species of the lower brackish layer, *Navicula radiosa* (not shown), is sensitive to salinities higher than 20‰ (PANKOW 1990). The upper brackish layer is characterized by the occurrence of mesohalobous species, such as *Nitzschia sigma*, which indicate mud-enriched sediments close to or above the mean high water level and a salinity of ca 20‰ (DELLWIG 1999).

In the lower clastic unit of Wangerland core W2, *Navicula digitoradiata* and *Diploneis elliptica* (Fig. 4) dominate the brackish sediments. Both are epipellic species that tolerate a wide salinity range (0–20‰). Today, they occur in the intertidal to lower supratidal zone. In the

upper clastic unit of the W2 core, the brackish deposits are dominated by *Tryblionella navicularis* (not shown). This species also tolerates a wide salinity range (7–30‰). It occurs together with *Diploneis smithii* and *D. interrupta*, both of low abundance. In these brackish layers the portion of polyhalobous species such as *Paralia sulcata*, is higher than in the lower brackish layer, indicating a stronger marine influence. In summary, the brackish deposits are in general characterized by high values of mesohalobous littoral diatoms and those polyhalobous species which tolerate a wide range of salinities.

Brackish backside lagoons: The lagoonal layers are also characterized by calm depositional conditions and a limited marine influence. Littoral polyhalobous and mesohalobous species decrease by comparison to the brackish deposits, whereas oligohalobous littoral diatoms increase. It is noteworthy that in the Loxstedt and Schweiburg cores, limnic diatoms also occur in the lagoonal deposits thereby indicating freshwater influence or episodic limnic conditions.

The lower lagoonal section of the W5 core (Fig. 5) is dominated by *Staurosira construens*, which is characteristic of shallow lakes and ponds with a salinity < 5‰ (Vos & DE WOLF 1994). In the lagoonal facies of the W5 upper clastic unit, oligohalobous diatoms with salinity tolerance ranges of 0–10‰ are frequent, e.g. *Anomoeoneis sphaerophora* and *Navicula capitata*.

In the lagoonal facies of the lower and upper clastic units of the Loxstedt core, epiphytic species are frequent, e.g. the oligohalobous diatom *Cocconeis placentula* (Fig. 3). The presence of epiphytic diatoms points to a submerged environment with limited marine influence. The lagoonal layer in the middle part of the Loxstedt core is dominated by the littoral oligohalobous species *Diploneis elliptica* and *D. interrupta*. Both indicate restricted marine influence, which is typical for brackish water in the hinterland.

The diatom assemblage of the lagoonal sedi-

ments of Wangerland core W2 is similar to that of the lagoonal deposits in the Loxstedt core (Fig. 3, 4). Both layers are dominated by *Diploneis* species. Furthermore, *Nitzschia sigma* is frequent in both lagoonal deposits. Due to the dominance of *Diploneis* species, the palaeoenvironment may be interpreted as a muddy area in the supratidal zone with restricted marine influence.

Generally, the lagoonal sediments are characterized by high values of fragile littoral species. The highest abundance of diatoms of all sediments in this study was found here.

Salt-marsh deposits: The top of all investigated cores consist of salt-marsh sediments. In these layers, the number of valves and taxa are rare in comparison to the lagoonal facies. Most salt-marsh deposits are dominated by allochthonous marine pelagic species such as *Paralia sulcata*. Their occurrence may be related to single flooding events. In all cores, the predominant littoral species is *Diploneis interrupta*. This epipellic species, which tolerates a salinity range of 0.2–10‰, currently lives in the brackish pools of salt marshes and hinterland areas which can periodically dry out.

Natural and fluvial levees: Natural levees mainly consist of sand accumulated in the supratidal zone. These elevated levees, deposited during higher storm floods, are usually bordering the shoreline. However, fluvial levees with an average width of 1.5 km form a type of embankment along the rivers Ems, Weser and Elbe (STREIF 1990). The Schweiburg and Wangerland W2 and W5 cores include natural levee sediments (Fig. 4–6), whereas only the Loxstedt core contains sediments of a fluvial levee from the river Weser (Fig. 3). These sediments are dominated by pelagic polyhalobous and oligohalobous pelagic species of allochthonous origin. The predominant diatom species in this section is *Cyclotella meneghiniana* which today

is also the typical species of the river Weser. Marine pelagic diatoms, such as *Paralia sulcata* and *Actinocyclus senarius*, are intermixed and indicate single flooding events. The high number of allochthonous diatoms outnumbers those of autochthonous origin suggesting that the palaeoenvironment was strongly influenced by transport.

In contrast to these fluvial levee deposits, the natural levee deposits of the Wangerland cores W2 and W5 are characterized by high numbers of valves and species (Fig. 4–6). In particular, littoral species are prevailing, predominated by the epipellic littoral species *Tryblionella navicularis* and *Nitzschia sigma*, which tolerate a wide range of salinities. They may indicate areas behind a natural levee protected from marine influence. According to the diatom assemblages, a poorly-drained supratidal environment is assumed in which very shallow pools developed. Nevertheless, allochthonous pelagic species such as *Paralia sulcata* also occur in these sediments, thus reporting transport processes on the occasion of high tides and storm events.

5.2 Environmental interpretation of the profiles from the East Friesian Islands

Palaeoecological studies on the East Friesian Islands were carried out for the reconstruction of former sea-levels. Salt-marsh horizons and tidal flat sediments are key sources of evidence as they provide material that is amenable to radio-carbon dating and also offer the opportunity for palaeoenvironmental reconstruction by their content of macro- and microfossils (including diatoms, pollen, botanical and faunal remains). The hypothesis that diatom assemblages are related to different altitudes in salt-marsh vegetation, and the proof that diatom analysis on the basis of these observations is applicable to fossil records, was demonstrated by ZONG & HORTON (1999).

Juist Profile P 18

Height: NN +0,72 m

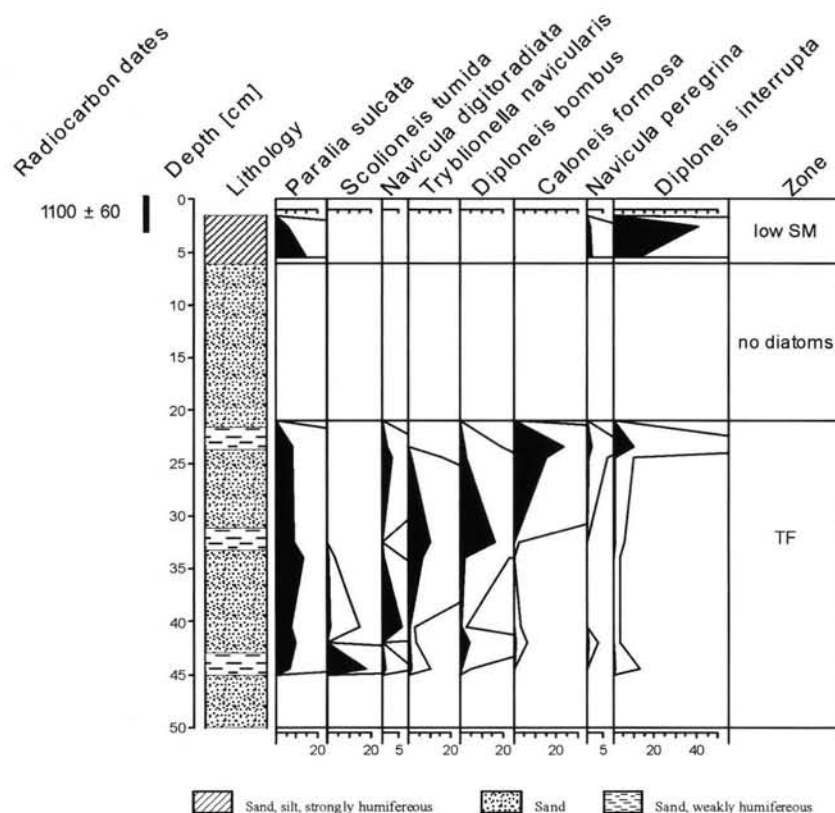


Fig. 7: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Juist Profile 18. Silhouette curves show diatom representation exaggerated $\times 10$. (low SM = low salt marsh; TF = tidal flat).

Tidal flat sediments: Tidal flat sediments occur on Juist in most of the basal sections of the profiles. They show a distinct and typical succession pattern (Fig. 7). The assemblages are dominated by frequently occurring littoral mesohalobous species, with polyhalobous pelagic species such as *Paralia sulcata* and *Actinopteryx senarius*, recorded in relatively large numbers. The most abundant littoral species in the low-lying parts of the profiles is the epipelagic and mesohalobous *Scolioneis tumida*. This species is typical of muddy inter-tidal sediments, but is currently also abundant on sandy tidal flats in the vicinity of Juist (HUSTEDT 1939). The palaeoenvironment for this diatom assemblage was probably the lower

part of the transition zone between intertidal and supratidal areas, with a palaeosalinity range of 5–30‰ (VOS & DE WOLF 1988). There is a certain degree of variation in the succeeding zones of tidal flat sediments in the vicinity of Juist. *S. tumida* is no longer the dominant taxon, whereas species such as *Navicula digitoradiata* and *Diploneis bombus* occur more frequently and in high percentages. This association, combined with *Tryblionella navicularis*, *Diploneis elliptica* or the oligohalobous pelagic species *Cyclotella meneghiniana* is very similar to the assemblages described for the brackish tidal flats in the vicinity of the Pleistocene hinterland in Wangerland. The latter species is very common in the water

Borkum Profile "Am Hopp"

Height NN +1,0m

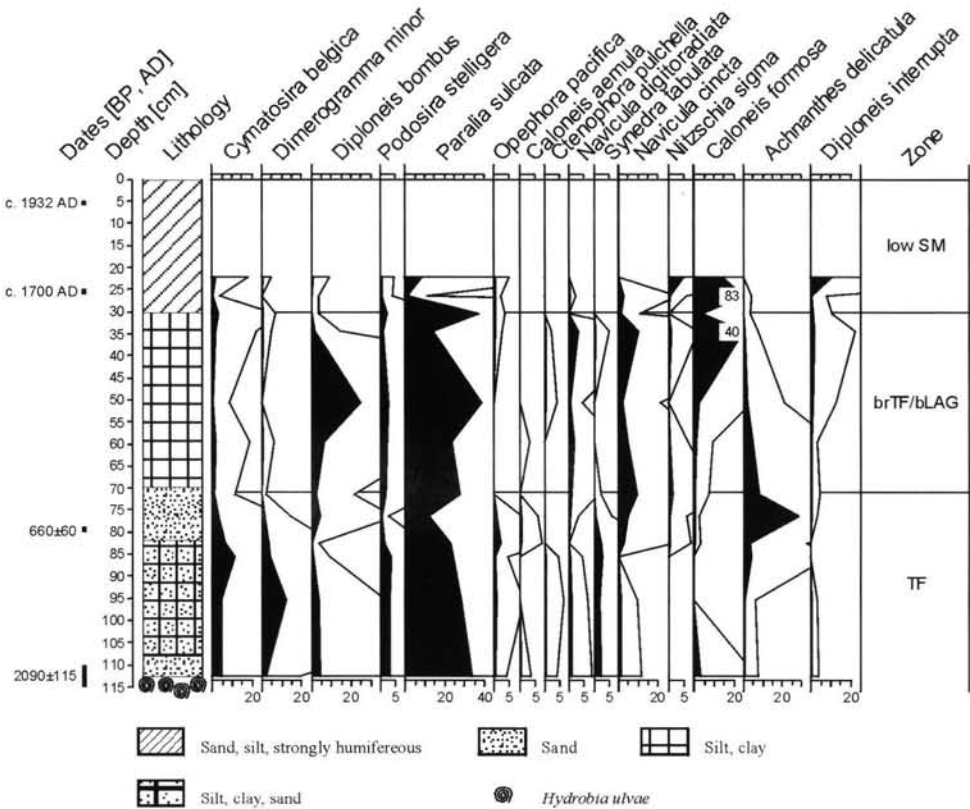


Fig. 8: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Borkum Profile "Am Hopp". Silhouette curves show diatom representation exaggerated $\times 10$. (low SM = low salt marsh; brTF = brackish tidal flat, TF = tidal flat; bLAG = brackish backside lagoon).

column of the river Ems and could therefore be distributed onto the backside tidal flat of Juist through the water current of the Osterems channel, passing the island on its western side. It is suggested that at that time sedimentation took place relatively close to the supratidal zone near the mean high tide level, also characterized by the typical mean high water taxon *Navicula peregrina*. The next diatom assemblage zone is most likely related to the same facies. However, that it relates closer to the supratidal zone is somewhat certain, because here littoral species occur together with *Diploneis interrupta* which today characterizes salt-marsh habitats. Another

typical element of the upper inter-tidal zone, as well as of the lower salt-marsh areas on the East Friesian islands, is *Caloneis formosa* (syn. *Caloneis westii*, PANKOW 1990).

The fossil diatom record of the Borkum tidal flat sediments shows some differences in contrast to the results of Juist (Fig. 8). This may be due to the geographical position of Borkum. Although all East Friesian tidal flats are protected by the chain of barrier islands, the marine influence on Borkum, the biggest and most westerly lying East Friesian Wadden Sea island seems to be more distinct. Therefore it is understandable that the highest amounts of marine pelagic dia-

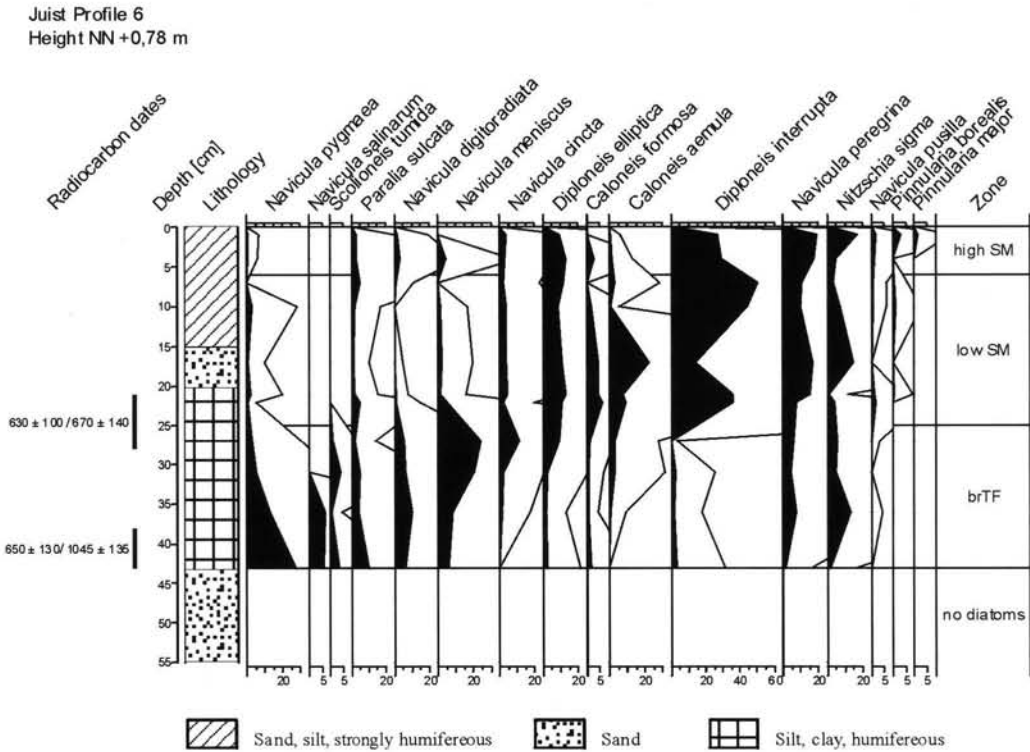


Fig. 9: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Juist Profile 6. Silhouette curves show diatom representation exaggerated x10. (high SM = high salt marsh; low SM = low salt marsh; brTF = brackish tidal flat).

tom species such as *Paralia sulcata* and *Podosira stelligera* were recorded here. In addition, other polyhalobous species like *Cymatosira belgica* and *Dimerogramma minor* are probably representative of sandy mudflats (Fig. 8). Another typical species of the tidal flat sediments of Borkum, with values of up to 60%, is *Opephora pacifica* (profile Borkum "Am großen Schlot", not presented in this paper). In contrast, this species was only recorded with very low values in the Juist samples. However, this polyhalobous species is at present one of the most common species in tidal flats of the North Sea. The low representation in the fossil diatom record from Juist is therefore unexpected.

A special feature of the tidal flat sequence of the profile "Am Hopp" is a distinct peak of *Achnanthes delicatula*, which occurs simultaneously with

a decrease in percentages of *Paralia sulcata*. A lowering of sea level around AD 1287-1396; 660±60 BP) diminished marine influence and led to a localised and short-lived extension of a patchy and sparse plant cover with *Salicornia*, a conclusion supported by values of ca 50% for *Salicornia* type pollen (FREUND & STREIF, 1999). It is most likely that the vegetation cover functioned as a sand trap that provided suitable habitat for the epipsammic species *Achnanthes delicatula* on an intertidal sand flat. This hypothesis is also supported by the fact that the frequencies of pelagic and/or epipelagic taxa are relatively constant but generally lower throughout this zone. The subsequent marine transgression phase shows an almost identical succession pattern as was demonstrated for the Juist tidal flat sequences, with an abundance of *Diploneis*

Juist Profile 3 (height NN +1,4 m)

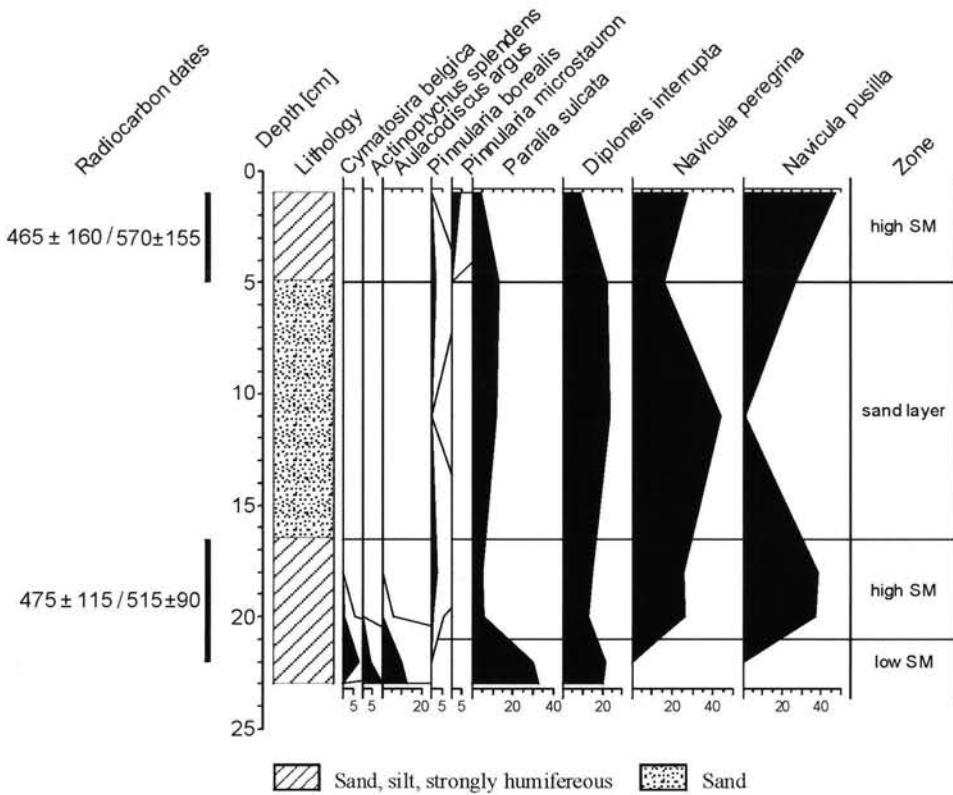


Fig. 10: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Juist Profile 3b. Silhouette curves show diatom representation exaggerated x10. (high SM = high salt marsh; low SM = low salt marsh).

bombus, *Navicula digitoradiata* and *Caloneis formosa*. The occurrence of *N. cincta* as a meso-oligohalobous species, and the associated silty sediment occurring at that time, suggests that sedimentation took place close to the supratidal area in shallow water and under calm conditions. The salinity was probably between 10-30‰.

Salt-marsh deposits: Although salt marshes look uniformly flat, there are clearly recognizable differences in vegetation zonation. Under natural conditions this zonation reflects soil salinity and the frequency and duration of inundation. In contrast to the salt marshes in contact with the Pleistocene hinterland, the clastic matrix of salt-marsh soils on the East

Friesian islands is relatively uniform and sandy. However, the halophytic plant communities covering these habitats are similar.

The diatom record of the low salt-marsh deposits is dominated by *Diploneis interrupta*, an epipellic and mesohalobous species which presently lives in brackish pools of salt marshes (Fig. 9 and 10). This taxon is often accompanied by *Navicula peregrina*, which normally coincides with clayey and silty sedimentation and reflects the calm conditions of sediment deposition in the low salt-marsh vegetation units. This is also supported by the occurrence of fragile, weakly silicified taxa such as *Nitzschia sigma*, giving this diatom assemblage a relative altitude around the local mean high water level. Most of these

Langeoog Profile 3
Height NN +2.8 m

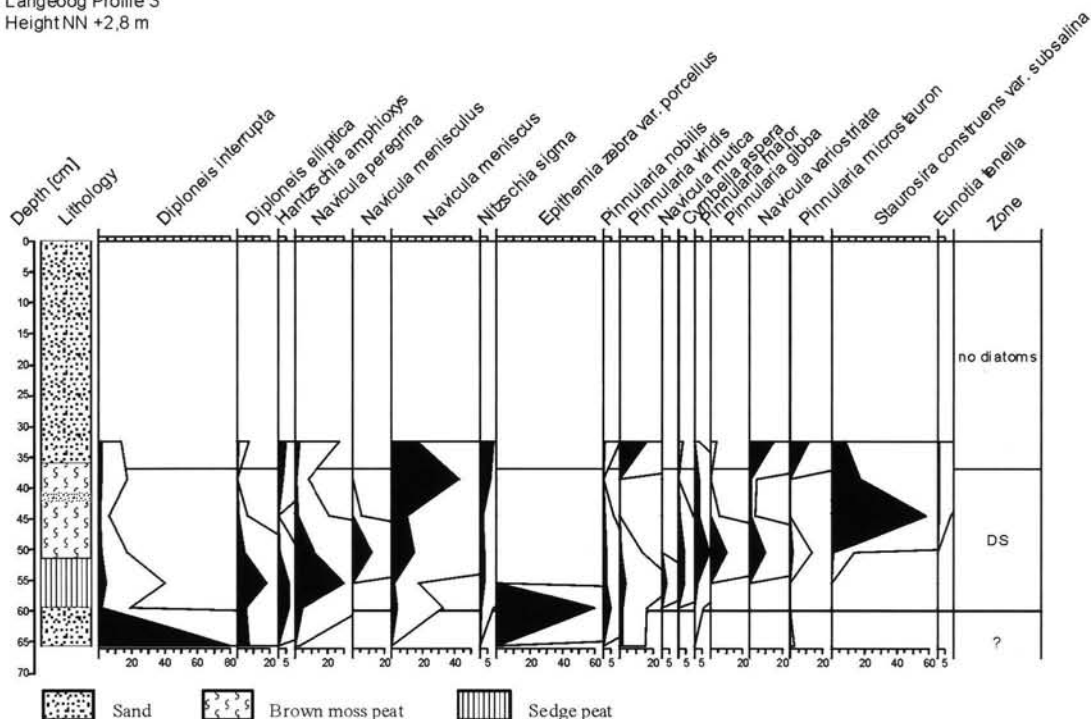


Fig. 11: Diatom diagram showing frequencies of major diatom taxa of the Langeoog Profile 3. Silhouette curves show diatom representation exaggerated x10. (DS = dune slack).

species have a wide range of salinity and can also tolerate dry periods.

The upper salt marshes are only inundated 40-70 times per year (STREIF 1990). The effect of leaching rainwater is greater due to the diminished delivery of salt and therefore salinity is decreasing, reaching values of around 15‰. However, it has to be taken into account that the transition between lower and upper salt-marsh habitats is not sharp. Therefore, some of the low marsh and tidal flat species described above also occur in lower percentages in diatom assemblages of the upper salt marsh. A characteristic feature of this zone is the occurrence in increasing frequencies of oligohalobous species such as *Navicula pusilla*, *N. mutica*, *Pinnularia microstauron*, *P. borealis*, *P. major*, and *Hantzschia amphioxys*. However, it must be noted that some freshwater diatoms such as *N. pusilla* tolerate short-term rises in water salinity up to 20‰

(ZONG & HORTON 1997). Within this zone it is also evident that aerophilous taxa are becoming increasingly more important than in the lower altitudes of the salt marshes.

Dune slack deposits: Dune slack ecosystems are a special feature of Wadden Sea islands (PETERSEN 2000). In general, dune slack vegetation is distributed in valleys between the west-east stretching dune ridges. The valley bottoms are flooded mainly during winter due to influence from the groundwater table. As a result, peat deposits such as brown moss peat often accumulate. Unfortunately dune slack deposits are very rare, so that only one profile could demonstrate the succession pattern (profile Langeoog 3, Fig. 11).

In the basal layers of the profile, *Diploneis interrupta* is recorded as the dominant taxon whereas other species occur only in traces. As preserva-

tion was very poor, a high degree of erosive selection has to be taken into account making this zone unsuitable for ecological interpretation. The subsequent zone is associated with terrestrialization or the beginning of peat accumulation. The diatom assemblage is initially dominated by *Epithemia zebra* var. *porcellus*, an epiphytic species which lives in shallow water and tolerates salinities up to 10‰. Littoral, brackish mesohalobous species such as *Navicula peregrina* are frequent and document a continuous but minor marine influence. However, oligohalobous and aerophilous species are the main component, e.g. *Pinnularia* div. spec., *Cymbella aspera*, *Diploneis elliptica*, and *Navicula mutica*. The deposit is a sedge peat consisting of numerous root fragments of undeterminable sedges. Following this zone there is a transition from sedge peat, with few brown moss remains, to a peat deposit mainly consisting of various moss species like *Drepanocladus exannulatus*, *D. fluitans*, and *Calliergon cordifolium*. This change is also reflected in the diatom assemblage. *Pinnularia gibba*, *P. major* and *Navicula variostrata* are increasing simultaneously, arguably suggesting oligohalobous conditions in a swampy environment. However, there is a short-term, weak increase in salinity, reflected by a sharp increase in numbers of *Staurosira construens* var. *subsalina*, a species which lives in shallow, moderately saline ponds. This change and the presence of the subsequent sand layer reflect the unfavourable environmental conditions leading to sand drift and severe inundations during the 17th century, with the consequence that Langeoog was briefly inhabited during that period. The subsequent peat deposit, which possibly due to protection from sand dunes accumulated independently of severe marine influences, is again dominated by different *Pinnularia* species.

6 Diatom groups and their application to the reconstruction of palaeoenvironments

It is evident from the diatom diagrams that some assemblages occur repeatedly with the same succession pattern thereby characterizing a distinct palaeoenvironment. Therefore it is necessary to classify the recorded diatom assemblages into different ecological groups, which could be used for the determination of coastal palaeoenvironments in the southern North Sea (Table 2).

However, as there is no direct correlation between those groups and tidal levels, an indirect correlation has to be assumed. It is apparent that the habitat of every diatom is related to the hydrodynamic regime as well as the frequency of inundation. Correspondingly, species are differentiated according to their preference zones at sub-, inter- or supratidal levels (VOS & DE WOLF 1988). The fragility of diatom frustules has often been used to estimate the importance of palaeotransport. Fragile species in the sequences indicate that they have lived at the site of deposition, and thus characterize the palaeoenvironment more effectively than the strongly silicified species. Generally, the influx of allochthonous species in low-energy environments can be ignored (VOS & DE WOLF 1988). A suitable criterion for the importance of transport processes is the ratio between pelagic and littoral diatoms. A dominance of pelagic diatoms, which live mainly in the open sea, indicates that transport processes prevailed, whereas littoral species were deposited predominantly in or adjacent to their biotopes (SIMONSEN 1962). High ratios of marine pelagic species in limnic or oligohalobous environments verify a neighbouring shoreline and periodical marine influence. Therefore, it is important to differentiate between oligohalobous and polyhalobous pelagic diatoms. Salinity is probably the strongest environmental factor influencing the distribution of diatoms (BATTARBEE 1986). Consequently, diatoms are

good indicators of long-term salinity changes in coastal areas caused by sea level fluctuations and marine influence.

All of the above criteria influence species composition and must therefore be considered in the reconstruction of palaeoenvironments in Holocene coastal deposits.

7 Holocene diatom records as indicators of anthropogenic influences on coastal environments

The recent coastal area of the southern North Sea has been formed by mainly natural process over the last 8000 years. Human activities, commencing around 2000 years BP with the building of settlements in the Roman Period and Early Middle Ages, had minor impact until the 11th century when the building of dikes created a distinct interaction with hydrological and climatically derived physical processes. One of the consequences was a change in the hydrographic conditions of the inundated area, i.e. the restriction of the supratidal zone. Therefore, the assemblages and distribution patterns of diatoms were affected due to the versatility of habitats. In addition, the swamp-type characteristics of the supratidal zone also changed. The present-day salt marshes are well drained because of land reclamation and pasture. The modern supratidal zone is relatively close to tidal channels and experiences marine influence (ANDERSON & VOS 1992). Diatom analyses in this study suggest the earlier salt marshes and the broad hinterland zone were increasingly swampy at this time. In all cores of the Pleistocene hinterland, the supratidal layers are characterized by larger numbers of diatoms with wider diversity (DELLWIG 1999) than in present-day salt marshes. The species *Diploneis interrupta* reached a particularly high abundance in the salt marshes of the mainland as well as the East Friesian islands. This species is nowadays

very rare in samples of anthropogenically-influenced environments (DELLWIG et al. 1999).

Dikes also result in the reflection of waves which in former times lost their energy as they dispersed over a wide hinterland. These changes have contributed to a gradual increase of coarser sediments in the vicinity of the shoreline, whilst muddy sediments steadily become rarer (FLEMMING & DAVIS 1994). Such a change of the sedimentary character of the tidal flats from muddy to coarser sediments has effected the diatom populations adapted to different grain-size compositions. Therefore the total number of epipelagic species decreases, whilst the epipsammic diatoms increase. Changes in littoral diatom populations also have important implications for the food-web of shallow coastal ecosystems, in which large numbers of filter and deposit-feeders primarily feed on littoral diatom cells (DE JONGE 1992). The quantitative and qualitative reduction in diatoms will not only affect the tidal ecosystems, but also has implications for the North Sea in general because of the important role of the tidal ecosystems as nursery and breeding grounds for offshore communities (ANDERSON & VOS 1992).

Although this study is limited to four cores on the mainland and five profiles of the East Friesian Islands, it illustrates the effectiveness of small scale facies analysis as a tool in coastal diatom palaeoecology. Knowledge of the changing palaeoenvironmental conditions is especially relevant for understanding anthropogenically-induced changes in the coastal areas. Fossil diatom assemblages are useful natural indicators providing palaeoecological data for the assessment of recent environmental changes.

8 Acknowledgements

The authors would like to thank Dr. J. Barckhausen and Dr. H. Streif (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover)

for assistance with field work, the supply of sample material and lithological descriptions and for numerous fruitful discussions. Special acknowledgement is given to Prof. Dr. M. A. Geyh (Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Hannover) for ^{14}C -age determinations. The German Science Foundation (DFG) is recognized for the provision of financial support for these investigations (grants Ge 64/3, STR 142/4, PO 313/17) which form part an interdisciplinary special research programme, "Biogeochemical and microfacies changes over the last 15,000 years - continental sediments as an expression of changing environmental conditions". We also like to thank Ann Bingham and Prof. Dr. M. O'Connell (University Galway, Ireland) for both comments and linguistic advice.

9 References

- ADMIRAAL, W. (1984): The ecology of estuarine sediment-inhabiting diatoms. – *Phycological Research*, 3: 269-322; London.
- ANDERSON, J.N. & VOS, P. (1992): Learning from the past: Diatoms as palaeoecology indicators of changes in marine environments. – *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, 26/1: 19-30; Dordrecht.
- BARCKHAUSEN, J. (1969): Entstehung und Entwicklung der Insel Langeoog – Beiträge zur Quartärgeologie und Paläogeographie eines ostfriesischen Küstenabschnittes. – *Oldenburger Jahrbuch*, 68: 239-281; Oldenburg.
- BATTARBEE, R.W. (1986): Diatom analysis. – In: BERGLUND, B.E. [Hrsg.]: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 527-570; Chichester (Wiley).
- BEHRE, K.-E., DÖRJES, J. & IRION, G. (1985): A dated Holocene sediment core from the bottom of the southern North Sea. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 35: 9-13; Stuttgart.
- BENDA, L. & STREIF, H. 1971: *Stratigraphie und Faziesentwicklung im Küstengebiet von Woltzeten in Ostfriesland*. – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 119: 1-59; Hannover.
- BROCKMANN, C. (1928): Die Diatomeen im marinen Quartär von Holland. – *Abhandlung der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 41: 73 S.; Frankfurt /M.
- BROCKMANN, C. (1940): Diatomeen als Leitfossilien. – *Westküste*, II 2/3: 1-181; Kiel.
- CAMERON, T.D.J., STOKER, M.S. & LONG, D. (1987): The history of Quaternary sedimentation in the UK sector of the North Sea Basin. – *Journal Geological Society London*, 144: 43-58; London.
- DE JONGE, V.N. (1992): Physical processes and dynamics of microphytobenthos in the Ems estuary (The Netherlands). – Thesis, Rijksuniversiteit Groningen: 176 S.; Groningen.
- DELLWIG, O. (1999): Geochemistry of Holocene coastal deposits (NW Germany): Palaeoenvironmental reconstruction. – Dissertation, Universität Oldenburg: 297 S.; Oldenburg.
- DELLWIG, O., GRAMBERG, D., VETTER, D., WATERMANN, F., BARCKHAUSEN, J., BRUMSACK, H.-J., GERDES, G., RULLKÖTTER, J., SCHOLZ-BÖTTCHER, B. & STREIF, H. (1998): Geochemical and microfacial characterization of a Holocene depositional sequence of Northwest Germany. – *Organic Geochemistry*, 29/5-7: 1687-1699; Amsterdam.
- DELLWIG, O., WATERMANN, F., BRUMSACK, H.-J. & GERDES, G. (1999): High-resolution reconstruction of a Holocene coastal sequence (NW Germany) using inorganic geochemical data and diatom inventories. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 48: 617-633; Amsterdam.
- DENYS, L. (1994): Diatom assemblages along a former intertidal gradient: a palaeoecological study of a sub-boreal clay layer, western coastal plain, Belgium. – *Netherland Jour-*

- nal of Aquatic Ecology, **28/1**: 85-96; Dordrecht.
- DREBES, G. (1974): *Marines Phytoplankton*.— 186 S.; Stuttgart (Thieme).
- FLEMMING, B.W. & DAVIS, R.A. (1994): Holocene evolution, morphodynamics and sedimentology of the Spiekeroog barrier island system (Southern North Sea).— *Senckenbergiana maritima*, **24**: 117-155; Frankfurt /M.
- FREUND, H. (2003): Die Dünen- und Salzwiesenvegetation auf Juist und deren Änderung als Indikator für die Entwicklung der Insel seit dem Frühen Mittelalter. — *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet* 28, 133-183; Oldenburg.
- Freund, H. & STREIF, H. (1999): Natürliche Pegelmarken für Meeresspiegelschwankungen der letzten 2000 Jahre im Bereich der Insel Juist. — *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **143**: 34-45; Gotha.
- FREUND, H. & STREIF, H. (2000): Natural sea-level indicators recording the fluctuations of the mean high tide level in the southern North Sea. — *Wadden Sea Newsletter*, **2**: 16-18; Wilhelmshaven.
- FREUND, H., PETERSEN, J. & POTT, R. (2003): Investigations on recent and subfossil salt-marsh vegetation of the East Frisian barrier islands in the southern North Sea (Germany). — *Phytocoenologia*, **13**: 107-114; Berlin, Stuttgart.
- FREUND, H., GERDES, G., STREIF, H., DELLWIG, O. & WATERMANN, F. (2004): The indicator value of diatoms, pollen and botanical macro fossils for the reconstruction of sea-level fluctuations in the southern North Sea; Germany. — *Quaternary International*, **112/1**: 71-87; Amsterdam.
- GRIMM, E. (1993): *Tilia: a pollen program for analysis and display*. — Springfield (Illinois State Museum).
- GROHNE, U. (1959): Die Bedeutung der Diatomeen zum Erkennen der subfossilen Vegetation höherer Pflanzen in Marschablagerungen. — *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **11**: 13-28; Stuttgart.
- HARTLEY, B.B., BARBER, H.G. & CARTER, J.R. (1996): *An atlas of British diatoms*.— 601 S; Bristol (Biopress Limited).
- HUSTEDT, F. (1939): Die Diatomeenflora des Küstengebietes der Nordsee vom Dollart bis zur Elbmündung. — *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Bremen*, **31**: 572-677; Bremen.
- HUSTEDT, F. (1957): Die Diatomeenflora des Flußsystems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen. — *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins Bremen*, **34**: 181-440; Bremen.
- JELGERSMA, S. (1979): Sea-level changes in the North Sea basin. — In: OELE, E. et al. [Hrsg.]: *The Quaternary history of the North Sea*. — *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, **2**: 233-248; Uppsala.
- JUGGINS, S. (1992): Diatoms in the Thames estuary, England: ecology, palaeoecology and salinity transfer function. — *Bibliotheca Diatomologica*, **25**: 1-216; Stuttgart.
- LONG, D., LABAN, C., STREIF, H., CAMERON, T.D.J. & SCHUETTENHELM, R.T.E. (1988): The sedimentary record of climatic variation in the Southern North Sea. — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **B318**: 523-537; London.
- LUDWIG, G., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1979): Neuere Daten zum holozänen Meeresspiegelanstieg im Bereich der Deutschen Bucht. — *Geologisches Jahrbuch*, **D32**: 3-22; Hannover.
- MENKE, B. (1976): Befunde und Überlegungen zum nacheiszeitlichen Meeresspiegelanstieg. — *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*, **11**: 145-161; Hildesheim.
- MERKT, J. & STREIF, H. (1970): Stechrohr-Bohrgeräte für limnische und marine

- Lockersedimente. – Geologisches Jahrbuch, **88**: 137-148; Hannover.
- MOORE, J.W. & MCINTIRE, C.D. (1977): Spatial and seasonal distribution of littoral diatoms in Yaquina estuary, Oregon. – *Botanica Marina*, **20**: 99-109; Berlin, New York.
- MÜLLER, W. (1977): Geologie. Exkursion Wessermarsch. – Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft Bremen, **24**: 15-29; Bremen.
- PALMER, A.J.M. & CLAGUE, J.J. (1986): Diatom assemblage analysis and sea level change. – In: VAN DE PLASSCHE, O. [Hrsg.]: *Sea-Level Research – A Manual for the Collection and Evaluation of Data*: 457-487; Norwich (Geo Books).
- PANKOW, H. (1990): Ostsee-Algenflora. – 648 S.; Jena (Fischer).
- PETERSEN, J. (2000): Die Dünenalvegetation der Wattenmeer-Inseln in der südlichen Nordsee – Eine pflanzensoziologische und ökologische Vergleichsuntersuchung unter Berücksichtigung von Nutzung und Naturschutz. – 205 S.; Husum (Husumer Druck- und Verlagsges).
- PETZELBERGER, B.E.M. (1997): Geologische Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte des jüngeren Holozäns in der ehemaligen Crildumer Bucht im Wangerland, Ldkr. Friesland. – Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **24**: 301-309; Oldenburg.
- SCHEER, K. (1953): Die Bedeutung von *Phragmites communis* Trin. für die Fragen der Küstenbildung. – Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **5**: 15-25; Hildesheim.
- SCHRADER, H.J. (1973): Proposal for a standardized method of cleaning diatom-bearing deep-sea and land-exposed marine sediments. – *Nova Hedwigia Beihefte*, **45**: 403-409; Stuttgart.
- SIMONSEN, R. (1962): Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Boden-diatomeen der westlichen Ostsee. 147 S.; Berlin (Akademie).
- STABELL, B. (1982): The response of diatom floras during Late Quaternary shore line displacement in Southern and Western Norway. – Ph.D Thesis, University of Oslo.
- STREIF, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet. Nordsee, Inseln, Watten und Marschen. Sammlung Geologischer Führer **57**, 2. Aufl.: 376 S.; Stuttgart (Borntraeger).
- UTERMÖHL, H. (1958): Zur Vervollkommenung der quantitativen Phytoplanktonmethodik. – Mitteilungen der Internationalen Vereinigung der Limnologen, **9**: 1-38; Stuttgart.
- VOS, P.C. & DE WOLF, H. (1988): Methodological aspects of palaeo-ecological diatom research in coastal areas of the Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw*, **67**: 31-40; Dordrecht.
- VOS, P.C. & DE WOLF, H. (1993): Reconstruction of sedimentary environments in Holocene coastal deposits of southwest Netherlands; the Poostvliet boring, a case study of palaeoenvironmental diatom research. – *Hydrobiologica*, **269/270**: 297-306.
- VOS, P.C. & DE WOLF, H. (1994): Palaeoenvironmental research on diatoms in early and middle Holocene deposits in central north Holland (The Netherlands). – *Netherlands Journal of Aquatic Ecology*, **28**(1): 97-115; Dordrecht.
- ZAGWIJN, W.H. (1986): Nederland in het Holoceen. – *Geologie van Nederland*, Deel **1**: 46 S.; Haarlem (Rijks Geol. Dienst).
- ZONG, Y. (1997): Mid- and late-Holocene sea-level changes in Roudsea Marsh, northwest England: a diatom biostratigraphical investigation. – *The Holocene*, **7/3**: 311-323; London.
- ZONG, Y. & HORTON, B.P. (1999): Diatom-based tidal-level transfer functions as an aid in reconstructing Quaternary history of sea-level movements in the UK. – *Journal of Quaternary Science*, **14/2**: 153-167; Chichester.

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i>	54	71-94 8 Abb., 3 Tab.	Hannover 2004
-----------------------------------	----	-------------------------	---------------

Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams of Franz Fukarek

PIM DE KLERK^{*)}

Keywords: Friedländer Große Wiese/Galenbecker See, Holocene, Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany, pollen analysis, Weichselian Lateglacial

Abstract: Previous unpublished pollen data of four profiles from the Friedländer Große Wiese region (Ueckermünder Heide, NE Germany) analysed by F. Fukarek cover - in combination with each other - the complete Holocene and almost the complete Weichselian Lateglacial. These data show that phases of development of a former proglacial lake known as the „Haffstausee“ - which previously were dated to have lasted up to the end of the Lateglacial - are much older. With respect to a Lateglacial vegetational and climatic gradient in NE Germany, the study area mainly shows the patterns of S Mecklenburg, N Brandenburg, and the Berlin area, but temporarily belonged to a transitional area between N Vorpommern and the southern regions. Start of terrestrialisation in the basin of the Galenbecker See is unknown. A rise of the lake level and the inundation of the surrounding mire are now dated in the Late Medieval. A compilation of register maps shows a detailed picture of the landscape around A.D. 1700.

Zusammenfassung: Bisher unveröffentlichte Pollendaten von vier Profilen aus der Umgebung der Friedländer Großen Wiese (Ueckermünder Heide, NO-Deutschland), analysiert von Franz Fukarek, umfassen - in Kombination miteinander - das gesamte Holozän und fast das gesamte Weichselspätglazial. Diese Daten zeigen, dass Entwicklungsphasen eines Eisstausees, bekannt als „Haffstausee“, die bisher bis zum Ende des Spätglazials datiert wurden, viel älter sind. Im Bezug auf einen spätglazialen Vegetations- und Klimagradienten in Nordostdeutschland zeigt das Untersuchungsgebiet hauptsächlich die Muster S-Mecklenburgs, N-Brandenburgs, und Berlins, aber zeitweise gehörte es zu einer Übergangszone zwischen N-Vorpommern und den südlichen Gebieten. Der Beginn der Verlandung im Becken des Galenbecker Sees ist unbekannt. Ein Seespiegelanstieg mit anschließender Überflutung der umgebenden Moore kann auf das späte Mittelalter datiert werden. Eine Zusammenstellung von Matrikelkarten zeigt ein detailliertes Bild der Landschaft um A.D. 1700.

1 Introduction

[Vegetationsgeschichte und Landschafts-entwicklung der „Friedländer Großen Wiese“ und ihrer Umgebung (Vorpommern, NO Deutschland) interpretiert aus vier Pollendiagrammen von Franz Fukarek]

^{*)}Anschrift des Verfassers: PIM DE KLERK, Institute of Botany and Landscape Ecology Ernst-Moritz-Arndt-University, Grimmer Straße 88, D-17487 Greifswald, Germany E-mail: pimdeklerk@web.de

Franz Fukarek worked for many years as a plant geographer and palynologist at the Botanical Institute of the Greifswald University. His 'opus major' on plant distribution and its development of the Darß peninsula (FUKAREK 1961) found international appraisal (cf. IVERSEN 1962). In the mid-1960-ies he started palynological investigations in the Ueckermünder Heide in close co-operation with Horst Bramer who elaborately studied this area geomorpho-

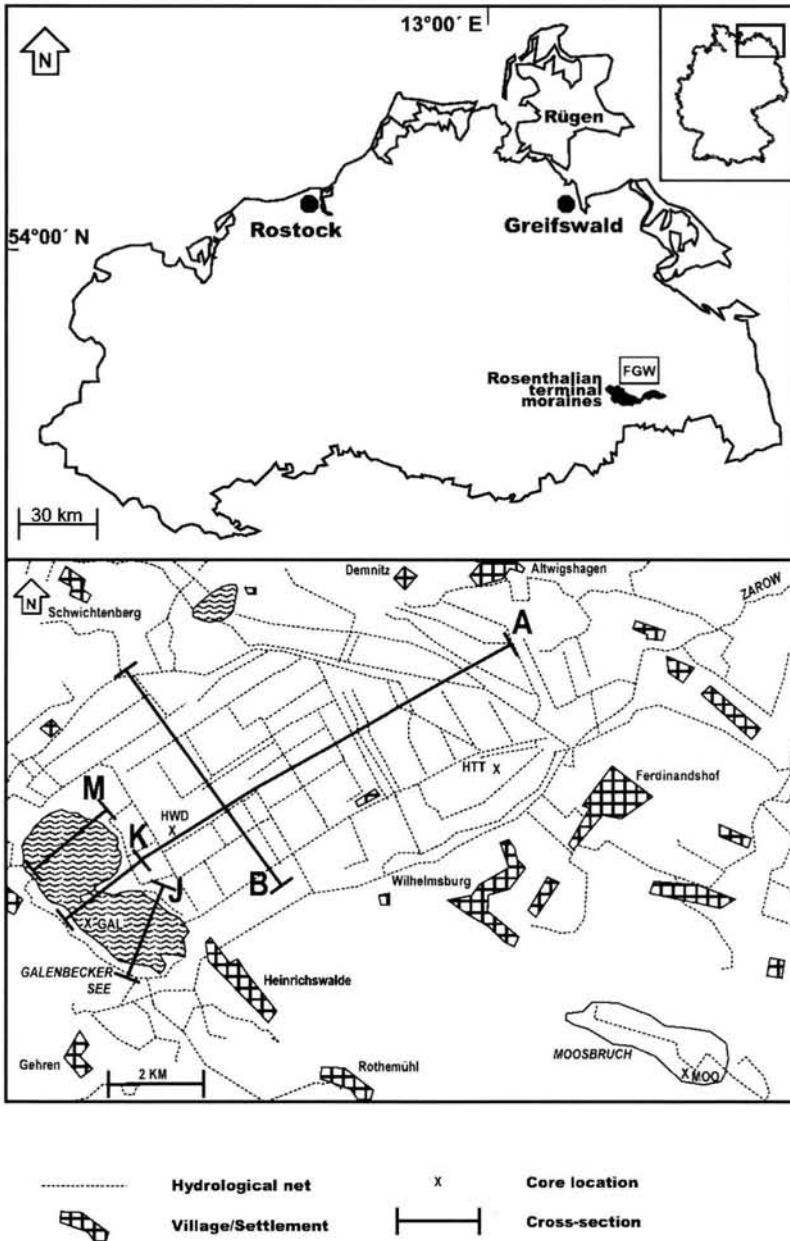


Fig. 1: Location of the Friedländer Große Wiese (FGW) and the Moosbruch in southeastern Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). Indicated are the positions of cross-sections A and B (Fig. 2) and cross-sections J, K and M (Fig. 3), and the locations of the palynologically analysed cores „Galenbecker See - Rinne“ (GAL), „Heinrichswalder Damm“ (HWD), „Hüttendamm“ (HTT) and „Moosbruch“ (MOO).

Abb. 1: Lage der Friedländer Großen Wiese (FGW) und des Moosbruchs im Südosten von Mecklenburg-Vorpommern (NO Deutschland). Angegeben sind die Lage der Querschnitte A und B (Abb. 2), der Querschnitte J, K und M (Abb. 3) und die Lage der palynologisch untersuchten Kerne „Galenbecker See-Rinne“ (GAL), „Heinrichswalder Damm“ (HWD), „Hüttendamm“ (HTT) und „Moosbruch“ (MOO).

logically (BRAMER 1963, 1964, 1972, 1975, 1979). After surveying analyses of several cores dispersed over southern Mecklenburg-Vorpommern, five sites were selected for palynological studies, of which four were located around the „Friedländer Große Wiese“ peatland (including a large lake, the „Galenbecker See“; cf. Fig. 1). Since the project did not fit in the research priorities of the Botanical Institute, it was ordered in 1966 by the „Prorektorat für Forschung“ that it had to be carried out with reduced priority and personal capacity. The results were presented only in an unpublished report (FUKAREK 1968) and partly summarised in an unpublished Habilitation-thesis (BRAMER 1964). Only one very coarse pollen diagram of the surveying analyses from southern Mecklenburg was ever published (FUKAREK 1972).

Unfortunately, the report of FUKAREK (1968) contains some mistakes concerning the reconstruction of vegetation phases, probably because comparative pollen diagrams from NE Germany covering the Lateglacial and Early Holocene were still rare in the mid 1960-ies. These mistakes led to an erroneous reconstructed landscape development of the Ueckermünder Heide area in the studies of BRAMER (1964, 1972, 1975, 1979).

The Friedländer Große Wiese has always been an important area for research into genesis, ecology, conservation, and restoration of peatlands (e.g. KLOSS, 1966a, 1966b, 1970; SUCCOW & JESCHKE 1990; SCHMIDT & SCHOLZ 1993; SCHOLZ et al. 1995; DIETRICH et al. 1996; SUCCOW 2001; KOPPISCH et al. 2001; ROTH et al. 2001). The area is furthermore important for the investigation of a possible Lateglacial climate gradient because of its location between the palynologically relatively well-known areas of northern Vorpommern and southern Mecklenburg/N Brandenburg/Berlin area (cf. DE KLERK submitted).

Pollen diagrams from the Ueckermünder Heide area are, unfortunately, still rare (e.g. KAISER et

al. 2001, 2003; JAHNS & HERKING 2002) and cover only part of the Weichselian Lateglacial and large part of the Holocene. Though the Fukarek-diagrams contain only limited amounts of pollen types and thus hardly correspond to the modern standard, they show (in combination with each other) an almost complete pollen sequence of these periods with relative high sample resolution. It is, therefore, important to make these diagrams available to the scientific community.

Additionally, some maps and descriptive texts of the so-called „Schwedische Matrikelkarte“ – a register map from Vorpommern from ca. A.D. 1700 (cf. WARTENBERG 1994; ASMUS 1996) – were studied in order to get information on the vegetation and land-use surrounding the study area at the end of the 17th Century.

2 Description of the study area and location of the analysed cores

The Ueckermünder Heide consists of deposits of a large former proglacial lake known as the „Haffstausee“; in its southwestern part, the Friedländer Große Wiese peatland (Fig. 1) fills an approximately 8 x 12 km long depression in a former glacial valley (BRAMER 1963, 1964, 1972, 1975, 1979; SCHMIDT & SCHOLZ 1993; SCHULZ 1998; REINCKE & LÖSER 2000). The Rosenthalian terminal moraines are positioned immediately south of the peatland and mark a regionally restricted glacial advance after the melting of the Pomeranian inland ice (cf. SCHULZ 1965, 1998; BRAMER 1979; REINCKE & LÖSER 2000).

The basal till in the glacial valley is covered with 6–11 m thick sand layers, which are interpreted to be englacial debris (BRAMER 1964, 1979) or deposits of the proglacial lake (SCHULZ 1998). Two large basins – separated by a low sand ridge – occur in the area around the Galenbecker See and ca 1 km further to the northeast (Figs. 2, 3).

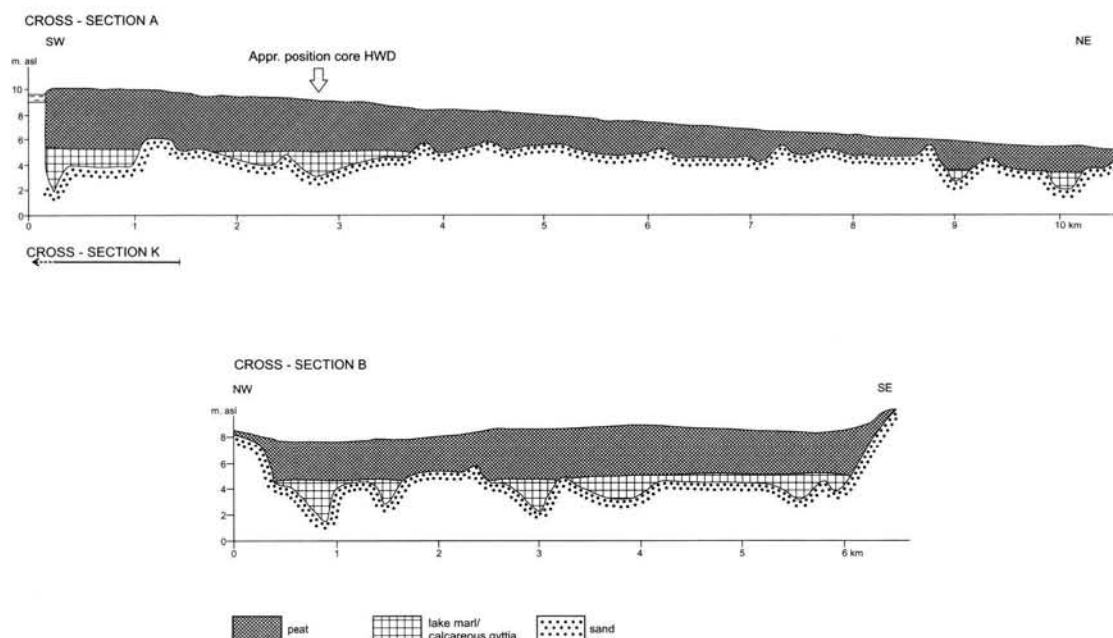


Fig. 2: Cross-sections A and B through the Friedländer Große Wiese, modified after BRAMER (1979; cf. BRAMER 1964), predominantly based on archive material which did not differentiate between lake marl and calcareous gyttja (cf. BRAMER 1964). The basin shown in cross-section A, around km 2 and 3, contains core HWD. Due to peat oxidation after the 1960-ies (cf. SUCCOW 2001), the indicated height asl. probably does not correspond to the present-day elevation.

Abb. 2: Querschnitte A und B durch die Friedländer Große Wiese, verändert nach BRAMER (1979; vgl. BRAMER 1964), hauptsächlich basierend auf Archivmaterial, in dem keine Differenzierung zwischen Seekreide und Kalkmudde vorgenommen wurde (vgl. BRAMER 1964). Aus dem Becken in Querschnitt A wurde in der Nähe von Kilometer 2 und 3 der Kern HWD entnommen. Wegen der Torfmineralisation seit den 1960er Jahren (vgl. SUCCOW 2001) entspricht die Torfoberfläche vermutlich nicht der heutigen Situation.

These, and many numerous smaller deep basins mentioned by BRAMER (1963, 1964, 1979) are primarily filled with lake marl and calcareous gyttja.

After the onset of peat formation a large percolation mire developed under influence of a continuous flow of seepage water from the Rosenthalian terminal moraines (SUCCOW 2001; SUCCOW & JESCHKE 1990; SCHMIDT & SCHOLZ 1993; REINCKE & LÖSER 2000). The peat is mainly *Cyperaceae* and *Cyperaceae/Phragmites* peat, incidentally also wood peat (BRAMER 1963, 1964, 1979). Though several sources indicate an initiation of drainage

in the 18th Century (SUCCOW & JESCHKE 1990; SCHMIDT & SCHOLZ 1993; SUCCOW 2001), in reality it had started earlier (cf. section 4.4). Deep drainage of the area since the 1960-ies (cf. HELLER & SCHIMANSKI 1966) and subsequent peat oxidation caused destruction of the upper 1.5-2 m of peat (SUCCOW 2001).

The Galenbecker See is a large, shallow lake (BRAMER 1963, 1964; cf. Fig. 3). The sandy subsoil in the eastern part of the lake basin is rather flat, whereas in the western part a deep channel-like basin exists (cf. Fig. 3). According to BRAMER (1964) the mineral base of the channel lies at maximally 1 m below sea level, i.e. 2 m

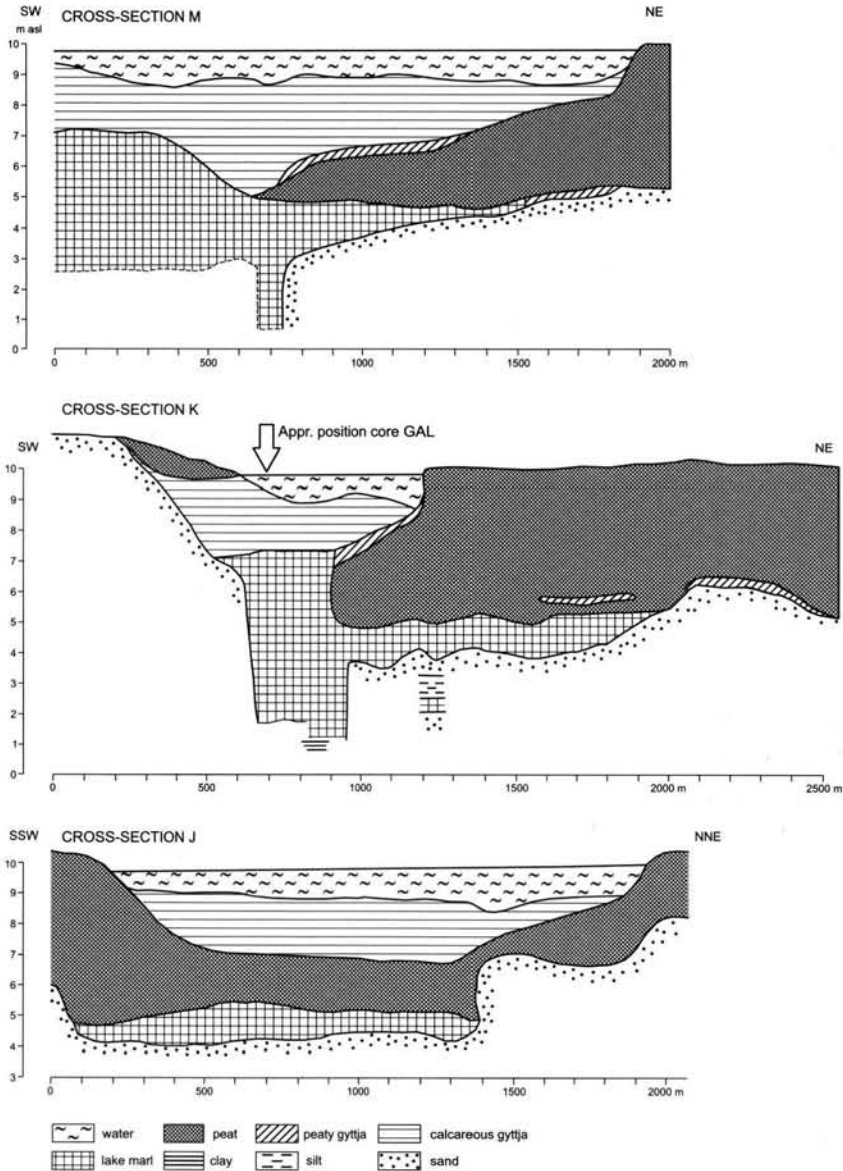


Fig. 3: Cross-sections M, K and J through the Galenbecker See, drawn after original core descriptions and sediment columns of BRAMER (1964). Sediment columns of cross-section K were also published in BRAMER (1963). Close to m 700 in cross-section K, core GAL must have been taken. Due to peat oxidation after the 1960-ies (cf. SUCCOW 2001), does probably not correspond to the present-day elevation.

Abb. 3: Querschnitte M, K und J durch den Galenbecker See, gezeichnet nach Kernbeschreibungen, sowie Sedimentsäule von BRAMER (1964). Sedimentsäulen von Querschnitt K wurden auch von BRAMER (1963) veröffentlicht. Kern GAL wurde in der Nähe von Querschnitt K, Meter 700, entnommen. Wegen der Torfmineralisation seit den 1960er Jahren (vgl. SUCCOW 2001) entspricht die Torfoberfläche vermutlich nicht der heutigen Situation.

deeper than the deepest point indicated in the cross sections of Fig. 3; BRAMER (1963), however, mentions a coring up to 11 m below lake level (i.e. 1 m below sea level) without reaching the underlying sand, so the maximum depth of the channel-like basin remains unknown.

The basal lake sediments consist of lake marl, the top lake sediments are calcareous gyttja. One 'deep geological core' (cf. BRAMER 1964) in cross-section K around 1250 m (Fig. 3) shows that below the 'basal' sand other limnic sediments occur. BRAMER (1964) mentions that this phenomenon occurs incidentally also at other spots in the study area.

Thick peat layers occur along the lake shores and embedded between lake sediments (Fig. 3). This shows that in former times with lower water levels large parts of the original lake had been terrestrialised and that only a small lake, confined to the area of the deep channel, grew in height concomitant to the peat of the adjacent mire; after a rise in water level which was too rapid to be balanced by peat growth, the peat drowned and the lake enlarged its size (cf. BRAMER 1963; SUCCOW 2001; SUCCOW & JESCHKE 1990). If the original basin shape and the present position of the lake are compared (Fig. 3), it shows that the lake moved in northeastern direction. BRAMER (1963), comparing his observations with older maps, noted that the lake in recent time still had changed its shape, though SUCCOW & JESCHKE (1990) assumed that the lake has not substantially changed during the last 2000 years.

Located between the Friedländer Große Wiese and the Rosenthalian terminal moraines are a series of coastal terraces from the former proglacial lake. This area includes many peat-filled basins of which the Moosbruch is the most prominent: it is surrounded by dunes that partly stretch-out into the basin, organic sediments reach over 6 m thickness and peat thickness seldom exceeds 2 m (cf. BRAMER 1964, 1979).

Core „Heinrichswalder Damm“ (HWD),

(Meßtischblatt: 2348 Galenbeck, R: 54 17 300, H: 59 46 200) (according to FUKAREK (1968); coordinates presented by BRAMER (1964) indicate a slightly different position), 8.9 m asl. at the time of coring, originates from the fossil lake basin approximately 1 km NE of the Galenbecker See (cf. Fig. 2). The core consists of ca 4 m Cyperaceae/wood peat, covering (sandy) lake marl up to 775 cm depth. Below a layer of unknown composition, at 810 cm depth again some lake marl was found that might represent a coring disturbance (cf. discussion below).

The core „Hüttendamm“ (HTT), (Meßtischblatt: 2349 Ferdinandshof, R: 54 23 390, H: 59 48 380), 6.3 m asl. at the time of coring, was recovered about 8 km further to the northeast from another basin in the subsoil. The core contained 235 cm Cyperaceae/wood peat over alternating layers of (peaty and silty) calcareous gyttja and lake marl to a total depth of 720 cm.

The core „Moosbruch“ (MOO), (Meßtischblatt: 2349 Ferdinandshof, R: 54 28 990, H: 59 42 390), 12 m asl. at the time of coring, stems from the peatland of the same name. It consists of 50 cm peat covering (sandy) lake marl up to 600 cm depth.

The core „Galenbecker See (Rinne)“ (GAL), (Meßtischblatt 2348 Galenbeck, R: 53 15 700, H: 59 43 800), water level 9.7 m asl. at the time of coring, top of the sediments 80 cm below water surface, was derived from the channel-like depression in the Galenbecker See close to the 700 m mark in cross-section K (Fig. 3). It consists of 6 m calcareous gyttja and lake marl. An additional section of lake marl between 7.8 and 8 m depth and a single sample from 9 m depth were derived from the near surroundings.

3 Methods

Unfortunately, the unpublished report (FUKAREK 1968) does not provide information

about the original research methods. It can be expected, however, that these are largely identical with the methods used in the Darß-study (FUKAREK 1961). Corings were probably carried out with a „Hiller sampler“. With respect to sample preparation, the Darß-study mentions the „common KOH-method“ and incidental use of the „Acetolysis method after Erdtman“ without further elaboration or references. Samples in the Darß-study were counted with a light microscope with an enlargement of 300 x up to exactly 200 pollen grains attributed to trees (excluding *Corylus* pollen), incidentally up to exactly 400 or 100 grains.

HEINRICHSWALDER DAMM (HWD)

The original pollen diagrams (hand-drawn on mm-paper) were used to recalculate the data. Pollen type names as used by FUKAREK (1968) were maintained in order to avoid an erroneous over-interpretation (e.g. is „Plant.“ or „Plantago“ identical with *Plantago lanceolata*, or with *Plantaginaceae* undiff., or: does „Ericac.“ only include pollen types attributed to *Ericaceae* taxa, or also *Empetrum*?). For types drawn in symbols without their names, only the „genus“ names from FUKAREK (1961) were used (e.g. *Pinus* and *Alnus* instead of *Pinus silvestris* and *Alnus glutinosa*). If in the original diagrams pollen type names were abbreviated, the name

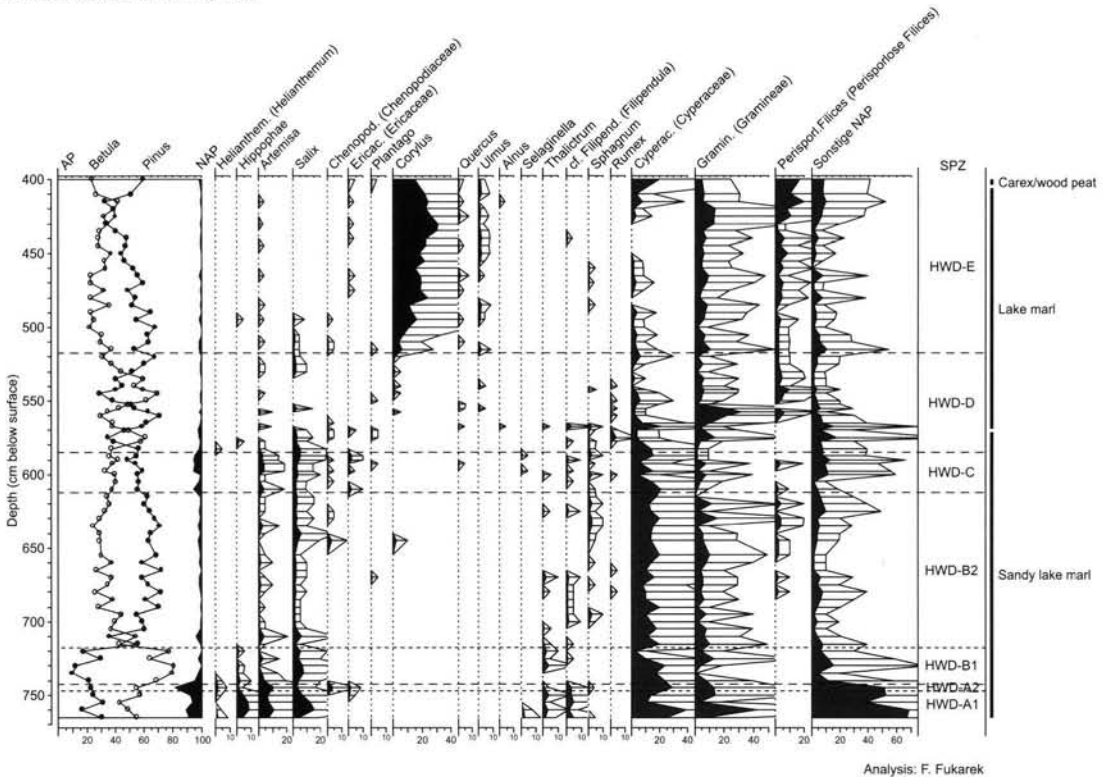


Fig. 4: Pollen percentage diagram „Heinrichswalder Damm“ (HWD). Black curves: pollen types included in the pollen sum; dotted curves: types excluded from the pollen sum. Pollen type nomenclature: original names (with supplemental names used in text for abbreviated pollen type names).

Abb. 4: Pollenprozentdiagramm „Heinrichswalder Damm“ (HWD). Schwarze Kurven: Pollentypen innerhalb der Pollensumme; punktierte Kurven: Typen außerhalb der Pollensumme. Pollentyp-Nomenklatur: originale Bezeichnungen (bei Abkürzungen wurden die vollständigen Namen dieser Typen in Klammern zugefügt).

HÜTTENDAMM (HTT)

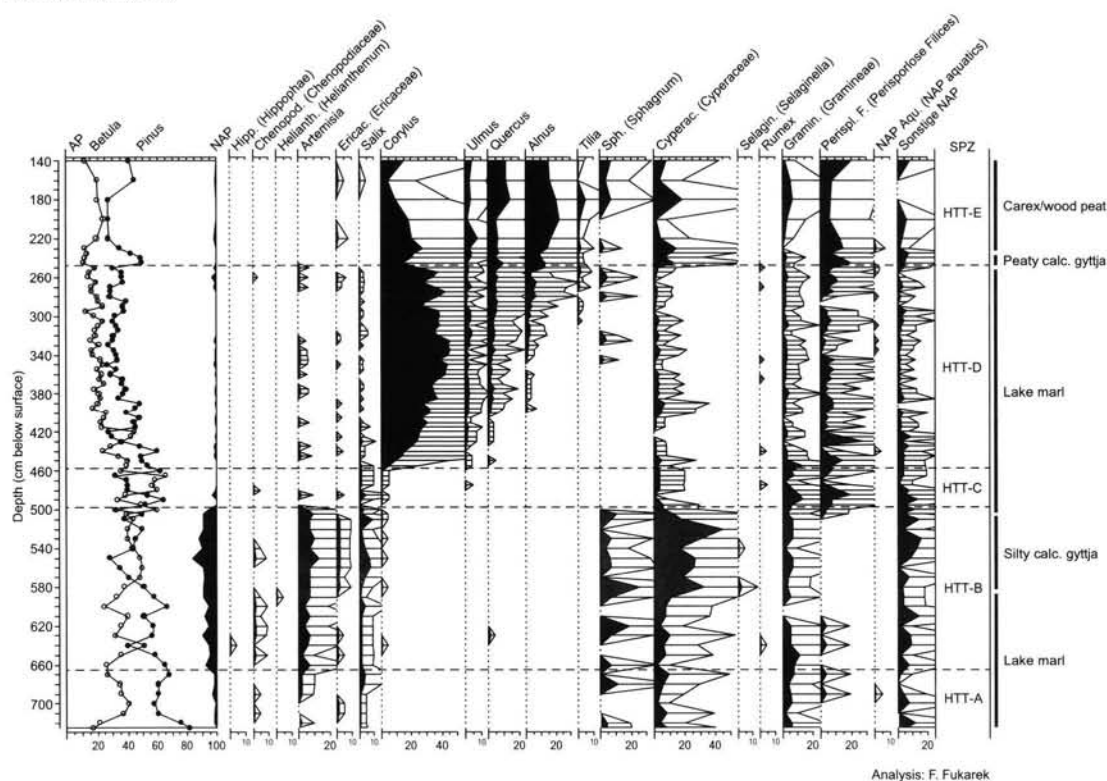


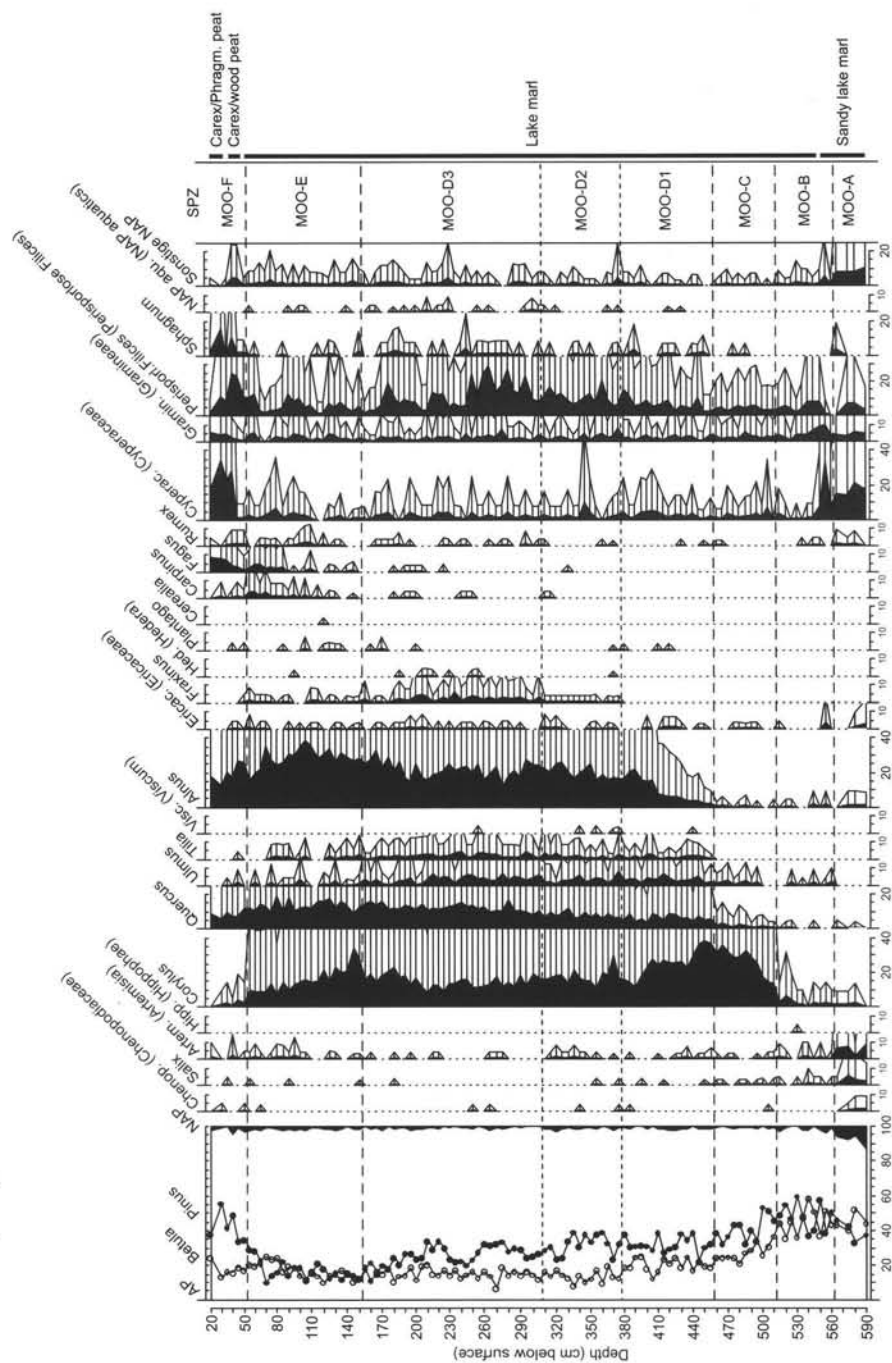
Fig. 5: Pollen percentage diagram „Hüttendamm“ (HTT). Annotation see Fig. 4.

Abb. 5: Pollenprozentdiagramm „Hüttendamm“ (HTT). Legende s. Abb. 4.

by which this type is referred to in the text is complemented between brackets.

Original percentage-values were imported in the TILIA 1.12 computer program (GRIMM 1992) and recalculated using a pollen sum with pollen types attributable to trees and shrubs (AP) and upland herbs (NAP). This NAP-concept differs from the ‘sonstige NAP’ of FUKAREK (1968) that includes also pollen produced possibly by wetland herbs. Relative pollen values of single samples at the base of cores HWD and GAL are presented in Table 1. Pollen diagrams (Figs. 4-7) were prepared with the TILIAGRAPH 1.18 and TGView 1.6.2 computer programs (GRIMM 1992, 2004). Pollen types included in the sum are displayed as lines (*Betula* and *Pinus*) and with black curves, those excluded from the

sum with grey curves; a 5-times exaggeration is displayed as open curves with depth bars. The pollen curves are ordered stratigraphically in order to facilitate a successional interpretation. The pollen diagrams are divided into ‘Site Pollen Zones’ (SPZ’s) (cf. DE KLERK 2002), which are a combination of informal acme zones and informal interval zones sensu HEDBERG (1976). The description of the pollen zones and their correlation, carried out by comparing common trends in the pollen curves, is presented in Table 2. The pollen zones covering the Weichselian Lateglacial and Early Holocene are interpreted in terms of ‘Vegetation phases of Vorpommern’ that were introduced by DE KLERK (2002) in order to avoid a widespread scientific confusion on the stratigraphical/geochronological



Analysis: F. Fukarek

Fig. 6: Pollen percentage diagram „Moosbruch“ (MOO). Annotation see Fig. 4.

Abb. 6: Pollenprozentdiagramm „Moosbruch“ (MOO). Legende s. Abb. 4.

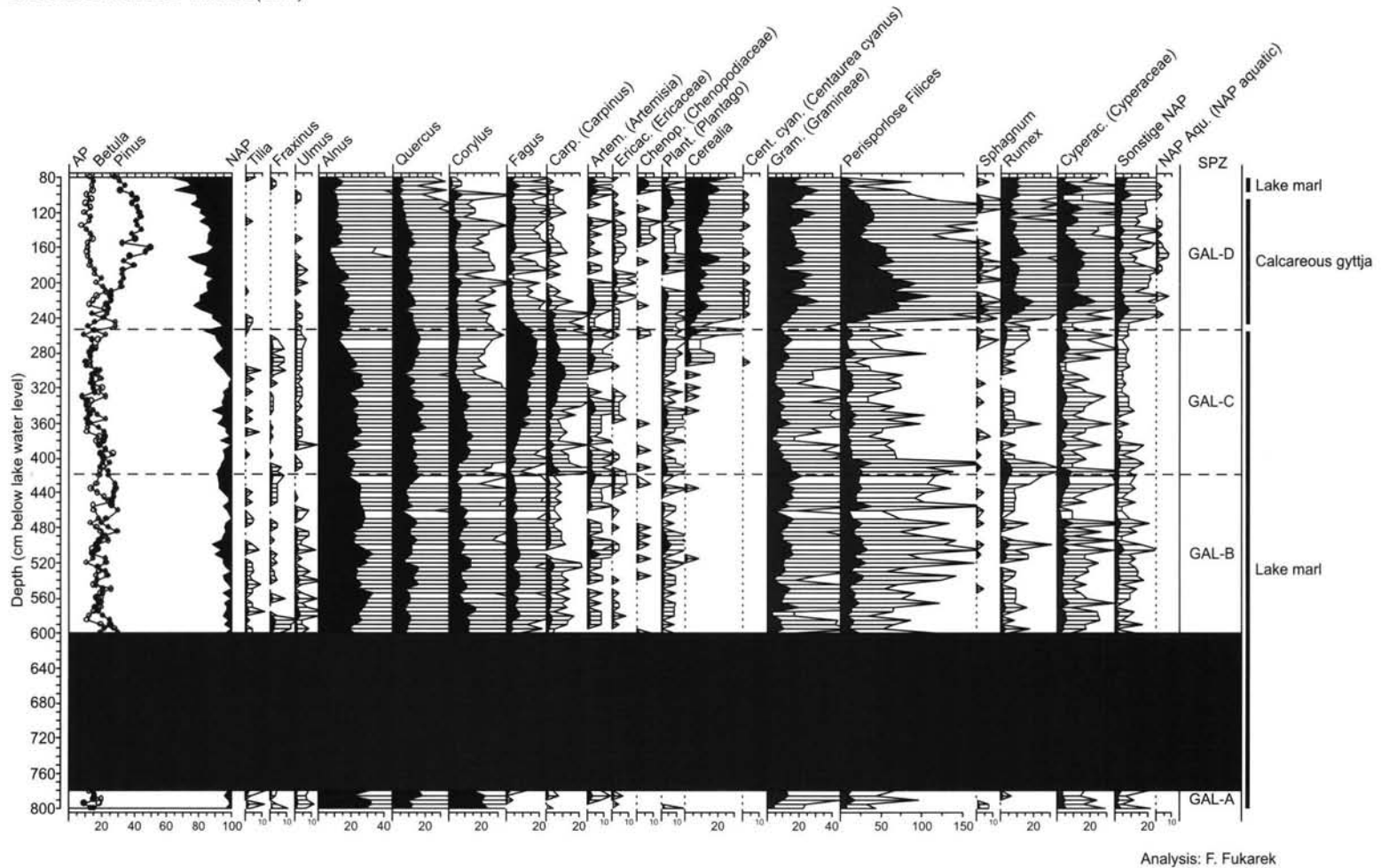


Fig. 7: Pollen percentage diagram „Galenbecker See – Rinne“ (GAL). Annotation see Fig. 4.

Abb. 7: Pollen-prozentdiagramm „Galenbecker See – Rinne“ (GAL). Legende s. Abb. 4.

Tab. 1: Pollen percentage values of single samples at the basis of cores „Heinrichswalder Damm“ (HWD) and „Galenbecker See – Rinne“ (GAL).

Tab. 1: Pollenprozentwerte von Einzelproben an der Basis der Kerne „Heinrichswalder Damm“ (HWD) und „Galenbecker See – Rinne“ (GAL).

Sample	PINUS	BETULA	SALIX	ALNUS	QUERCUS	TILIA	ULMUS	FRAXINUS	CARPINUS	CORYLUS	ARTEMISIA	ERICAC. (ERICACEAE)	GRAM. (GRAMINEAE)	CYPERAC. (CYPERACEAE)	THALICTRUM	SPHAGNUM	PERISPORLOSE FILICES	SONSTIGE NAP
HWD-810	41.5	53.5	4	-	-	-	-	-	-	-	1	-	5	4	1	-	-	4
GAL-900	17	6	-	29.5	14	4.5	3	2.5	1	20	1	1.5	4	1	-	1	4	1.5

Tab. 2: Correlation and description of the site pollen zones (SPZ's) of pollen diagrams „Heinrichswalder Damm“ (HWD), „Hüttendamm“ (HTT), „Moosbruch“ (MOO) and „Galenbecker See – Rinne“ (GAL).

Tab. 2: Korrelation und Beschreibung der ‚Site Pollen Zones‘ (SPZ's) der Pollendiagramme „Heinrichswalder Damm“ (HWD), „Hüttendamm“ (HTT), „Moosbruch“ (MOO) und „Galenbecker See – Rinne“ (GAL).

SPZ's				DESCRIPTION
			GAL-D	Decreased values of <i>Fagus</i> pollen; values of <i>Cerealia</i> and <i>Pinus</i> rise within this zone
		MOO-F	GAL-C	High values of <i>Carpinus</i> and <i>Fagus</i>
		MOO-E	GAL-B	Decreased values of <i>Ulmus</i> ; <i>Carpinus</i> and <i>Fagus</i> present with low, continuous values
			GAL-A	
		MOO-D3		Decreased values of <i>Corylus</i> and high, more or less stable values of <i>Ulmus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> and <i>Alnus</i> ; the sub-zones of MOO-D are based on rises in the curve of <i>Fraxinus</i>
	MOO-D2			
HTT-E	MOO-D1			
HWD-E	HTT-D	MOO-C		High values of <i>Corylus</i> ; values of <i>Ulmus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Tilia</i> and <i>Alnus</i> gradually rise
HWD-D	HTT-C	MOO-B		Low values of NAP-types; high, fluctuating values of <i>Betula</i> and <i>Pinus</i>
HWD-C	HTT-B	MOO-A		High values of NAP-types; variable and fluctuating values of <i>Betula</i> and <i>Pinus</i>
HWD-B2	HTT-A			Low NAP values; high values of <i>Pinus</i>
HWD-B1				Low NAP values; high values of <i>Betula</i>
HWD-A2				Peak of NAP-types
HWD-A1				High values of NAP and <i>Hippophae</i>

Tab. 3: Used register maps and their signature in the „Landesarchiv Greifswald“ (cf. Fig. 8).

Tab. 3: Benutzte schwedische Matrikelkarten sowie deren Signatur im Landesarchiv Greifswald (vgl. Abb. 8).

NR.	SIGNATURE	NAME
1	Rep. 6a C IIIa 14	Wittstock
2	Rep. 6a C IIIa 23	Demnitz och Altwikshagen
3	Rep. 6a C IIIa 13	Lübz
4	Rep. 6a C IVb 43	Sarow och Jokemühl Torgelows Amts Heiderideriet
5	Rep. 6a C IVb 40	Torgelows Ampts Hollenderi
6	Rep. 6a A IIIa 37	Torgelow – Fragment with Mückenborg
7	Rep. 6a C IVb 38	Grosse och Lütte Hammar
8	Rep. 6a C IVb 41	Ett Stjck af Torgelows Ampts Skog
9	Rep. 6a C IVb 42	Ett Stjck af Torgelows Ampts Skog
10	Rep. 6a C IVb 44	Rothemühl och Nuenska Heiderideriet.

subdivision of the Lateglacial (cf. USINGER 1985, 1998; LITT & STEBICH, 1999; ERIKSEN, 2002; DE KLERK, 2004b). For readers not familiar with this terminology, additionally the more traditional terminology is provided. For a complete overview of the correlation of the vegetation phases of Vorpommern with traditional schemes reference is made to the correlation table of DE KLERK (2002, 297; 2004a, 32).

The map of the landscape surrounding the Friedländer Große Wiese area around A.D. 1700 (Fig. 8) was based on several sheets of the Swedish register map (cf. Fig. 8 and Table 3) which were scanned, electronically fitted together, and subsequently redrawn according to the information presented on the maps supplemented with the information presented in the descriptive texts. Only „Urkarten“ (draft maps) were used that contain the information prior to editing and therefore can be considered more complete than the „Reinkarten“ (final maps). From the area of Muggenborg no draft map has been preserved, due to which this (small) area was drawn after the final map (cf. Table 3). The original textual descriptions can be found in the relevant sections in volumes 5 and 6 of the „Matrikelbänder“ registered under Rep. 6a in the „Landesarchiv Greifswald“.

4 Interpretation and discussion

4.1 The Lateglacial and Early Holocene

The earliest vegetation phase recorded (HWD-A1) is the *Hippophaë phase sensu* DE KLERK (2002), that corresponds with the Dutch Bølling or the later part of the northwest-German Meiendorf. Large, dense stands of *Hippophaë rhamnoides* were present on the upland together with a mainly open vegetation consisting of a.o. *Artemisia* and *Helianthemum*. The pollen values indicate that also *Salix* must have been an important member of the vegetation in the region of the Friedländer Große Wiese. This phase is interpreted by DE KLERK (2002) and DE KLERK et al. (2001) to correspond with a relative warm phase that can be inferred from different proxies from European sites and that started around 12600/12500/12450 ¹⁴C years B.P. (e.g. LOTTER et al. 1992; AMMANN et al. 1994; HAMMARLUND & LEMDAHL 1994; HOEK et al. 1999). The fact that *Hippophaë* could form large dense stands is due to the absence of competitive shadowcasting taxa: though birch trees were already present in Vorpommern at the onset of the Lateglacial (as demonstrated by DE KLERK et al. 2001), these were probably present

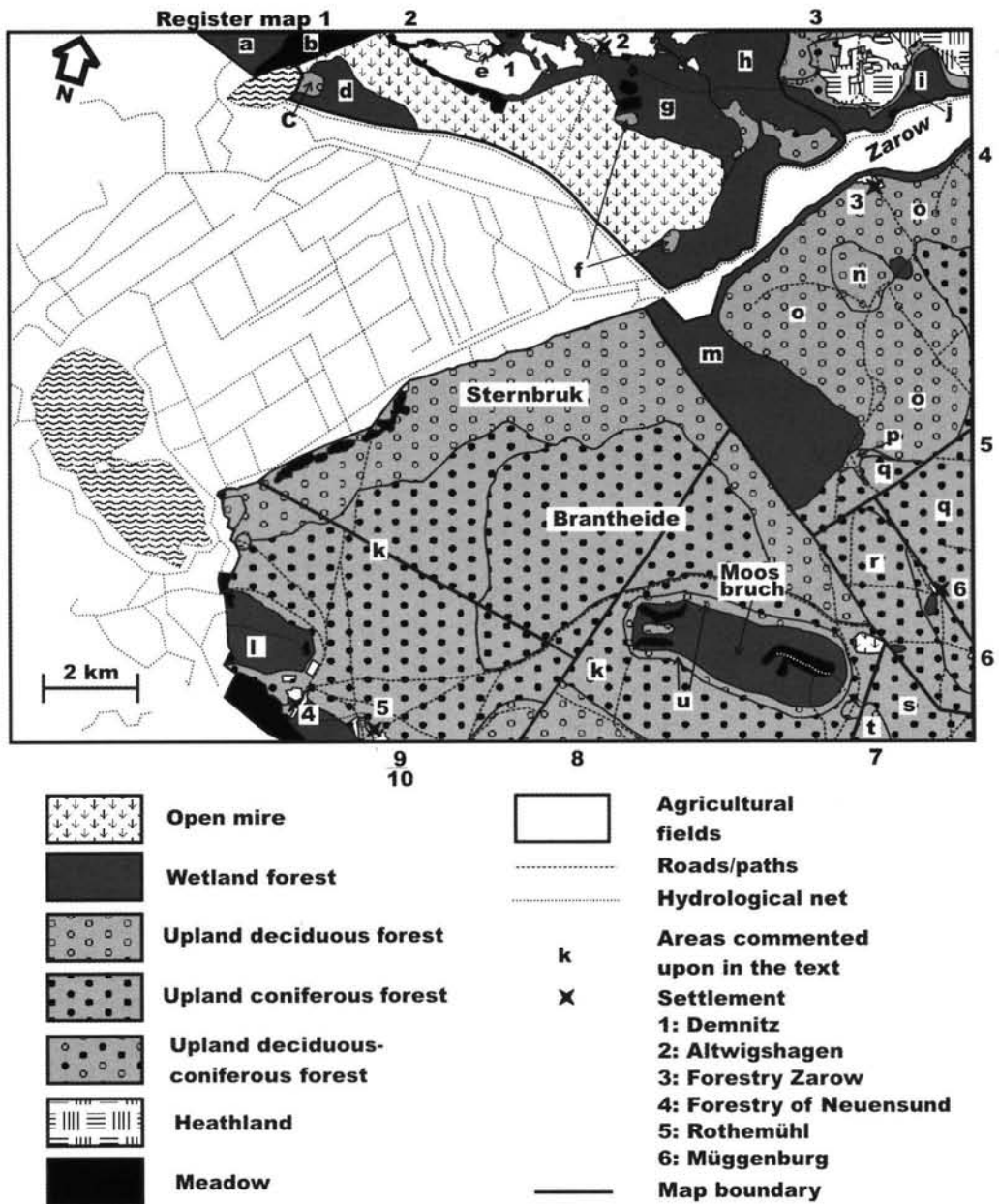


Fig. 8: The landscape surrounding the „Friedländer Große Wiese“ around A.D. 1700, based on several Swedish register maps.

Abb. 8: Die Landschaft um die „Friedländer Große Wiese“ um ca. A.D. 1700, neu gezeichnet nach verschiedenen schwedischen Matrikelkarten.

only incidentally and were unable to expand extensively due to a dry continental climate (cf. USINGER 1998) or due to insufficient soil development (cf. VAN GEEL 1996).

Only one sample (HWD-A2) contains a large peak of *Artemisia* and *Chenopodiaceae* pollen together with decreased values of *Hippophae* pollen. This sample represents Open vegetation phase II (the Older Dryas). It is assumed to have been a short, probably cooler phase in which *Hippophaë rhamnoides* mainly disappeared and upland herbs expanded. This phase started around 12000 ¹⁴C years B.P. and lasted around 100 years (cf. DE KLERK et al. 2001; DE KLERK 2002). It is a conspicuous feature that this phase is registered prominently in pollen diagrams from northern Vorpommern with thick sediments (due to enlarged soil erosion), whereas it is absent or only minory indicated in pollen diagrams from S Mecklenburg, N Brandenburg, and the Berlin area (cf. inventory of DE KLERK 2002, submitted). This is ascribed to a denser vegetation – possibly due to higher temperatures – in the southern areas (cf. DE KLERK & STOLZE 2002, DE KLERK submitted) due to which increased soil erosion did not occur and this short phase is subsequently hardly recorded. The fact that Open vegetation phase II is displayed in the diagram HWD, however with thin sediments only (in accordance with its short duration), might be an indication that the Friedländer Große Wiese area was part of a transitional reach between the areas in the north and the areas in the south.

The closing of the upland vegetation is represented in SPZ HWD-B1 by the increase of *Betula* pollen, which marks the expansion of birch forests. In a later phase, also *Pinus* greatly expanded (SPZ's HWD-B2, HTT-A). This forested period is the Lateglacial *Betula/Pinus* forest phase sensu DE KLERK (2002) (Allerød; or: Bölling-Allerød complex sensu USINGER (1985), or: sequence of „Bölling – Older Dryas – Allerød“ sensu LITT & STEBICH (1999).

Expansion of forests during this phase might be related to a gradual shift to a more oceanic climate (cf. USINGER 1998; DE KLERK et al. 2001), and/or to the development of more mature soils (cf. VAN GEEL 1996). The division of this phase into a subphase with high values of *Betula* pollen followed by a subphase with high values of *Pinus* pollen (as shown in the HWD diagram Fig. 4) indicate an affiliation of the Friedländer Große Wiese region with the regions of S Mecklenburg, N Brandenburg, and the Berlin area where pollen diagrams in general show a similar bipartition (cf. DE KLERK 2002, submitted; DE KLERK & STOLZE 2002); incidental deviations with a re-increase of *Betula* pollen towards the end of the forest phase (that also seems to show in the HTT diagram Fig. 5) are attributed to (extra)local expansion of birch carrs along the margins of the investigated basins (cf. WOLTERS 2002; THEUERKAUF 2003).

After the forest phase, the upland vegetation opened-up again, and a new open vegetation with *Artemisia* and *Ericales* (probably also including *Empetrum*) developed (SPZ's HWD-C, HTT-B, MOO-A). This opening of the forests relates to the global cooling of the Open vegetation phase III (Younger Dryas) that started around 11000 ¹⁴C years B.P. (cf. ISARIN, 1997). From the pollen values of *Pinus* it seems likely that pine trees remained important in the Friedländer Große Wiese area, but did not form closed stands. This vegetation phase is recorded in thick clastic sediments in study areas from northern Vorpommern displaying relative high NAP values (especially attributable to ericaceous taxa), whereas in the southern regions sediments are predominantly thin, organic, and show lower NAP values. These differences are again ascribed to a Lateglacial climate gradient due to which vegetation in the southern regions was denser and soil erosion was less severe than in the northern regions (cf. BRANDE 1995; DE KLERK 2002, submitted; DE KLERK & STOLZE 2002). An assumed intermediate area

between N Vorpommern and S Mecklenburg, N Brandenburg, and the Berlin area consisting of extensive juniper stands (BRANDE 1995) is not supported by an inventory of the available data that shows a more or less random pattern of pollen diagrams with high values of *Juniperus* pollen (DE KLERK submitted). Open vegetation phase III corresponds in the Friedländer Große Wiese pollen diagrams with organic sediments that are less prominently developed than the sediments of the preceding vegetation phase, which is similar to sites in S Mecklenburg, N Brandenburg, and the Berlin area. The relative high NAP values in the Friedländer Große Wiese pollen diagrams (including prominent values of *Ericaceae* pollen), however, are similar to the pollen diagrams of N Vorpommern. This indicates that for Open vegetation phase III the Friedländer Große Wiese area again might have belonged to a transitional area.

At the beginning of the Holocene temperatures rose again and the upland vegetation closed by expansion of *Betula* and *Pinus* forests (the Early Holocene *Betula/Pinus* forest phase; Preboreal).

FUKAREK (1968) interpreted the lower parts of the pollen diagrams HWD, HTT and MOO completely different. The single sample HWD-810 at the base of HWD (cf. Table 1) was interpreted to represent the Allerød, the subsequent open phase was correlated with the Younger Dryas, followed by the Preboreal. The next open phase (now correlated with the Open vegetation phase III/Younger Dryas) was interpreted by FUKAREK (1968) to be an open phase during the Early Holocene that he named „Galenbecker Schwankung“. Though the single sample HWD-810 undoubtedly can be ascribed in the Lateglacial *Betula/Pinus* forest phase, as the high values of *BETULA* and low values of *Artemisia* indicate, the subsequent pollen sequences show that the higher SPZ's are older: the single sample, therefore, is probably a coring disturbance. Following the interpretation

of diagram Heinrichswalder Damm, FUKAREK (1968) also interpreted the Lateglacial/Early Holocene sections of the diagrams Hüttendamm and Moosbruch too young.

This unfortunate error influenced the dating of the developmental phases of the proglacial lake as reconstructed by BRAMER (1964, 1975, 1979), who posed several phases to last up to the „Bølling“ (probably the chronostratigraphic Bølling-concept of MANGERUD et al., 1974), followed by a prominent development of soil frost features and a renewed glacial advance in the Older Dryas. A first formation of organic material assumed to date from the Allerød is then followed by a gradual disappearance of the proglacial lake that should have happened during the Younger Dryas. The first deposition of lake marl in residual lakes in the Moosbruch, Galenbecker See and other deep basins in the Friedländer Große Wiese was assumed to have taken place at the Younger Dryas/Preboreal transition. A phase of dune formation is subsequently assumed for the Preboreal/Boreal.

Since a residual lake with lake marl deposition was already present at the Heinrichswalder Damm site during the early Lateglacial, the development phases reconstructed by BRAMER (1964, 1975, 1979) must have occurred much earlier and probably had already ended before the beginning of the Lateglacial. A gradual termination of the proglacial lake during the Younger Dryas seems improbable. Most likely the dune formation must be dated to this period instead of the early Holocene. Archaeological finds dated dunes in the eastern part of the Ueckermünder Heide to the Younger Dryas (KAISER et al., 2001), indicating that this new interpretation is correct.

4.2 Early Holocene *Corylus* phase and the Middle Holocene

A rise of *CORYLUS* pollen in SPZ's HWD-E, HTT-D and MOO-C marks the invasion of hazel, which greatly expanded and became an important vegetation element. Increases in the values of *Corylus* pollen were dated in N Brandenburg at ca. 9100 ^{14}C years B.P. (JAHNS 2000), whereas for northern Vorpommern an age of ca. 9300 ^{14}C years B.P. can be estimated from the studies of ENDTMANN (2002) and KAFFKE & KAISER (2002). A date of 9335 ± 42 ^{14}C years B.P. for the southern Ueckermünder Heide (KAISER et al. 2001) corresponds well with the dates from northern Vorpommern, though for unconvincing reasons the authors rejected this date as being too young.

Gradual increases of *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, and *Alnus* pollen in the diagrams indicate that the associated taxa gradually expanded in the Friedländer Große Wiese region. Finally they became the dominant forest elements and formed stable populations for several thousands of years, as can be concluded from the hardly fluctuating pollen curves in the Moosbruch diagram. After the mid-Holocene elm decline around 5000 ^{14}C years B.P. (BIRKS & BIRKS 1980), which defines the boundary between SPZ's MOO-D3 and MOO-E, *Fagus* and *Carpinus* gradually expanded in the upland vegetation, as is shown by increasing values in *Fagus* and *Carpinus* pollen.

Early occurrence of *Plantago* pollen in the Moosbruch diagram (SPZ MOO-D1/D2), as well as substantial values of *Artemisia* pollen in the Early Holocene sections of the Hüttendamm and Moosbruch diagrams, might point to forest clearance in the study area by Mesolithic humans. Also in the Rothenklempenow pollen diagram of KAISER et al. (2001) a possible anthropogenic influence seems to be registered in the Mesolithic. In general, however, early Holocene anthropogenic influence will be hard-

ly to detect with the rather low pollen sums that can be expected for the pollen diagrams of the present paper (cf. section 3). Increased values of *Artemisia* and *Plantago* pollen above the elm decline in SPZ MOO-E point to increasing anthropogenic activities around the Moosbruch basin during the Neolithic.

The basis of the peat in core HWD is positioned below the decrease in *Corylus* pollen and the increase in *Ulmus*, *Quercus*, and *Alnus* pollen, i.e. at a substantially lower palynostratigraphic level than at the HTT-site where the basal peat contains higher values of *Ulmus*, *Quercus*, *Alnus* and *Tilia* pollen. The peat at the HWD-site might originate from organic material penetrating from a higher level (e.g. roots), but it is also possible that terrestriation at the HWD-site started considerably earlier than at the HTT-site. A ^{14}C -date of 6800 ± 100 ^{14}C -years B.P. in the core HTT from the layer of peaty calcareous gyttja between 240 and 250 cm depth (FUKAREK 1968; cf. BRAMER 1964) seems too young in comparison to dates around 7900/8300 ^{14}C years B.P. in N Brandenburg from core levels with similar upland pollen features (JAHNS 2000, 2001). This younger age might be partly related to the presence of roots penetrating from a higher level: the vegetation which formed the covering *Carex*/wood peat probably rooted in the upper calcareous sediments.

BRAMER (1964), as can be concluded from his argumentation, obviously assumed a synchronous beginning of peat formation in the Early Atlantic over the complete Friedländer Große Wiese and consequently concluded that also the Galenbecker See basin terrestriated in this period and became reduced to the small deep channel. Actually, it cannot be accurately estimated when terrestriation of this basin started because no pollen analyses nor ^{14}C -dates of its terrestriated part are available.

4.3 The late Holocene

The late Holocene is well recorded in the diagram GAL. Prominent is a maximum of *FAGUS* and *Carpinus* pollen (GAL-C) that can be correlated with the Slavic period and the late Medieval (cf. JAHNS & HERKING 2002). A closed curve of *Cerealia* pollen starts towards the top of SPZ GAL-C. The base of the closed curve of *Secale* pollen is dated in the eastern Ueckermünder Heide at A.D. 650 (JAHNS & HERKING 2002).

The decline of *Fagus* pollen is dated in NE Germany and NW Poland around 600-800 ¹⁴C-years B.P. (MÜLLER & KOHL 1966; LATALOWA 1992; ENDTMANN 2002). Above the decrease of *FAGUS* pollen in the GAL-diagram, high values of pollen attributable to cultivated plants and agricultural weeds (e.g. *Artemisia*, *Plantago*, *Chenopodiaceae*, *Centaurea cyanus*, *Cerealia*) occur. This shows a prominent deforestation of the landscape and the subsequent enlargement of agricultural area since the late Medieval. A similar pollen sequence is visible in a diagram from the eastern Ueckermünder Heide (JAHNS & HERKING 2002).

Fluctuations in the curves of the types mentioned previously might point to variations in the ratio between forest and fields in the course of time. A prominent decrease in values of *CEREBALIA* and *PLANTAGO* pollen (indicating a reduction of fields) occurs at 170 cm depth. Assuming an age of ca A.D. 1200 for the zone boundary GAL-C and GAL-D and of ca 1950 for the top sediments of core GAL, it is possible to interpolate a date of ca A.D. 1450 for this reduced agriculture. It is unknown what might have caused this.

The rises of *Cyperaceae* pollen and *Perisporlose Filices* spores in zone GAL-D might indicate an increase of sedges and *Thelypteris* in the mire adjacent to the Galenbecker See. An increase of *Cyperaceae* pollen is possibly related to hay-making on the mires (cf. SEGERSTRÖM & EMANUELS-

SON 2002). The high values of *Gramineae* and *Rumex* might indicate that also *Phragmites* and wetland *Rumex* taxa expanded, though this pollen might also stem from upland taxa in the open landscape.

Peat formation in the Moosbruch at the cored location started clearly after the rise in *FAGUS* pollen and, thus, must be dated in the Slavic period/late Medieval. High values of *Cyperaceae*, *Perisporlose Filices*, and *Sphagnum* pollen and spores indicate a local peatforming vegetation of sedges, ferns, and mosses.

4.4 Development of the Galenbecker See

The sediments in the deep channel from which core GAL was derived are of relative young age: even the single sample at 900 cm depth (Table 1) seems to date from after the elm decline. The mineral subsoil in this channel is estimated around maximum 1 m below sea level (BRAMER 1964), i.e. 2 m deeper than this basal sample. In most cases during coring, however, the mineral subsoil was not reached. Therefore, the basin basis may lay even deeper at the investigated location than the estimated depth.

BRAMER (1964) had an explanation for the young age of the sediments in the channel. He states that sediment levels within the lake basin lay at a much lower level than the assumed synchronous levels in the surrounding mire. From his argumentation it becomes clear that he expected lake sediments to be deposited at the same elevation as synchronous peat layers in the surrounding mire. In order to explain the lake sediments to lie at a lower elevation, BRAMER (1964) poses the hypothesis that the thawing of buried dead-ice in the basin of the Galenbecker See took place at an extra-ordinary late time during the Subboreal. Since, however, no datings are available from the peat layers within the Galenbecker See, neither palynological nor radiometric, the assumed synchronicity is only

hypothetical. Since it is furthermore very likely that lake sediments in deep basins are deposited at a deeper elevation than contemporaneous peat layers in an adjacent mire, it is not necessary to explain the observed phenomena with an extremely late dead-ice thawing.

The zone boundary GAL-C/GAL-D, i.e. where *FAGUS* pollen decreases, corresponds with the transition from lake marl to calcareous gyttja. Since lake marl outside the channel-like depression in the Galenbecker See occurs only below the thick peat layers, and calcareous gyttja only above, this transition probably marks the start of the expansion of the lake. This shows that in the late Medieval the small lake, which was until then constricted to the deep channel, started to expand at the expense of the surrounding mire. This observation is in sharp contrast with BRAMER (1964), who places the *FAGUS/CARPINUS* maximum between 500 BC and AD 600, and with the hypothesis of SUCCOW & JESCHKE (1990) that the size and shape of the lake had not substantially changed during the last 2000 years. Water level rises during the late Medieval, possibly due to anthropogenic activities (e.g. forest clearances and stowage for water mills), but possibly also related to climatic changes, have regularly been reported for NE Germany (e.g. DRIESCHER 1986; JESCHKE 1990; KAISER 1996; BLEILE 2002). Stowage for mills occurred downstream in the Zarow river that drains the Friedländer Große Wiese (as the small settlement „Zarowmühl“, meaning Zarow mill, indicates). This might have influenced the lake level of the Galenbecker See, possibly in combination with forest clearance and climate.

4.5 The situation around A.D. 1700 as indicated in the Swedish register work

Figure 8 presents the area surrounding the Friedländer Große Wiese around A.D. 1700. The Swedish register work is unfortunately not

completely reliable in displaying areas that were of less importance for tax-levy (cf. AMELANG & GUSTAVS 1998). This might explain the incorrect position of the Moosbruch and the gap between the maps south of the river Zarow (department Torgelow) and those north of the river Zarow (district Anklam). Though the southern border of the northern maps could be perfectly fitted to the present-day course of the river Zarow, this river was actually drawn as northern border on the southern maps. This indicates either a shift in the course of the river, or an inadequate mapping.

The area was sparsely populated: the many small villages that currently exist (cf. Fig. 1), thus, must have been erected after 1700 A.D.

The register map covers only the northern fringe of the Friedländer Große Wiese and displays it as an open mire. The descriptive text mentions it as a marshy meadow of sedges with large areas of reed. Since a ditch crosses the area, and since it is mentioned in the descriptive volumes that due to the holding-back of water mowing is partly possible in dry years, reclamation of the Friedländer Große Wiese can be inferred to have started prior to the 18th Century. Some small meadows were present along its northern shore around A.D. 1700. A forested area within the peatland (d) is mentioned as marshy with birches, alder and other not specified deciduous trees, whereas the small adjacent area (c) consisted of solid ground with alder and birch. The large meadow (b) is described as flat and marshy; the adjacent carr (a) was a former meadow on which small (= young?) birches and other scrubs grew.

Within the agricultural fields of Demnitz a small peatland (e) is described as flat and unforested. In the northeast, the open mire of the Friedländer Große Wiese grades into a large carr that is diversely described in the descriptive volumes. The area (g) is mentioned to have had a vegetation of small oaks, birches, willows, and similar (not specified) scrubs; the small areas (f)

are mentioned to have been higher spots with oak and hazel. The area (h) is described as relatively wet containing large strong birches and alders, also containing some higher spots with oak and hazel (not individually drawn on the map), whereas the adjacent area (i) consisted of a dense alder carr. The fringe of mixed deciduous-coniferous forest adjacent to the carr (j) contained *juniper*, *oak*, *beech*, *poplar*, *birch*, and *pine*. Adjacent to this forest fringe was a heathland that partly consisted of deserted agricultural fields.

The deciduous forest south of the Friedländer Große Wiese, the Sternbruk, is mentioned to have consisted of oak, beech, hazel, and alder. The presence of alder indicates that some moist areas were present within the area, to which the name 'bruk' (= carr) also points. An additional remark was made that the area was relatively flat and suitable for forest clearance to create space for meadows. The meadows that already were present within the Sternbruk were noted to have had a marshy soil and to have been partly grown with bushes.

The coniferous forest south of the Sternbruk (k) contained large trees that were suitable as construction wood or as masts, whereas it is mentioned that the forests grew on heathland. The Bahrenbruch (l) is mentioned to have been grown with small birches. The Brantheide (Brant = fire) is indicated on the map as a coniferous forest, of which the descriptive text mentions that it had been completely destroyed by fire a few years prior to the surveying.

The forest (m) is drawn as a wetland forest on the map. The text, however, describes it as a beech forest with few oaks, though it is explicitly mentioned that inbetween – especially towards the northern map boundary – areas of shrubs and reed occurred that during the wetter years were rather marshy. The continuation of this area along the river Zarow is described as marshy land with oak and alder trees, and shrubs of birch and willow, whereas several

spots were so densely vegetated with reed that they were hardly accessible (which might be a further reason for the uncertain mapped course of the river Zarow).

The forest (n) is described as dense beech forest where in previous times the town Schermysel was located; the remaining beech forest (o) contained more oak. The forest (p) is described as oak forest with few small pine trees, whereas the adjacent area (q) consisted of sandy moulds with moderately large pine trees suitable for fuel. The remaining forest areas are described as containing large coniferous trees with both large and small oak trees (r), as containing large pine trees (s), and as marshy lands with oak, beech, hazel, and alder (t).

The Moosbruch is described as grown with (unspecified) bushes and scrubs, whereas it was surrounded by a fringe of oaks (u). Within the peatland an isle containing a pine forest was present. The meadows within the Moosbruch are mentioned to have had a marshy soil. Prominent is the ditch that crosses the Moosbruch, indicating that an artificial drainage of this peatland was already in use around 1700 A.D. Terrestrialisation of the Moosbruch, therefore, had proceeded to such level that the area was easily accessible.

This forested landscape-scenery is in sharp contrasts with the high amounts of pollen attributable to cultivated plants and agricultural weeds in the pollen diagram from the Galenbecker See. Interpolating between 1200 A.D. (basis of SPZ GAL-D) and 1950 (top of core GAL) provides the estimation that 1700 A.D. is registered between 135 and 140 cm depth. The register map shows only small agricultural fields near the villages Demnitz, Altwikshagen and Rothemühl, and near the forestry houses of Neuensund and Zarow. The agricultural fields inferred from the pollen diagram, therefore, must have been located predominantly on the northwestern, western and southwestern side of the Galenbecker See.

5 Concluding remarks and suggestions for future research

Although the palaeoecological significance of the pollen diagrams presented in this study is limited due to the small number of pollen types, the small sample interval provides a detailed pollen sequence for the complete Holocene and almost the complete Weichselian Lateglacial of the southwestern Ueckermünder Heide and, therefore, these diagram can be used as palynological standard for the time being until better material becomes available.

Due to erroneous chronological interpretations in the original study of FUKAREK (1968), the genesis of the Friedländer Große Wiese, the Galenbecker See, and the total Ueckermünder Heide have been wrongly reconstructed by BRAMER (1964, 1975, 1979). With the revised interpretation these errors could be corrected.

Some indications were found that the study area was temporarily located in a transitional reach within a Lateglacial vegetational/climatic gradient in NE Germany. Future research into this gradient will benefit from the Friedländer Große Wiese analyses presented in this paper for the selection of adequate study areas.

Prominent is the very good preservation of the late Holocene in the sediments from the Galenbecker See. High-resolution palynological analyses combined with reliable radiometric dates can provide a good insight in the landscape development of the most recent Millennia in relation to anthropogenic activities. A detailed pollen morphological differentiation is necessary in order to get insight in the anthropogenic influence in the landscape.

An important palaeoecological research theme can be the origin and development of the Galenbecker See. Deeper corings should be carried out to get more insight in the location and composition of the mineral subsoil of the basin, especially in the area of the channel-like depression. The limnic sediments incidentally

observed below the sand should get more attention, both geomorphologically and palaeoecologically, in order to reconstruct the oldest developmental phases of the area. Palaeoecological studies of the peat layers within the present lake may give insight in the terrestrialisation processes, of which currently little is known.

Acknowledgements

The revision of the diagrams from the Friedländer Große Wiese region were carried out in close connection with the research projects Bi 560/1-3 „Chronostratigraphy of northeastern Germany“ and Bi 560/1-5 „Specification of the earliest vegetation development at the site Reinberg (time slice I)“ financed by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG), and EMAU 13-(95, 96)1997 „Pollen and Macrofossilanalyses“ financed by the Federal State Mecklenburg-Vorpommern, connected with the priority program „Changes of the geo-biosphere during the last 15,000 years“ of the DFG. A. Kaffke and M. Kraus helped with the revision of the original pollen diagrams. B. Lintzen and P. Wiese assisted in the preparation of some of the figures. H. Wartenberg is greatly acknowledged for providing a (German) translation of the old-Swedish texts of the register work. A. Spangenberg kindly corrected the German text passages. H. Joosten and two anonymous reviewers are acknowledged for valuable comments on the text.

References

- AMELANG, N. & GUSTAVS, O. (1998): Die Schwedische Landesaufnahme von Hiddensee – Ein GIS-gestützter Ansatz zur Datenererschließung. – In: ASMUS, I.; PORADA, H.T.; SCHLEINERT, D.: Geographische und historische Beiträge zur Landeskunde

- Pommerns – Eginhard Wegner zum 80. Geburtstag: 181-188, Schwerin (Helms).
- AMMANN, B., LOTTER, A.F., EICHER, U., GAILLARD, M.-J., WOHLFARTH, B., HAEBERLI, W., LISTER, G., MAISCH, M., NIESSEN, F. & SCHLÜCHTER, C. (1994): The Würmian Late-glacial in lowland Switzerland. – *J. Quat. Science*, **9**: 119-125, Chichester.
- ASMUS, I. (1996): Die geometrische Landesvermessung von Schwedisch-Pommern 1692-1709. – *Balt. Studien*, **NF 82**: 79-98; Marburg.
- BIRKS, H.J.B. & BIRKS, H.H. (1980): Quaternary palaeoecology. – 289 S.; London (Edward Arnold).
- BLEILE, R. (2002): Interdisziplinäre Forschungen zu Wasserstandsschwankungen der „Oberen Seen“ (Mecklenburg) in spätslawischer Zeit (Ende 10.-12. Jh.). – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **26**: 179-182; Greifswald.
- BRAMER, H. (1963): Zur Entstehung der Friedländer Großen Wiese und des Galenbecker Sees (Naturschutzgebiet) (Vorläufige Mitteilung). – *Naturschutzarbeit in Mecklenburg*, **6**: 14-23; Berlin.
- BRAMER, H. (1964): Das Haffstausee-Gebiet: Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte im Spät- und Postglazial. – 1-167 + appendices; Greifswald (Habil.-Thesis).
- BRAMER, H. (1972): Besonderheiten bei der Ausbildung eines Stausees im Bereich der Marginalzonen der letzten Vereisung. – *Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald*, **21**, Math.-nat. R., **1**: 63-65; Greifswald.
- BRAMER, H. (1975): Über ein Vorkommen von Allerödrtorf in Sedimenten der Ueckermünder Heide. – *Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald*, **24**, Math.-nat. R. **3/4**: 183-187; Greifswald.
- BRAMER, H. (1979): Beiträge zur Physischen Geographie des Kreises Ueckermünde, Bezirk Neubrandenburg. – 89 S., Ueckermünde (Pädagogisches Kreiskabinett Ueckermünde).
- BRANDE, A. (1995): Younger Dryas vegetation gradient in northeast Germany. – *Terra Nostra*, **95/2**: 35; Bonn.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Ender Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **119**: 275-309; Amsterdam.
- DE KLERK, P. (2004a): Changes in vegetation and environment at the Lateglacial-Holocene transition in Vorpommern (NE Germany). – *Internat. Archäologie IA-ASTK*, **5**: 27-42; Rahden.
- DE KLERK, P. (2004b): Confusing concepts in lateglacial stratigraphy and geochronology: origin, consequences, conclusions (with special emphasis on the type locality Bøllingsø). – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **129**: 265-298; Amsterdam.
- DE KLERK, P. (submitted): Spatial patterns in vegetation, sedimentation processes, and climate during the Weichselian Lateglacial in the area of NE Germany. – *Quat. Science Rev.*; Oxford.
- DE KLERK, P. & STOLZE, S. (2002): Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient? – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **26**: 161-165; Greifswald.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **23**: 43-131; Greifswald.
- DIETRICH, O., DANNOWSKI, R., QUAST, J. & TAUSCHKE, R. (1996): Untersuchungen zum Wasserhaushalt nordostdeutscher Niedermoore am Beispiel der Friedländer Großen Wiese und des Oberen Rhinluchs. –

- ZALF-Berichte, **25**: 1-59; Müncheberg.
- DRIESCHER, E. (1986): Historische Schwankungen der Wasserstandes von Seen im Tiefland der DDR. – *Geogr. Ber.*, **31**: 159-171; Berlin.
- ENDTMANN, E. (2002): Das „Herthamoore“ - ein palynostratigraphisches Leitprofil für das Holozän der Insel Rügen. – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **26**: 143-147; Greifswald.
- ERIKSEN, B.V. (2002): Reconsidering the geochronological framework of Lateglacial hunter-gatherer colonization of southern Scandinavia. – *Jutland Arch. Soc. Publ.*, **39**: 25-41; Højbjerg.
- FUKAREK, F. (1961): Die Vegetation des Darß und ihre Geschichte. – *Pflanzensoziologie*, **12**: 1-321; Jena.
- FUKAREK, F. (1968): Pollenanalytische Untersuchungen in Meckl. – 34 S.; Greifswald (Project report).
- FUKAREK, F. (1972): Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte des Kernbruchs bei Feldberg. – *Naturschutzarbeit in Meckl.*, **15**: 52-61; Berlin.
- GRIMM, E.C. (1992): TILIA 1.12 and TILIAGRAPH 1.18 (software). – Springfield, Illinois (Illinois State Museum).
- GRIMM, E.C. (2004): TGView 1.6.2 (software). – Springfield, Illinois (Illinois State Museum).
- HAMMARLUND, D. & LEMDAHL, G. (1994): A Late Weichselian stable isotope stratigraphy compared with biostratigraphical data: a case study from southern Sweden. – *J. Quat. Science*, **9**: 13-31; Chichester.
- HEDBERG, H.D. (ed.) (1976): International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – 200 S.; New York (Wiley).
- HELLER, H. & SCHIMANSKI, E. (1966): Wasserwirtschaft und Landschaftsgestaltung in der Friedländer Großen Wiese. – *Naturschutzarbeit in Mecklenburg*, **9(3)**: 4-10; Berlin.
- HOEK, W.Z., BOHNCKE, S.J.P., GANSSSEN, G.M. & MEIJER, T. (1999): Lateglacial environmental changes recorded in calcareous gyttja deposits at Gulickshof, southern Netherlands. – *Boreas*, **28**: 416-432; Oslo.
- ISARIN, R.F.B. (1997): The climate in north-western Europe during the Younger Dryas: A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments. – *Nederl. Geogr. Studies*, **229**: 1-160; Utrecht.
- IVERSEN, J. (1962): F. Fukarek: Die Vegetation des Darß und ihre Geschichte. – *Bot. Tidsskrift*, **58**: 245-246; Kopenhagen.
- JAHNS, S. (2000): Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two, AMS ¹⁴C-dated, pollen profiles. – *Veget. Hist. Archaeobot.*, **9**: 111-123; Berlin.
- JAHNS, S. (2001): On the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and human impact in the Ücker valley, north-eastern Germany. – *Veget. Hist. Archaeobot.*, **10**: 97-104; Berlin.
- JAHNS, S. & HERKING, C. (2002): Zur holozänen und spätpleistozänen Vegetationsgeschichte im westlichen Odergebiet. – In: GRINGMUTH-DALLMER, E. & LECIEJEWICZ, L. (Hrsg.): *Forschungen zu Mensch und Umwelt im Odergebiet in ur- und frühgeschichtlicher Zeit*. – *Römisch-Germ. Forschungen*, **60**: 33-49; Mainz.
- JESCHKE, L. (1990): Der Einfluß der Klimaschwankungen und Rodungsphasen auf die Moorentwicklung im Mittelalter. – *Gleditschia*, **18**: 115-123; Berlin.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (2002): What's in a name? Some thoughts on pollen classification, identification, and nomenclature in Quaternary palynology. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **122**: 29-45; Amsterdam.
- KAFFKE, A. & KAISER, K. (2002): Das Pollendiagramm „Prerower Torfmoor“ auf dem

- Darß (Mecklenburg-Vorpommern): neue Ergebnisse zur holozänen Biostratigraphie und Landschaftsgeschichte. – *Meyniana*, **54**: 89-112; Kiel.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. – *Peterm. Geogr. Mitt.*, **140**: 323-342; Gotha.
- KAISER, K., ENDTMANN, E., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & KÜHN, P. (2001): Geoarchäologie und Palynologie spätpaläolithischer und mesolithischer Fundplätze in der Uecker-münder Heide, Vorpommern. – *Z. geol. Wiss.*, **29**: 233-244; Berlin.
- KAISER, K., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & JANKE, W. (2003): Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothenklempenow am Latzigsee in der Uecker-münder Heide (Vorpommern). – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **29**: 27-68; Greifswald.
- KLOSS, K. (1966a): Die Pflanzengesellschaften des Grünlandes der Friedländer Großen Wiese (Ost-Mecklenburg). – *Arch. Natursch. u. Landschaftsf.*, **6**: 103-121; Berlin.
- KLOSS, K. (1966b): Die Moorniederungen Ost-Mecklenburgs - eine Betrachtung unter dem Gesichtspunkt des Naturschutzes. – *Naturschutzarbeit in Meckl.* **9(2)**: 20-24; Berlin.
- KLOSS, K. (1970): Veränderungen in der Grünlandvegetation der Friedländer Großen Wiese von 1960 bis 1967. – *Z. Landeskultur*, **11**: 133-144; Berlin.
- KOPPISCH, D., ROTH, S. & HARTMANN, M. (2001): Vom Saatgrasland zum wieder torfspeichernden Niedermoor - Die Experimentalanlage Am Fleetholz/Friedländer Große Wiese. – In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*: 497-504; Stuttgart (Schweizerbart).
- LATALOWA, M. (1992): Man and vegetation in the pollen diagrams from Wolin island (NW Poland). – *Acta Palaeobot.*, **32**: 123-249; Krakow.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. – *Quat. Intern.*, **61**: 5-16; Oxford.
- LOTTER, A.F., EICHER, U., SIEGENTHALER, U. & BIRKS, H.J.B. (1992): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. – *J. Quat. Science*, **7**: 187-205; Chichester.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E. & DONNER, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas*, **3**: 109-128; Oslo.
- MÜLLER, H.M. & KOHL, G. (1966): Radiocarbonatierungen zur jüngeren Vegetationsentwicklung Südostmecklenburgs. – *Flora Abt. B.*, **156**: 408-418; Jena.
- REINCKE, J. & LÖSER, R. (2000): Zur Geologie der Friedländer Großen Wiese und der Brohmer Berge - Bericht über die Herbstexkursion 1999 des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg. – *Neubrandenburger Geol. Beitr.*, **1**: 46-59; Neubrandenburg.
- ROTH, S., KOPPISCH, D., WICHTMANN, W. & ZEITZ, J. (2001): „Moorschonende Grünlandnutzung“ - Erste Erfahrungen auf nordostdeutschen Niedermooren. – In: SUCCOW, M.; JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*: 472-480; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHMIDT, W. & SCHOLZ, A. (1993): Das Niedermoor Friedländer Große Wiese, landschaftsökologische Zielstellung und angelaufene Maßnahmen zur Erhaltung und Renaturierung. – *Naturschutz u. Landschaftspflege in Brandenburg, Sonderheft Niedermoores*: 41-46; Potsdam.
- SCHOLZ, A., PÖPLAU, R. & WARNCKE, D. (1995): Wiedervernässung von Niedermoor - Ergebnisse eines Versuches in der Friedländer Großen Wiese, Brandenburg. – *Telma*, **25**: 69-84; Hannover.
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchendmoräne der

- Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. – *Geologie*, **14**: 564-588; Berlin.
- SCHULZ, W. (1998): Streifzüge durch die Geologie des Landes Mecklenburg-Vorpommern. – 192 S.; Schwerin (cw Verlagsgruppe).
- SEGERSTRÖM, U. & EMANUELSSON, M. (2002): Extensive forest grazing and hay-making on mires - vegetation changes in south-central Sweden due to land use since Medieval times. – *Veget. Hist. Archaeobot.*, **11**: 181-190; Berlin.
- SUCCOW, M. (2001): Durchströmungsmoore. – In: SUCCOW, M.; JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*: 365-378; Stuttgart, (Schweizerbart).
- SUCCOW, M. & JESCHKE, L. (1990): Moore in der Landschaft: Entstehung, Haushalt, Lebewelt, Verbreitung, Nutzung und Erhaltung der Moore. – 2. Aufl.: 268 S.; Leipzig (Urania).
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 cal. BP). – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **29**: 143-189; Greifswald.
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphischer, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des „Bölling-Alleröd Komplexes“ in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. – *Flora*, **177**: 1-43; Jena.
- USINGER, H. (1998): Pollenanalytische Datierung spätpaläolithischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. – *Mitt. Arch. Ges. Schleswig-Holstein u. Arch. Landesamt. Schleswig-Holstein*, **8**: 50-73; Kiel.
- VAN GEEL, B. (1996): Factors influencing changing AP/NAP ratios in NW-Europe during the Late-Glacial period. – *Il Quaternario*, **9**: 599-604;
- WARTENBERG, H. (1994): Die Schwedischen Landesvermessung von Vorpommern und Stettin 1692-1709. – *Pommern, Kunst, Geschichte, Volkstum*, **32(4)**: 5-12; Lübeck.
- WOLTERS, S. (2002): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg). – *Dissertationes Botanicae*, **366**: 1-157; Berlin.

Past glacier (Würmian) ice thicknesses in the Karakoram and on the Deosai Plateau in the catchment area of the Indus river

MATTHIAS KUHLE^{*)}

Keywords: Karakoram, glacial geomorphology, last glacial period, coalescing ice stream network, glacier thickness, Tibet

Abstract: Geomorphological and geological field and laboratory data indicate that the glacier network in the Indus river catchment area (Central Karakoram Mountains and Deosai Plateau), that is the mountain area which continues immediately W of the Tibetan Plateau and forms the western prolongation of the Himalaya, reached a maximum thickness of about 2400-2900 m. They show that during the last glacial period between c. 60 and 18 ka the Central Karakoram and its southern slope were covered by a continuous, c. 125,000 km²-large glacier network. The glaciers converged into the Indus glacier. The tongue of the Indus glacier descended to 850-800 m asl. In its central part the Indus glacier network reached an altitude of more than 6000 m asl.

[Die würmzeitliche Gletscheroberfläche und die maximalen Eismächtigkeiten im Karakorum und auf dem Deosai Plateau im Einzugsbereich des Indus]

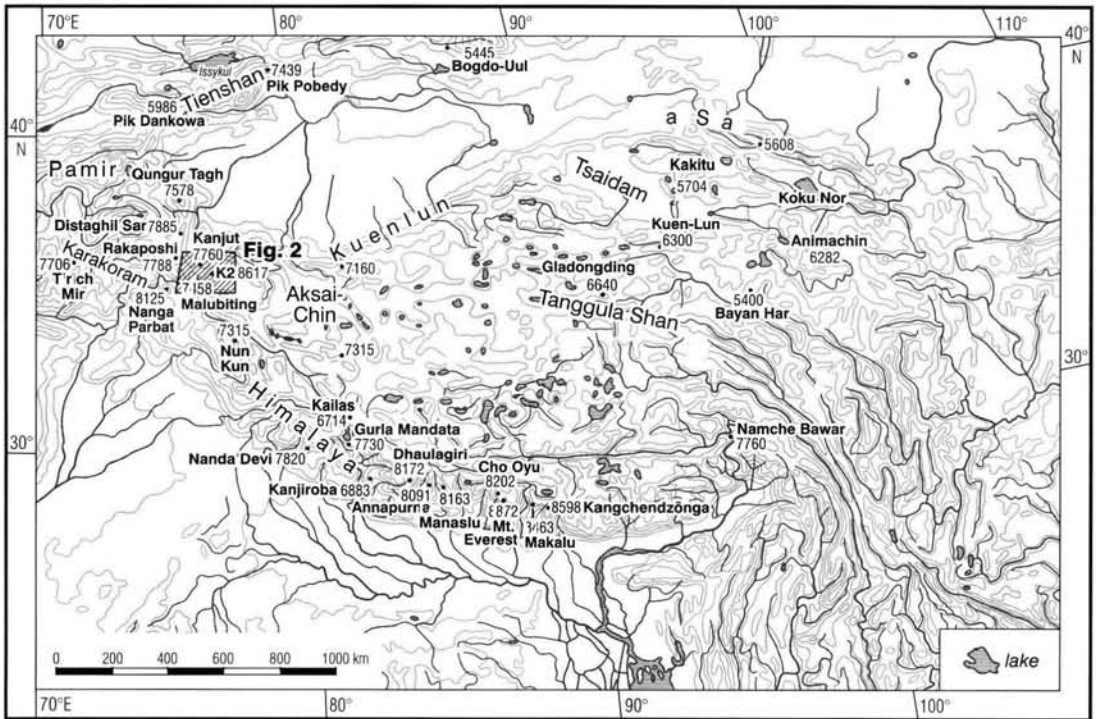
Kurzfassung: Es werden geomorphologische und quartärgeologische Gelände- und Labordaten und deren Auswertung zur maximalen würmzeitlichen (ca. 60-18 ka) Vergletscherung von Zentral- und Süd-Karakorum sowie auf dem Deosai Plateau vor-

gelegt. Sie zeigen, dass der Zentral-Karakorum und seine Südabdachung im Zeitraum zwischen etwa 60 und 20 ka von einem zusammenhängenden, ca. 125 000 km² großen Eisstromnetz mit einer Mächtigkeit von 2400-2900 m bedeckt gewesen sind. Dieses Eisstromnetz ist zum Indus-Gletscher zusammengefloßen. Das Zungenende des Indus-Gletschers reichte bis auf 850-800 m ü. M. hinab. Die Oberfläche des Indus-Eisstromnetzes lag in seinem Zentrum bei gut 6000 m ü. M.

1 Aim of the study and characteristics of the investigation area

Before the author has visited the area of this study (Fig. 1), he investigated neighbouring topographically and climatically representative key areas from 1986 to 1996 and in 1999. His investigations were focused on the question, if these areas were glaciated or not and if so, how extended and thick the past ice covers were, situated in the western Himalaya including Zangskar Himal and the Nanga Parbat massif, in the western Kuenlun and Tibet up to the Ladakh Range and in the northern and northwestern Karakoram (Fig. 2, hatched). In all these areas he has found indicators providing evidence of an extended valley-ice-stream-network and a plateau glaciation. In 1997 and 2000 the two geomorphological expeditions in the area that is shown in Figure 1, took place. They led to the Central Karakoram (Muztagh and Haramosh group) and across the Deosai Plateau, both belonging to the catchment area of the middle Indus (Fig. 2, frame of Fig. 3 and

^{*)}Anschrift des Verfassers: MATTHIAS KUHLE, Geography and High Mountain Geomorphology, Geographisches Institut der Universität Göttingen, D-37077 Göttingen, Germany, E-mail: mkuhle@gwdg.de



Cartography: A. Fleinitz

Draft: M. Kuhle (2002)

Fig. 1: Position of the investigation areas (hatched) in the Karakoram on the western margin of Tibet visited during the expeditions in 1997-2000.

4; Fig. 4). The aim of the fieldwork in these areas was to investigate if they - despite their current semiaridity - were also glaciated, and to find geomorphological and sedimentological indicators of a past glaciation and its extension during the last glacial period.

The current climate on the southern slope of the Karakoram is sub-tropical-semiarid. From 1951 to 1989 the annual precipitation in the Skardu Basin on the bottom of the Indus valley at 2181 m asl (Fig. 4, climate station 1) reached only 208 mm/yr (MIEHE et al. 2000). Here, in the centre of the study area, the mean annual temperature is 11.5°C (MIEHE *ibid.*). The lowest recorded temperature reached -21.0°C (MIEHE *ibid.*). On the glaciers above the current glacier equilibrium line altitude (ELA = glacier snow line) about 5000-5400 m asl, precipitation increases exponentially to markedly above 1000 mm/y. This has been shown

by measurements of glacier evaporation and glacier run-off in the Karakoram. The ablation of the K2 north-glacier is 1200-1300 mm/y, of the Skamri glacier 1300-1400 mm/y and of the Sarpolago glacier (Fig. 4) at least 1500 mm/y (DING 1987:25). According to the gradient of 0.6 to 0.7°C/100 m measured in 1986 between 3960 and 5330 m with four climate stations on the valley bottom (2 stations) and on the K2 north-glacier (2 stations), the annual mean temperature at the ELA (5300 m asl) is -10.1 to -12.3°C (Fig. 4, climate stations 2-5). This corresponds to the glacier ice temperature of 1°C at an ice depth of more than 10 m and indicates semiarid, cold glaciers (KUHLE 1988a: 414). XIE (1987), and ourselves measured -6°C for ice at 8 m depth at the same locality (6.10.86). This is thus only an approximate confirmation of the author's calculation and points to a somewhat greater humidity.

Today the area is still heavily glaciated. Despite its sub-tropical position at about 35°N the largest extra-arctic and extra-subarctic glaciers occur there. The Baltoro glacier is 60 km long (Fig. 2 and 4). As a joint system the Biafo-Hispar glacier extends over 74 km on the Hispar pass (Fig. 3, No. 67; Fig. 4). The 38 km long Chogolungma glacier reaches down farthest (Fig. 4). It comes to an end in the Basna valley at 2900 m asl (Fig. 3, between No. 59 and 60). For the Aletsch glacier in the Alps the accumulation area ratio (AAR) - which indicates the ratio of the glacier-feeding to the ablation area - is 0.66, i.e. the feeding area is twice the size of the ablation area. In the Karakoram, however, this ratio is halved. Here, the AARs are c. 0.4-0.3. The Baltoro glacier, for instance, with an AAR of 0.3, maintains a stable position of the tongue end, despite this poor situation of nourishing. But it is impossible that it has come into being under these conditions. Accordingly, especially the largest valley glaciers of the investigation area seem to have received their ice masses from significantly cooler periods of the ending Late Glacial. Supporting for this stability of preservation are the large-scale, metres-thick surface moraines which are a protection against ablation over decakilometres.

2 Methods and further informations for the understanding of the findings and interpretations

Glaciogeomorphological observations in the research area have been mapped in detail (Fig. 2). Locations of typologically unambiguous individual phenomena, i.e. glacier indicators, have been recorded with the help of 31 signatures (Fig. 3). In this study the significance of "glacial striae" (Fig. 3), "roches moutonnées and related features of glacial polishings" like glacially streamlined hills or "glacial flank polishings and abrasions" lies in the fact that they

can be interpreted as glacial erosional forms (Fig. 5, 7). Corresponding to the height of their position in the relief, i.e. up the valley flanks (Fig. 9) or even on mountain ridges or "transfluence passes" between two valleys (Fig. 3, 10), they provide evidence of a glacier filling up to the corresponding glacier level. This applies also to "glacially triangular-shaped slopes (truncated spurs)" (Fig. 3, 5, 7). Here, segments of valley flanks between inflowing tributary valleys are concerned, which have been polished back glacially (Fig. 5, 7). At the same time these are elements of the larger form "glacial trough" (Fig. 3, 5, 7). According to roughnesses above, as e.g. wall gorges and gullies and a "polish or abrasion line" (Fig. 6, 8) which separates the smooth and the rough rock face, the glacier trimline is recognizable. Corresponding observations can be made with the help of the trough cross-profile. Where its concave course comes to an end in an upward direction, the minimum altitude of the glacial trimline is reached (Fig. 5; 6a, b, d; 8b, c). "Glacial horns" (Fig. 3) belong to the same glacial forms of erosion as troughs. These are summits between two trough valleys which have received their significant steepness by glacial undercutting and back-polishing on two sides. They indicate a mountain relief filled by glacier ice very far upward and are thus evidence of past ice stream networks. In many places "rock crumbings on past flank polishings" (Fig. 5) as well as "rock avalanches" (Fig. 3) suggest past glacial forms, because they are gravitational mass movements on flanks which have been oversteepened by glacier polishing, i.e. "trough valley flanks". The typically Postglacial reshaping of "glacial troughs" by "fluvial undercutting of the valley flanks" (Fig. 3) is a further factor which prepares "rock crumbings on past flank polishings" and "rock avalanches". The widespread occurrence of these secondary features of erosion proves the development from a glacial relief of a trough valley of the last glacial period to an interglacial V-shaped valley relief.

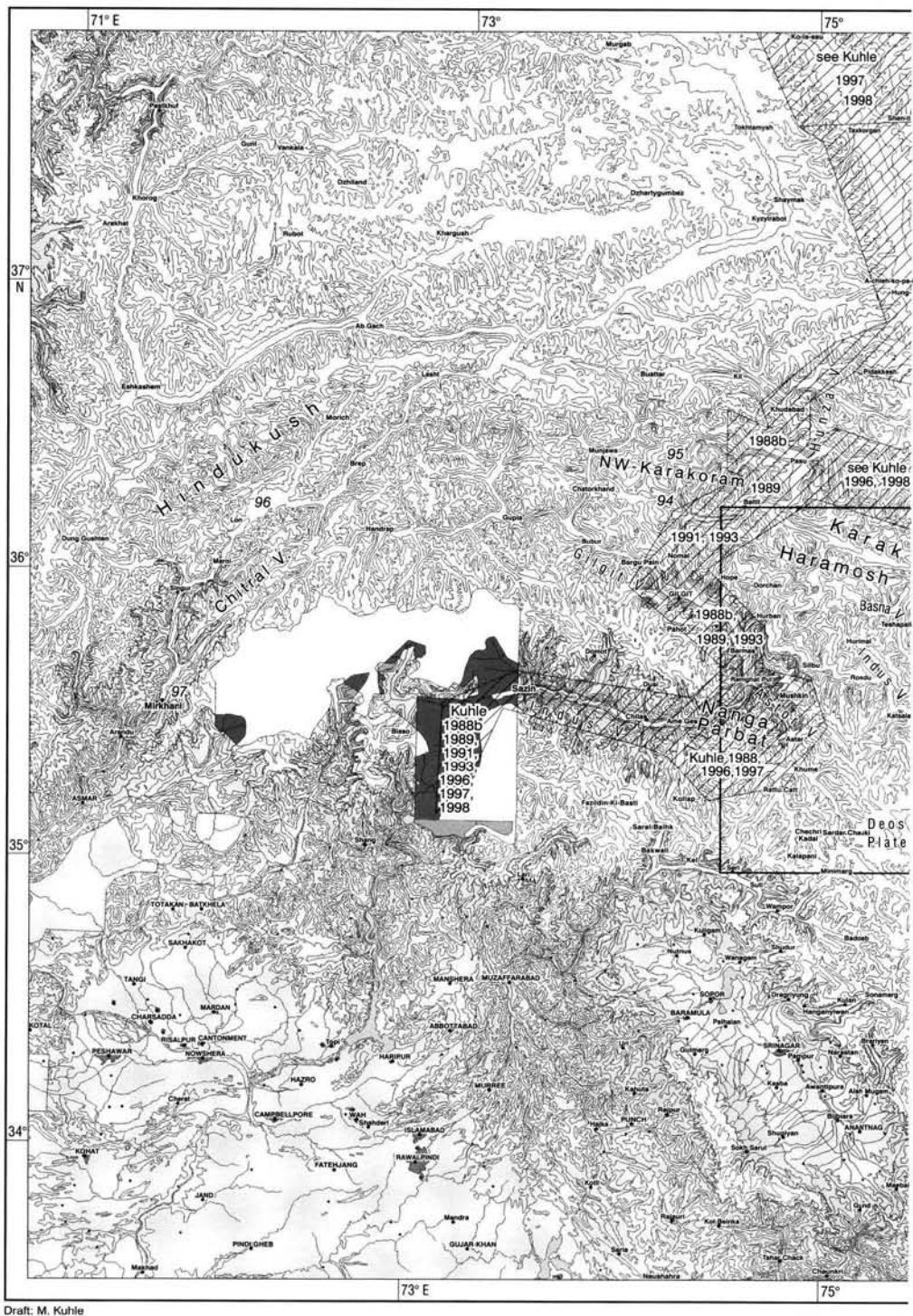
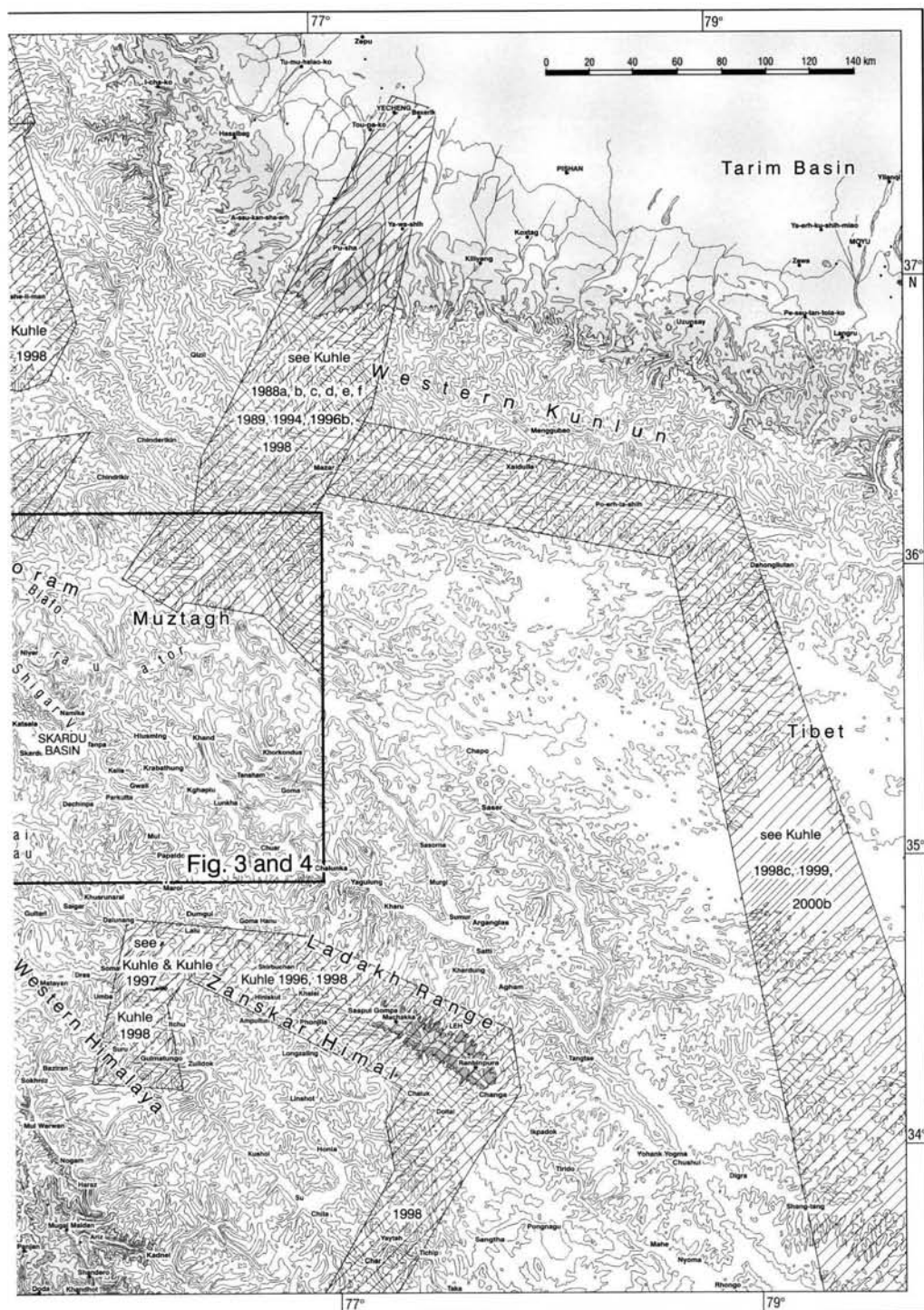
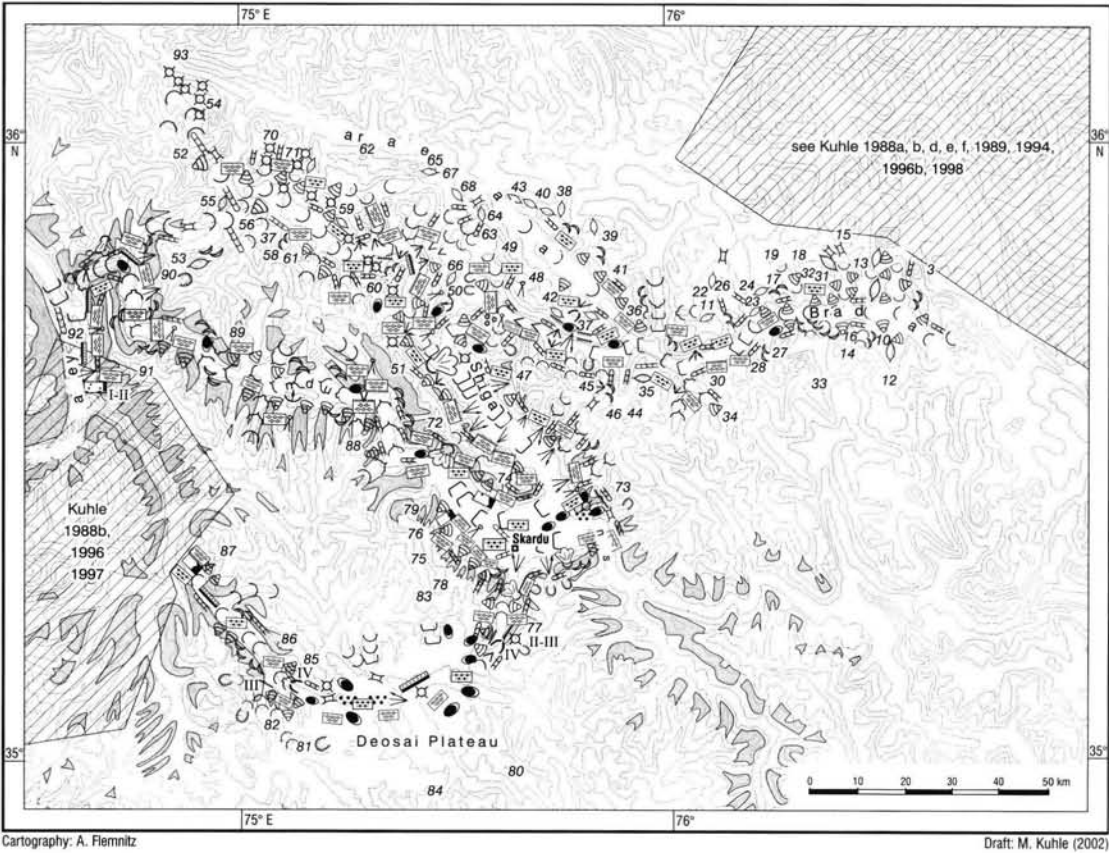


Fig. 2: Topographic map indicating the glacier network of the Karakoram, West-Himalaya and West-Tibet during the last glacial period. In this study the Würmian glacier cover is presented for the area marked by the frame.





REFERENCE:

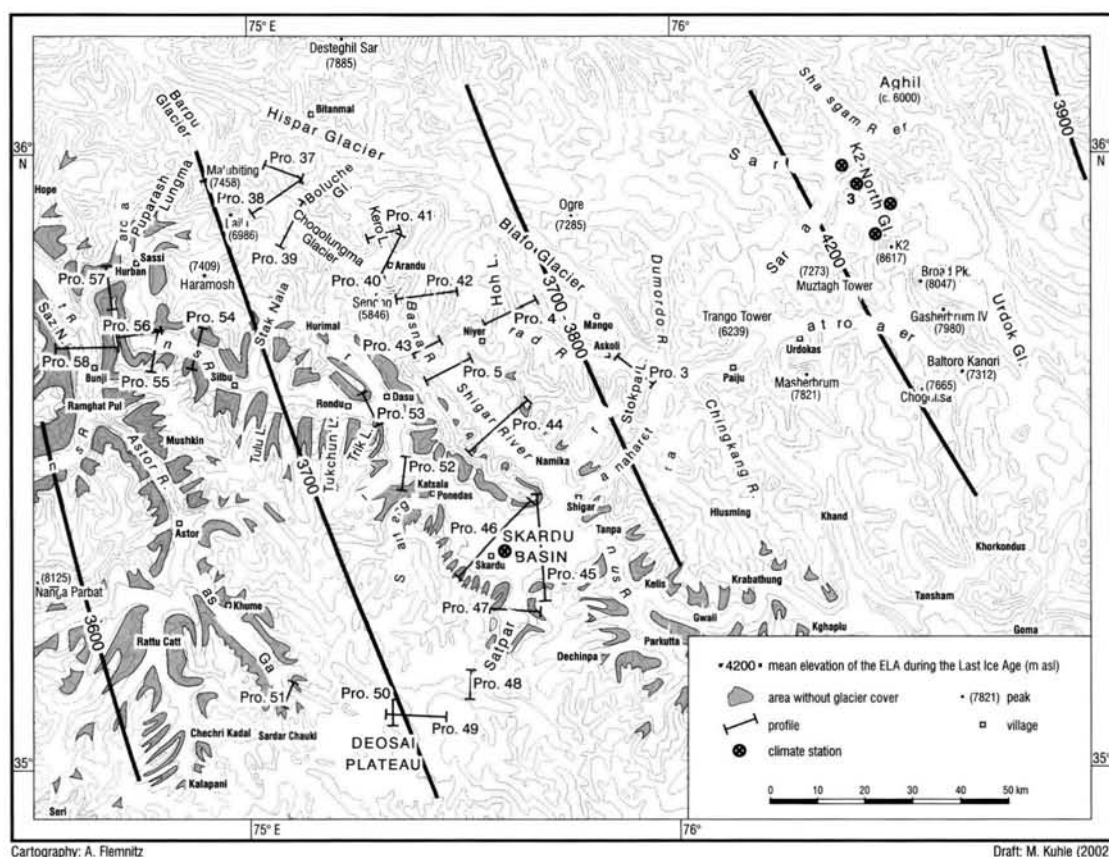
- | | | |
|---|---|---|
| 15 locality of detailed geomorphological field observations | glacially triangular-shaped slopes (truncated spurs) | I-IV Late glacial, Neo-glacial to historical glacier stages (explanation in text) |
| roches moutonnées and related features of glacial polishing | cirque | pedestal moraine, pedestal ground moraine with escarpment |
| sampling | terminal moraines of valley glaciers | ground moraine with large non-erratic boulders |
| ground moraine with erratic boulders | lateral moraine, middle moraine, terminal moraine (former ice margin) | rock crumbplings on past flank polishings |
| alluvial terraces in contact with moraines | glacial trough without and with gravel-bottom | earthpyramids |
| alluvial fan, outwash fan | gorge-like trough | rock avalanche |
| debris flow cone | large boulders (erratic or not erratic) | pot-holes |
| fluvial undercutting of the valley flank | subglacial ravine cut into the floor of a glacial trough | moraine slide |
| kames and subglacial gravel deposits | glacier striae | area without glacier cover |
| transfluence pass | V-shaped valley | former investigation areas |
| glacial flank polishing and abrasion | glacial horn | |

Fig. 3: Map showing geological and geomorphological findings of the Central-Karakoram and Deosai Plateau between the Braldu valley in the E, the Hispar valley in the N and the lower Indus valley in the W (between K2 and Nanga Parbat).

Owing to this, it is a secondary characteristic of the past glacial relief. "Gorge-like troughs" (Fig. 3) are modifications of "glacial troughs" at a steep incline of the valley bottom. Here, the tractive forces within the glacier are predominant so that the ground scouring predominates over the flank polishing. "Subglacial ravines cut into the floor of a glacial trough" (Fig. 3) are indicators of the course of trough valleys below the snow-line, because they have been additionally shaped by subglacial meltwater erosion. Along the deepest valley courses they have been developed by High Glacial (LGM) activities and – when the snow-line increased – by Late Glacial activities along higher valley courses. In several mountain areas – as we will see also

in the Karakoram – the latter applies also to "cirques" (Fig. 3), because during the maximum of the last glacial period the snow-line ran too low there, so that cirques couldn't be formed. Instead, an ice stream network developed, composed of valley glaciers (Fig. 2, 4). In positions high above fluvial talwegs or on rock slopes without a present-day fluvial catchment area "pot-holes" (Fig. 3) can be a hard indicator of a past ice filling of the relief supra- or subglacially canalizing the water needed for their development.

Accumulative glacier indicators which may overlie the glacial-erosive features in different forms can be observed as "ground moraine with erratic boulders" (Fig. 3, 9, 10) and "ground



Cartography: A. Fiemnitz

Draft: M. Kuhle (2002)

Fig. 4: The Topographic map shows localities of the glaciogeomorphological and sedimentological valley cross-profiles in the Karakoram S-slope between K2 and Nanga Parbat including the Deosai Plateau.

moraine with large non-erratic boulders" (Fig. 3, 5, 7). The higher their position above the valley bottom, the greater the former ice thickness (Fig. 6, 8). The same applies to "large boulders (erratic or non-erratic)" (Fig. 3). In addition, their edged, faceted or rounded form has been taken into consideration as an indicator of the way and the distance of their transport (Fig. 7, 9, 10). Typical of high mountain systems like the Himalaya and Karakoram and their wealth of debris is the preservation of decametres to over 100 m-thick "pedestal moraines, pedestal ground moraines with escarpment" (Fig. 3). They are the result of a storey of ground moraines, one on top of the other, which have been deposited step by step during the melting process. "Earthpyramids" (Fig. 3) are characteristic residual forms of lodgement till. They are evidence of recent fluvial dissection of former glacial accumulations. At the same time they make understandable that the preservation of these past forms must be incomplete. This applies also to "moraine slide", "debris flow cone" and "alluvial fan, outwash fan" (Fig. 3, 5, 7), because they concern re-deposited moraine material which originally lay higher up the valley flanks. "Kames and subglacial gravel deposits" (Fig. 3) are accumulations which are intercalated into lateral moraines. In the investigation area they have developed during the Post-High Glacial decay of ice. "Alluvial terraces in contact with moraines" are forms of glacial fluvial dissection of older sanders caused by further regression of the glacier mouth. These sander faces, i.e. outwash accumulations (Fig. 6a, b, d and 8b, c), form the Postglacial trough valley bottoms in several mountain areas ("glacial trough with gravel bottom") (Fig. 3) so that box-shaped profiles result (Fig. 5 and 7). The Postglacial "rock avalanches" (see above) (Fig. 3) deposit their accumulations on the gravel floor of valleys as well as on moraine accumulations (Fig. 6d).

Representative samples have been taken (Fig. 3

and Tab. 2) for laboratory analyses in order to provide a detailed diagnosis and to show the actual occurrence of lodgement till in those topographical positions which suggest former glacier trimlines at high altitudes. Data of 30 moraine samples have been analysed. The sediment analyses: C/N-determination (Elementar Analyser Leco CHN 1000), lime content determination according SCHEIBLER (DIN 19684 Teil 5, 1977), grain size analysis ("Kombinierte Sieb- und Pipettanalyse" KÖHN 1928, DIN 19683 Blatt 2, 1973), determination of the sorting coefficient in the matrix spectrum (ENGELHARDT 1973) and morphoscopic quartz grain analysis (MAHANEY 1995) may support and complete a proof of a huge former glacial landscape. The morphoscopic quartz grain analysis doesn't make it immediately possible to recognize the material as "glacially crushed or freshly weathered" (Fig. 12; Tab. 2). But the petrographical analysis in the field, i.e. the content of erratic material and partly also the lime content of the debris cover, indicates that the material is glacially crushed and not freshly weathered in situ. The sorting coefficient S_o (ENGELHARDT 1973) provides further evidence for the differentiation of fluvial and morainic accumulations. If only one grain size exists in the sediment, then $S_o = 1$. The greater the coefficient, the more intensively mixed are the different grain sizes. This is characteristic of moraine matrix. Accordingly, the minor C-contents, the bi-trimodal grain size distribution and the lack of sorting, as well as the very high percentage of glacially crushed quartz grains provide evidence of lodgement till even up to very high positions in this steep valley relief. Thus, these analyses could be further accumulation indicators of the former ice cover and glacier thickness and – in some places – even of the minimum altitudes of the trimline. "Terminal moraines of valley glaciers" and "lateral moraine, middle moraine, terminal moraine (former ice margin)" are indicators of the ablation areas. In the investigation area, where

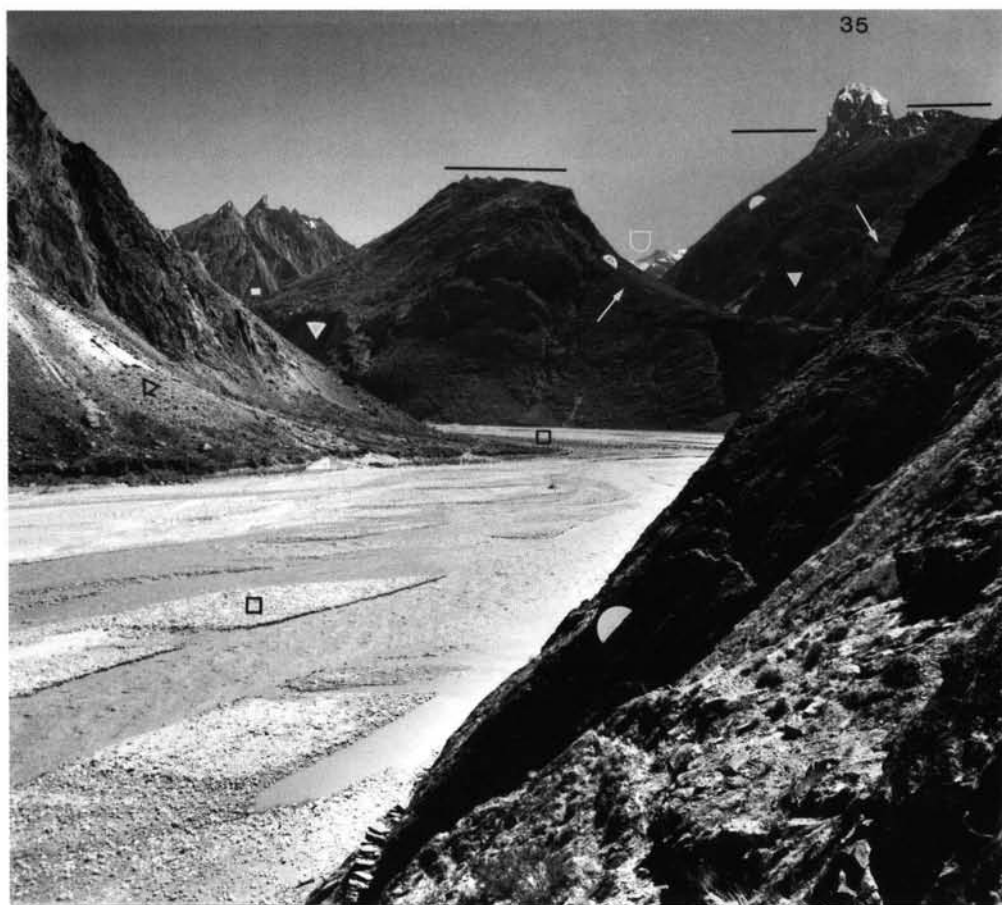


Fig. 5: View from the orographic right flank of the Dumordo valley near the locality of Jora looking from c. 160 m above the river (□ on the left below; Fig. 4, above Pro. 3) (3300 m asl, 35°41'50"N/ 75°57'30"E) across the junction with the main valley, the Braldu Lungpa (□ on the right above), towards ESE to the 5809 m-high Bakhor Das (No. 35). The 800 m-wide, braided streamlet-network of the Panmah glacier meltwater (□ on the left below). (●) are the rock slopes of the main and tributary valleys which have been abraded into perfectly glacialic trough flanks (Fig. 6a). (↑↓ and ■) show the lodgement till overlaying the valley flanks which occur up to at least 800 m above the gravel floor (□). Photo M. Kuhle, 18.8.1997.

the joint glacier terminals of the ice stream network had ended during the maximum glaciation of the last glacial period (cf. Fig. 2), there is further evidence of Late Glacial glacier margins far below the highest trimlines (Fig. 3, 7) which had already decreased. Therefore they are marked by the numbers I-IV as being of late- to neoglacial age (Fig. 3, 7). This is not the place to discuss the late- and neoglacial periods in detail. However, the existence of these younger indica-

tors is important, because they indicate seven late- to neoglacial and at least four historical glacier positions. This number is approximately corresponding to that of glacier positions of the post-last-glacial period diagnosed worldwide and, owing to this, may be an important indication for dating.

The catalogue of signatures applied has been developed for the map 1:1 million (OPERATIONAL NAVIGATION CHART G-7 1974). The locations

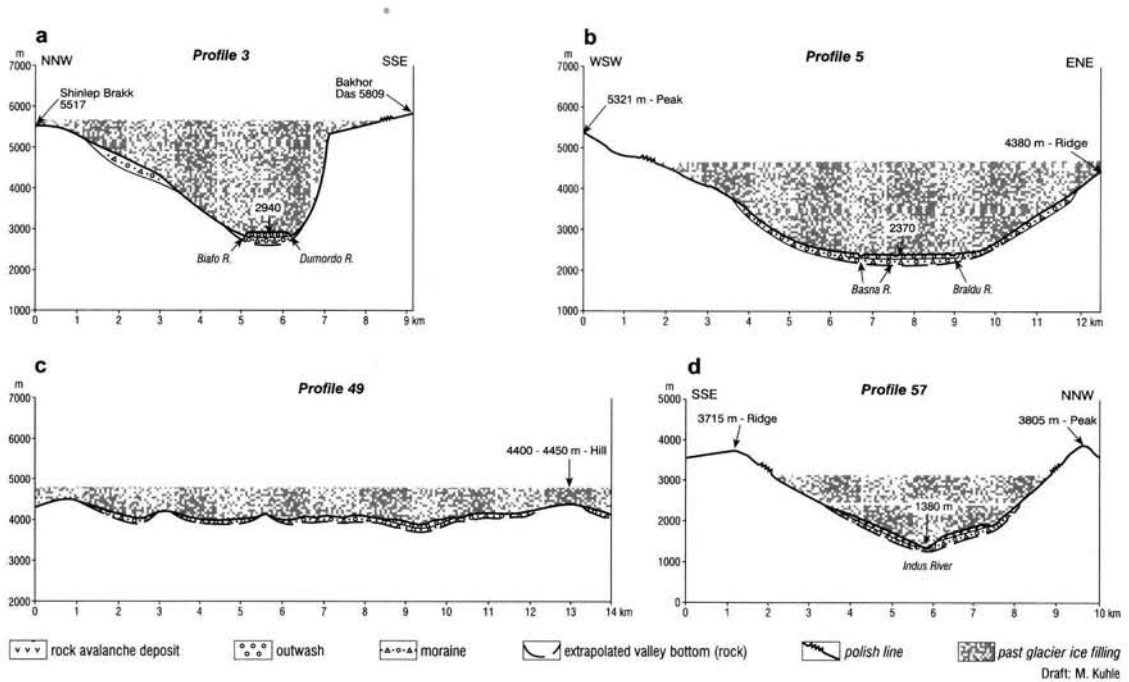


Fig. 6:

a: Cross-profile 3 (not exaggerated) of the upper Braldu valley (Biaho Lungpa) from the Shinlep Brakk (Fig. 3, No. 37) in the NNW up to the Bakhor Das (No. 35) in the SSE (see Fig. 5 and 7) with its minimum glacier ice filling reconstructed for the last glacial period. Locality: Fig. 4, Pro. 3.

b: Cross-profile 5 (not exaggerated) of the upper Shigar valley from the 5321 m-peak (NNW of the Munbluk) in the WSW (Fig. 3, No. 51) as far as the 4380 m-ridge (NNW of the Busper) in the ENE (No. 47) with its minimum glacier ice filling reconstructed for the last glacial period (see Fig. 12; Tab. 2, Nos. 13 u. 14). Locality: Fig. 4, Pro. 5.

c: One (cross-profile 49) of three exemplary profiles (see Fig. 4) (not exaggerated) in the area of the Deosai Plateau (Fig. 3, on the right below No. 85 and on the right above No. 81, both at the same distance). The gravel cover and the lodgement till are represented as thicker than they are so as to leave the signature legible. The hilly to highland-like surface with a difference in height of 600 m on this WE-profile shows the area depicted in Fig. 10 (Fig. 11d; Fig. 12; Tab. 2, No. 17). The glacier surface of the last glacial period has been reconstructed according to the suggestion that it must have been situated above the hills with or without a lodgement till cover, which has been abraded by glacial ground scouring. This is hypothetical as the exact thickness of the ice is no longer verifiable. Due to the fact that the ELA ran c. 400 m below the height of the plateau (Fig. 4, Pro. 49), the ice thickness of 200-900 m at a compact outline of the high plain of 24 to 28 km on average is realistic. Locality: Fig. 4, Pro. 49.

d: Cross-profile 57 (not exaggerated) of the Indus gorge above the inflow of the Gilgit river, facing SSE (orographic left flank) to NNW (right flank) looking down-valley (Fig. 3, on the left of No. 90). The indicated glacier-filling of the relatively wide trough during the last glacial period is evidenced by lodgement tills as far as a height of c. 2400 m asl (orographic right). The lodgement till layers are covered with deposits of rock avalanches on both slopes; on the valley bottom, near the talweg, they have been replaced by gravel deposits. Gravel layers of washed-out lodgement till like these might be syngenetical and could have already been created beneath the glacier of the last high- to Late Glacial period. The ice-filling up to at least 3100 m asl is suggested by glacial abrasion roundings in the bedrock occurring on the upper c. 750 m. The trough form which, compared with the up-valley cross-profiles is wide, can be explained by the decreasing incline of the valley bottom (this applies also to Profile 58: Fig. 8b; Fig. 3, on the left of No. 90). Locality: Fig. 4, Pro. 57.

of the sediment samples, from which only a selection could be taken in consideration in this paper, are marked in Figure 3. All 92 type localities supporting the results of this study are numbered. They concern areas where the arrangement of indicators provides unambiguous evidence of a glacier cover. Within the scope of this paper it is impossible to provide a detailed description of the indicators in the particular topographical context of these 92 type localities. Owing to this, only the most significant glaciogeomorphological phenomena are shown, which are especially strong indicators due to their position in the valley relief. In accordance with the scale of Figure 3 they are strongly generalized. References to them are given in the text, the figures and tables. In addition to this large-scale map and the recording of type localities - which don't only occur on the valley floors but partly also on remote slopes and mountain flanks - 25 geomorphologic profiles, mainly

valley cross-sections, distributed over the entire investigation area, have been recorded (Fig. 4). The seven profiles selected to provide evidence of the large-scale Würmian glaciation (Fig. 6, 8) are shown in Figure 4. Combined with the two-dimensional, vertical representations in Figure 3 and 4, they give an impression of the three-dimensional arrangement of the indicators leading to the reconstructed glaciated area on the one hand and the local ice thickness on the other. The aim of this is a spatial proof-system based on the arrangement of the positions, so that the profiles complete the glaciogeomorphological map especially with regard to the indication of past glacier thicknesses. Apart from that, the ice thickness provides local references as to the horizontal extension of the glacier cover. All indicators marked in the maps and profiles have been documented on the spot by photos in a medium-sized format. In this study four of these photos are shown as exemplary proofs.



Fig. 7: At 4150 m asl, on the orographic right flank of the Braldu valley ($35^{\circ}41'10''\text{N}/75^{\circ}52'55''\text{E}$; Fig. 3, below No. 37; Fig. 4, Pro. 3), ca. 1200 m above its valley bottom (□ white), a decametres-thick cover of lodgement till has been preserved (Fig. 6a, below the Shinlep Brakk) overlain by a series of Late Glacial lateral moraine ramparts (■ black; III and IV). Sedimentary bedrocks (phyllites) outcrop in the underground. (○) marks coarse, far-travelled erratic granite boulders up to several metres in length (Fig. 3, below and half-right below No. 37) contained in the moraines. (No. 36) is the 6294 m-high Bullah in the NE, (No. 22) is the Choricho massif (6756 m) with its W glacier situated in the ENE and (No. 35) is the Bakhor Das (5809 m) in the SE. Photo M. Kuhle, 27.9.1997.

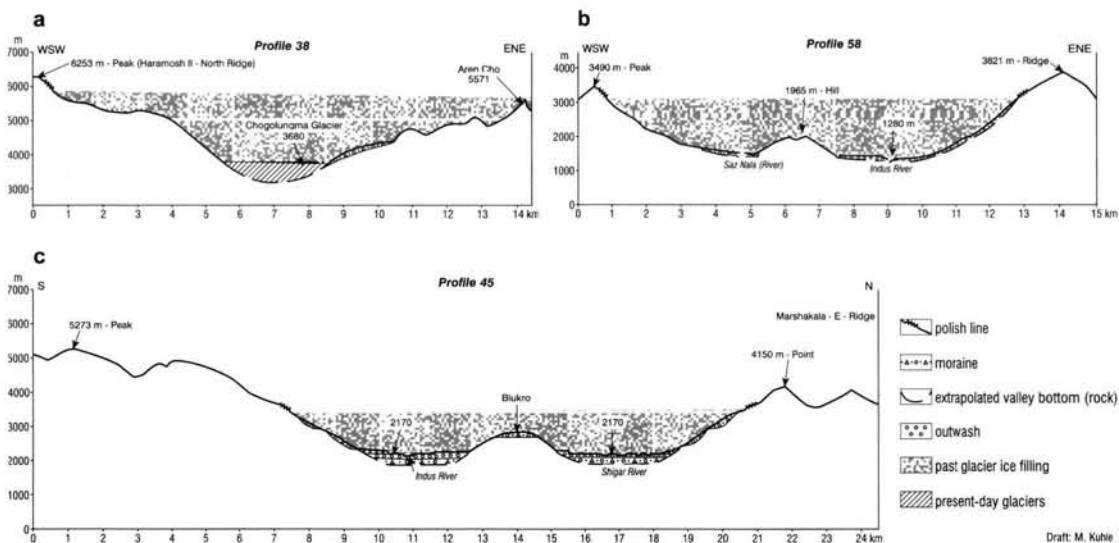


Fig. 8:

a: Cross-profile 38 (not exaggerated) of the upper Basna valley with the middle Chogolungma glacier from the 6253 m-peak (Fig. 3, No. 56) in the WSW on the N-ridge of the Haramosh II towards ENE as far as the Aren Cho (No. 71) on the orographic left valley side with the minimum glacier ice filling of this main valley reconstructed for the last glacial period (Fig. 12; Tab. 2, Nos. 3-8). Locality: Fig. 4, Pro. 38.

b: Cross-profile 58 (not exaggerated) of the Indus valley, 5.5 km down from the inflow of the Gilgit river, in the junction area of the Saz Nala (river), facing WSW (orographic right flank) to ENE (left flank) looking up-valley (Fig. 3, half-left above No. 91). The indicated last glacial period glacier-filling of the c. 13 km-wide trough was about 1800 m-thick and can be evidenced by a lodgement till cover up to an altitude of c. 3000 m asl (on the orographic left). This glacier ice-filling is also confirmed by glacial abrasion roundings in the bedrock which are sporadically exposed. The valley bottom is made up of terraced gravel deposits up to 2.5 km in width; part of these gravel layers might be syngenetic with the lodgement tills and so has already been developed beneath the last glacial period to Late Glacial (see Tab.1: Würm = last High Glacial maximum = stadium 0 to Late Glacial stadium I or II) glacier and fluvially reworked after the deglaciation. Locality: Fig. 4, Pro. 58.

c: C. 21 km-wide cross-profile 45 (not exaggerated) of the middle Indus valley, here of the over 36 km-long Skardu Basin between the 5273 m-peak (a NW-satellite of the 5321 m-peak, Fig. 3, No. 77) and the Marshakala-E-ridge (on the right of No. 74), 12.3 km down-valley of the upper, i.e. eastern margin of the basin. The section is situated in the confluence area of the Shigar- and Indus river between the Deosai plateau in the S on the orographic left and the Haramosh Range in the N on the orographic right valley side (Fig. 2). In the lower 1500 altitude-metres of this profile, situated S and N of the lodgement till-covered Blukro, the glacier ice-filling reconstructed for the last glacial period has left behind two classic trough-cross-profiles, the bedrock of which is also mantled with lodgement till in some places (Fig. 12; Tab. 2, No. 15). Locality: Fig. 4, Pro. 45.

3 Glaciogeomorphologically reconstructed trimlines and glacier thickness of the past glacier network

The geomorphological data obtained in the field establish the sequence of the past mountain glaciation. Due to the high aridity of the investigation area which rules out ^{14}C -datings, and the extreme steepness of the slopes as well as the relief energy, which result in a continuous rearrangement of the unconsolidated material and, owing to this, render a reliable dating of the surface impossible, absolute age data couldn't be provided. However, thanks to favourable conditions in the N-, E- and S-adjacent research areas

(see Fig. 2 and 3) several reliable age datings have been obtained (Tab.1). They allow to fit the glaciation history of High Asia, acquired by indicators of the position of ice margins as e.g. end moraines, into an absolute chronological sequence (KUHLE 1994: 142/143 Tab.2; 1998). The chronologically analogue presentation of the glaciation history according to Table 1 carried out in the following is meaningful because of the spatial proximity to the absolute age datings introduced there.

In addition to the reconstruction of the maximum extent of the glacier cover of the last glacial period (= Würmian = stadium 0, cf. Tab. 1), field investigations and laboratory analyses were

Tab. 1: Glacier stadia of the mountains in High Asia, i.e. in and surrounding Tibet (Himalaya, Karakoram, E-Zagros and Hindukush, E-Pamir, Tien Shan with Kirgisen Shan and Bogdo Uul, Quilian Shan, Kuenlun with Animachin, Nganclong Kangri, Tanggula Shan, Bayan Har, Gangdise Shan, Nyainquentanglha, Namche Bawar, Minya Gonka), from the pre-Last High Glacial (pre-LGM) to the present-day glacier margins and the pertinent sanders (glaciofluvial gravel fields and gravel field terraces) with their approximate age (after KUHLE 1988a,b,c, 1989, 1991, 1994, 1997, 1998).

glacier stadium	gravel field (Sander)	approximated age (YBP)	ELA-depression (m)
- I = Riß (pre-last High Glacial maximum)	No. 6	150 000 - 120 000	c. 1400
0 = Würm (last High Glacial maximum)	No. 5	60 000 - 18 000	c. 1300
I - IV = Late Glacial	No. 4 - No. 1	17 000 - 13 000 or 10 000	c. 1100 - 700
I = Ghasa-stadium	No. 4	17 000 - 15 000	c. 1100
II = Taglung-stadium	No. 3	15 000 - 14 250	c. 1000
III = Dhampu-stadium	No. 2	14 250 - 13 500	c. 800 - 900
IV = Sirkung-stadium	No. 1	13 500 - 13 000 (older than 12 870)	c. 700
V - VIII = Neo-Glacial	No. -0 - No. -2	5 500 - 1 700 (older than 1 610)	c. 300 - 80
V = Nauri-stadium	No. -0	5 500 - 4 000 (4 165)	c. 150 - 300
VI = older Dhaulagiri-stadium	No. -1	4 000 - 2 000 (2 050)	c. 100 - 200
VII = middle Dhaulagiri-stadium	No. -2	2 000 - 1 700 (older than 1 610)	c. 80 - 150
VII - XI = historical glacier stages	No. -3 - No. -6	1 700 - 0 (= 1950)	c. 80 - 20
VII = younger Dhaulagiri-stadium	No. -3	1 700 - 400 (440 resp. older than 355)	c. 60 - 80
VIII = stadium VIII	No. -4	400 - 300 (320)	c. 50
IX = stadium IX	No. -5	300 - 180 (older than 155)	c. 40
X = stadium X	No. -6	180 - 30 (before 1950)	c. 30 - 40
XI = stadium XI	No. -7	30 - 0 (= 1950)	c. 20
XII = stadium XII = recent resp. present glacier stages	No. -8	+0 - +30 (1950 - 1980)	c. 10 - 20

focused on the determination of trimlines and glacier thicknesses.

A continuous past glacier network (Fig. 2), as well as the extent of the Karakoram ice cover, was reconstructed (Fig. 3-5, 7, 9, 10). Some representative local trimlines are recognizable in the cross-sections of Figure 6 and 8.

With regard to the arrangement of their positions the erosive and accumulative indicators of the past glacier activities and their partly postglacial reshaping by rock crumbings, rock avalanches, debris flow cones and alluvial fans are compiled in a geomorphological map (Fig. 3) and proved by paradigmatic photos at key localities (Fig. 5, 7, 9, 10).

In a central section of the investigation area (Fig. 3, No. 35) Figure 5 indicates a maximum ice thickness of the past ice stream network of 2700 m (Fig. 6a). This was demonstrated by covers of lodgement till on the rock slopes which occur up to 800 m above the gravel floor and further above by flank abrasions (Fig. 5) up to a past trimline at 5700 asl. (Fig. 5). The Bakhor Lungma, a classic trough valley, leads down on the left of No. 35. It becomes apparent that its flanks have been glacially abraded by the past glacier ice nearly up to the top of Bakhor Das (No. 35). The rock flank in the foreground (Fig. 5) has also been polished by the glacier. The very resistant bedrock quartzite has only been slightly splintered and roughened by Postglacial weathering for c. 13,000 years. For the last time the valley was filled with glacier ice during the last Late Glacial stadium (Sirkung-stadium (IV) = older than 12.870 YBP; cf. Tab. 1). Merely the fine polish is lacking, whilst the abrasive rounding has been preserved. The corresponding valley flank, however, has already been weathered and broken away more heavily (Fig. 5 left margin). The crumbings have built up an active debris cone which is undercut by the glacier gravel floor of the current Panmah glacier. Break-out scars of postglacial rock crumbings occur on the oversteepened trough

valley flanks (Fig. 3, with the signatures at No. 35).

In place of numerous topographically similar localities in the investigation area (cf. Fig 3 No. 37) shows the High Glacial filling of the ice stream network of the deeply incised Karakoram relief up to a trimline at 5700-5900 m asl (Fig. 7) and also the Late Glacial ground (Fig. 7) and lateral moraines with erratic granite boulders (Fig. 7) occurring the valley flanks. Accordingly, the lateral moraines belong to the Late Glacial stadium, Dhampu (III) and Sirkung-stadium (IV) (cf. Tab. 1). The later lateral moraine which belongs to the last (youngest) Late Glacial glacier position (older than 12.870 YBP; Tab. 1) underwent an ELA-depression of c. 700 m against modern data. These two lateral moraines (Fig. 3, below No. 37) are the lowest moraine ledges above the present-day valley bottom (Fig. 7). In adjacent valley cross-sections lodgement till occurs at the same level (Fig. 7) and also at an 800 m-higher level up-valley (Fig. 7 ■; cf. Fig. 5). In places debris cones can be found, made up of lodgement till which has been replaced in a down-slope direction (Fig. 7). The glacial flank abrasions of the maximum Würmian glacier filling of the Braldu valley (Fig. 7) show the form of truncated spurs and glacially triangular-shaped slopes (cf. Fig. 3, between below No. 36 and 23). Their upper polish line provides evidence of the last glacial period glacier trimline (Fig. 7; cf. Fig. 6a). In many places postglacial rock crumbings and break-out scars of rock avalanches are recognizable (Fig. 7). They have come down the over-steepened trough flanks during the Postglacial period, i.e. after deglaciation. The tongue of the current Biafo glacier is covered by surface moraine (Fig. 7). It comes to an end on the present-day gravel floor of the Braldu valley (Fig. 7) at 2960 m asl (Fig. 4, above Pro. 3).

In many places the transition from a basal mantling of ground moraine up the slope and glacial flank abrasion up to a polish line, i.e.



Fig. 9: At 3470 m asl in the orographic left flank of the Chogolungma glacier-valley ($35^{\circ}53'10''\text{N}/75^{\circ}13'17''\text{E}$; Fig. 3, below No. 59, Fig. 4, on the right of Pro. 39), from 200 m above the current glacier surface, looking up-slope in a N-direction. The following 100 altitude-metres consist of Late Glacial lodgement till and lateral moraine (■ black) of the Sirkung-stadium (IV) (Tab. 1). Here, erratic boulders of gneiss and quartzite can be found (○ and ↓↓). Photo M. Kuhle, 14.7.2000.



Fig. 10: At 3930 m asl, from the centre of the Deosai plateau ($35^{\circ}00'32''\text{N}/75^{\circ}24'\text{E}$; Fig. 3, between No. 85 and 84; Fig. 4, Pro. 49) looking to SSE; No. 84 is the 5193 m-massif. The large névé patches and the small avalanche-fed glaciers on the N-exposed wall feet (below No. 84) prove a current ELA about 4700 to 4800 m asl. Visible are typical remnants of an ice cap: wide-spread ground moraines (■) with in part large erratic boulders (○) far away from each other, roches moutonnées and glacially streamlined hills (●) providing evidence of a minimum altitude of the trimline (---) at 4800–4900 m asl. Photo M. Kuhle, 3.8.2000.

glacier trimline, can be observed. With regard to a more western section of the investigation area (Fig. 3, No. 5), it is introduced in Figure 9. At this locality (Fig. 9) the highest glacier trimline about 5600 m asl (cf. Fig. 8a) is verifiable according to a classic upper limit of glacier abrasion (Fig. 3, below No. 59). Probably it belongs to the last glacial period. This transition is characteristic because the highest trimline, which has been preserved by flank polishing (Fig. 9), has developed far above the corresponding snow-line and therefore must have been formed by glacial abrasion without a ground moraine accumulation worth mentioning - which should have been preserved up to these days. The lower 430 altitude-metres (Fig. 9) consist of Late Glacial lodgement till and lateral moraine (Fig. 9) of the Sirkung-stadium (IV) (Tab. 1). This moraine cover contains erratic boulders of gneiss and quartzite (Fig. 9). They are fist-sized up to the size of 1.5 m and even 2.2 m at maximum (longitudinal axis) (Fig. 9), faceted and also relatively well-rounded, embedded in a pelitic matrix with relatively high content of clay compared with steep mountain areas, a bimodal grain size curve and a relatively high sorting coefficient of 3,89 (Fig. 11a) and 100% glacially crushed quartz grains (Tab. 2, No.1; Fig. 12) (as a corresponding orographic right example for the condition of lodgement till of the Sirkung-stadium (IV) in the Basna Valley see also Fig. 11b, where the content of clay even reaches 13% and the sorting coefficient 5,63). Metamorphic sedimentary bedrocks outcrop in the underlying bed. They also form the rocks which have been abraded by the past glacier ice (Fig. 9) above the noticeably over 10 m-thick lodgement till cover (Fig. 9). As far as an altitude of 3700 m asl a somewhat older, late Late Glacial lodgement till (but still Sirkung-stadium (IV); Tab. 1) (Fig. 9) lies on these rocks at a thickness of 1 to 3 m.

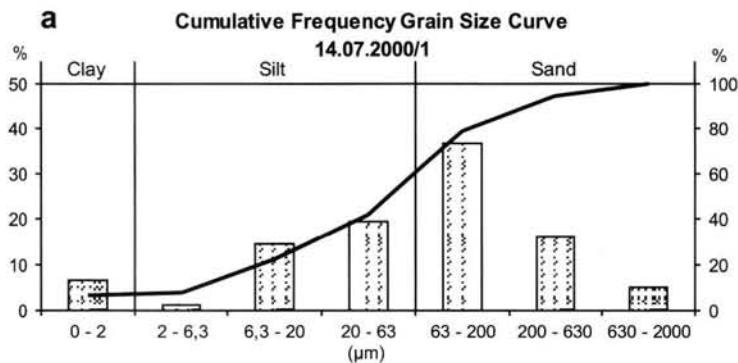
An example of the different type of relief and its former completely glacial cover is the Deosai

Plateau (Fig. 3, between No. 83 and 84). From the foreground up to the 5193 m-massif (Fig. 10, No.84) the photograph shows a classic former glacial landscape with lodgement tills (Fig. 10, Fig. 6c) with 15% clay and a high sorting coefficient of 4,15 (Fig. 11d) and 100% glacially crushed quartz grains (Tab. 2, No. 17; Fig. 12) on which a scatter of polymict, up to over 2 m-long, round-edged, far-travelled boulders (Fig. 10 ○) can be seen, pierced by abraded glacial erosion forms (Fig. 10 ●) as e.g. roches moutonnées (Fig. 10; Fig. 6c: 4400 - 4450 m-hill). Two glacially triangle-shaped slopes of typically truncated spurs are visible, too (Fig. 10). The boulders consist of metamorphic sedimentary rocks (phyllites). The ice level of the last glacial period (Fig. 10) ran between an altitude of 4800 (Fig. 6c) and 4900 m asl. The past Deosai ice-cap had several outlet glaciers (Fig. 2; Fig. 3, below No. 85 and left of No. 77). During the Würmian glaciation the Satpare Lungma outlet-glacier flowed into the Skardu basin (Fig. 3, above No. 77; Fig. 8c). During the youngest Late Glacial stadium, the Sirkung-stadium (IV) (cf. Tab.1), this outlet glacier still reached into the middle valley chamber of the Satpare Lungma as far down as 3230 m asl (Fig. 3, on the left below No. 77). The sedimentological characteristics of this end moraine are shown by the analysis of the grain sizes (Fig. 11c) and the morphoscopical analysis of the quartz grains (Tab. 2, No. 16 and Fig. 12). The curve of the grain sizes is trimodal and the content of 10 % clay very high considering that it is a mountain valley. This points to moraine. The So of 5.62 is also typical of moraine; 98.57 % of the quartz grains are glacially crushed. Summing up it has to be stressed that in the connection of the exemplarily geomorphological and sedimentological arrangement of the positions introduced here by typical valley sections and high plateau landscapes in the investigation area (Fig. 5, 7, 9 and 10), 99.49% of all the quartz grains analysed from altogether

Tab. 2: Morphometric quartz grain analyses of 29 representative samples of the Haramosh Muztagh (Chogolungma-Basna valley), Shigar valley, Skardu basin, Deosai Plateau, Malubiting-Spantik group (Barpu glacier, Rash lake), Batura-Campire Dior group (Bar valley). Fig. 12 shows the proportion of glacially crushed / freshly weathered and fluvial / aeolian grains contained in these 29 samples (cf. Figure 11).

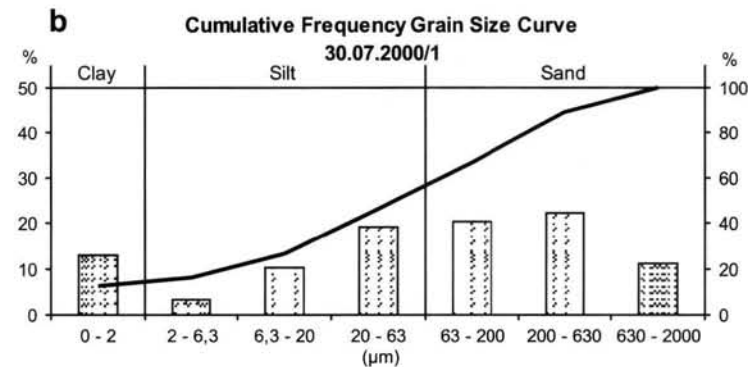
sample No.	0,2-0,6mm number of quartzgrains	glacially crushed/ freshly weathered	dull(aeolian)/ lustrous(fluvially polished)	locality in Figure 3
1	227	227=(100%)	0=(0%)	No. 59
2	210	210=(100%)	0=(0%)	west of No. 59
3	148	148=(100%)	0=(0%)	No. 71
4	45	45=(100%)	0=(0%)	between No. 71 and 59
5	76	76=(100%)	0=(0%)	east of No. 71
6	64	63=(98.44%)	1=(1.54%)	south of No. 70 bottom
7	226	226=(100%)	0=(0%)	south of No. 70 top
8	147	147=(100%)	0=(0%)	between No. 71 and 57
9	100	100=(100%)	0=(0%)	between No. 59 and 56
10	77	77=(100%)	0=(0%)	north of No. 60
11	51	51=(100%)	0=(0%)	north of No. 60
12	11	11=(100%)	0=(0%)	east of No. 60
13	62	62=(100%)	0=(0%)	north of No. 51
14	-	-	-	
15	430	427=(99.3%)	3=(0.7%)	south-west of No. 73
16	70	69=(98.57%)	1=(1.43%)	south-west of No. 77
17	77	77=(100%)	0=(0%)	between No. 83 and 84
18	13	13=(100%)	0=(0%)	south-east of No. 85
19	155	155=(100%)	0=(0%)	south-south-east of No. 93
20	61	61=(100%)	0=(0%)	west of No.54
21	245	237=(96.74%)	8=(3.26%)	south of No. 93
22	148	148=(100%)	0=(0%)	south-south-east of No. 93
23	15	15=(100%)	0=(0%)	north-west of No. 54
24	58	56=(96.55%)	2=(3.45%)	south-south-west of No. 93
25	58	58=(100%)	0=(0%)	Figure 2 No. 94
26	126	126=(100%)	0=(0%)	Figure 2 No. 95
27	355	350=(98.6%)	5=(1.4%)	Figure 2 No. 95
28	97	95=(98%)	2=(2%)	Figure 2 No. 95
29	114	114=(100%)	0=(0%)	Figure 2 No. 95
30	609	605=(99.34%)	4=(0.66%)	Figure 2 No. 95
mean value	140,52	139,62=(99,49%)	0,90 =(0,51%)	

laboratory analysis (microscopy): N. Schroeder 4.5.2001
sampling: M. Kuhle



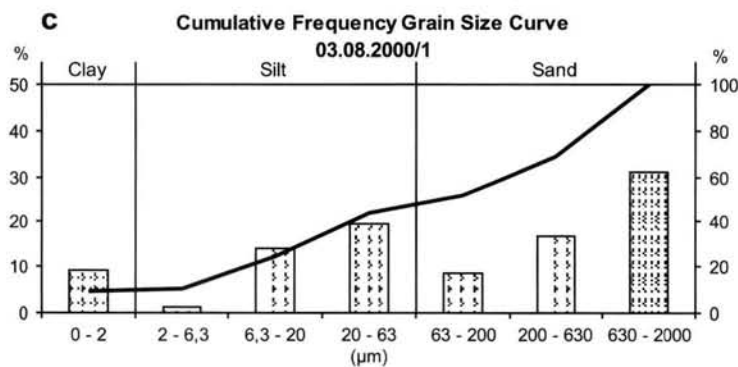
Ct: 1,53 %
Lime content: 1,19 %

$S_o = 3,89$



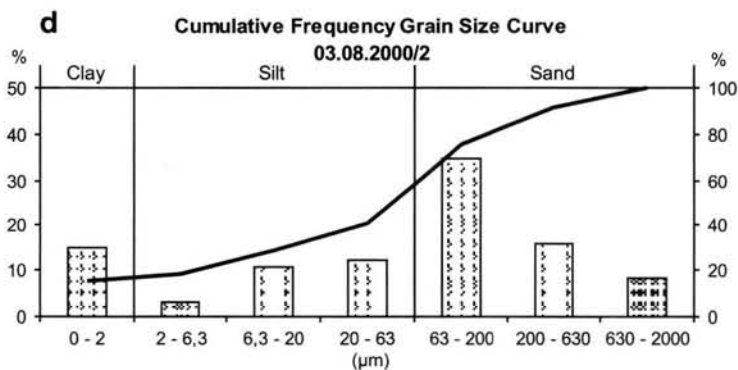
Ct: 0,6615 %
Lime content: 0,33 %

$S_o = 5,63$



Ct: 1,01 %
Lime content: 0,69 %

$S_o = 5,62$



Ct: 1,52 %
Lime content: 0,51 %

$S_o = 4,15$

Fig. 11: Grain size distribution of four till samples characteristic for the investigation area:

a: At 3550 m asl on the orographic left flank of the Chogolungma valley, lodgement till matrix (Fig. 9, left of ■ black; Fig. 8a) taken 250 m above the current glacier from a depth of 0.3 m. The superficial moraine layer has been sedimented during the Late Glacial stadium IV (= Sirkung-stadium; Tab. 1)). The primary maximum is relatively coarse-grained, i.e. it lies with 40% in the fine sand; the secondary maximum with 8% clay determines the bimodal course of the cumulative curve, which is typical of moraine matrix. The sorting coefficient calculated according to ENGELHARDT (1973:133) is $So = 3.89$. $So = \sqrt{Q_3/Q_1}$ means: the ratio of the grain sizes of the first quarter Q_1 of the grain size distribution curve is brought in relation to the third quarter Q_3 in order to differentiate the fluvial and morainic accumulations. Ct is the content of carbon caused by the development of humus. Locality: Fig. 3, No. 59; $35^{\circ}53'10''N/75^{\circ}13'17''E$; Fig. 4, on the right of Pro. 39. (see also Tab. 2, No. 1; Fig. 12)

b: Late Glacial lodgement till matrix of the Sirkung-stadium (IV) (Tab. 1) taken from a depth of 0.2 m from the orographic right flank of the Basna valley, c. 600 m above the talweg of this main valley. The skeleton portion of the moraine contains metres-sized erratic granite boulders, superimposed upon sedimentary bedrock. The bimodal cumulative curve runs very flat, i.e. a compact primary maximum reaches from the medium sand (22%) via the fine sand (21%) as far as the coarse silt (20%); the clay peak reaches 13%. Correspondingly, the sorting coefficient $So = 5.63$ indicates a dispersed matrix (Fig. 12, Tab. 2, No. 12). Locality: Fig. 3, on the right of No. 60, above the settlement of Tisa Birri at $35^{\circ}47'20''N/75^{\circ}22'55''E$, 3230 m asl; Fig. 4, Pro. 42.

c: Late Glacial stadium IV (Tab. 1) end moraine matrix in the middle Satpare Lungma taken from 0.5 m below the surface. The skeleton portion of the decametres-thick accumulation contains granite boulders of some metres in size. Due to the thickness of the sediment the genesis of the matrix as a result of in situ weathering of the bedrock can be ruled out, i.e. horizontal transport has taken place. The arrangement of the columnar diagram is even trimodal. Similar to a bimodal course, this is a distinguishing feature in contrast to fluvial and limnic sediments. It depends on a prominent secondary maximum in the coarse silt (c. 20%) between a primary maximum in the coarse sand (c. 30%, deriving from the granite grit) and a tertiary in the clay (just 10%); correspondingly important is the sorting coefficient $So = 5.62$ (Fig. 12; Tab. 2, No. 16). Locality: Fig. 3, half-left below No. 77; $35^{\circ}08'45''N/75^{\circ}37'01''E$; 3210 m asl.; Fig. 4, below Pro. 47.

d: Lodgement till matrix on the Deosai Plateau (Fig. 10, near the left margin in the background) taken from 0.4 m below the surface. The skeleton portion of the decametres-thick accumulation contains polymict boulders up to 0.6 m in length, so that a genesis of the matrix resulting from weathering of the bedrock in situ can be ruled out, i.e. horizontal transport has taken place. The clay- and silt-portions (c. 40%) exclude fluvial transport. The arrangement of the columnar diagram is bimodal, indicated by a primary maximum in the fine sand (c. 33%) and a prominent secondary one in the clay (c. 16%). Considering a moraine, the sorting coefficient $So = 4.15$ lies in a middle position (Fig. 12; Tab. 2, No. 17). Locality: Fig. 3, between No. 83 and 84; Fig. 4, Pro. 49; $35^{\circ}04'20''N/75^{\circ}29'30''E$; 4000 m asl; Fig. 6c. Sampling: M. Kuhle.

29 samples (Tab. 2, No.1-13 and 15-30: see mean values) and taken in the Karakoram from mainly high valley flank positions are glacially crushed (Fig. 12). Just this is already a very clear confirmation of the glaciogeomorphological findings introduced here.

Distributed over the research area, 25 glaciogeomorphological valley and glacier cross-sections (Fig. 4, Profiles 3-5, 37-58; Fig. 6, 8) indicate past trimlines from 6200 m asl (at the locality in Fig. 4, Profile 37) down to 3100 m asl (Fig. 4, Profile 58; Fig. 8). The first trimline is situated in the currently still glaciated regions of the highest summits in the Central Karakoram (Muztagh Karakoram (Fig. 2): K2 up to Ogre (Fig. 4) and the latter, lower trimline in the area of the Indus outlet glacier below the inflow of the Würmian Gilgit glacier (Fig. 4: Gilgit river). In the area of the present-day upper Baltoro glacier (Fig. 4) between K2, Broad Peak, Gasherbrum IV, Baltoro Kangri and Chogolisa, the ice has even reached 6300 m asl (maximum value: 6400 m asl). Thus, in the area of the current Biafo glacier (Fig. 4) the glacier surface of the last glacial period has also come to similar altitudes.

Correspondingly, in the areas of the present-day Chogolungma, Biafo and Baltoro glacier three dome-like ice culminations have existed in the glacier network of the last glacial period (Fig. 2, frame of Fig. 3, 4). These very flat ice domes can be demonstrated by the reconstructed glacier cover, the height of the trimline and glacier thickness as well as by the entire Karakoram glacier network, at that time extending over c. 125,000 km² (KUHLE 1988b,1998), i.e. by a basal face which was much larger than that of our study area. The ice thickness depends on the extent of an ice dome and also on the mountain relief lying underneath, because this is decisive for the ground friction by ice outflow and the degree of ice accumulation. Accordingly, the extremely high mountain relief of the Karakoram with its enormous valley depths was the

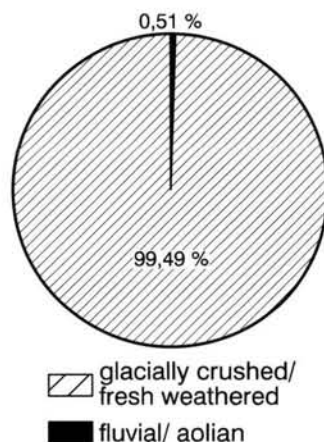


Fig. 12: The morphometric quartz grain analyses of 29 representative samples (cf. Tab. 2) yield a proportion of only 0.51% fluvially or aeolianly reworked grains. 99.49% of the quartz grains are glacially crushed, i.e. freshly weathered (cf. Fig. 11). Into the entire matrix which has been analysed, large erratic boulders are incorporated. This admixture of erratic material suggests that it is not bedrock of the underground weathered in situ, but solely glacially crushed material, which - on top of the bedrock - might even have been secondarily weathered.

cause of the reconstructed ice thicknesses. The ice domes have communicated with each other via transfluence passes, i.e. they have formed an approximately continuous ice surface without today's breaks in slope. The levelling has taken place across the past transfluence passes, as indicated by smoothly-convex, rounded longitudinal profiles and trough-shaped cross-profiles with lodgement till, partly with erratics on the bottom. The ice cover of the Deosai Plateau (Fig. 2, 3, 4, 6c) has made up a fourth dome, from which outlet glaciers came down the valleys nearly symmetrically and in all directions (actiniformly) (Fig. 4). All these trimlines with their - visible on a large scale map - minor surface inclines, which are equidirectional, have met at the lowest point of their joint ice discharge exactly at the place where, N of Nanga

Parbat, the Astor glacier has merged into the Indus glacier (Fig. 4, below Profile 58). Here, the talwegs join, too, so that the glaciers of the last glacial period flowed down-valley controlled by the relief.

In the middle Braldo valley (synonyms: Braldu, Biafo, Blaldo Lungpa), the ice thickness was about 2600–2900 m (Fig. 3, 4, Profile 3; Fig. 5, 6a, 7). In the Baltoro glacier valley it was c. 2400–2900 m, in the Biafo glacier valley 2450–2950 m, in the Chogolungma glacier valley and the continuing Basna valley c. 1800–2900 m (Fig. 4, Profile 37–42; Fig. 8a).

In the valley mouths the Braldu glacier was still c. 2500 m – thick (Fig. 4, Profile 4 and 5; Fig. 6b immediately down the Braldu valley) and the Basna glacier c. 2600 m (Fig. 4, Profile 43). All these glacier thicknesses of the main valleys of the Würmian Karakoram lay above, i.e. up-valley of the snow-line (cf. Fig. 4, cross-profile positions 3–44 with the climatic snow-line altitudes). They have still exceeded the maximum glacier thicknesses of the last glacial period of the Alpine glacier network – reaching c. 1800–2000 m (PENCK & BRÜCKNER 1901–1909) – by 20–30%, and may have had a glacioisostatic effect as far as a depression about 50–100 m. In the very wide Shigar valley the ice thickness has been reduced from c. 2400 m (Fig. 4, Profile 5; Fig. 6b) via 2150 m (Profile 44) to c. 1300 m at the valley mouth. This corresponds approximately to the ice thickness in the connected Skardu Basin (Fig. 4, Profiles 45, 46), where it was c. 1500 m (Fig. 8c) and decreased to c. 1000 m towards the NW, i.e. the mouth of the basin. In the Indus gorge below the Skardu Basin the level of the glacier surface has only minimally dropped by 100 to 150 m, but the ice thickness increased again up to 1700 m (Fig. 8b) as far as the Gilgit glacier (Fig. 4, Profiles 52–57). The reason for this is the deeply dissected and steep course of the gorge, showing numerous narrow bends. In this gorge the ice was nearly blocked, i.e., due to the resistance by friction, it flowed

down very slowly. At the same time the gorge glacier has been dammed-up by the c. 1800 m-thick Gilgit glacier (Fig. 8b) as far as its surface level at c. 3100 m asl. The Indus and the Gilgit glacier have both formed a parent glacier with a width up to 11 km (Fig. 4, Profile 58), which came in contact with the Astor glacier and the Nanga Parbat glacier network (KUHLE 1997) and mediated to an ice margin at only just 800–850 m asl (KUHLE 1988b).

The trimline of the Deosai plateau glacier which was c. 24 km in diameter (Fig. 2, 3, 4), lay approximately between 4700 and 4900 m asl (Fig. 4, Profiles 48–50), so that ice thicknesses of c. 200 m above hill cupolas, and at most c. 900 m above the high valley bottoms, could be extrapolated as being probable (Fig. 6c). The Deosai outlet glaciers through the Satpare Lungma (Fig. 4, Profile 47) and Das Khilin Gah (Profile 51) have produced glacier connections to the Skardu Basin (Fig. 4, 8c), i.e. Astor valley (Fig. 4), and thus to the glacier network of the Karakoram S-slope, and at the same time to the Indus glacier network. In these terms, the Deosai glacier can be shown as being a part of this entirety.

The altitudes of the climatic glacier snow-lines (ELA) (Fig. 4), in connection with the 25 cross-profiles of the valley glaciers, suggest that the communicating surface of the most productive glacier branches of this glacier network remained below the snow-line from the lower Shigar valley on as far as the Skardu Basin between Profile 44 and Profile 45 (cf. Fig. 4). Here, the ELA has run between c. 3700 and 3800 m asl during the last glacial period. From this one can draw the conclusion that in this area the surface moraine cover has started and, due to the growing ablation process down the Indus, may have increased rapidly. A condition for this is the feeding of the glaciers by avalanches from the steep faces of the highest mountains as e.g. K2 (8616 m), Broad Peak (8047 m), Gasherbrum IV (7980 m), Mash-

erbrum (7821 m), Ogre (Baintha Brakk, 7285 m), Malubiting (7458 m), Haramosh (7409 m) etc., which has also taken place during the glacial periods. At that time these mountains still towered 1000-2000 m above the highest glacier surfaces. Even more debris has been produced by the participation of the numerous ground and lateral moraines, which in the narrow valley network were very massive and in the confluences have first met to form internal and then medial moraines. In the middle to lower Skardu Basin (Fig. 4, Profile 46) these surface moraines, which were made up of avalanche rock-debris and merged with medial moraines of the Central Karakoram (Muztagh: Fig. 2), might have completely covered the Indus parent glacier. The participation of the covering glaciation of the Deosai Plateau in this debris supply was only subordinated.

Despite this substantial, albedo-decreasing production of surface moraines, at least 80% of the surface of the glacier network were situated outside, i.e. at the same time above the surface moraine areas, so that they have reflected c. 75-90% of the global radiation on snow, firn and ice. The result of this was a cooling and autonomous amplification resulting in the build-up and preservation of the Karakoram glacier network (Kuhle 1988c).

The current snow-line altitudes of the glaciers (ELA) have been determined after the method of v. KLEBELSBERG (1948: 31) according to the condition of the glacier surface at places, where the fresh lateral moraines begin to thaw out. In the Karakoram the ELA-depressions could be appraised most immediately by arithmetical averaging of the lowest altitudes of current and past snow-line positions, following v. HÖFER (1879). We know from experience that this is an integral method of approximation, which is only usable for paleoclimatic estimations (cf. KUHLE 1988c; 1994). The lowest past glacier tongue of the Karakoram glacier network came down to c. 800 m asl (Indus parent glacier), i.e.

on average c. 2600 m lower than the current valley glacier tongues. This evidences an ELA-depression of c. 1300 m.

The empirically established ELA- (snowline-) depression of c. 1300 m suggests a drop in the average annual temperature of 7.8 to 9.1°C during the last glacial period. Whether the present-day precipitation, which decreases to 210-140 mm/y in the valleys but amounts to 1200-1500 mm/y at altitudes above 5000 m asl (see above), would have been sufficiently to create such an ice build-up at a higher relative humidity, or if the conditions were more hygric, cannot be estimated reliably. However, the reduced evaporation has led to the development of lakes in the currently arid Tarim Basin, Gobi Desert, Mongolia and in South-Siberia (WÜNNEMANN et al. 1998). Perhaps the glacial ice build-up of the Karakoram system has also profited from their evaporation.

4 Results concerning past glacier reconstruction in relation to other observations.

The author's field investigations in 1997 and 2000 suggest that a continuous glacier network has existed over the entire research area (Fig. 2, frame: Figs. 3, 4; Figs. 3, 4). No glacier terminus of the last glacial period could be reconstructed. Only during the Late Glacial period this glacier network dispersed into dendritic valley glacier complexes of large dimensions. The High Glacial glacier network merged into the Indus glacier and had only one lowest glacier terminus, namely that of the Indus parent glacier (Fig. 2, hatched, on the left below the research area concerned, i.e. of frame Fig. 3 and 4). In the course of previous fieldwork done 115 km down-valley from the Nanga Parbat (113 km down from the junction of the Rakhiot valley) between the Sazin settlement and 20 km down the Indus (down from 35°32'N/73°18'E), the author has

reconstructed this tongue end of the last glacial period of the Indus glacier at c. 850–800 m asl (KUHLE 1988a–c, 1989, 1991, 1997, 1998).

SHRODER (1989: 144) approximately follows this reconstruction, suggesting a glacier terminus 25–100 km away from the Nanga Parbat, down the Indus.

HASERODT (1989) was, however, strongly opposed to it. He considered the lower section of the Indus valley to have been entirely free of a valley glacier and interpreted several of the moraines as deposits from local side valley glaciers. DAINELLI (1922) has not visited this section of the Indus valley that is located down-valley of the Skardu Basin, but has assumed an 18 km-long glaciation of the Indus valley for the Last Glacial Maximum (LGM), deriving from the Astor valley and the valleys of the Nanga Parbat massif exposed to WNW (*ibid.* Tav. CLXXVII). In contrast to the reconstruction of the author, which is based on field investigations, DAINELLI's ice has only occupied the foot of the Nanga Parbat and has come to an end c. 95 km up-valley of the Indus glacier terminus suggested by the author. A further difference is that in DAINELLI's map no Indus valley glacier is marked between this influx of the Astor valley glacier and the Skardu Basin, and hence over an Indus stretch of 150 km. According to the assumption of DAINELLI an inflow of a valley glacier has not taken place from the Gilgit and lower Hunza valley either. The author, however, has evidenced a continuous Hunza-Gilgit ice stream for the last glacial period indicated by the occurrence of fresh glacier striae (KUHLE 1988b, 1989, 1991) (see Fig. 2 and 4). Within a few centuries or millennia these fresh striae, glacial rock polishes and abrasions as well as the rock roundings become reworked beyond recognition by weathering and denudation of walls and slopes. This process is accelerated by the steep relief of the Karakoram. Accordingly, it is impossible to consider the forms as being older than 60 ka or even to classify them as

belonging to the pre-last glacial period before c. 120 ka. Due to the very heavy denudation which has taken place in the steep relief of these mountains since deglaciation, the preservation of the forms under the moraine cover since the pre-last glacial period has to be ruled out, too. The Astor glacier, which DAINELLI (1922) suggested as having reached the Indus, has been confirmed by the author's field investigations in 1987 (KUHLE 1988b, 1997) (see Fig. 4). According to their fieldwork in 1934 FINSTERWALDER (1938: 174) and TROLL (1938a, b) contradict this opinion. They pointed out that the Astor glacier has come only somewhat farther than up to the Astor settlement and that the Astor valley, continuing in a downstream direction over 25–30 km, remained non-glaciated.

In this regionally larger context the reconstruction of the glaciation history of the Hindukush, which is situated northwest-adjacent to the investigation area, has to be mentioned (Fig. 1, near Tirich Mir; Fig. 2, No. 96). HASERODT (1989) has suggested that the Würmian Chitral glacier terminated c. 8 km up-valley of the Buni settlement, so that the Mastuj- or Chitral main valley was free of ice. KAMP (1999), in contrast, assumes that the past Chitral glacier has come at most 100 km further down-valley, up to the Drophse settlement at 1300 m asl. According to the author's reconstruction the Last Glacial period Chitral glacier has even flowed 15 km further down (Fig. 2, on the left above No. 97), i.e. as far as the valley chamber of Mirkhani at 1050–1100 m asl (35°28'40"N/71°46'30"E; Fig. 2, No. 97). This ice stream was not only thicker than 500 m, as has been supposed by KAMP (1999: 189), but three-times thicker. Whilst KAMP (1999) does not assume a transfluence of the Tirich Mir glacier over the Zani pass, the author's findings of granitic erratics above the depression of the pass argue in favour of this transfluence (Fig. 2, No. 96). This gives evidence of a more important ice thickness.

As for a small part of the investigation area

of this study, namely the Skardu Basin, glaciogeomorphological observations have been recorded in five papers. Besides GODWIN & AUSTEN (1864), DAINELLI (1922) and NORIN (1925: Tav. 5) also OWEN (1988a, Fig. 2) and finally HASERODT (1989: 196/197) have misinterpreted the rock avalanche of Katsarah (Kachura) (Fig. 3, below No. 72) at the exit of the Skardu Basin as a moraine. It is not necessary to discuss once more the interpretation of these authors, who considered the valley-obstructing, coarse-blocky accumulation of Katsarah to be a Würmian end moraine. This has already been disproved by HEWITT (1999).

HASERODT's (1989) interpretation, has already been discussed in detail (KUHLE 1997). He describes that the lower Indus valley (see above) and also the Indus valley below the Skardu Basin were not occupied by an Würmian valley glacier, but that they have only been reached by the tongue ends of side valley glaciers.

OESTREICH (1906), DAINELLI (1922), NORIN (1925) and SHRODER, OWEN & DERBYSHIRE (1993) have approached the Satpara Tso (lake) as being dammed-up by a terminal moraine. DAINELLI (1922) and NORIN (1925) classified this moraine as belonging to an ice margin position of an Würmian outlet glacier of the Deosai plateau. Additionally, the first author has suggested that it belonged to his "4th Advance". After DAINELLI (1922) the deposits of the "3rd Advance" of the outlet glacier were left behind in the area of the Skardu settlement. BÜRGISSE et al. (1982), OWEN (1988b) and CRONIN (1989) interpreted the massively disturbed gravel fan and lacustrine sediments as "glaciotectonic or disturbed till", so that the conclusion of DAINELLI (1922) was confirmed. This contradicts HEWITT (1999: 228-231) who not only queries the interpretation as "glaciotectonic", but also considers the accumulation damming-up the Satpara lake as being a "rock slide or rock avalanche" (Fig. 3, on the left above No. 77).

The author agrees nearly completely with HEWITT'S (1999: Fig. 7) opinion. "Nearly", because besides the correctly described rock avalanche deposits (Fig. 3, on the left above No. 77) and river terraces etc., accumulations of lodgement till do also exist in different altitudinal positions and states of preservation above those rock avalanche deposits on the orographic left side, 2 to 3 km up-valley of the Satpara Tso. With regard to the arrangement of the positions, the glacial abrasion forms and rock roundings are also connected with them (Fig. 3, half-left above No. 77). They provide evidence of a Würmian – ice level at about 3400 m asl, so that an ice thickness of c. 1000 m has been reconstructed. This suggests at the same time that the Satpara Tso rock avalanche(s) ("Satpara Lake-Skardu rock avalanche(s)") must have taken place in the Late Glacial or the Postglacial i.e., more exactly, that it (or they) occurred in this area after the deglaciation of the Satpara Lungma glacier during the Late Glacial stadium III (c. 14.250-13.500 YBP; cf. Tab. 1). Accordingly, the observation of OESTREICH (1906: 77), who has described here "considerably rounded gneiss boulders below a rock avalanche talus", can also be interpreted as being correct. That means, high-lying material of lodgement till is concerned, which has come down together with the rock avalanche(s) and survived relatively undamaged.

Thus, a tributary glacier, the Satpara Lungma glacier (Fig. 4, Profile 47), has joined the Indus glacier (the ice filling of the Skardu Basin, see above; Fig. 2 and 8c). It had still a surface height of about 3500 m at this junction. Correspondingly, there exists no "narrow gorge of the Satpara Valley" (Hewitt 1999: 228) at the exit of this valley, but rather a classic trough valley (Fig. 3, on the left of No. 77), the upper slopes of which have been oversteepened by glacier flank erosion and, owing to this, have been prepared for the rock slide(s) or rock avalanche(s).

DAINELLI (1922) has not provided field observa-

tions of the Indus valley from a few kilometres away from the Skardu Basin in a downstream direction, because he has not visited this area. However, for his Mindel- and Riß-glaciation (1st and 2nd glaciation) he has postulated an Indus glacier which he supposed to have filled the valley below the Skardu Basin. A certain inductively obtained anticipation of the author's results may be seen in DAINELLI's observation that the Skardu Basin had been filled and polished out by the glacier ice during these two older (earlier than last glacial) glaciations. This assumption, however, is not based on a 1400 m-thick ice-filling of the basin, as has been reconstructed by the author (Fig. 4, Profiles 45, 46; Fig. 8c; Fig. 12; Tab. 2, No.15), but on a valley bottom, which during DAINELLI's 1st Quaternary glaciation was still higher and – until the end of his 2nd glaciation (pre-last glacial period or Riss glaciation) – has been polished down to the level of the present-day rock bottom below the lake sediments and gravels. He describes and maps moraine-like deposits on the two "riegels" (bar mountains) Blukro (cf. Fig. 8c) and Karpochi (Fig. 2, 3 and 4: Skardu Basin) as well as on the basin flanks c. 500-1000 m above the valley bottom and classifies them as belonging to the 2nd glaciation, without inferring from them the corresponding glacier thickness at that time. This may be explained by the fact that DAINELLI considers the height of the trough bottom as having been much higher at the start of the 2nd glaciation than at its end, whilst he dates back the highest moraines to the start of the 2nd glaciation. A further observation of DAINELLI, which is important from the perspective of the findings introduced by the author, are the deposits mapped as "Morene della 2. espansione" at greater heights on both slopes of the Shigar valley. These are sediments confirmed by the author as lodgement tills (Fig. 3, from No. 50 via 47 up to 73; Fig. 4, Profiles 5 and 44; Fig. 6b; Fig. 12; Tab. 2, No. 13), but which he has classified as belonging to

the last glacial period (Würmian)-glacier-filling (c. 60-18 ka). The chronological classification is based on the geomorphological, i.e. relative dating method and thus on an abundance of indicators (Fig. 3) as e.g. the preservation of moraines on steep slopes (e.g. Fig. 5, 7, 9) and the arrangement of their positions in relation to nearly unweathered glacier striae (e.g. Fig. 3, in the middle between No. 47 and 48) and related indicators of polishing as glacial flank polishing and abrasion (Fig. 3, and e.g. Fig. 5) – which naturally are rare in this morphodynamically active steep relief. In addition, 14 C datings of peaty layers in valley – blocking positions and thermoluminescence datings of sediments on lateral and end moraines have been carried out (KUHLE 1994:142/143, Table 2: 237: 264; 1997: 100, Table 2). ELA-calculations recording the snow-line depressions according to the last glacial period and Late Glacial glaciation, supported the chronological classification of the glacier positions (KUHLE 1988b: 588; 1994: 260, Table 3: 266/267; 1997: 123).

Summing up, the author recognizes the preserved glacier traces as indicators (Fig. 3) of the last glacial period (c. 60-18 ka), which have completely reshaped an older glacial landscape (developed during a previous stage of uplift of the Karakoram at a different sea-level). DAINELLI (1922) goes far back into the past that – due to the then inevitably very important influence of tectonic uplift, which is unknown for most parts – his findings allow neither a reconstruction of the trimlines or glacier thicknesses nor a paleoclimatic approach by calculations as to the snow-line and glacier surfaces. Compared with this, DAINELLI's glacier reconstructions for his 3rd glaciation (DAINELLI 1922) is realistic. Chronologically it belongs to the last glacial period, but, according to the author's observations in the field, it corresponds to the glacier extension during the High Glacial (Stadium 0 = Würmian in Tab.1) (in KUHLE 1998: 82: Last Ice Age = Isotope Stage 2-4 = c. 60-18 ka = last

glacial period) only in some areas - so e.g. on the Deosai Plateau (Fig. 2, 3, 6c, 11c, d; Fig. 12; Tab. 2, No. 16-18), whilst for the most part it applies to that during the Late Glacial period (stadium I-IV, cf. Tab. 1.).

5 Conclusion: Postglacial rock avalanches as a confirmation of the past glaciation

The reconstruction of rock avalanches in the Karakoram (HEWITT 1999), is an objection to the glaciation concept of DAINELLI (1922) and the later literature (see above), which has misinterpreted the postglacial rock avalanches as end moraines of the last glacial and Late Glacial period. Due to their geomorphologically fresh status of preservation HEWITT (1999) has classified the rock avalanches as being Holocene. This corresponds chronologically with the crumbplings of glacially abraded trough flanks (see e.g. Fig. 5 and 7) which can be unambiguously diagnosed. HEWITT (1999) introduces three examples of misinterpretation in our investigation area. The author completely agrees as to these isolated cases. At the same time, however, he does not recognize a contradiction of the glaciation history of the Karakoram, discussed here (see 2. and 3.), but, in contrast, a confirmation.

According to the author's opinion, which contradicts DAINELLI, especially in the Central Karakoram, no end moraines of the last glacial period (3rd espansione) are verifiable, because the glacier network had only one joint ice margin position in the lower Indus valley. In addition, the Late Glacial end moraines have not been preserved, but have been completely removed by the abundant and very erosion-effective meltwater in the forefield of the melting glacier network in the narrow valley receptacles. For this the forefield of the current and historic Biafo glacier (Fig. 7) provides a representative example. Instead of an end moraine, only a

gravel floor (Fig. 7) has been preserved there. Owing to this, the author considers the concept of the search for end moraines in the Karakoram - pursued by many researchers - as methodologically wrong. Thus he has concentrated his work on the geomorphological analysis of the valley flanks (Fig. 3, 4, 6, 8, 11 and 12) and the search for lodgement till (Fig. 5, 7, 9, 10) and lateral moraines (Fig. 7), as well as on the observations of glacially abraded flanks and polishings (Fig. 5, 7, 9 and 10). It is mainly the reconstruction of the trimlines with the help of the highest erratics, remnants of lodgement till, glacier striae and polishings, abrasion roundings with upper lines of the polishing (Fig. 3), but also ends of wall gorges which enables a past glaciation in the high mountains to be estimated. The analysis of end moraines, however, is due mainly to the mountain forelands and lowlands. The glaciogeomorphological analysis of valley cross-profiles (Fig. 6 and 8) introduced here, which has led to the reconstruction of the Indus-Karakoram glacier network (Fig. 2 and 4), confirms the destabilisation of the valley flanks by the realization of glacially oversteepened trough valley cross-profiles (Fig. 5; Fig. 6a, SSE valley flank; Fig. 6d, NNW valley flank). Accordingly, rock avalanches as described by HEWITT (1999) confirm the 1000 to 2900 m thick glacier network as the condition for those prolific Postglacial crumbplings (Fig. 3 and e.g. Fig. 5 and 7). As for the NW-Karakoram KUHLE, MEINERS & ITURRIZAGA (1998) came to a corresponding conclusion.

ANDERSEN (2000: 63) introduces several examples of Late- to Postglacial rock avalanches from Norway, as e.g. the Gløppedalsura rock avalanche in the glacial Gjesdal. These can also be explained by reshaping of the Ice Age glacial landscape.

References

- ANDERSEN, B. G. (2000): Ice Age Norway: landscapes formed by Ice Age Glaciers. - 1-216; Oslo (Univ.-Forl).
- BÜRGISSER, H.M., GANSSER, A. & PIKA, J. (1982): Late glacial lake sediments of the Indus valley area, northwestern Himalaya. - *Ecologiae geologica Helvetica*, **75** (1): 51-63; Basel.
- CRONIN, V.S. (1989): Structural setting of the Skardu intermontane basin, Karakoram Himalaya, Pakistan. - *Geological Society of America Special Paper*, **232**: 213-216; Washington.
- DAINELLI, G. (1922): Studi sul Glaciale. - In: ZANICHELLI, N. (Ed.): Risultati Geologici e Geografici, Relazioni scientifiche della Spedizione Italiana De Fillipi nell' Himalaya, Caracorum e Turchestan Cinese (1913-1914). - Vol. III, Ser. II.: 1-655, Fig. 73, 177 Taf.; Tavole, Bologna.
- DING, Y. (1987): The study of the Thermo-Hydrological Environment of Glacial Development in the Karakoram Northside. - Lanzhou, VR-China (unpublished manuscript).
- ENGELHARDT, W. v. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. - In: FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (Hrsg.): Sediment-Petrologie, III: 1-378; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- FINSTERWALDER, R. (1938): Die geodätischen, gletscherkundlichen und geographischen Ergebnisse der Deutschen Himalaya Expedition 1934 zum Nanga Parbat. - Deutsche Forschung, Neue Folge, Schriften d. Deutschen Forschungsgemeinschaft; 2: 1-201, 41 Abb., 1 Farbtafel, 8 Beilagen; Berlin (Karl Siegmund Verlag).
- GODWIN AUSTEN, H.H. (1864): On the Glaciers of the Muztagh Range. - *Proceedings of the Royal Geographical Society*, **34**: 19-56.
- HASERODT, K. (1989): Zur pleistozänen und postglazialen Vergletscherung zwischen Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya. - *Beiträge und Materialien zur Regionalen Geographie*, **2**; Hochgebirgsräume Nordpakistans im Hindukusch, Karakorum und Westhimalaya: 181-233, 14 Abb.; Berlin.
- HEWITT, K. (1999): Quaternary Moraines vs Catastrophic Rock avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. - *Quaternary Research*, **51**: 220-237, 11 Fig., 4 Tab.; Seattle.
- HÖFER, H. v. (1879): Gletscher- und Eiszeitstudien. - *Schriften d. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl.* **74**, **79**; Wien.
- KAMP, U. (1999): Jungquartäre Geomorphologie und Vergletscherung im östlichen Hindukusch, Chitral, Nordpakistan. - *Berliner Geographische Studien*, **50**: 1-254; Berlin.
- KLEBELSBERG, R. v. (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. - Bd.1 u. 2 : 1-403 + 404-1028, 93 Abb.; Wien (Springer).
- KÖHN, M. (1928): Bemerkungen zur mechanischen Bodenanalyse III. Ein neuer Pipettapparat. - *Z. Pflanzenern. Düng. Bodenkunde*, **A 11**, 50-54.
- KUHLE, M. (1988a): Zur Geomorphologie der nivalen und subnivalen Höhenstufe in der Karakorum-N-Abdachung zwischen Shaks-gam-Tal und K2 Nordsporn: Die quartäre Vergletscherung und ihre geoökologische Konsequenz. - Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlung des 46. Deutschen Geographentag 1987 München 12.-16. Okt. 1987: 413-419, 8 Fig.; Stuttgart (Steiner).
- KUHLE, M. (1988b): The Pleistocene Glaciation of Tibet and the Onset of Ice Ages - An Autocycle Hypothesis. - *GeoJournal*, **17**: 581-595, 13 Fig.; Dordrecht.
- KUHLE, M. (1988c): Die eiszeitliche Vergletscherung W-Tibets zwischen Karakorum und Tarim-Becken und ihr Einfluß auf

- die globale Energiebilanz. - *Geographische Zeitschrift*, **76** (3): 135-148; Stuttgart.
- KUHLE, M. (1989): Die Inlandvereisung Tibets als Basis einer in der Globalstrahlungsgeometrie fußenden, reliefspezifischen Eiszeittheorie. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **133** (4): 265-285, 20 Abb.; Gotha.
- KUHLE, M. (1991): Die Vergletscherung Tibets und ihre Bedeutung für die Geschichte des nordhemisphärischen Inlandeises. - *Sitzungsber. d. Akademie d. Wissensch. u. d. Literatur Mainz, Paläoklimaforschung*, **1**: 293-306., 8 Abb.; Stuttgart.
- KUHLE, M. (1994): Present and Pleistocene Glaciation on the North-Western Margin of Tibet between the Karakorum Main Ridge and the Tarim Basin Supporting the Evidence of a Pleistocene Inland Glaciation in Tibet. - *GeoJournal*, **33** (2/3): 133-272, 138 Fig., 3 Tab.; Dordrecht.
- KUHLE, M. (1997): New Findings concerning the Ice Age (Last Glacial Maximum) Glacier Cover of the East-Pamir, of the Nanga Parbat up to the Central Himalaya and of Tibet, as well as the Age of the Tibetan Inland Ice. - *GeoJournal*, **42** (2-3): 87-257, 50 Fig., 4 Tab., 151 Photos; Dordrecht.
- KUHLE, M. (1998): Reconstruction of the 2.4 Million sqkm Late Pleistocene Ice Sheet on the Tibetan Plateau and its Impact on the Global Climate. - *Quaternary International*, **45/46**: 71-108, 28 Fig., 2 Tab.; Oxford.
- KUHLE, M., MEINERS, S. & ITURRIZAGA, L. (1998): Glacier-induced Hazards as a Consequence of glacialigenic Mountain Landscapes, in particular glacier- and moraine-dammed Lake outbursts and Holocene Debris production. - In: KALVODA, J. & ROSENFELD, C.L. (Eds.): *Geomorphological Hazards in High Mountain Areas. The GeoJournal Library*: 63-96, 6 Fig., 10 Photos; Netherlands (Kluwer Academic Publisher).
- MAHANEY, W. C. (1995): Glacial crushing, weathering and diagenetic histories of quartz grains inferred from scanning electron microscopy. - In: MENZIES, J. (Eds.): *Modern Glacial Environments - Processes, Dynamics and Sediments*, Vol. I: 487-506; London (Pergamon).
- MIEHE, G., WINIGER, M., BÖHNER, J. & ZHANG, Y. (2000): Climatic Diagram Map of High Asia 1 : 4 000 000. Cartography: Enderle, C., printed by LVA Nordrhein-Westfalen, Marburg.
- NORIN, E. (1925): Preliminary notes on the late Quaternary glaciation of the Northwest Himalaya. - *Geografiska Annaler*, **7**: 166-194
- OESTREICH, K. (1906): Die Täler des nord-westlichen Himalaya. Beobachtungen und Studien. - *Petermanns Geographische Abhandlungen, Ergänzungsheft*, **155**: 1-106, 36 Photos, 39 Fig., 1 Karte; Gotha.
- OWEN, L. (1988a): Terraces, Uplift and Climate, the Karakoram Mountains, Northern Pakistan. - Ph.D. thesis, Department of Geography, University of Leicester, UK (unpublished).
- OWEN, L. (1988b): Wet-sediment deformation of Quaternary and recent sediments in the Skardu Basin, Karakoram mountains, Pakistan. - In: CROOT, D.G. (Eds.): *Glaciotectonics. Forms and Processes*; Rotterdam (Balkema).
- PENCK, A., BRÜCKNER, E. (1901-1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. - 3 Bd.; 1199 S. Leipzig (Tauchnitz).
- SHRODER, J.F. (1989): Hazards of the Himalayas. - *American Scientist*, **7**: 564-573.
- SHRODER, J.F., OWEN, L. & DERBYSHIRE, E. (1993): Quaternary glaciation of the Karakoram and Nanga Parbat Himalaya. - In: SHRODER, J.F., Jr. (Ed.): *Himalaya to the sea: Geology, Geomorphology and the Quaternary*: 132-158; New York (Routledge).
- TROLL, C. (1938a): Der Nanga Parbat als geographische Erscheinung. Ein

- Bildbericht. – Zeitschrift für Erdkunde, **6** (1/7): 304-313, 14 Abb.; Frankfurt/Main.
- TROLL, C. (1938b): Der Nanga Parbat als Ziel deutscher Forschung. – Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin, **73**: 1-26, 9 Abb., 1 Fig., 3 Tab.; Berlin.
- WÜNNEMANN, B., PACHUR, H.-J., LI JIJUN & ZHANG, H. (1998): Chronologie der pleistozänen und holozänen Seespiegelschwankungen des Gaxun Nur / Sogo Nur und Baijian Hu, Innere Mongolei, Nordwestchina. – Petermanns Geographische Abhandlungen, **142**: 191 – 206, 8 Fig.; Gotha.
- XIE, Z. (1987): The Characteristics of the Present Glaciers on the North-slope of K2. – Lanzhou, VR-China (unpublished manuscript).

Map:

OPERATIONAL NAVIGATION CHART (1974): G-7, Scale 1: 1,000,000, Edition 5; Defense Mapping Agency Aerospace Center, St. Louis Air Force Station, Missouri 63118, compiled July 1974

Hochwasserereignisse und ihre Widerspiegelung im rezenten Seesediment eines Flusstausees

F.W. JUNGE, K. JENDRYSCHIK, P. MORGENSTERN, H.-C. TREUTLER, L. ZERLING^{*})

Keywords: ^{137}Cs Caesium, high water level, lake sediment, lamination, river reservoir, trace element, Tschernobyl impact

Zusammenfassung: Sedimentkerne aus dem von der Mulde durchflossenen Bitterfelder Muldestausee (Sachsen-Anhalt, Deutschland) sind ein ausgezeichnetes Beispiel für das hohe Potential von Flusstauseen, die bei Hochwasserereignissen eintretenden Veränderungen in der Schwebstoff- und Sedimentqualität objektiv abzuschätzen. Voraussetzung hierfür bilden gesicherte Daten zur zeitlichen Zuordnung der in den Sedimentkernen auftretenden Ereignis- bzw. Hochwasserlagen.

Konnektierungen mit Durchflussdaten der Mulde seit 1975 geben die Möglichkeit, die in den Sedimentkernen auftretenden Ereignislagen konkreten Hochwässern der Mulde mit einem Durchfluss größer $300 \text{ m}^3/\text{s}$ zu zuordnen. Darüberhinaus bilden markante Zeitmarken: (a) das durch den Tschernobyl-Fallout hervorgerufene ^{137}Cs -Aktivitätsmaximum, (b) der seit der politischen Wende (1989/90) einsetzende Rückgang in der organischen Belastung und (c) der mit der Schließung des Berg-

und Hüttenwesens Industrie im Muldeinzugsgebiet ebenfalls einhergehende Trend abnehmender Element- und Isotopenkonzentrationen.

Am Beispiel eines im September 2002 aus dem Friedersdorfer Becken des Bitterfelder Muldestausees gewonnenen Kurzkernes werden die Ergebnisse der auf verschiedene Methoden gestützten zeitlichen Konnektierung von Sedimentlagen zu konkreten Hochwasserereignissen vorgestellt. Die im Sedimentkern auftretende jüngste und im Ergebnis des August-2002-Hochwassers abgesetzte Ereignislage erweist sich hinsichtlich Mächtigkeit des Sedimentauftrages und geochemischer Eigenschaften als eine besonders markante Hoch-wasserzeitmarke.

Abstract: Studies of sediment cores originating from a reservoir of the River Mulde near Bitterfeld (Saxony-Anhalt, Germany) confirmed that river reservoirs act as excellent archives of flood events. The records were performed by significant changes of the composition and quality of suspended matter and sediment. To combine the investigated sediment core with a reliable time scale, suitable reference data (e.g. radionuclides, geochemical markers) were included into the study. Subsequently, flow data of the Mulde (from 1975 up to now) were used to assign specific floods ($>300 \text{ m}^3/\text{s}$) to the event layers detected in the sediment cores. In addition to this, further time markers were inspected towards a more reliable adjustment of the time scale. In detail we made use of the ^{137}Cs activity maximum (caused by Chernobyl fallout), as well as of the drop in organic pollution (following the collapse of East Germany's industrial sector 1989/90), and finally of the decrease in the concentration levels of elements and isotopes (a consequence of the reduced activities of mines and metallurgical plants in the River Mulde catchment).

^{*}Anschriften der Verfasser: F.W. JUNGE, K. JENDRYSCHIK, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Arbeitsstelle Schadstoffdynamik in Einzugsgebieten, Karl-Tauchnitz-Straße 1, 04107 Leipzig (Tel.: 0341-7115318, Fax: 0341-7115344; E-mail: junge@saw-leipzig.de); P. MORGENSTERN, H.-C. TREUTLER, UFZ-Umweltforschungszentrum Leipzig-Halle GmbH, Permoserstraße 15, 04303 Leipzig; L. ZERLING, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, Kommission für Umweltprobleme, Karl-Tauchnitz-Straße 1, 04107 Leipzig

Exemplarily we present the results for a short sediment core, which originates from the Friedersdorf basin of the Mulde reservoir (sampled in September 2002). The most recent such layer occurring in this sediment core was caused by the flood in August 2002. This event proved to be an outstanding flood time marker with regard to its thickness and geochemical properties.

1 Einleitung

Seesedimente, die in weitgehend geschlossenen und maximal mit dem Grundwasserregime in Verbindung stehenden Hohlformen abgelagert wurden (z.B. Maarseen, Toteisseen u.a.), zählen zu den besten Geo-Archiven für paläoklimatische und paläoökologische Rekonstruktionen der jüngeren geologischen Vergangenheit bis Gegenwart. In ihnen werden die mittel- bis langfristig wirksamen regionalen und globalen Trends der Umwelt- und Klimaveränderungen widergespiegelt. Abrupte, kurzfristige Veränderungen des hydrologischen Kreislaufes (z.B. Hochwässer) werden in diesen nicht an das oberirdische Abflußregime direkt angeschlossenen Sedimentfallen nur unzureichend und mit geringem Auflösungsgrad dokumentiert. Für

eine detaillierte Rekonstruktion dieser Ereignisse sind deshalb kontinuierlich durchflossene natürliche oder anthropogen geschaffene Flussstauräume prädestiniert.

Seit 1975 wird die Mulde, einer der am stärksten schadstoffbelasteten Nebenflüsse der Elbe, durch das Restloch des ehemaligen Braunkohlentagebaues Muldenstein geleitet. Langjährige Untersuchungen zur Hydrodynamik, zum Sedimentationsgeschehen und zur Schwermetallbilanz weisen den dadurch entstandenen Bitterfelder Muldestausee (Fläche: 6,1 km², Volumen: 118 Mio. m³; Einzugsgebiet: 6170 km²) als bedeutsame Sediment- und Schadstoffsene für das Gebiet der unteren Mulde und Elbe aus (Abb. 1; ZERLING et al. 2001). Da die dem Muldestausee zugeliferten Schwebstoff- und Schadstofffrachten in extremer Weise von der Wasserführung der Mulde abhängig sind, kommt der Untersuchung des Zusammenhanges zwischen Hochwasserereignis und Depositionsrate eine zentrale Bedeutung zu. Die Fracht eines einzigen Hochwasserereignisses kann diejenige einer mehrmonatigen Niedrigwasserperiode mehrfach übersteigen. Abschätzungen zur Depositionsrate sind aus Differenzmessungen zwischen der dem Flusstauee zugeführten und der den Flusstauee passierenden Sediment-

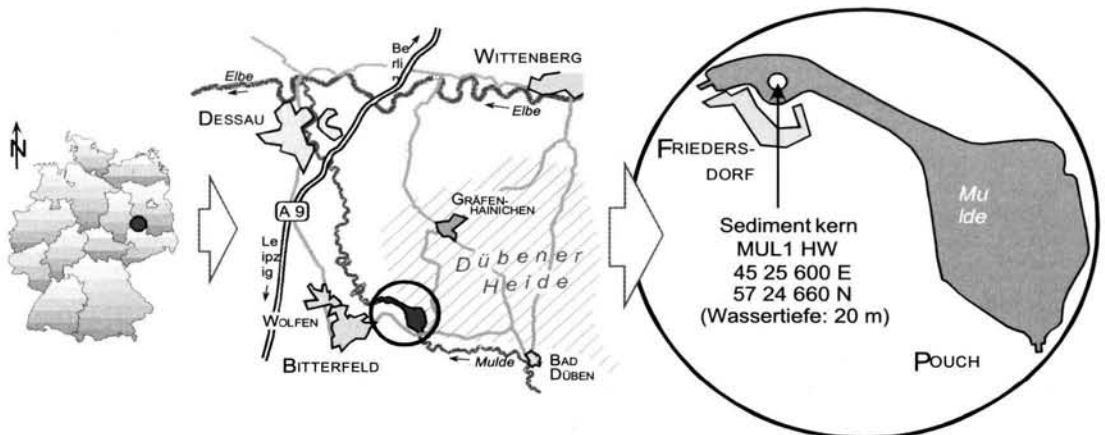


Abb. 1: Geographische Lage des Bitterfelder Muldestausees mit Position des Sedimentkernes MUL1HW.

fracht möglich und liegen für den Muldestausee als berechnete Monats- bzw. Jahresfrachten seit 1991 vor (JENDRYSCHIK 2003). Für die Verifizierung dieser berechneten Depositionsraten und für eine ereignisspezifische Zuordnung des real im Stausee zur Ablagerung gelangten Schwebstoffes sind Detailuntersuchungen am Seesediment notwendig.

Zu diesem Zweck wurden im April und im September 2002 Sedimentkerne aus dem Friedersdorfer Becken und aus dem Hauptbecken des Muldestausees entnommen. Dabei konnten mit den von einer Schwimmplattform abgetauften Kernbohrungen die im Muldestausee seit Flutungsbeginn 1975 in den beiden Teilbecken abgesetzten Seesedimente durchteuft und in ihrer Mächtigkeit erfasst werden (JUNGE et al. 2004). Kurzkerne wurden mittels eines Mondseecorers (Fa. UWITEC, Mondsee/Österreich) insbesondere für die ungestörte Erfassung der jüngsten Seeablagerungen gewonnen. Alle Sedimentkerne wiesen eine deutliche Lamination auf, in denen sich die Hochwasserereignisse der Mulde seit 1975 dokumentieren.

Mit der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse eines im September 2002 gewonnenen Kurzkernel aus dem Friedersdorfer Becken vorgestellt (Kern MUL1HW: 4525600 Ost, 5724660 Nord; siehe Abb. 1). Den Schwerpunkt der Arbeit bildet dabei die auf verschiedenen Methoden (Gammaskpektrometrie, Röntgenfluoreszenzmethode, Hydrologie) beruhende zeitliche Zuordnung der im Sedimentkern dokumentierten Hochwasserlagen.

2 Methodik

Probenvorbereitung: Nach Gewinnung des Kernes wurde dieser mittels Folie luftdicht verpackt und bei 4°C bis zu seiner Öffnung kühl gelagert. Mit der Kernöffnung im Labor erfolgte die makroskopische Beschreibung, die fotografische Dokumentation und eine Zerteilung

des Kernes in Einzelproben entsprechend der Lithologie und den geplanten Untersuchungen. Für geochemische Untersuchungen wurde der Kern MUL1HW in 6 Screeningproben und 25 Detailproben zerlegt, wobei mit letzteren einzelne Sedimentlagen separat erfasst werden konnten (siehe Abb. 2). Die für geochemische Untersuchungen gewonnenen Einzelproben wurden unter Edelgasatmosphäre (He) in Folientüten eingeschweisst und im Gefrierschrank bei Temperaturen kleiner 0°C bis zu ihrer weiteren Bearbeitung aufbewahrt.

Gammaskpektrometrie: Die gammaskpektrometrischen Untersuchungen erfolgten an den für die Messung in Plastedosen verwahrten separierten Einzelproben des Kernes. Für die Messungen wurden HPGe-Coaxial-Low Energy-Detektoren, n-type mit einem aktiven Volumen von 39 cm³ und einem Berylliumfenster mit 0,5 mm Dicke eingesetzt. Die Energieauflösung beträgt bei 122 keV (⁵⁷Co) ca. 570 eV. An beiden Detektoren wurde die Spektrenauswertung durch die spezielle Software GAMMAW unterstützt. Die Kalibrierung der Detektoren erfolgte mit einem zertifizierten Referenzmaterial der Internationalen Atomenergiebehörde (IAEA). Dabei handelt es sich um Uran-Referenzerz BL-5, das mit SiO₂ auf einen Urangehalt von 400 (± 2,1) µg/g eingestellt wurde (IAEA-RGU-1), und um Material aus dem Canadian Certified Reference Materials Project (reference britholite ore OKA-2), das mit SiO₂ auf einen Thoriumgehalt von 800,2 (± 15,8) µg/g Thorium (IAEA-RGTh-1) eingestellt wurde. Für die Auswertung der Gammaskpektren wurden für die interpretierten Nuklide ²³⁸U und ¹³⁷Cs die folgenden Gammaenergien herangezogen: U-238 wird aus dem Tochternuklid bestimmt: ²³⁴Th: 63,3 keV (3,8 %); ¹³⁷Cs 661,6 keV (85,1 %). **Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA).** Die Konzentrationsbestimmung für die in dieser Arbeit diskutierten Spurenelemente As, Ba, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Sn, Th, U und Zn erfolgte mit der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) am Gesamt-

Sedimentkern Bitterfelder Muldestausee (MUL1HW)

18.9.2002, Friedersdorfer Becken (45 25 600 E, 57 24 660 N), Wassertiefe 20 m

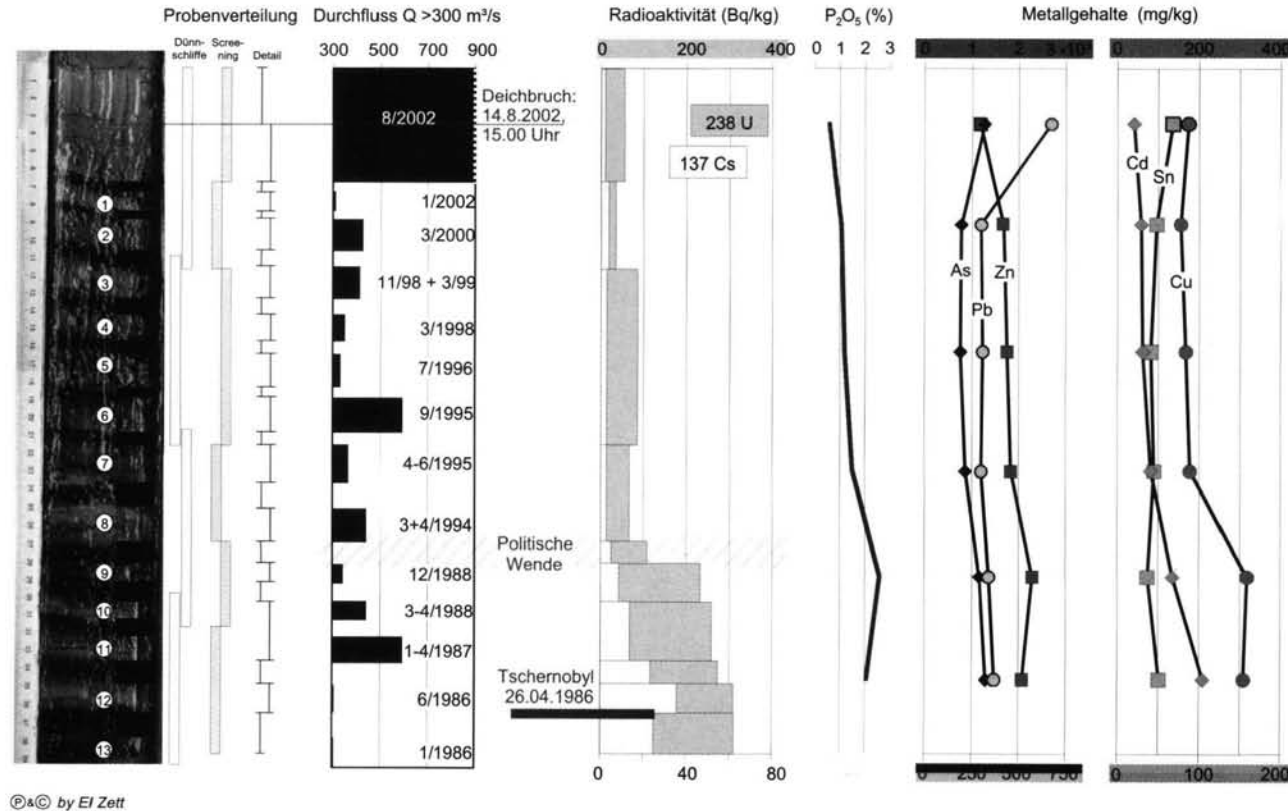


Abb. 2: Aufbau des 39 cm langen Kernes, zeitliche Einordnung und Verteilung ausgewählter Radionuklide (²³⁸U, ¹³⁷Cs), P₂O₅ als Indikator der organischen Belastung und Gehalte ausgewählter Elemente und Schwermetalle.

(Die Elementgehalte wurden mittels RFA an der Gesamtfraktion (<2mm) bestimmt. In den rechten beiden Kolonnen sind die oberen Skalen gültig für Zn bzw. Cu; die unteren für As, Pb bzw. Cd, Sn).

material (<2mm). In Vorbereitung zur RFA wurde das vorher mittels einer Achatkugelmühle zerkleinerte Probenmaterial bei 105 °C getrocknet und anschließend mit 20% Hoechst-Wachs versetzt, homogenisiert und zu Pellets gepresst. Die analytischen Messungen wurden an einem wellenlängendispersiven Röntgenspektrometer (Siemens SRS 3000) durchgeführt. Dieser Spektrometertyp ist mit einer 3 kW Rh - Endfensterröhre (125 µm Be), einem 60 kV Röntgengenerator und Kristallwechsler für acht Analysatorkristalle ausgerüstet. Für die Steuerung des Meßablaufes und die Datenauswertung wurde die Gerätesoftware SPECTRA 3000 benutzt. Die Messungen erfolgten im Vakuum unter Verwendung der 34 mm Kollimatormaske und unter Einbeziehung der Analysatorkristalle OVO 55, Ge, LIF 200 und LIF 220. Ausführliche Angaben zur verwendeten Methodik und zu den Nachweisgrenzen sind in JUNGE et al. (2001) enthalten.

3 Makroskopische Kernbeschreibung

Der im September 2002 gewonnene ca. 0,40 m lange Kern MUL1HW (4525600 Ost, 5724660 Nord) besteht durchgängig aus laminierten Seesediment mit insgesamt 14 hellen und 13 dunklen Lagen, die eine cm-Wechselagerung (Lamination) von (a) dunklen, schwärzlich-grauen bis schwarzen organikreichen Lagen und von (b) hellen, gelb bis gelblichgrauen, in unteren Kernbereichen mehr graugefärbten Lagen mit höheren klastischen Anteilen dokumentieren. Nach den makroskopischen Befunden können die hellen Lagen als Ereignislagen in Folge von Hochwässern angesehen werden, die die normale, in den Sommermonaten vor allen biogen gesteuerte und von dunklen Lagen widergespiegelte Seesedimentbildung unterbrechen. Sie sind häufig gradiert und feinlaminiert. Makroskopisch ist der Kern deutlich zweigeteilt. Der oberste ca. 0,26 m mächtige und insgesamt

hell erscheinende Abschnitt besteht aus einer Wechselagerung von 9 hellen und 8 dunklen Lagen mit scharfen Schichtgrenzen. Der untere ca. 0,14 m mächtige Kernabschnitt macht auf Grund höherer Organikanteile einen dunkleren Eindruck, wobei die Grenzen zwischen den Lagen (5 helle, 5 dunkle) mehr verschwommen erscheinen. Die jüngste dunkle Lage des Kernes schließt zeitlich an das Hangende eines im April an derselben Position gewonnenen Sedimentkernes an und spiegelt die überwiegend biogen-bestimmte Sedimentation des Sommerzeitraumes 2002 (April bis 12. August) wider. Darüber ist als jüngste und den Top des Kernes MUL1HW bildende Sedimentschicht eine helle klastische Lage von ca. 55 mm Mächtigkeit (bei weitgehend unkomprimierter Lagerung) entwickelt. Diese Lage kann dem August-Hochwasser der Mulde zugeordnet werden, das im Zeitraum zwischen dem 13. und 16. August 2002 im Gebiet seinen Höchststand erreichte. Im Sedimentkern erscheint sie hinsichtlich Farbe und Korngröße zweigeteilt. Die unteren 26 mm sind von gelblichgrauer Farbe und enthalten höhere Anteile gröberen Materials; die oberen 29 mm sind gelblich gefärbt und weisen höhere Feinstanteile auf. Ursache dieser makroskopischen und lithologischen Zweiteilung der Hochwasserlage könnten die während des August-2002-Hochwassers stattgefundenen Deichbrüche unmittelbar oberhalb des Muldestausees sein (14.8.2002), die zu Schwankungen in der Transportenergie und Schwebstoffführung der Mulde führten. Erste auf der Basis von Sedimentdünnschliffen ermittelte bisher unpublizierte Korngrößendaten (Methode in MAGNUS 1998) zeigen, dass das Sediment zu über 90 % aus der <63 µm-Fraktion (Ton und Schluff) und geringen Anteilen der 63-200 µm-Fraktion (Feinsand) zusammengesetzt ist. Nur in den Hochwasserlagen sind größere Korngrößenanteile nachweisbar (200-630 µm-Fraktion; Mittelsand). Die mittlere Mächtigkeit aller hellen Lagen

(ohne Einbeziehung der jüngsten August-2002-Hochwasserlage) im Kern MUL1HW beträgt 16,6 mm ($\pm 4,4$; Maximum: 25 mm; Abb. 2).

4 Zeitliche Zuordnung der Hochwasserlagen

Für die zeitliche Zuordnung der im Kern MUL1HW dokumentierten Hochwasserlagen kamen folgende methodische Ansätze zur Anwendung:

- radiometrische Bestimmung der Konzentrationsverläufe an den Radionukliden ^{137}Cs und ^{238}U im Sedimentkern.
Das durch den Tschernobyl-Fallout (26.4.1986) hervorgerufene eng begrenzte ^{137}Cs -Aktivitätsmaximum sollte für den vom Sedimentkern erfassten Zeitraum die Möglichkeit einer punktuellen Zeitmarke liefern. Ebenfalls sollte der mit der politischen Wende 1989/1990 einsetzende abrupte Rückgang des aktiven Uranbergbaus der WISMUT GmbH sich in einem Rückgang der ^{238}U -Radionuklid- und Urangesamthalte im Sediment widerspiegeln.
- Der 1989/1990 mit der Schließung des Berg- und Hüttenwesens im Muldeinzugsgebiet ebenfalls einhergehende Trend abnehmender Elementkonzentrationen sollte sich im Seesediment reflektieren (u.a. As, Ba, Cd, Cr, Cu, Ni, Pb, Sn, Zn). Dieser Rückgang sollte unabhängig von den für das Muldeinzugsgebiet typischen, kontinuierlichen Schwermetallausträgen aus Halden und Grubenanlagen erkennbar sein. Ebenfalls sollte sich die seit der politischen Wende beobachtete geringere organische Belastung der Mulde ebenfalls in der Zusammensetzung des Seesedimentes dokumentieren.
- Auf der Basis der obengenannten "geochemisch verifizierten Zeitmarken" geben die Durchflussdaten der Mulde (Flusspegel Bad Dübén; jährlich publiziert in Deutsches

Gewässerkundliches Jahrbuch, LFU Sachsen-Anhalt) die Möglichkeit, die in den Kernen auftretenden Ereignislagen konkreten Hochwässern der Mulde zu zuordnen.

4.1 Zeitmarken mittels Radiometrie

Um eine erste Übersicht über die Tiefenverteilung der natürlichen Radionuklide aus der ^{238}U -Zerfallsreihe und des anthropogenen ^{137}Cs zu gewinnen, wurden in einer ersten Messserie die 6 Screening-Proben des Kernes MUL1HW untersucht (Abb. 2). Dabei zeigte sich im Teufenbereich zwischen 0,31-0,38 m ein deutliches Aktivitätsmaximum in der ^{238}U - (151 Bq/kg) und ^{137}Cs -Konzentration (12,3 Bq/kg). Um aus der ^{137}Cs -Tiefenverteilung die Zeitmarke 1986 (Tschernobyl-Reaktorunfall vom 25./26.04.1986) genauer setzen zu können, wurde dieser Teufenbereich durch die vorhandenen Detailproben ergänzt. Dadurch konnte ein deutliches ^{238}U -Konzentrationsmaximum (309-311 Bq/kg im Teufenbereich 0,34-0,38 m) und ein noch ausgeprägteres ^{137}Cs -Konzentrationsmaximum (35,2 Bq/kg) gefunden werden.

Im Kern MUL1HW kann auf Grund der ^{137}Cs -Verteilung das Sedimentalter von 16 Jahren (Tschernobyl) auf den Teufenbereich von 0,34-0,35 m eingegrenzt werden. Das ^{137}Cs -Konzentrationsmaximum liegt innerhalb einer Hochwasserlage (Ereignislage Nr. 12, Abb. 2), wobei die darunterliegende organikreiche dunkle Lage ebenfalls noch eine erhöhte Aktivitätskonzentration (24,6 Bq/kg) aufweist. Der Tschernobyl-Reaktorunfall fand im Frühsommer 1986, in der Nacht vom 25./26. April 1986 statt. Hochwasserereignisse mit Maximaldurchflüssen um 300 m³/s wurden um den Zeitpunkt des Reaktorunfalls herum am 21.01.1986 (Winterhochwasser) und am 31.5./1.6.1986 (Sommerhochwasser) beobachtet. Aus dieser Konstellation ergibt sich die fol-

gende Zuordnung der Ereignislagen: Während des Winterhochwassers vom 21.01.1986 kam es zur Sedimentation der untersten, mit dem Kern MUL1HW erfassten Ereignislage (Ereignislage Nr. 13, Abb. 2). Die beginnende organische Sedimentation im Frühsommer 1986 (Zeitraum Februar bis Ende Mai 1986) wird durch die sich darüber befindliche organikreiche, dunkle Lage reflektiert. Innerhalb dieses Zeitraumes ereignete sich der Tschernobyl-Reaktorunfall mit der Folge des Eintrages von ^{137}Cs in das Seesediment. Im Ergebnis des darauffolgenden Sommerhochwassers vom 31.5./1.6.1986 kam es zu einer verstärkten Abschwemmung von ^{137}Cs -kontaminiertem Bodenmaterial und damit zu dem beobachteten ^{137}Cs -Aktivitätsmaximum innerhalb dieser im Muldestausee abgesetzten Hochwasserlage (Ereignislage Nr. 12, Abb. 2). Seit dieser Zeit führten die jüngeren Muldehochwässer zu einem weiteren, aber abklingenden ^{137}Cs -Eintrag in das Sediment des Muldestausees. Die durch den Reaktorunfall von Tschernobyl verursachte Cs-Kontamination, die in einigen Gebieten Deutschlands Belastungen bis 61000 Bq/m^2 erreichte (EINSELE & PFEFFER 1990), betraf im wesentlichen die obersten organischen Bodenschichten sowie die humosen Mineralbodenhorizonte. Eine Wasserlöslichkeit von Radiocaesium und damit eine einhergehende Verlagerung ist auszuschließen (BÖHM & PFEFFER 1990). Verursacht durch die enge Bindung des Radiocaesiums an die organische Substanz ist allerdings im Zuge von Abspülungsprozessen und dem damit verbundenen Austrag von Bodenfeinmaterial eine Überführung von ^{137}Cs in die Schwebstofffraktion gegeben. Diese Verlagerungsprozesse fanden entsprechend der ^{137}Cs -Verteilung im Kern MUL1HW bis zu Beginn der neunziger Jahre statt und können danach dann nicht mehr nachgewiesen werden (ab Ereignislage Nr. 8, Abb. 2). Mit dem Jahrhunderthochwasser im August 2002 war ebenfalls keine erneute ^{137}Cs -Mobilisierung verbunden.

Das ^{238}U -Radionuklid (Abb. 2) und die Gesamturangelhalte zeigen innerhalb des Kernes MUL1HW einen vom Liegenden zum Hangenden abnehmenden Konzentrationsverlauf. Dabei ist im Teufenbereich von 0,24-0,28 m eine sprunghafte Abnahme der ^{238}U -Aktivität auf das Niveau der mittleren natürlichen Konzentration zu beobachten. Dieser obere Kernbereich, der gegenüber dem unteren Kernbereich eine um das 6-fache geringere ^{238}U -Aktivität und eine Halbierung des Gesamturangelhaltes (20-41 ppm gegenüber 60-78 ppm U) im Seesediment des Muldestausees aufweist, kennzeichnet den Zeitabschnitt der neunziger Jahre und jünger ("Postwendezeit"). In ihm zeigt sich der abrupte Niedergang des Uranbergbaus und der Uranaufbereitung (Zwickauer Mulde; BEUGE AT AL. 1994) sowie der Verhüttungsindustrie im Freiburger Bergbaurevier. Die "Vorwende- bzw. DDR-Zeit" (vor 1989/90) ist durch maximale Urangelhalts- und Uranisotopenkonzentrationen gekennzeichnet. In den jüngeren Kernabschnitten ist im Zuge von Hochwasserereignissen eine schwache Mobilisierung von ^{238}U nachweisbar (Hochwässer 1995 und 2002).

4.2 Zeitmarken aus elementgeochemischen Untersuchungen

Gestützt auf die radiometrischen Ergebnisse, erbrachte die Analyse der Screeningproben des Kernes MUL1HW (Abb. 2) auf ihren Spurenelementgehalt und ihren Glühverlust (Organikäquivalent) eine Aufteilung des Kernes in zwei geochemisch voneinander unterscheidbare Sedimentationszeiträume: einen Kernabschnitt, der die „Vorwendezeit bzw. DDR-Zeit“ (1989 und älter; Teufenbereich: größer 0,26 m); und einen Kernabschnitt, der die „Postwendezeit“ (90iger Jahre; Teufenbereich 0 bis 0,26 m) widerspiegelt. Sie unterscheiden sich deutlich in ihren Elementgehalten (Gesamtkorngrößenfraktion), wobei das während der DDR-Zeit im Muldes-

tausee zur Ablagerung gelangte Sediment in der Regel höhere Konzentrationen insbesondere an organischen Elementindikatoren und Schwermetallen aufweist (Tabelle 1).

Im Vergleich zum „Postwendezeitraum“ spiegelt sich der höhere organische Eintrag der Mulde in das während des „Vorwende-Zeitabschnittes“ (1989 und älter) abgelagerte Seesediment in deutlich erhöhten Gehalten an Gesamtphosphor (Mittelwert aller untersuchten Kerne: ca. 2,1 % gegenüber ca. 1,1 % des „Postwendezeitraumes“), an Schwefel (im Mittel ca. 1,1 % gegenüber ca. 0,6 %) und im höheren Glühverlust (Kern MUL1HW: ca. 19 % gegenüber ca. 15 % in der <20µm-Sedimentfraktion) wider. Umgekehrt werden die geringeren klastischen Anteile innerhalb dieses Kernabschnittes durch niedrigere SiO_2 - (im Mittel ca. 45 % gegenüber ca. 53 %), Al_2O_3 - (im Mittel ca. 13 % gegenüber ca. 14 %; Tonmineralanteil) und Zr-Gehalte (im Mittel ca. 200 ppm gegenüber ca. 120 ppm; Schwermineralanteil) ausgewiesen.

Die zu DDR-Zeiten aus dem aktiven Berg- und Hüttenwesens stammende Freisetzung von Schwermetallen und anderer erzgebundener Elemente wird in dem hohen Konzentrationsniveau der Elemente As, Pb, Sn, Zn, Cd, Cr, Ni, Cu (siehe Tabelle 1), sowie U (im Mittel ca. 74 ppm gegenüber 30 ppm), Ba (im Mittel ca. 1372 ppm gegenüber ca. 939 ppm) und Sr (ca. 158 ppm gegenüber 117 ppm) deutlich.

Die Gehalte an den Elementen Zn, Cd, Pb, Cu, As und Sn dokumentieren innerhalb des Kernes vom Liegenden zum Hangenden einen kontinuierlichen Trend abnehmender Konzentrationen. Dabei zeigt sich, vor allem bei den Elementen Cu, Cd und Zn sichtbar, ab einem Teufenbereich von 0,26 m (ab Ereignislage Nr. 8; Abb. 2) eine sprunghafte Gehaltsabnahme. Damit wird nach elementgeochemischen Befunden die Zeitmarke der „politischen Wende“ (1989/90) fixiert, die mit der Schließung des Berg- und Hüttenwesens im Einzugsgebiet von Zwickauer und Freiburger Mulde einen abrupt-

ten Rückgang in den Einträgen der genannten Elemente verursachte.

Die Untersuchungsergebnisse der Screeningproben zeigen, dass mit den im Kern MUL1HW dokumentierten Hochwasserereignissen (Ereignislagen 1 bis 13; Abb. 2) keine maßgebliche Erhöhung in den Elementkonzentrationen (Schwermetalle und Erzelemente) im Seesediment verbunden ist. Eine Ausnahme bildet das August-2002-Hochwasser, das an den Bohrpunkten im Muldestausee einen 5-fach höheren Sedimentauftrag auf die Seebodenoberfläche des Muldestausees erbrachte. Dabei sind mit dem Sedimentauftrag deutliche Konzentrationserhöhungen bei den Elementen Sn, As und Pb im Oberflächensediment nachweisbar, die offenbar während des Hochwassers abgeschwemmtem Haldenmaterial (Freiberger Mulde) entstammen. Hingegen fügen sich die Gehalte der Elemente Zn, Cd, Cr, Ni, Cu (Tabelle 1) und U des Hochwassersedimentes in den seit den neunziger Jahren allgemein beobachteten Trend einer Verbesserung der Sedimentqualität ein.

4.3 Hochwasserereignisse und ihre Widerspiegelung im Seesediment abgeleitet aus Durchflussdaten der Mulde

Für eine verifizierbare Zuordnung der Hochwasserereignisse aus den Durchflussdaten der Mulde zu konkreten Ereignislagen im Seesediment sind die folgenden Überlegungen notwendig: Das Seesediment des Bitterfelder Muldestausees besteht aus einer makroskopisch sichtbaren Wechsellagerung heller Ereignislagen (Hochwasserlagen) und dunkler organikreicher Lagen. Nach den bisherigen Erfahrungen über das Schwebstoffangebot der Mulde bei erhöhten Durchflüssen führen Hochwässer mit einem mittleren Tagesdurchflusswert größer $300 \text{ m}^3/\text{s}$ (dies entspricht in etwa dem Fünffachen des mittleren Durchflusses der Mulde am ca. 15 Ki-

Tab. 1: Mittlere Elementgehalte im Sediment des Bitterfelder Muldestausees in Abhängigkeit vom Depositionszeitraum.

Zeitraum	n	As mg/kg	Pb mg/kg	Sn mg/kg	Zn mg/kg	Cd mg/kg	Cu mg/kg
August 2002 - Hochwasserlage	2	251 (±96) (183...319)	537 (±192) (401...673)	64 (±6) (59...68)	1225 (±59) (1183...1266)	21 (±1) (20...22)	160 (±20) (146...174)
"Postwende- zeitraum" (1989/90 bis August 2002)	13	171 (±23) (135...216)	294 (±16) (262...330)	44 (±9) (36...72)	1676 (±127) (1447...1885)	34 (±7) (27...54)	170 (±22) (148...233)
"Vorwendezeitraum bzw. DDR-Zeit" (1975 bis 1989/90)	9	283 (±90) (119...399)	340 (±63) (228...432)	46 (±8) (31...56)	2153 (±424) (1535...2895)	94 (±34) (41...145)	321 (±74) (216...435)
Tertiärer Untergrund	4	16 (±5) (11...23)	38 (±9) (31...50)	7 (±1) (6...8)	110 (±36) (76...155)	4 (±2) (2...7)	27 (±7) (21...36)
Oberflächensedi- ment (Gesamt- fraktion; BORN 1991)	36	225 (±60) (103...312)	327 (±44) (174...399)	n.b.	2490 (±430) (1160...3290)	78 (±19) (29...115)	286 (±64) (146...445)
Zeitraum	n	Cr mg/kg	Ni mg/kg	Ba mg/kg	U mg/kg	P ₂ O ₅ mg/kg	S mg/kg
August 2002 – Hochwasserlage	2	111 (±3) (107...111)	76 (±5) (69...76)	1112 (±124) (1024...1200)	19 (±2) (17...20)	5916 (±303) (5701...6130)	2276 (±334) (2039...2512)
"Postwende- zeitraum" (1989/90 bis August 2002)	13	120 (±11) (107...151)	89 (±6) (80...102)	939 (±112) (721...1168)	30 (±9) (20...45)	10735 (±2878) (7680...17260)	5951 (±2059) (3901...10950)
"Vorwendezeitraum bzw. DDR-Zeit" (1975 bis 1989/90)	9	216 (±38) (158...279)	118 (±14) (102...137)	1372 (±176) (952...1564)	74 (±22) (43...119)	20931 (±8374) (10280...32370)	11504 (±4872) (4311...18600)
Tertiärer Untergrund	4	83 (±7) (77...92)	32 (±2) (29...34)	522 (±58) (465...596)	52 (±55) (3...100)	2883 (±565) (2400...3670)	6382 (±2136) (3179...7544)
Oberflächensedi- ment ^{a)} (Gesamt- fraktion; BORN, 1996)	36	178 (±27) (117...247)	116 (±26) (55...186)	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.

Erläuterungen: Angegeben sind der Median (oben), die Standardabweichung (Mitte) und Minimumwert und Maximumwert (unten, in Klammer) der mittels RFA am Gesamtsediment (<2mm) bestimmten Elementgehalte. Die Gehalte der Zeitabschnitte „Postwendezeit“ und „Vorwendezeit“ erfolgte auf der Basis der zeitlichen Zuordnung der Sedimentkernabschnitte nach den in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Methoden. Eingegangen sind die Ergebnisse von insgesamt vier Kernen aus dem Friedersdorfer Becken und dem Hauptbecken des Bitterfelder Muldestausees. Den „tertiären Untergrund“ bilden die das Seesediment unterlagernden tertiären Schichten (ehemalige Tagebauoberfläche). ^{a)} nach BORN (1996); n.b. ... nicht bestimmt.

lometer unterhalb des Bitterfelder Muldestausees gelegenen Flusspegels Bad Dübén; mittlerer Durchflusswert der Mulde seit 1975: ca. $64 \text{ m}^3/\text{s}$; Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch, LFU Sachsen-Anhalt) mit hoher Wahrscheinlichkeit zur Ausbildung makroskopisch deutlich sichtbarer Hochwasserlagen im Seesediment des Bitterfelder Muldestausees. In Abhängigkeit von der Depositionsposition im Stausee werden dabei Lagenmächtigkeiten im cm-Bereich und darüber erreicht. Die Ereignislagen wechseln sich mit organikreichen Sedimentabschnitten (dunkle Lagen) ab, die verstärkte Phasen der Bioproduktion widerspiegeln, wobei die Bildung letzterer auf die saisonal wärmeren Abschnitte im Jahresgang (Früh-, Hoch- und Spätsommer) konzentriert sind.

Die genannte Konstellation führt dazu, dass mehrere, während einer Winterperiode stattgefundenene Hochwässer, sich im Sediment mehrere aufeinanderfolgende und innerhalb einundderselben Winterperiode stattgefundenene Hochwässer sich im Sediment nur in der Ausbildung einer makroskopisch sichtbaren Ereignislage widerspiegeln. Diese erscheint zwar entsprechend der Zahl der Hochwässer und ihres Verlaufes im Dünnschliffbild häufig gradiert, ist aber nicht von organikreichen, dunklen Lagen unterbrochen. Die Besonderheiten der winterlichen Hochwassersituationen werden im mikroskopischen, weniger im makroskopischen Bild des Lagenaufbaus der entsprechenden Ereignislage sichtbar. Hingegen führt jedes Sommerhochwasser zur Ausbildung einer eigenständigen makroskopisch sichtbaren Ereignislage im Seesediment. Dies allerdings nur, soweit der zeitliche Abstand zwischen aufeinanderfolgenden Sommerhochwässern für die Aktivierung der Bioproduktivität im See ausreicht. Die normale, biogen bestimmte Sommersedimentation, die zur Ausbildung einer dunklen Lage führt, wird bei Abwesenheit von Hochwässern in der darauffolgenden Winterperiode makroskopisch nicht unterbrochen,

d.h. beim Auftreten von Wintern mit niedrigen bis mittleren Durchflüssen kommt es zu keiner Ausbildung einer makroskopisch sichtbaren, hellgefärbten und mächtigen klastischen Lage. Im mikroskopischen Bild erscheinen diese dunklen Lagen allerdings differenziert.

Bei der makroskopischen Zuordnung der Hochwasserereignisse zu den im Sediment des Kernes MUL1HW auftretenden Ereignislagen fanden die genannten, saisonal bedingten Effekte ihre Berücksichtigung (Tabelle 2).

Seit dem 1. Mai 1975, dem Beginn der Flutung des ehemaligen Tagebaurestloches Muldenstein durch die Mulde, wurden 33 Hochwässer mit einem mittleren Tagesdurchfluss größer $300 \text{ m}^3/\text{s}$ registriert (Flusspegel Bad Dübén; Gewässerkundliches Jahrbuch, LFU Sachsen-Anhalt). Unter Berücksichtigung der oben erläuterten saisonal bedingten Effekte würden diese 33 Hochwässer (einschließlich des August-2002-Hochwassers) sich in 22 makroskopisch sichtbaren und von dunklen organikreichen Lagen abgegrenzten Ereignislagen widerspiegeln, die insgesamt im seit 1975 zur Ablagerung gelangten Seesediment des Muldestausees sichtbar werden sollten (Tabelle 2).

Der hier vorgestellte Kern MUL1HW lässt einschließlich der während des August-2002-Hochwassers abgesetzten Sedimentlage in summa 14 makroskopische Ereignislagen erkennen. Auf Grund der radiometrischen Ergebnisse (^{137}Cs) wird der Sedimentationszeitraum auf den Zeitraum vom Januar 1986 bis August 2002 eingegrenzt. In diesem Zeitraum wurden insgesamt 21 Hochwassersituationen (größer $300 \text{ m}^3/\text{s}$) registriert. Diese beinhalten 17 Winterhochwässer, verteilt auf 10 Winterperioden, und 4 Sommerhochwässer (Tabelle 2). Daraus ergibt sich, dass sich die registrierten 21 Hochwassersituationen entsprechend des oben erläuterten Konzeptes in 14 Ereignislagen im Sediment widerspiegeln müssten. Diese aus dem Modell abgeleitete Anzahl von Ereignislagen deckt sich mit den Feldbefunden, d.h. mit

Tab. 2: Zeitliche Zuordnung von Ereignislagen in Sedimentkernen aus dem Bitterfelder Muldestausee zu Hochwasserereignissen der Mulde mit einem Tagesdurchflusswert $Q \geq 300 \text{ m}^3/\text{s}$ unter besonderer Berücksichtigung des Kernes MUL1HW (Daten Flusspegel Bad Dübener, Angaben LfU Sachsen-Anhalt).

Zeitraum mit Tages- $Q \geq 300 \text{ m}^3/\text{s}$	Zuordnung der Ereignislagen im Kern MUL1HW	Hochwasserzeitraum (Datum)	Tagesdurchfluss Q (HW-Spitze; in m^3/s)	Maximaler Durchfluss Q (Einzelwert; in m^3/s)
<i>Zeitraum mit Tages-$Q < 300 \text{ m}^3/\text{s}$</i>				
HW-SoHj. 2002	0 hell	13.08.-18.08.2002	>>800	
<i>Sommer 2002</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 2001	1 hell	29.01.2002-30.01.2002	310 (30.01.2002)	
<i>Sommer2000+2001</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 2000	2 hell	10.03.2000-20.03.2000	426 (11.03.2000), 411 (19.03.2000)	
<i>Sommer 1999</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 1999	3 hell	03.03.1999-07.03.1999	414 (04.03.1999)	432 (04.03.1999)
HW-WiHj. 1999	hell	03.11.1998	305	335
<i>Sommer 1998</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 1998	4 hell	19.03.1998	344	357
<i>Winter 1996+Sommer 1997</i>	<i>dunkel</i>			
HW-SoHj. 1996	5 hell	10.07.1996	334	350
<i>Winter 1995+Frühsommer 1996</i>	<i>dunkel</i>			
HW-Spätsommer 1995	6 hell	02.09.1995-04.09.1995	588 (03.09.1995)	657 (03.09.1995)
<i>Sommer 1995 (Juli/August)</i>	<i>dunkel</i>			
HW-Frühsommer 1995	7	03.06.1995-04.06.1995	360 (04.06.1995)	451 (04.06.1995)
HW-WiHj. 1995		15.05.1995	263	311
HW-WiHj. 1995	hell	19.04.1995-21.04.1995	363 (20.04.1995)	371 (19.4.1995)
<i>Sommer 1994</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 1994	8	14.04.1994	308	368
HW-WiHj. 1994	hell	16.03.1994-18.03.1994	444 (17.03.1994)	486 (17.03.1994)
<i>Zeitraum1989-1993</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 1989	9 hell	20.12.1988-26.12.1988	311 (20.12.1988) 336 (26.12.1988)	373 (21.12.1988)
<i>Sommer 1988</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 1988	10 hell	22.03.1988-9.4.1988	309 (09.04.1988) 441 (28.03.1988)	449 (28.03.1988)
<i>Sommer 1987</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 1987	11	11.04.1987-14.04.1987	547 (12.04.1987)	654 (11.04.1987)
HW-WiHj. 1987		28.03.1987-31.03.1987	377 (30.03.1987)	392 (30.03.1987)
HW-WiHj. 1987		10.02.1987-12.02.1987	365 (11.02.1987)	454 (10.02.1987)
HW-WiHj. 1987	hell	30.12.1986-05.01.1987	591 (01.01.1987)	620 (01.01.1987)
<i>Sommer 1986</i>	<i>dunkel</i>			
HW-Frühsommer 1986	12 hell	31.05.1986-01.06.1986	266 (01.06.1986)	279 (01.06.1986)
<i>Frühsommer 1986</i>	<i>dunkel</i>			
HW-WiHj. 1986	13 hell	21.01.1986	292	326
<i>Zeitraum1984-1986</i>	<i>xx (dunkel)</i>	Niedrigwasserperiode (einzelne Tages- Q bis max. 266)		
HW-SoHj. 1983	XX (hell)	06.08.1983-08.08.1983	657 (07.08.1983)	960 (6.8.83)
<i>Sommer1982 + Winter 1983</i>	<i>xx (dunkel)</i>			
HW-WiHj. 1982	XX (hell)	01.02.1982	368	400
HW-WiHj. 1982		07.01.1982	343	357
HW-WiHj. 1982		28.11.1981	327	
<i>Sommer 1982</i>	<i>xx (dunkel)</i>			
HW-WiHj. 1981	XX (hell)	11.03.1981-17.03.1981	859 (13.3.81)	1020
		09.02.1981	301	309
<i>Winter 1980 + Sommer 1981</i>	<i>xx (dunkel)</i>			
HW-SoHj. 1980	XX (hell)	23.07.1980-25.07.1980	569 (24.7.80)	729 (24.7.80)
Frühsommer1980	<i>xx</i>			
HW-WiH80	XX	29.04.1980-04.05.1980	358 (3.5.80)	367 (3.5.80)
HW-WiH80		07.02.1980-08.02.1980	308 (7.2.80)	339 (7.2.80)
<i>Sommer 1978 + 1979</i>	<i>xx</i>	Niedrigwasserperiode (einzelne Tages- Q bis max. 279)		
HW-Frühsommer 1978	XX	09.05.1978-11.05.1978	641 (10.5.78)	810 (10.5.78)
Spätsommer1977 + Winter 1978	<i>xx</i>			
HW-SoH77	XX	12.08.1977-13.08.1977	344 (13.8.77)	378 (13.8.77)
<i>Sommer 1976 + Winter 1977</i>	<i>xx</i>			
HW-WiH1976	XX	13.01.1976-18.01.1976	605 (16.1.76)	636 (16.1.76)
<i>Sommer 1975</i>	<i>xx</i>			
Flutungsbeginn des Muldestausees: 1.5.1975				

der im Kern MUL1HW gefundenen makroskopisch sichtbaren Anzahl von 14 Ereignislagen (Tabelle 2, Abb. 2).

Neben den radiometrischen Ergebnissen wird die Zuordnung der im Kern MUL1HW dokumentierten Ereignislagen zu den registrierten Hochwassersituationen der Jahre 1986 bis 2002 auch durch die elementgeochemischen Befunde gestützt. Der in Folge der „politischen Wende“ 1989/90 begründete und im Seesediment des Bitterfelder Muldestausees nachgewiesene Rückgang der Gehalte an Schwermetallen (u.a. Zn, Cd, Cu, Ni, Cr) und an anderen Indikatorelementen (z.B. Phosphor) fällt in den Bereich zwischen den registrierten Hochwasserereignissen der Winterperioden 1988 (Ereignislage Nr. 9) und 1994 (Ereignislage Nr. 10; Abb. 2, Tabelle 2). Er dokumentiert eine vierjährige Niedrigwasserperiode (1989-1993) und ist durch die Ausbildung einer dunklen organikreichen Lage ausgewiesen. Sie bildet den Abschluss des beschriebenen unteren ca. 0,14 m mächtigen Kernabschnittes, der auf Grund höherer Organikanteile makroskopisch einen deutlich dunkleren Eindruck macht und verschwommenere Lagengrenzen aufweist.

5 Schlussfolgerungen

Flussstauseen sind geeignete Sedimentfallen zur Rekonstruktion von Hochwässern und deren Auswirkungen in Vergangenheit und Gegenwart. Dabei erweist sich der Bitterfelder Muldestausee als Modellbeispiel, um den ereignisspezifischen realen Schwebstoffauftrag im Stausee bei Hochwassersituationen in Abhängigkeit verschiedener Einflussfaktoren (z.B. Durchfluss, Hochwasserverlauf u.a.) zu studieren. Insbesondere für die Hochwasserforschung historischer und geologischer Zeiten können die dabei gewonnenen Ergebnisse genutzt werden. Dies betrifft Schlussfolgerungen zur Sedimentationsrate, d.h. zum realen Auftrag an

Schwebstoff bzw. Feinstsediment in Seen, die einen Anschluss an ein Fließgewässer besitzen, und Schlussfolgerungen zur zeitlichen Fixierung von Ereignislagen in anderen geowissenschaftlich nutzbaren Hochwasserarchiven (z.B. Hochflutsedimente, Auelehm).

Die am Sedimentkern aus dem Bitterfelder Muldestausee erzielten Ergebnisse der zeitlichen Zuordnung von Ereignislagen zu spezifischen Hochwassersituationen lassen weiterhin praktische Schlussfolgerungen zur Hochwasservorsorge und zum Hochwassermanagement zu. Sie zeigen, dass trotz des hohen Wirkungsgrades der Sedimentfalle „Bitterfelder Muldestausee“ (weit über 90% des gesamten von der Mulde transportierten Schwebstoffes gelangen im Flusstausee zur Ablagerung), der durch Hochwässer erfolgte reale Sedimentauftrag an Feinstschweb auf die Seebodenoberfläche pro Ereignis auch bei Extremhochwässern relativ gering ist und sich im cm-Bereich bewegt. Auf der Basis der historischen Häufigkeit von Hochwasserereignissen wird damit die Eignung des Bitterfelder Muldestausees als langjährig wirksame Sedimentfalle (mindestens 500 bis 700 Jahre) für das untere Mulde-Elbe-Gebiet bestätigt. Damit werden Möglichkeiten zur Einbindung anderer natürlich oder anthropogen geschaffener Staubereiche in das Hochwassermanagement von Flusseinzugsgebieten aufgezeigt.

6 Danksagungen

Die Untersuchungen wären ohne die freundschaftliche und uneigennützigte Hilfe und die vielfältigen Erfahrungen unseres Freundes und Kollegen PROFESSOR DR. B. SCHARF (Magdeburg) nicht möglich gewesen. Sie reichten von der Logistik, über die Gewinnung der Kernproben, ihrer Lagerung bis hin zur sachgerechten Öffnung der Kerne. Für die zeitweilige Unterstützung bei den durchgeführten Bohrkampagnen möchten wir den Herren M. HERZOG

(Magdeburg), DIPL.-GEOGR. ST. KNETSCH (Halle), DR. M. PIRRUNG (Jena) danken. Für die Mitarbeit bei der Öffnung der im April 2002 entnommenen Sedimentkerne danken wir DIPL.-ING. (FH) A. ARNOLD (Leipzig) recht herzlich. Die laborativen Arbeiten wurden in gewohnter sorgfältiger und gewissenhafter Art und Weise von TH. BERGER (Leipzig; Glühverlust) und I. FRÖHLICH (Leipzig; RFA) durchgeführt. Dem STAATLICHEN UMWELTFACHAMT LEIPZIG (Stufa) danken wir für die kostenlose Bereitstellung von Durchflussdaten der Mulde (Pegel Bad Dübén), dem WASSERSPORTCLUB FRIEDERSDORF E.V. für die Möglichkeiten zur Unterstellung unserer Bootsaurüstungen. DIPL.-MIN. W. CZEGKA, M.Sc. und DIPL.-CHEM. CHR. HANISCH (Leipzig) möchten wir für zahlreiche fachliche Hinweise zur Probenchemie und -analytik danken. Teilergebnisse der Arbeiten erfuhren 2003/04 eine finanzielle Förderung im Rahmen des BMBF-Adhoc-Hochwasserprojektes (Nr. 0330492).

7 Literatur

- BEUGE, P., GREIF, A., HOPPE, T., KLEMM, W., KLEEBERG, R., KLUGE, A., MOSLER, U., STARKE, R., ALFARO, J., HAURAND, M., KNÖCHEL, A. & MEYER, A. (1994): Erfassung und Beurteilung der Schadstoffbelastung des Muldesystems. – In: Statusberichte 1994 "Die Belastung der Elbe Teil I – Elbenebenflüsse" Bundesministerium für Bildung, Wissenschaft, Forschung und Technologie: 27-37; Forschungszentrum Karlsruhe GmbH.
- BÖHM M. & PFEFFER K.H. (1990): Geoökologische Studien in der durch den Reaktorunfall von Tschernobyl hoch kontaminierten Region südlich Tannheim/Oberschwaben. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, 7: 31-65; Universität Tübingen.
- BORN J. (1996): Sedimentgeochemie des Muldestausees bei Bitterfeld. – Heidelberger Beitr. Umwelt-Geochemie, 9: 226 S.; Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- EINSELE G. & PFEFFER K.-H. (1990): Untersuchungen über die Auswirkungen des Reaktorunfalls von Tschernobyl auf Böden, Klärschlamm und Sickerwasser im Raum von Oberschwaben und Tübingen. – Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, 7: 151 S.; Universität Tübingen.
- JENDRYSCHIK K. (2003): Schwebstofffrachten der Mulde am Zufluss zum Bitterfelder Muldestausee in den Jahren von 1991 bis 2001 und die Sedimentation im See. – Jb. Sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig, 2001-2002: 240-249; Stuttgart/Leipzig.
- JUNGE, F.W., DUCKHEIM, W., MORGENSTERN & P., MAGNUS, M. (2001): Sedimentologie und Geochemie obereozän-unteroligozäner Typusprofile aus dem Weißelsterbecken (Tagebau Espenhain). – Mauritiana 18 (1): 25-59; Altenburg.
- JUNGE, F.W., HANISCH, CHR., ZERLING, L., CZEGKA, W., ARNOLD, A., JENDRYSCHIK, K.; MORGENSTERN, P., TREUTLER, H.-C. & SCHARF, B. (2004): Arbeitspaket 3.6.: Untersuchungen im Bitterfelder Muldestausee zu den Auswirkungen des Hochwassers vom August 2002 auf die Schwermetallgehalte von Schwebstoffen und Sedimenten. – In: W. Geller, K. Ockenfeld, M. Böhme, A. Knöchel (Hrsg.): Schadstoffbelastung nach dem Elbe-Hochwasser 2002 UFZ Leipzig-Halle GmbH u.a., Endbericht des BMBF-Adhoc-Verbundprojektes PTJ0330492: 136-158; Leipzig.
- LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ SACHSEN-ANHALT. Jährlich. Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Elbegebiet. Teil 1.
- MAGNUS, M. (1998): Mikroskopische Phasen- und Kornformanalyse klastischer Sedimentite mittels Bildanalyse am Beispiel des Unterturons der Elbezone. – Diss., TU Ber-

- gakademie Freiberg, Institut für Geologie:
118 S.; Freiberg.
- ZERLING, L., MÜLLER A., JENDRYSCHIK, K.,
HANISCH, C. & ARNOLD, A. (2001): Der
Bitterfelder Muldestausee als Schadstoff-
senke. Entwicklung der Schwermetallbelas-
tung von 1992 bis 1997. – Abh. d. Sächs.
Akad. d. Wiss. zu Leipzig, Math.-nat. Kl.,
59, (4): 69 S.; Stuttgart (Hirzel).

Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany)

THOMAS TERBERGER, PIM DE KLERK, HENRIK HELBIG, KNUT KAISER & PETER KÜHN^{*)}

Dedicated to Prof. Dr. Konrad Billwitz on the occasion of his 65th birthday

Keywords: Late Weichselian, NE Germany, landscape development, palaeoecology, human settlement

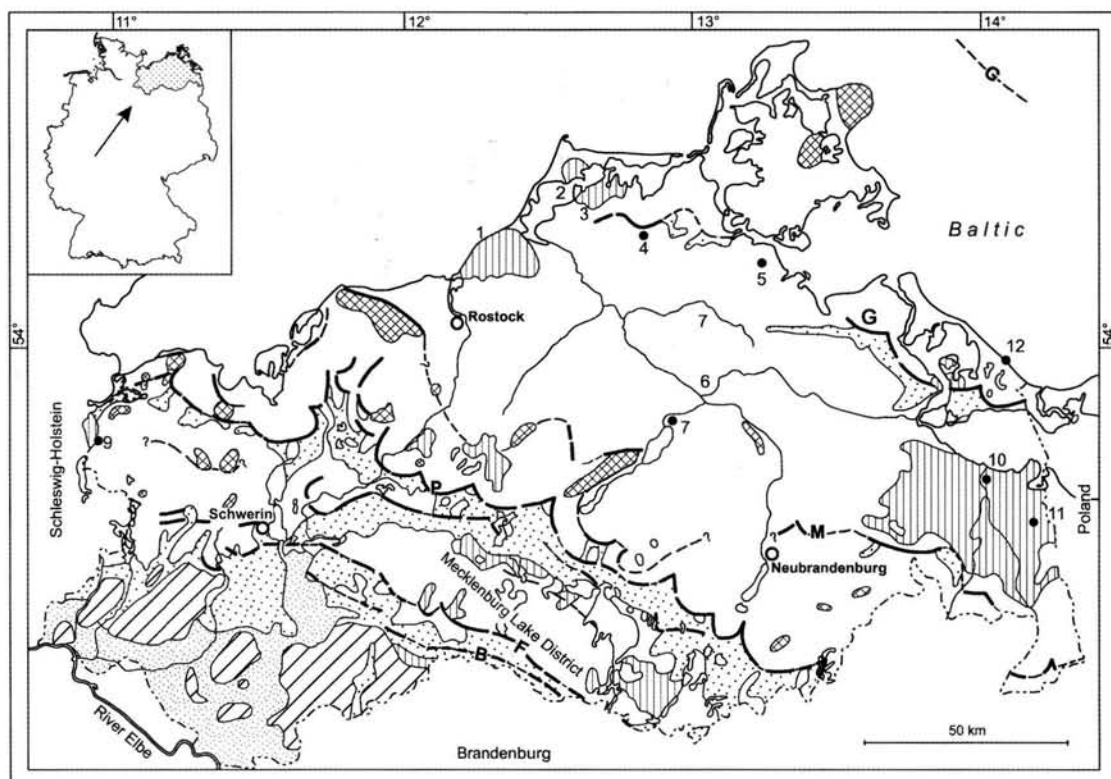
Abstract: This paper presents the results of recent studies on the Weichselian Lateglacial in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). The development of basins and valleys is illustrated with some examples. Soil formation could be demonstrated for the transition Pleniglacial-Lateglacial, the Allerød, and the Early Younger Dryas. Aeolian processes occurred predominantly during the Younger Dryas, whereas formation of cryogenic soil features is inferred for the colder periods of the Lateglacial. Detailed palynological analyses cover the complete Lateglacial and allow a reconstruction of the vegetation in relation to climate. Archaeological findings give information on the development of the fauna and on human settlement. Finally an integrated model of landscape development is presented.

1. Introduction (TT, PdK)
2. Sedimentation processes, geomorphological development and soil formation
 - 2.1 Deglaciation and development of basins and river valleys (KK)
 - 2.2 Relic cryogenic macrofeatures/ Periglacial phenomena (HH, PK)
 - 2.3 Aeolian processes (KK)
 - 2.4 Soil formation (PK, KK, HH)
3. Vegetation history and palaeoclimate (PdK)
4. Development of the fauna (TT)
5. Human settlement (TT)
6. Integrated summary

1 Introduction

Research into Lateglacial landscape development and archaeology in the Federal State Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany) made some major progress during the last years, partly within the framework of a large priority program of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG: German Research Council; cf. ANDRES & LITT 1999; LITT 2003). It was possible to develop a new picture of the Lateglacial landscape development by means of detailed geomorphological, palaeohydrological, palynological and soil-scientific research of different study areas (cf. Fig. 1); in some cases geoscientific research was connected directly with archaeological field work. Numerous corings, as well as extensive observations and analyses of excavated soil profiles and open trenches

^{*)}Anschrift der Verfasser: PD Dr. THOMAS TERBERGER, Lehrstuhl für Ur- und Frühgeschichte, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Hans-Fallada-Straße 1, D-17487 Greifswald, Germany, terberge@uni-greifswald.de; Dr. PIM DE KLERK, Botanisches Institut, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, Grimmerstraße 88, D-17487 Greifswald, Germany; Dr. HENRIK HELBIG, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 34, D-06118 Halle (Saale), Germany; Dr. KNUT KAISER, Fachbereich Geographie, Universität Marburg, Deutschhausstraße 10, D-35032 Marburg; Dr. PETER KÜHN, Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung, Justus-Liebig-Universität, Heinrich-Buff-Ring 26 (IFZ), D-35392 Giessen, Germany

**Discussed sites and areas:**

- 1 Rostocker Heide area
- 2 Altdars area
- 3 Barther Heide area
- 4 Endinger Bruch area with Final Palaeolithic sites Endingen VI and Nienhagen as well the pollendiagram HBG
- 5 Kettle hole Reinberg
- 6 "Valley grid" of Vorpommern
- 7 Till plains of Vorpommern
- 8 Late Palaeolithic sites at the river Peene bank near Verchen
- 9 Final Palaeolithic site Lüdersdorf
- 10 Profile Ueckermünder Heide (ZG 8)
- 11 Late Palaeolithic sites Hintersee 24 and Mützelburg Forst 9 (MF 9)
- 12 Site Bansin

Glacial sediments and structures:

- Terminal moraine
- Terminal moraine, probably course
- Push moraine
- Outwash plain
- Ice-marginal valley
- Large glaciolacustrine basin
- Saalian morainic deposits
- Mainly till plain; near the coast: coastal sediments

Terminal moraines of the Weichselian:

- B Brandenburg-stage (~ 20 Ka BP)
- F Frankfurt-stage
- P Pomeranian-stage (~ 15 Ka BP)
- M Mecklenburg-stage
- G Gardno-stage (~ 14 Ka BP)

Fig. 1: Landscape structures in Mecklenburg-Vorpommern and the location of the study areas discussed in the text.

provide a basis for geomorphological and pedological research of hitherto unknown extent. New was the application of soil micromorphology, whereas detailed palynological analyses provided high-resolution pollen diagrams now covering the complete Lateglacial.

This paper summarises the current state of knowledge, compares some aspects with neighbouring areas, and integrates the results in a

model of landscape development of Mecklenburg-Vorpommern during the Weichselian Lateglacial. It is in this sense the successor of two earlier summarising papers (BILLWITZ et al., 1998, 2000).

Interpretation of data of the Weichselian Lateglacial is complicated due to a widespread confusion on stratigraphic terminology (cf. e.g. BOKELMANN et al. 1983; BOCK et al., 1985; Us-

Tab. 1: Correlation of the vegetation phases of Vorpommern (cf. Fig. 5) with frequently used stratigraphic schemes of the Weichselian Lateglacial (after: DE KLERK, 2002, p. 297). Dates in radiocarbon years BP.

Van der Hammen (1957)		Mangerud et al. (1974)		Hoek (1997); cf. Van Geel et al. (1989)	Menke (1968)	Bokelmann et al. (1983); cf. Bock et al. (1985)	Usinger (1985)	Usinger (1997)	Lowe & Gray (1980)	Vegetation phases of Vorpommern (De Klerk 2002)
HOLOCENE		EARLY FLANDRIAN	Preboreal	Late Preboreal 9500	Präboreal (Holozän)					Early Holocene Betula/Pinus forest phase
			10000 Early Preboreal 10150							
LATE GLACIAL	Younger Dryas	LATE WEICHSELIAN	Younger Dryas 11000	Late Dryas 10950	Jüngere Tundrenzeit	Jüngere Dryaszeit			Younger Dryas Stadial	Open vegetation phase III
	Allerød interstadial		Allerød 11800	Allerød 11900	Allerød-Interstadial Mittlere Tundrenzeit Bölling-Interstadial	Allerød-Interstadial Mittlere Dryaszeit Bölling-Interstadial	Bölling-Allerød Komplex	Allerød-Interstadial	Lateglacial Interstadial	Lateglacial Betula/Pinus forest phase
	Older Dryas		Older Dryas 12000	Earlier Dryas 12100	Grönitz-Oszillation	Ältere Dryaszeit	Helianthemum-Betula nana PAZ			Open vegetation phase II
	Bølling interstadial (sensu lato)		Bølling 13000	Bølling 12450 Earliest Dryas 12900	Meiendorf-Intervall	Meiendorf-Intervall/Interstadial	Hippophaë-Betula nana PAZ	Meiendorf-Interstadial		Hippophaë phase
										Open vegetation phase I
										Late Pleniglacial
PLENI-GLACIAL		MIDDLE WEICHSELIAN		Late Pleniglacial	Pleniglacial, Endphase					

INGER 1985, 1997; LITT & STEBICH 1999; LITT et al. 2001; DE KLERK 2002, 2004 b; ERIKSEN 2002) (cf. Table 1 and the section "vegetation history and palaeoclimate"). The present paper is neither suitable for a lengthy discussion on the terminological problems nor appropriate for the proposal of a solution out of the confusion. In this text, therefore, the 'traditional' terminology is used in a loose informal sense. The term "Bølling" is used according to the 'Dutch' stratigraphy of HOEK (1997; cf. VAN GEEL et al. 1989) and thus can be correlated with the later part of the "Meiendorf" (cf. Table 1). In many cases both terms can be combined as "Bølling/Meiendorf". The term "Allerød" is used in its 'classical' sense and thus encompasses both the "Bølling-Allerød Komplex" of USINGER (1985) and the sequence of "Bølling Interstadial - Mittle Dryaszeit - Allerød Interstadial" or "Bølling - Oldest Dryas - Allerød" of BOKELMANN et al. (1983), BOCK et al. (1985) and LITT & STEBICH (1999) (cf. Table 1). The terms "Earliest Dryas" and "Earlier Dryas" are used according to the 'Dutch' stratigraphy of HOEK (1997) and VAN GEEL et al. (1989) (though the present authors do not completely agree on the dates of these phases as given in Table 1). The "Earliest Dryas" in this sense corresponds with the first part of the "Meiendorf" (cf. Table 1). Finally the concept of "Younger Dryas" (though "Late Dryas" would be more appropriate) is used in its 'traditional' sense (cf. ISARIN 1997 and Table 1). Other scientific methods used in the various disciplines discussed in this paper were described in great detail in previous publications (e.g. HELBIG 1999a; KAISER 2001; DE KLERK 2002; KÜHN 2003a).

2 Sedimentation processes, geomorphological development and soil formation

2.1 Deglaciation and development of basins and river valleys

Three main Weichselian till beds and four major Weichselian terminal moraines are present in Mecklenburg-Vorpommern (MÜLLER et al. 1995; Fig. 1). Unfortunately, a reliable absolute chronology of the Weichselian ice decay is still absent. The extensive deglaciation after the Mecklenburg Glacial Advance dates around 14000 ^{14}C years BP according to radiocarbon data from the southern Baltic area (GÖRSDORF & KAISER 2001).

In recent years basins of all sizes as well as small valleys in Mecklenburg-Vorpommern were geomorphologically and palaeoecologically investigated. Together with material from older studies there are now around 100 informative and mainly palynologically dated lacustrine/fluvial sequences available for stratigraphic statements (KAISER 2002, 2004). The recent investigations, in contrast to the older studies, are characterised by a higher number of analysed profiles per basin („transect studies") and a higher resolution of individual profiles.

The investigated basins can be classified as large glaciolacustrine basins (former proglacial lakes, $>100\text{ km}^2$), medium-sized lakes ($0.03\text{--}100\text{ km}^2$), and kettle holes ($<0.03\text{ km}^2$). The development of the Lateglacial large lakes in the southern Baltic basin (e.g. LEMKE 1998) will not be discussed here.

During the last deglaciation around 14000 ^{14}C years BP large proglacial lakes existed in the coastal region of NE Germany (cf. Fig. 1) in which at first layers of clay and silt sedimentated with thicknesses up to 5 m, followed by a deposition of fine- and medium-grained sand up to 15 m thickness (Fig. 2A). Locally shallow-water gyttja and aeolian sand occur that date in the early Lateglacial, indicating that the final

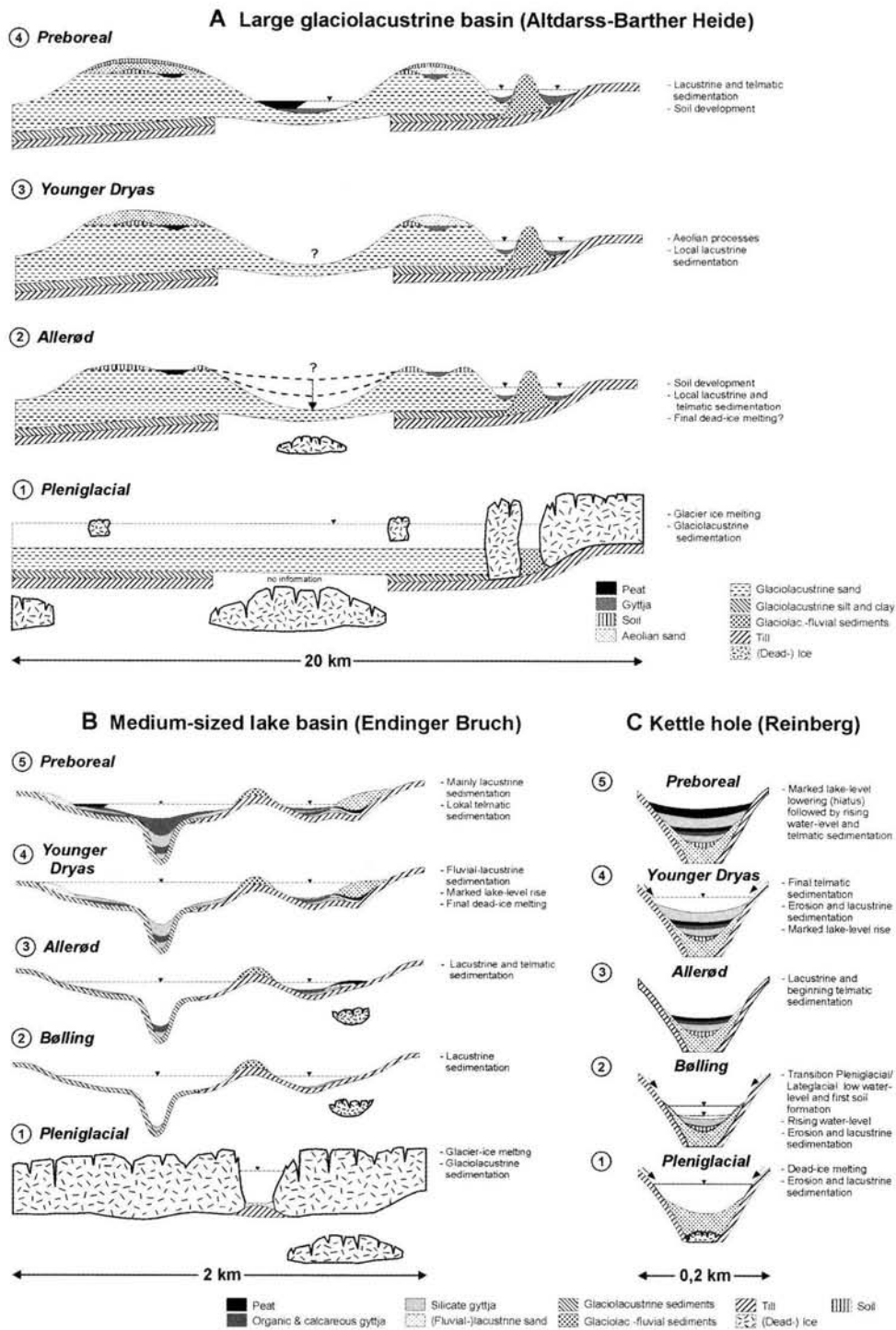


Fig. 2: Late Pleistocene and Early Holocene basin development in NE Germany. A: Large glaciolacustrine basin, example Altdarss-Barther Heide (after: KAISER 2001); B: Medium-sized lake basin, example Endinger Bruch (after: KAISER 2001); C: Kettle-hole, example Reinberg (after: DE KLERK et al. 2001).

phases of large lakes occurred in the Pleniglacial (KAISER 2001). Particular varied and well-dated findings from the late Lateglacial and early Holocene were derived from the basins of the Ueckermünder Heide (the area of the so-called "Haffstausee"), the Altdarss, and the Barther Heide area (e.g. KAISER 2001; BOGEN et al. 2003; KÜHN 2003a; KAISER et al. 2003, submitted). These findings include soils, peat beds and shallow-water gyttja which indicate that during the Allerød and the early Younger Dryas more or less dry conditions persisted in the large glaciolacustrine basins; lakes were only locally present (often as the result of dead-ice melting). During the late Younger Dryas basin sands were redeposited by wind over large areas. In the early Holocene these large basins were terrestrial - though locally also lacustrine-telmatic - in character. In the Atlantic period parts of the glaciolacustrine basins came under marine influence and became integrated in the Baltic Sea or in coastal lagoons.

The development of medium-sized lake basins within the time-frame under consideration can be illustrated with the Endinger Bruch area (approx. 12 km²) within the nearly flat till-plains in northern Vorpommern (Figs. 1, 2B). This area is with over 1000 geological profiles and a large quantity of chronological data one of the most intensively studied basins of this size in NE Germany (TERBERGER 1998; DE KLERK 2002; KAISER 2004 b). Another intensively studied area is the Biesenthal basin 20 km north of Berlin (CHROBOK & NITZ 1995). An accelerated melting of buried dead-ice was reconstructed for the early Lateglacial (Earliest Dryas and Bølling). The majority of profiles show a beginning of sedimentation processes with silicate gyttja and organic silicate gyttja in the Bølling. The Earlier Dryas is characterised by deposition of predominantly clastic gyttja and fluvial sand that indicate a local sedimentary differentiation. The sediments of the Allerød (organic gyttja, calcareous gyttja, and peat) allow the

reconstruction of a lacustrine environment without any fluvial influence. The final melting of dead-ice can be dated in the late Allerød or the early Younger Dryas. Fluviolacustrine sand (partly appearing as coarse sand bearing stones and blocks) was deposited during the Younger Dryas and indicate a maximal hydrological event involving a rise of the lake level of 2 m compared to the lake level of the Allerød. In the Preboreal a lowering of the water-level occurred with a "calm" lacustrine sedimentation.

The Lateglacial genesis of a kettle hole is shown with the Reinberg basin as example (DE KLERK et al. 2001; Figs. 1, 2C). Combined sedimentological, palaeoecological, and micromorphological investigations allow a high resolution study of the basin sequence. It was possible for the first time in the area glaciated during the Weichselian to give a characterisation of local palaeoenvironmental conditions within the basin of the transition from Pleniglacial to Lateglacial. The basal basin filling consists of (glacio-) lacustrine sands from the Pleniglacial in which a thin humous soil horizon (the "Reinberg horizon") has developed. During the early Lateglacial silicate gyttja was deposited, indicating a water body in the basin and a high water-borne input of suspended minerogenic matter from the surrounding basin slopes. In the Allerød mainly organic gyttja was deposited, indicating an increased primary production and reduced soil erosion. Formation of brownmoss peat started at the end of the Allerød and still continued at the onset of the Younger Dryas. Soon, however, a rise of the water-level induced the formation of a new water body with the sedimentation of a sequence of organic gyttja and silicate gyttja. In general the gyttja suggests an intensification of erosion processes attaining a maximum at the end of the Younger Dryas. A sudden lowering of water levels at the beginning of the Holocene is responsible for a sedimentary hiatus, which is a widespread phenomenon in small basins in NE Germany (cf. DE KLERK

2004 a). Afterwards a new water body did not develop in the Reinberg basin: only slowly rising water levels induced the development of a small peatland in which sedge/brownmoss peat was formed.

The sedimentation processes of medium-sized lakes and kettle holes in NE Germany are summarised by KAISER (2001). About 90 % of these basins had a beginning of sedimentation in the Lateglacial, 38 % in the Allerød. In general basin-forming dead-ice melting processes can be dated from the Pleniglacial up to the Early Holocene. An earlier phase of intensified dead-ice melting can be placed in the Earliest Dryas and Bølling/Meiendorf and a main concentration in the late Allerød and the early Younger Dryas. Over a third of the profiles include basal peat mainly from the Allerød, which ended regularly in a secondary position due to settling as the result of dead-ice melting. Characteristic for the Lateglacial is deposition of silicate gyttja, with the exception of peat and of gyttja deposits rich in carbonates and organic matter (mainly originating from the Allerød). The dominant silicate input during the Lateglacial is due to an only thin vegetation cover, disorder in the fluvial regime (braiding), and an unstable overall relief (ablation, gully erosion, dead-ice melting). Sedimentation of organic gyttja, calcareous gyttja and peat characterises the early Holocene. This is mainly due to a reduction of silicate input and an increase in primary production. Many basins show a prominent increase in lake-levels during the Younger Dryas (cf. e.g. KAISER 1996, 2001, in press b; HELBIG 1999a; LORENZ 2003).

The fluvial structures in Mecklenburg-Vorpommern can be divided into a grid of large NE-SW- and NW-SE-oriented valleys in the east (i.e. following the direction of the glaciers, or following a direction along the glacier front) and into a 'chaotic network of small valleys' in the Mecklenburg Lake District in the west and south (cf. Fig. 1). Situated along the eastern and

the western border of Mecklenburg-Vorpommern are the major Oder and Elbe river valleys which are not discussed in this paper.

Some older studies on formation and Lateglacial development of the eastern "valley grid" – summarised by JANKE (2002) – assume that valley incision is linked to the last deglaciation. Periodically the valley system drained the large proglacial lake of the "Haffstausee". The Lateglacial and Early Holocene are generally characterised by water-level fluctuations and phases of erosion and accumulation. For the Allerød relative low water-levels with sedimentation of organic gyttja and formation of peat were reconstructed, whereas the Younger Dryas seemed to be characterised by more intensive fluvial dynamics, higher water-levels and the sedimentation of clastic sediments. A phase of strong valley incision was identified for the end of the Younger Dryas and the Preboreal. In the early Holocene the valleys still contained small lakes formed by the melting of dead-ice. The groundwater-level was low in the flood plain area and terrestrial soils were formed.

Recently it was possible to investigate several smaller valleys of the "valley grid" of Vorpommern (KAISER & JANKE 1998; HELBIG & DE KLERK 2002). Valley sections show peat layers that could be dated to the Allerød covered by clastic sediments attributable to the Younger Dryas. This latter phase differs from the Allerød by seasonally larger discharges and prominent higher drainage levels in combination with more intensive fluvial dynamics. Incidentally lacustrine sediments were deposited during the early Younger Dryas. Compared to recent conditions, the channels with flowing water were much wider and drainage levels were 1–1.5 m higher during the Younger Dryas. Also the "chaotic network of small valleys" in the Mecklenburg Lake District shows evidence of intensified fluvial dynamics during the Younger Dryas (ROTHER 2003). There are indications that at the transition to the Holocene a braided-

like fluvial pattern in the small valleys changed to a more stable single-channel system (HELBIG & DE KLERK 2002; DE KLERK 2004 a).

2.2 Relic cryogenic macrofeatures

2.2.1 Sand-filled fissures and sand wedges

In total about 80 sand-filled features were observed exclusively in the till plains of the Mecklenburg Glacial Advance. The frost structures reach only rarely depths of more than 180 cm. Their shapes and widths are variable, but normally they have a width of approximately 10 cm in their central parts. The widths decrease at greater depths. Above the real fissure, a funnel-like upper opening occurs. All forms are without any exception filled with fine sand. Often they are covered by a layer of silty coversand ("Geschiebedecksand") (Fig. 3): this is the upper part of the till that was influenced by former periglacial processes and by Lateglacial and Holocene pedogenesis (HELBIG 1999a, 1999b; KÜHN 2003a, 2003b).

The grain size distribution of the fissure fillings as well as quartz grain surface analyses clearly demonstrate that the filling material neither is eroded till material nor silty coversand, but that it is of aeolian origin. The filling sand shows often features of lessivation (i.e. brownish, vertical transferred clay is visible). The upper part of the sand structures is often disturbed. This is probably the result of solimixtion and of disturbance of the active layer by former permafrost or deep seasonally frozen ground (cf. KOZARSKI 1974; HOFFMANN & BLUME 1977; MACKAY 1993). Thickness of the disturbed zone and/or the silty coversand (including tilled soil) ranges between 30–70 cm; mean thickness is 50 cm. Many sand structures are more or less deformed. MURTON & FRENCH (1993) describe a downslope bending as a phenomenon of thawing sand-wedge sand that moved in downslope direction with the overlying material.

At the moment it is not possible to say whether the forms in Vorpommern are sand wedges or seasonally frozen ground soil wedges. Large, well developed sand wedges are known to indicate permafrost conditions (MURTON 1996). Smaller sand-filled wedges, on the other hand, also may occur outside the range of permafrost (DIJKMANS 1989; MURTON 1996; MURTON et al. 2000). Direct dating of the filling sands by means of radiocarbon dating or thermoluminescence was not successful (HELBIG 1999a). Considering the present knowledge on the Lateglacial palaeoenvironment of Vorpommern the most favourable conditions of formation were during the period between the deglaciation and the beginning of the Lateglacial and during the Younger Dryas. Because most of the features in Vorpommern are not large and well developed, there are three possibilities for their genesis:

1: Formation might have been under conditions of continuous permafrost during the late Pleniglacial. In that case large forms could not develop because too little time remained until temperatures rose at the beginning of the Lateglacial.

2: Formation was under conditions of discontinuous permafrost during the late Pleniglacial and early Lateglacial or Younger Dryas. In that case the higher temperatures (compared to continuous permafrost conditions) as well as the too short time-span limited the growth.

3: The structures were formed under conditions of strong seasonally frozen grounds during the late Pleniglacial and/or early Lateglacial or the Younger Dryas: then large forms could not develop because temperatures were too high.

A main or second phase of sand wedge development during the Younger Dryas cannot be excluded (KÜHN 2003b). A prerequisite for the formation of primary mineral-filled frost wedges is aeolian sand transport on a snow-free surface in winter (DIJKMANS 1989): this indicates cold and dry climatic conditions in

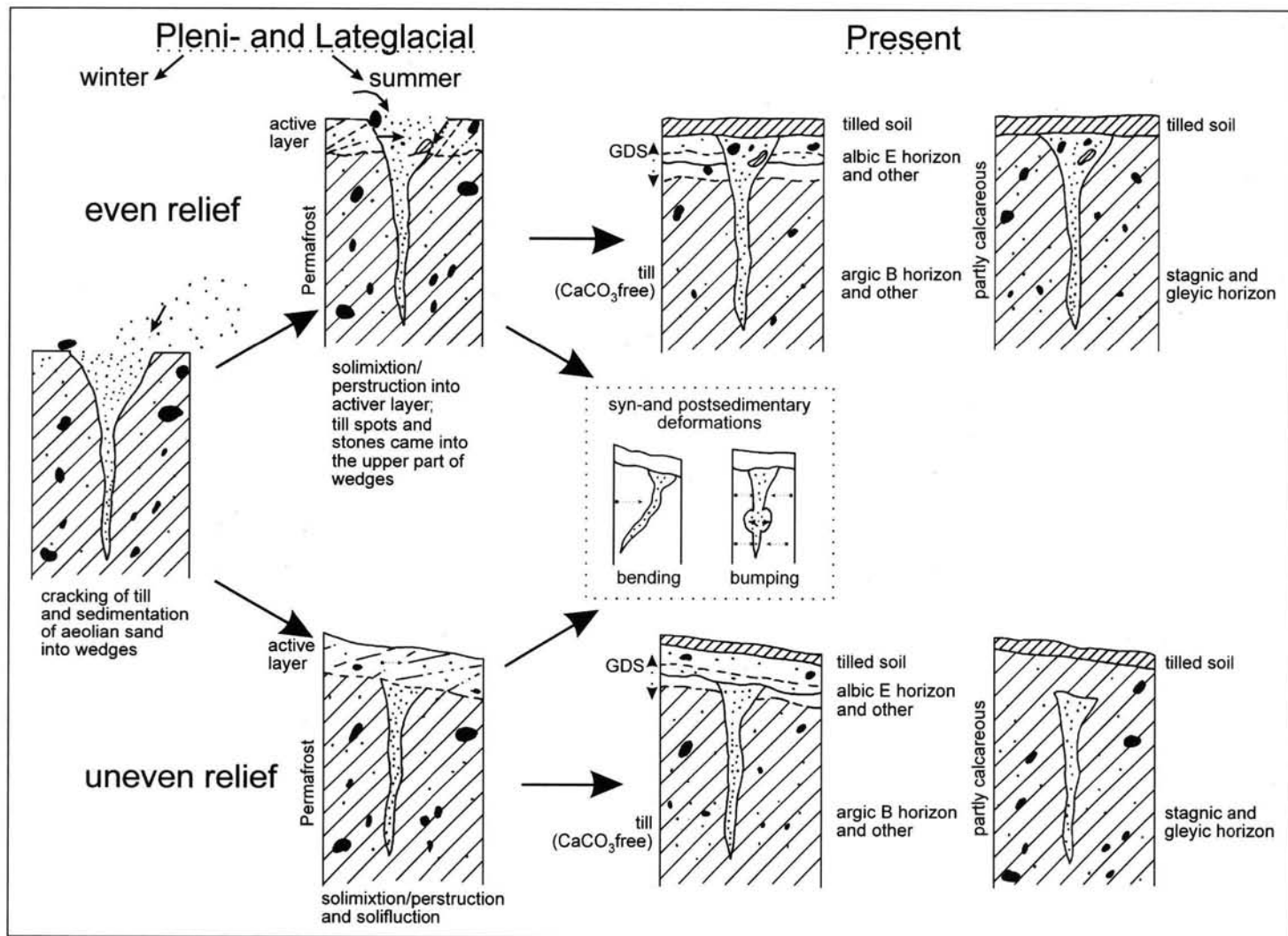


Fig 3: Genesis of relic sand fissures under influence of the active layer and of pedogenetic processes.

Vorpommern during the formation of the fissures. However, sand-wedge formation might have occurred at wind-exposed and snow-free sites, which therefore might only indicate dry microclimatic conditions.

2.2.2 Cryoturbations

Most cryoturbations are located in sediments of basins and valleys because of their high amount of soil water and a layering of sediments of different texture (HELBIG 1999a). Typical are both diapirs and drop-like forms. On higher till plains deformations in sand-filled fissures occur. The fissures show bump-like deformations due to thaw and freeze cycles.

In two cases cryoturbations could be positively dated in the Younger Dryas: at the locations „Bansin“ (HELBIG 1999a) and „Grimmen 4“ (HELBIG & DE KLERK 2002). At some other localities cryoturbations occur in sand that also is likely to date from the Younger Dryas (HELBIG & DE KLERK 2002).

The cryoturbations described in this paper and by KLIEWE & SCHULTZ (1970) belong to the smaller forms (amplitude <0.6 m) sensu VANDENBERGHE (1988), who states that these are an indication for a Mean Annual Air Temperature (MAAT) $\leq -1^{\circ}\text{C}$. With the due caution because of the only few hard datings, this value may count as indication for the temperature regime in Vorpommern during the Younger Dryas.

2.3 Aeolian processes

Aeolian sand sheets and sand dune complexes in Mecklenburg-Vorpommern cover a total area of approximately 450 km² (SEELER 1962). Dune fields mainly occur in the SW part of the Federal State (extension ca. 300 km²) on the Weichselian outwash plains and on the adja-

cent Saalian till plains. Other areas with Late-glacial aeolian sediments are within the large glaciolacustrine basins in the coastal region of today's Baltic Sea and in the distal parts of the large outwash plains of the Mecklenburg Lake District (cf. Fig. 1). After an initial formation during the Late Pleistocene/Early Holocene, the aeolian landscapes were strong influenced by man-made erosion and accumulation during the Late Holocene (KAISER et al. 2002).

An exceptional feature in the Weichselian till plains of Vorpommern is the occurrence of some loess deposits; there are, however, no detailed sedimentological analyses of these sediments (cf. SCHÖNHALS 1944; BRAMER 1961). A study from NW Poland demonstrates that on a local scale sedimentation of loess might have occurred in the late Pleniglacial north of the Pomeranian terminal moraines (ISSMER 1999). The accumulation of silt in ca. 30 % of the topsoil-profiles (silty coversand: see above) indicates that some aeolian activity also occurred on a broader scale. Similar finds can be found in buried soils and lacustrine sediments. Ice wedges filled with fine sands indicate aeolian activity during the Pleniglacial and early Lateglacial or Younger Dryas on the till plains.

During recent years dunes and sand sheets were identified in the large glaciolacustrine basins of the Ueckermünder Heide, the Rostocker Heide, the Barther Heide and the Altdarss area that could be attributed to the Younger Dryas with various dating methods (KAISER 2001; KÜHN 2003a; LUDWIG 2002; BOGEN et al. 2003; KAISER et al. submitted; cf. Fig. 4). Furthermore there are indications of some local aeolian activities during the Older Dryas. As a rule, the aeolian sands of the Younger Dryas cover terrestrial soils („Finow-Soil“, „Usselo-Soil“), peat, or gyttja. The various dates allow the assumption that stable land surfaces still persisted in the early Younger Dryas: the aeolian processes therefore, must be placed in the later Younger Dryas and the Younger Dryas-Prebo-

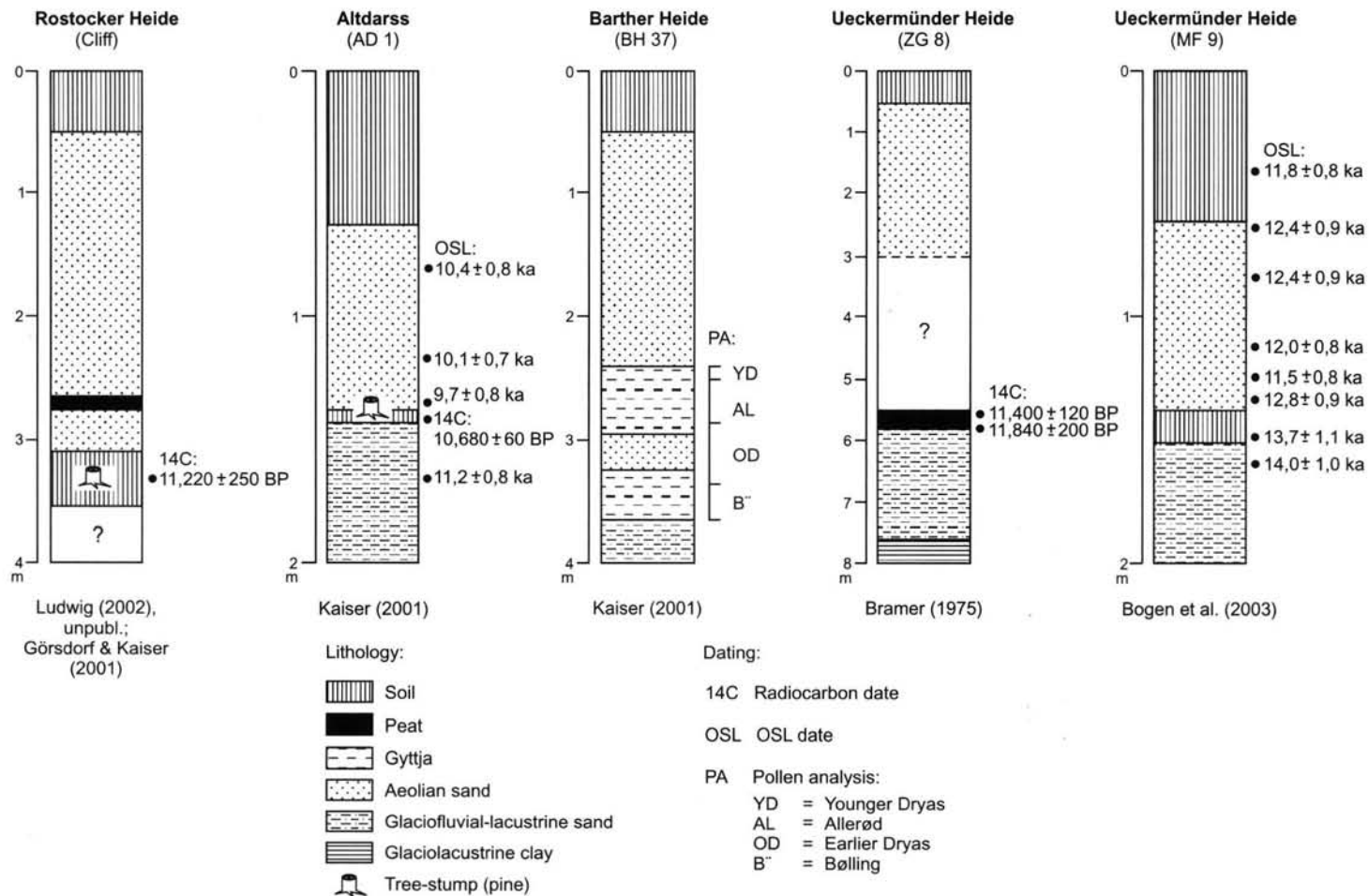


Fig. 4: Dated dunes and cover sand profiles in Northeast Germany.

real transition, respectively (KAISER in press a). The lithological features allow the reconstruction of aeolian episodes/events. The aeolian sediments can be parallelised with the "younger cover sands" as found in NW Germany, NW Denmark and in The Netherlands (KOLSTRUP 1991; KASSE 1999). Until now there is no evidence found in Mecklenburg-Vorpommern of aeolian activity during the early Holocene as is known from Brandenburg and W Poland (BUSSEMER et al. 1998; SCHIRMER 1999) with the exception of the Elbe river valley (CASPER & SCHWARZ 1998).

A prominent morphological differentiation of aeolian formations is observable: in the northwestern and southern regions of Mecklenburg-Vorpommern there is a dominance of aeolian sand covers up to 4 m in thickness with weakly developed relief and low dunes, whereas some prominent dune complexes of up to about 25 m in height exist in the southwestern and the eastern regions. It is uncertain whether this reflects a palaeoclimatic differentiation ("oceanic/continental", cf. BÖSE 1991) or whether a more or less random cause should be assumed, i.e. dependent of the form and consistency of the aeolian drift areas. The position of aeolian sand sheets and dune fields in the medium-scaled relief, the orientation of dated longitudinal and parabolic dunes, and measurements of the direction of deposition suggest that sand was mainly transported from west to east during the Younger Dryas (KAISER 2001).

2.4 Soil formation

Research into Lateglacial soil-genetic processes was twofold: on the one hand studies concentrated on soils influenced by (ground)water, on the other hand relic and buried soils of terrestrial sites were investigated. The discovery of the "Reinberg horizon", a fossil Ah-horizon (DE KLERK et al. 2001), date the oldest known soil

formation in NE Germany after the Weichselian glaciation at the transition from the Pleniglacial to the Lateglacial. New results on the Lateglacial formation of soils influenced by groundwater (e.g. Gleysols, Dystric Gleysols, Histosols, and peat horizons) were predominantly derived in the context of studies on landscape genesis (KAISER 2001).

Several soil types could be demonstrated for terrestrial sites with sandy parent material, such as weakly podsolised Regosols, Arenosols and peat layers in the areas of the Rostocker Heide, Altdarss, and Barther Heide (KAISER 2001; KAISER et al. submitted), and thin Cambisols (Bwb-horizons) near Lake Krakower See (LORENZ 2003) and in the Ueckermünder Heide area (BOGEN et al. 2003; KÜHN 2001, 2003a). The thin buried Cambisols are comparable with the so-called Finow soil in Brandenburg (cf. (BUSSEMER et al. 1998). These Bwb-horizons are stratigraphically positioned similarly as the Usselo soil in The Netherlands and Poland (cf. VAN GEEL et al. 1989, MANIKOWSKA 1991).

A ca. 3 km² large Lateglacial surface buried by aeolian sands was discovered in the Altdarss area (KAISER submitted; cf. Fig. 4). Tree-stump horizons of *Pinus* as well as wood remains of *Betula* and *Populus* were excavated *in-situ*. These buried soils (Histosols, Gleysols, podzolic Arenosols) could be dated into the earlier part of the Younger Dryas by means of radiocarbon dates, OSL dates and palynological analysis. The covering with aeolian sand, thus, must have occurred during the Younger Dryas-Preboreal transition.

Polygenetic Lateglacial/Holocene soils are widespread on the gently undulating till plains (inclination mostly $\leq 2^\circ$) of the Mecklenburgian glacial advance. Dominating soil types are albi(c)-(-stagnic) Luvisols and (stagnic) Albeluvisols sensu FAO (1998) with a simplified typical horizon sequence Ap/Bw/(Eb)/(EBtb)/Btb(g)/C (KÜHN 2003a, 2003b). Basal boulder clay (sandy loam to loamy sand), which is the

parent material of soil formation, is largely covered by a silty sand-layer of 40–70 cm in thickness. Cambic horizons were formed mainly in this silty sand-layer, whereas the (stagnic) Luvisols predominantly occur in the boulder clay (HELBIG 1999a; KÜHN 2003a).

It is still widely accepted that periglacial solimixtive processes during the Late Weichselian caused homogenisation of the upper 40–70 cm of the ground, the silty coversand and led to the formation of the “Geschiebedecksand” (BUSSEMER 2002). Nevertheless the genesis of silty coversands in the North German lowlands is recently discussed to be mostly of Holocene pedogenic origin (HELBIG 1999a). Up to now the Luvisols mentioned above were interpreted to have been formed during the Holocene (e.g. REUTER 1990) or during the Lateglacial (KOPP 1970).

Systematic micromorphogenetic investigations of (Albe-)Luvisols (KÜHN 2003a, 2003b) revealed that numerous fragments of rounded limpid clay coatings occur within periglacial formed lenticular micro-plates. As the Younger Dryas is the latest phase during which these lenticular micro-plates can have been formed, the clay illuvation must have occurred earlier. Also fragments of clay coatings in periglacial formed Bt-streaks (occurring in E- and E+Bt-horizons) prove that clay illuvation occurred during the Lateglacial. Undisrupted clay coatings next to fragments of clay coatings in both cases mentioned previously show a subsequent clay illuvation during the Holocene (KÜHN et al. 2002). These micromorpho-stratigraphic findings are supported by a buried Lateglacial Bt horizon in the Ueckermünder Heide area (KÜHN 2003a: 59). The aeolian sediments, covering this Bt horizon were OSL-dated at 9.6 ± 0.6 ka. A younger formation of the Bt horizon can be excluded by micromorphological analysis.

Contrary to the widely accepted soil-genetic hypothesis of a formation of Luvisols exclusively during the Holocene, therefore, clay illuviation

is a pedogenic process that also occurred during the Lateglacial, at least during the warmer phases. Other pedological processes that already were accepted for the Lateglacial on sites not influenced by groundwater are decalcification, accumulation of organic matter (formation of Ahb-horizons), podzolisation, and silicate weathering (formation of Bwb-horizons).

3 Vegetation history and palaeoclimate

With the palynological study of the cores Reinberg C (DE KLERK et al. 2001) and Hoher Birkengraben (DE KLERK 2002, Fig. 5) high-resolution pollen diagrams from Vorpommern became available that cover the complete Lateglacial. In order to interpret and correlate pollen diagrams from NE Germany independent of the existing confusing stratigraphic terminology a sequence of ‘Vegetation phases of Vorpommern’ was introduced (DE KLERK 2002; cf. Table 1). These vegetation phases, however, are only applicable for palynological data and hardly have relevance for geomorphological, pedological or archaeological studies, as these are mainly carried out without direct connection to palynological investigations. A discussion of the vegetation history in terms of Greenland Stadial and Interstadials as proposed by the INQUA-INTIMATE Group according to the oxygen isotope record in the Greenland ice-cores (BJÖRCK et al. 1998) is still hazardous due to the absence of a combined palynological and oxygen isotope dataset in NE Germany. The newly proposed biostratigraphy of the Eifel region of LITT & STEBICH (1999) and LITT et al. (2001), that predominantly follows the stratigraphic views of B. Menke (MENKE 1968; BOKELMANN et al. 1983; BOCK et al. 1985; cf. Table 1), is based on a stratigraphic/geochronologic scheme that is illogically defined, and uses a revised interpretation of the type locality Bøllingsø that is insufficiently supported by the actual dataset of

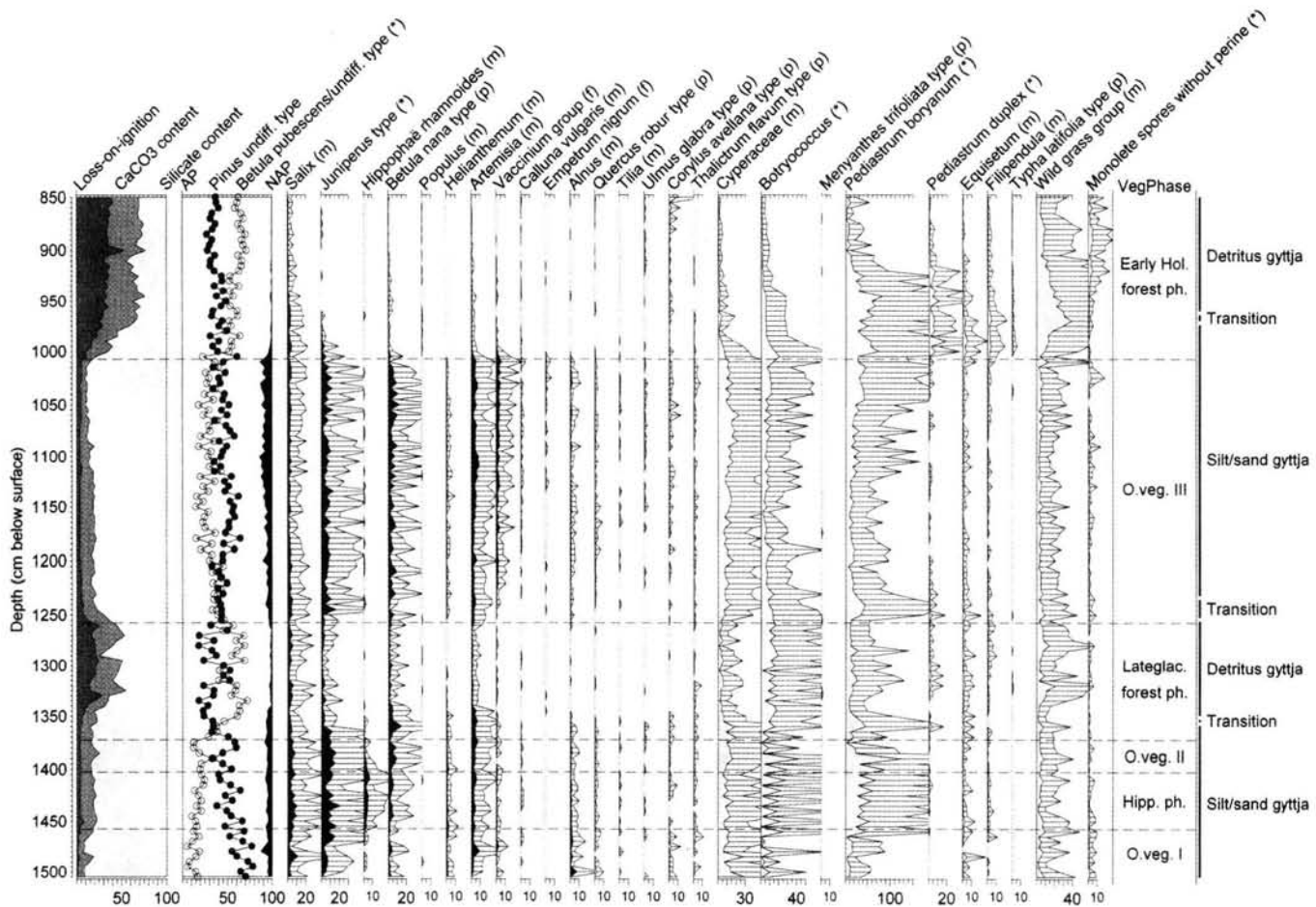


Fig. 5: Pollen diagram 'Hoher Birkengraben' from the Endinger Bruch, selected pollen types (modified after DE KLERK 2002). The curves are displayed with an additional 5-times exaggeration (open curves with depth bars). Solid curves: types included in pollen sum; dotted curves: types excluded from pollen sum (for pollen frequency calculation and pollen type nomenclature see DE KLERK 2002). For details on pollen type nomenclature (f, m, p, *) see DE KLERK (2002).

this locality (cf. DE KLERK 2004 b). For these reasons, the present authors are of the opinion that the LITT & STEBICH (1999) and LITT et al. (2001) stratigraphic/geochronologic scheme is a somewhat problematic alternative to the traditional division of the Weichselian Lateglacial. Since hardly any reliable (AMS-) ^{14}C -dates are connected directly with pollen diagrams in Mecklenburg-Vorpommern, a chronology of the vegetation phases as presented by DE KLERK (2002) is still a matter of hypothetical correlation and interpretation.

During the first vegetation phase in the Lateglacial, the Open vegetation phase I (Earliest Dryas or earlier phase of the Meiendorf; cf. Fig. 5), the upland was inhabited by a vegetation of predominantly herbs and (dwarf)shrubs. Incidentally, also *Betula* trees must have been present, as could be demonstrated in the Reinberg researches (DE KLERK et al. 2001). This phase starts probably with an only minor temperature rise compared to the preceding Pleniglacial (DE KLERK et al. 2001) and, thus, must be interpreted as still relatively cold compared to the following Lateglacial vegetation phases.

During the *Hippophaë* phase (Bölling/Meiendorf) *Hippophaë* thickets expanded prominently in this open landscape. As *Hippophaë* needs relative high summer temperatures for flowering (KOLSTRUP 1979), this phase is interpreted to have been relatively warm (DE KLERK 2002; DE KLERK et al. 2001). The fact that *Hippophaë* shrubs were not outshadowed by expanding *Betula* trees suggests that climate was too dry for the latter taxon to expand considerably (cf. USINGER 1997), or that soil conditions were still immature (cf. VAN GEEL 1996).

Open vegetation phase II (Earlier Dryas) was again dominated by herbs and (dwarf)shrubs. Especially some minor diagrams from the Endinger Bruch area (DE KLERK 2002) indicate prominent stands of *Juniperus*. This indicates that this vegetation phase represents a vegetation regression, which is probably the result of

a decrease in summer temperatures (DE KLERK 2002). A comparison of pollen diagrams from northern Vorpommern with those of S Mecklenburg, N Brandenburg and the Berlin area carried out by DE KLERK (2002) and DE KLERK & STOLZE (2002) shows that this vegetation phase is not or only very slight discernible in the southern pollen diagrams. This is interpreted to be the result of higher summer temperatures in the southern regions due to which *Hippophaë* was able to maintain itself for a longer period, or in these regions climate and/or environment was more favourable for *Betula* trees which consequently expanded earlier than in the northern regions and suppressed *Hippophaë*.

Sediment data from the Reinberg basin indicate that during the Lateglacial precipitation had gradually increased (DE KLERK et al. 2001). As a result of this, and/or as the result of the development of more mature soil conditions, *Betula* trees were able to expand in northern Vorpommern at the beginning of the Lateglacial *Betula*/*Pinus* forest phase (Allerød). The upland vegetation, however, remained predominantly open for some time (cf. Fig. 5). A sharp decrease in NAP-values around 1340 cm depth marks the sudden closing of the birch forests: these now dominated the upland. The low values of pollen attributable to *Pinus* indicate an only minor presence of pine trees during the Lateglacial *Betula*/*Pinus* forest phase. This is in contrast with pollen diagrams from S Mecklenburg, Brandenburg and the Berlin area, which show a prominent *Pinus* phase in the later period of the Allerød. This difference is attributed to a dominance of pine on the sandy soils of the prominent outwash-plains in the south, whereas the northern till plains carried a forest of predominantly birch trees (THEUERKAUF 2003).

The sharp decrease in CaCO_3 -content in core Hoher Birkengraben around 1285 cm depth (cf. Fig. 5) might reflect a sedimentary reaction on a short-time acidification of the environment after the Laacher See eruption: the 'Re-

inberg C' pollen diagram includes the Laacher See tephra at a palynostratigraphic level similar to the decline of CaCO_3 -content in Fig. 5. An analysis of many pollen diagrams from NE Germany indicates that the vegetation probably did not directly react on a decrease of temperatures induced by the volcanic eruption; increased precipitation and consequent temporal water level increases, as well as extremely intensive lightning activity and consequent increased fire might have temporarily disturbed the vegetation on a small scale (cf. THEUERKAUF 2003; DE KLERK et al. submitted).

The pollen diagram of Fig. 5 shows that during Open vegetation phase III (Younger Dryas) an open upland vegetation consisting of *Artemisia*, *Ericales*, several shrubs such as *Juniperus*, *Hippophaë*, dwarf birches, and probably shrubs of *Salix*, persisted. Trees of *Betula* and *Pinus* most likely were present as single specimens, not forming closed stands. NAP-values show that maximum openness occurred at the end of this phase. As far as openness is related to cold, this contradicts studies that place maximum coldness of the Younger Dryas at its beginning (cf. e.g. ISARIN 1997; ISARIN & BOHNCKE 1999). Openness, however, may also be the result of drought.

It is remarkable that in pollen diagrams from N Vorpommern the Younger Dryas is represented without any exception with thicker sediments than those of the Allerød, while in general (but not always) a change from organic sediments to clastic sediments occurs. In the southern regions, on the contrary, the sediments from the Allerød always are the thicker ones (as far as these are completely preserved), and a change to clastic sediments normally does not occur. It is interpreted that these differences are caused by a denser vegetation (at least along the basin slopes) in the southern regions due to which soil erosion was severely hampered and consequently thick clastic sediments were not washed into the basins. This denser vegetation also is

attributed to slightly warmer conditions in the southern regions than in the north (cf. DE KLERK 2002; DE KLERK & STOLZE 2002).

The sharp decrease of NAP-values at the transition to the Early Holocene *Betula*/*Pinus* forest phase (Preboreal; cf. Fig. 5) shows that the upland vegetation suddenly closed: dense forests of birch and pine trees developed rapidly. The vegetation probably reacted on the rise in temperature without major time-lag, as the forests could develop quickly from the incidental stands of birch and pine already present in the previous open phase (cf. HOEK 2001). At the beginning of the Early Holocene *Betula*/*Pinus* forest phase several Lateglacial 'relic' plants still must have been present, as can be concluded from the values of pollen attributable to *Juniperus*, *Betula* shrubs, *Artemisia*, and *Ericales* (cf. Fig. 5). Along the basin margins a lake-shore vegetation consisting of *Typha latifolia*, *Equisetum*, *Filipendula* and later *Poaceae* (possibly *Phragmites*) seem to have developed. A short, open vegetation phase during the Early Holocene as reconstructed for other regions in Europe (BEHRE 1978; VAN GEEL et al. 1981) is not registered in the diagram Hoher Birkengraben: the conspicuous peak of pollen attributable to wild grasses is interpreted as a pollen signal of the wetland vegetation and not as an expansion of upland grasses (cf. DE KLERK 2002).

The observed differences between the northern and the southern regions indicate that during the Lateglacial a sharp climate gradient existed in NE Germany. A present gradient is explainable by the influence of the Baltic Sea, but it is more difficult to explain such phenomenon for a period where the Baltic Sea did not yet exist. Steep climate gradients in Europe during the Lateglacial, however, might be due to the existence of steep temperature gradients between the ice cover in Scandinavia and the prominent continental climate on the ice-free continent (cf. COOPE & LEMDAHL 1995).

4 Development of the fauna

As evidence on the Lateglacial and early Holocene faunal record of NE Germany is limited, it is necessary to integrate information from neighbouring areas as well. Recent studies demonstrated that earlier dates of important faunal finds based on stratigraphic or palynological observations alone are sometimes unreliable. An AMS-date of the aurochs skeleton from Potsdam-Schlaatz (Brandenburg), traditionally dated to the Younger Dryas, now ascribes the find to the early Preboreal (BENECKE 2002). Although direct dating makes progress (cf. e.g. LILJEGREN & EKSTRÖM 1996), there is still unreliable information incorporated in the Lateglacial faunal record of N Germany and S Scandinavia (Fig. 6).

The large mammal fauna of the early open vegetation phase (Bølling/Meiendorf) was probably dominated by reindeer (*Rangifer tarandus*). This is demonstrated by numerous reindeer remains from the well known Meiendorf site north of Hamburg (KRAUSE 1937). Also in Denmark there is evidence of this species for that period since ca. 12500 ¹⁴C years BP (AARIS-SØRENSEN 1992; HOLM 1996). In Scania reindeer is not present before 12000 BP because there was probably previously no landbridge (continuously) established for the seasonal migrations of the species at that time.

At Meiendorf reindeer remains from the Bølling/Meiendorf are accompanied by few horse (*Equus ferus*) remains, whereas two elk (*Alces alces*) bones detected above the find layer cannot be reliably ascribed to the Bølling/Meiendorf (cf. KRAUSE 1937). An isolated AMS-date of elk remains from Scania suggests presence of the species in northern regions around ca. 12400 BP (LILJEGREN & EKSTRÖM 1996). It is also possible that wolf (*Canis lupus*) already lived in the Danish territory at the end of the Bølling/Meiendorf (AARIS-SØRENSEN 1992, 146). Smaller faunal elements like

hare, grouse, some birds and fish also contributed to the faunal record in Schleswig-Holstein (KRAUSE 1937).

Remains of mammoth (*Mammuthus primigenius*) were not found at archaeological sites from the Bølling/Meiendorf in the north. The youngest mammoth finds from South Scandinavia are dated at ca. 13000 ¹⁴C years BP and it is argued that the species closely followed the retreating ice front (AARIS-SØRENSEN 1992; LILJEGREN & EKSTRÖM 1996). Engraved stone slabs from Gönnersdorf demonstrate that the large herbivore was known in the Rhineland in the Magdalénien (STREET et al. 1994; TERBERGER 2002), but mammoth was of no relevance for the subsistence strategy at that time. Although information is limited, reindeer seems to be the dominant (hunting) game of the early Lateglacial in the northern lowlands. It is unclear to what extent the exploitation of sea mammals was important at that time (cf. e.g. SERANGELI 2003).

The faunal record in Vorpommern during the Allerød is demonstrated at the site Eendingen VI where some elk bones prove hunting of the species. Elk is also represented at Klein-Nordende (Schleswig-Holstein) dated to ca. 12000 ¹⁴C years BP (BOKELMANN et al. 1983). Because elk is also present at sites in Denmark it can be assumed that this species was an important hunting game in the early Allerød (Fig. 6). A worked giant deer (*Megaloceros giganteus*) antler piece from Eendingen VI and another isolated find of a worked skull of giant deer from Lüdersdorf suggest that this large herbivore also lived in the Allerød landscape of NE Germany. Some giant deer remains from Denmark and Scania demonstrate that this species also existed in these regions around 11600 ¹⁴C years BP (cf. KAISER et al. 1999). The presence of a herbivore with a possible antler width of more than 3.5 m indicates that the forest cannot have been very dense and that open environments still must have existed in the Allerød. This interpretation is supported

		MD	eAL	IAL	eYD	IYD	ePB
	1	●			●	●	●
	2	●	●		●		
	3	●	●	●	●	●	●
	1	●				●	
	2		●		●		●
	3			●	●		●
	1					●?	
	2		●				
	3		●	●	●		
	1		●			●?	●
	2		●				●
	3	●	●	●		●	●
	1					●	
	2						
	3	●					
	1						●
	2						●
	3			●			●
	1						●
	2						●
	3						●
	1						
	2						●
	3						●
	1						●
	2						●
	3						●
	1						
	2						
	3						●

Fig. 6: Evidence of Lateglacial large mammals in Schleswig-Holstein (1), Mecklenburg-Vorpommern/Brandenburg (2) and Denmark/Scania (3). MD: Bølling/Meiendorf; eAL: early Allerød; IAL: late Allerød; eYD: early Younger Dryas; IYD: late Younger Dryas; ePB: early Preboreal. Sources: KRAUSE (1937), AARIS-SØRENSEN (1992), ERIKSEN (1996), LILJEGREN & EKSTRÖM (1996), BENECKE (2000, 2004), CLAUSEN (2004). Order of species: reindeer, wild horse, giant deer, elk, wolf, brown bear, aurochs, red deer, roe deer, wild pig.

by isolated finds of reindeer from Denmark and Schleswig-Holstein from the Allerød (CLAUSEN 2004) as well as a horse rib from Eendingen VI (KAISER et al. 1999) and AMS-dated horse bones from Scania (LILJEGREN & EKSTRÖM 1996). Further new faunal elements in Denmark in the (younger) Allerød are brown bear (*Ursus arctos*) and beaver (*Castor fiber*). Beaver is also present at the Federmesser site Alt-Duven-

stedt LA 120B (Schleswig-Holstein) together with few burnt bones of fox and bird (CLAUSEN 2004). Birds and fish also were demonstrated at Eendingen VI as remains of bones of grouse and pike (KAISER et al. 1999). The large mammals indicate a faunal record with a combination of (surviving) open landscape and woodland species for the (early) Allerød.

If the faunal evidence of the Allerød from N

Germany is compared with more southern areas, the latter show a remarkable greater variety of species. For example elements like red deer and roe deer are present in the Rhineland in the (younger) Allerød (cf. e.g. BAALES 1997). Red deer, roe deer and wild pig were (also) present in the rock shelters (abris) of the Leinebergland (STAESCHE 1994). These finds demonstrate that a variety of woodland elements were typical for the faunal record in the *Mittelgebirgszone* close to the northern lowlands. A dog mandible from the Abri Bettenroder Berg dated to the late Allerød belongs to the early evidence of domesticated wolves, so that species might have occurred in the Lateglacial of N Germany as well. The earliest evidence for a dog from Mecklenburg-Vorpommern was detected at the Preboreal find layer of site Rothenklempenow (BENECKE 2004).

With the start of the Younger Dryas at around 10800 BP/ 10800 cal. BC we can expect major changes of the environment (see above). Traditionally the fauna of the Younger Dryas is characterised by a dominance of reindeer: a lot of undated remains of that species from N Germany, Denmark, Scania and Bornholm probably date to that time (cf. e.g. BENECKE 2000; LILJEGREN & EKSTRÖM 1996; CASATI et al. 2004). The well known archaeological site of Stellmoor in the Ahrensburg tunnel valley is completely dominated by reindeer bones (KRAUSE & KOLLAU 1943; BRATLUND 1990). Recent AMS-dates of few warmer elements in the faunal record of Stellmoor indicate that these belong to a younger, Postglacial find layer that was not recognised during the Stellmoor excavation in the 1930s (BRATLUND 1999). It is possible that few elk remains from Stellmoor and the nearby site of Borneck belong to the Younger Dryas but a connection to the Postglacial has also to be taken into consideration (BENECKE 2004). More reliable evidence for presence of elk in the Younger Dryas comes especially from Scania where some horse re-

mains and one elk find could be dated to the period between ca 11000 – 10500 ¹⁴C years BP (LILJEGREN & EKSTRÖM 1996; LARSSON et al. 2002). In addition probably wolf and different birds and fish were present in the Younger Dryas of N Germany (BENECKE 2004).

A ¹⁴C-plateau at the transitional period from the Younger Dryas to the Preboreal makes absolute dating difficult for that phase (JÖRIS & WENINGER 2000), but we can propose that radiocarbon dates for the cold faunal record of Stellmoor places the find layer to the end of the Younger Dryas (FISCHER & TAUBER 1986; BENECKE 2004). The dominance of reindeer is an indication that the open environment persisted to the very end of this cold and dry period. The following climatic amelioration must have started short after this period and according to information from high resolution lacustrine archives this change must have been of quite dramatic character (RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 2003).

There is increasing evidence that at the start of the Preboreal the fauna in N Germany and S Scandinavia became more variable with elk, aurochs, wild pig and red deer (Fig. 6; BENECKE 2004). An isolated find of an aurochs from Potsdam-Schlaatz demonstrates successful hunting of that species (BENECKE 2002; 2004; GRAMSCH 2004). The most impressive example of successful hunting in the early Preboreal is represented by the deposits of elk bones from a kettle hole near Lundby bog on Zealand (MØLLER HANSEN et al. 2004). Some faunal remains from aurochs, red deer and wild pig at this site might be somewhat younger. There are no sites in N Germany that prove the existence of reindeer in the faunal record of the Preboreal, although some individuals have to be expected: systematic radiocarbon dating demonstrates that this species was still present in Scania in the early Preboreal (LILJEGREN & EKSTRÖM 1996).

5 Human settlement

The earliest settlement of N Germany and S Scandinavia is connected with the Hamburgian dated in the Bølling/Meiendorf. Basic knowledge on this hunter-gatherer technocomplex was obtained by excavations of the Meiendorf site in the 1930's (RUST 1937). Nowadays the Hamburgian can be divided into two groups: the early classical Hamburgian - characterised by shouldered points and known from several sites in Schleswig-Holstein - and a younger phase with Havelte points (CLAUSEN 1997; ERIKSEN 2002). Recent discoveries support the idea that the early Hamburgian was possibly also present further to the north in Jutland (HOLM 1996, 2003), which might indicate that hunters moved northward more rapidly than hitherto expected following the reindeers with seasonal camp moves only. But until now no site of the classical Hamburgian was found in the area glaciated during the Weichselian in NE Germany (Fig. 7a).

It is known for a long time that the Hamburgian with shouldered points is also present east of the river Oder (cf. BURDUKIEWICZ & SCHMIDER 2000; CHELODNICKI & KABACIŃSKI 1997; KABACIŃSKI personal communication). This confirms that the Hamburgian was widespread in the lowlands adjacent to the *Mittelgebirgszone* with the Magdalenian. Palynological information and ^{14}C -dates from different areas indicate a reoccupation of the northern lowlands by the (early) Hamburgian with the climatic amelioration of the Meiendorf ca. 12600 ^{14}C years BP/ ca. 12600 cal. years BC (Fig. 8) (cf. CLAUSEN 1997; USINGER 1997).

Against this background it is a question why the classical Hamburgian does not occur in NE Germany. Is it a gap of information or a gap of occupation? Recently CZIELA (2001a) argued that isolated finds from Brandenburg that were previously interpreted as possible indications for the Hamburgian are questionable, and he

poses the hypothesis that the missing evidence might be due to unfavourable living conditions. It is, however, well possible that the absence of Hamburgian sites in NE Germany is a gap of knowledge and research (TERBERGER 1996a; 1997). Isolated organic finds from Brandenburg like a worked reindeer antler from Großwusterwitz (nowadays lost) probably are elements of that phase. At the same time a *Zinken* from a site close to the Nebel valley north of Güstrow probably is a first indication for the Hamburgian in the Mecklenburg area (Fig. 7a,13) (TERBERGER 1997; TERBERGER & LÜBKE 2004). If this assumption is correct a broad zone of (early) Hamburgian from the eastern to the western lowlands has to be expected. But it can be imagined that people avoided the Weichselian till plains in the early Hamburgian phase as is suggested by evidence from neighbouring areas. Then the (early) Hamburgian is restricted to more southern areas of Mecklenburg and Brandenburg.

New excavations at the Ahrenshöft site in northern Schleswig-Holstein for the first time gave clear evidence for a sequence of the classical Hamburgian and the Havelte phase (CLAUSEN 1997). Palynological analysis dates the Havelte phase at Ahrenshöft in the later Bølling/Meiendorf around ca 12300 - 12000 ^{14}C years BP (USINGER 1997). Due to detections of the 1980s and 1990s Havelte sites are known from Jutland (HOLM 1996, 2003) and Zealand (VANG PETERSEN & JOHANSEN 1996; JOHANSEN 2000; ERIKSEN 2002) and so they show a distribution from the Netherlands to the Danish islands. In contrast to the classical Hamburgian the Havelte sites have a distribution more in NW Europe and no evidence is found east of the river Oder (cf. CLAUSEN 1997). Against this background it can be expected that Havelte sites occur at the eastern boarder of this technocomplex in NE Germany.

Although animal remains are only available from few sites these indicate dominance of rein-

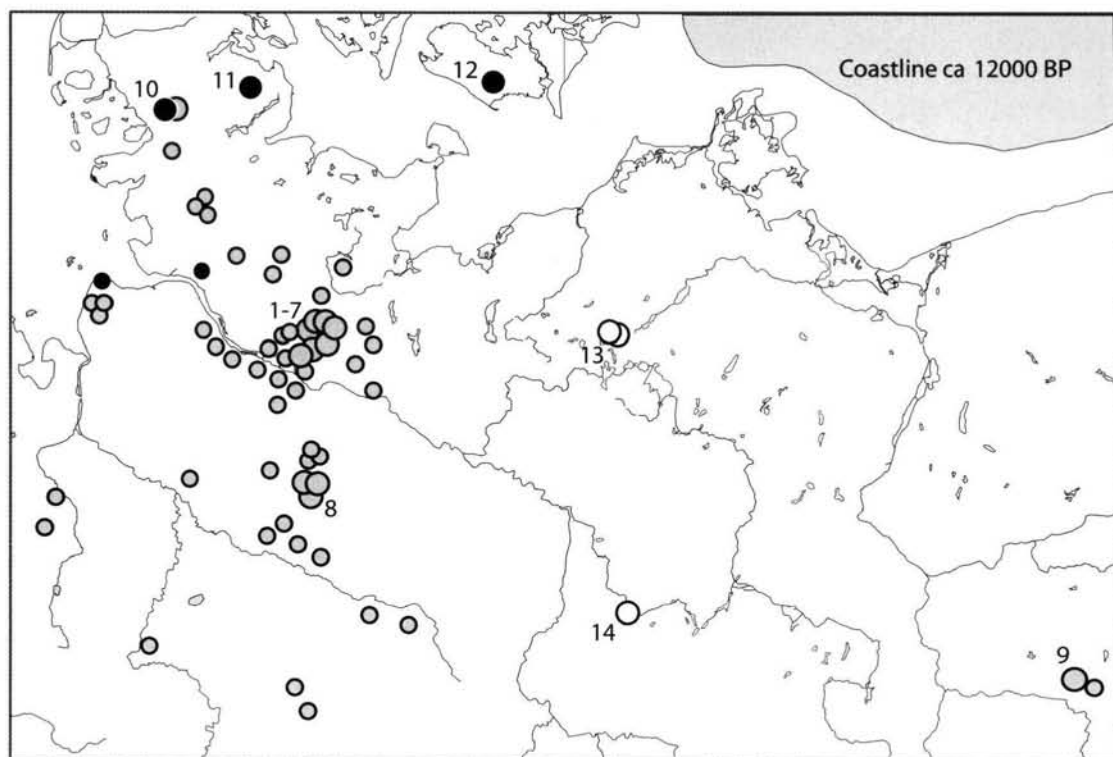


Fig. 7a: Site/find distribution of the Hamburgian (after TROMNAU 1975; CLAUSEN 1997). Grey circle: classical Hamburgian. - Black circle: Havelte sites. - Open circle: probable Hamburgian sites. More important sites: 1 Meiendorf. - 2 Borneck. - 3 Hasewisch. - 4 Stellmoor. - 5 Ahrensburg. - 6 Poggenwisch. - 7 Teltwisch. - 8 Deimern. - 9 Wojnowo. - 10 Ahrenshöft. - 11 Nübel. - 12 Sölbjerg. - 13 Lüssow Fp. 82. - 14 Großwusterwitz.

deer hunting for the Hamburgians. The used hunting weapons are still a matter of discussion: it is possible that the Hamburgian were the first people using bow and arrow for their hunt, as the slender Havelte point looks suitable as an arrow tip and as bones with embedded fragments of projectile points indicate shots with remarkable energy (BRATLUND 1990; HOLM 2003). It is proposed that Hamburgian sites are often connected with the migration routes of reindeers (VANG PETERSEN & JOHANSEN 1996). Seasonal information from sites is so limited that it is not possible to develop a reliable settlement model for that time. It is discussed that the Hamburgian sites in Denmark represent only short visits and do not reflect a systematic use for a longer time (cf. ERIKSEN 2002).

At the beginning of the Allerød a general change took place in the environment and in people's way of life. The development of a birch-pine forest was connected with a fauna of woodland and open landscape elements. In general the raw material for the stone artefacts of the *Federmesser* technocomplex is of limited quality and the assemblages are characterised by a simpler blade technology with shorter and irregular blades. Short scrapers and *Federmesser* are typical elements and the backed points were probably used for arrow tips. Roe deer antler was also usually taken as organic raw material. Information on the *Federmesser* complex is mainly known from other areas (e.g. BAALES 2000; PELEGRIN 2000; FAGNART & COUDRET 2000),

but is limited in N Germany and S Scandinavia (Fig. 7b). Transferring information from other areas should be carried out with great care (JOHANSEN 2000; ERIKSEN 2002).

Two investigated elk hunter camps at the site Klein-Nordende CR in Schleswig-Holstein (BOKELMANN et al. 1983) date the beginning of the Federmesser technocomplex around 12000 ^{14}C year BP/12000 cal. year BC which corresponds with the end of the Bølling/Meiendorf and the transition to the Allerød, although an age of the humous find layer prior to the Allerød was discussed (BOKELMANN et al. 1983). Possibly there is an overlap with the Havelte phase of the Hamburgian as Havelte points and Federmesser were found together in Ahrenshöft LA 58 (CLAUSEN 1997). Site Alt Duvenstedt LA 120B (Schleswig-Holstein) contains a Federmesser inventory with faunal elements like beaver and fox; charcoal from a hearth is dated slightly younger around 11800 ^{14}C years BP (CLAUSEN 2004).

The elk hunter site of Endingen VI (Vorpommern) was detected at the beginning of the 20th Century (cf. TERBERGER 1996a; STREET 1996). The faunal assemblage was AMS-dated to the early Allerød (TERBERGER 1996a; KAISER et al. 1999). Of special interest are a worked horse rib and a piece of giant deer antler. This find and a giant deer skull with traces of processing from W Mecklenburg suggest that giant deer was of some importance for hunting and as source of raw material (KAISER et al. 1999). Unfortunately no lithics were collected at Endingen VI. Though some surface sites with backed points exist (e.g. BERLEKAMP 1957), a more important Federmesser site was detected in Brandenburg (GRAMSCH 1969): a typical relatively small assemblage with backed points and a sand stone smoother was found here, organic remains were not preserved.

Finally a reindeer antler axe from Schleswig-Holstein has to be mentioned that has been dated palynologically and by AMS-dating to

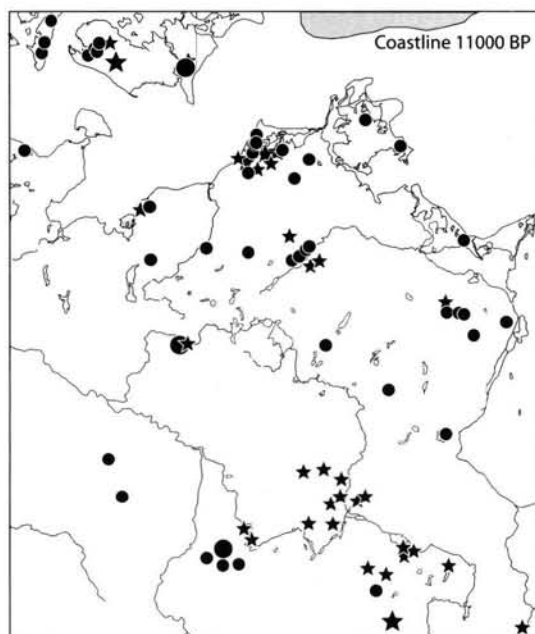


Fig. 7b: Federmesser (asteri) and Bromme point finds/ sites (circle) (after TAUTE 1968; GRAMSCH 1987; TERBERGER 1996b).

the Allerød (CLAUSEN 2004). The find demonstrates that care is necessary in the schematic connection of “typical” implements with technocomplexes as the cultural context of the find is unclear at the moment.

In the later Allerød the early tanged point complex raises with the Brommean in S Scandinavia. Numerous sites with the typical large tanged points, scrapers and burins are known from Denmark and Scania that are interpreted as evidence of a year round exploitation (JOHANSEN 2000; ERIKSEN 2002). Few animal remains suggest that elk was the main hunting game. In N Germany comparable assemblages are known for a longer time that are assigned to the *Segebro-Bromme-Gruppe* and *Tolk-Sprengel-Gruppe* by TAUTE (1968). Geostratigraphical and palynological data date a find layer near Hamburg with Federmesser and Lyngby/ Bromme points to the later Allerød or slightly younger (SCHWABEDISSEN 1957; TAUTE 1968). This date was confirmed by an early radiocarbon date of around 11450 ^{14}C

years BP of charcoal from the find layer. More recently discovered well-stratified Brommean sites are missing in N Germany. One should be cautious not to equate all finds of larger tanged points with the Brommean (Fig. 7b).

The Ahrensburgian is traditionally connected with reindeer hunters of the Younger Dryas. A closer view at the material shows that there are several tanged point finds (Fig. 7c) but only very few dated sites with rare faunal information. Without doubt well known sites like Stellmoor (upper find layer) actually date to the Younger Dryas. But excavations of the site Alt Duvenstedt LA 121 in Schleswig-Holstein show that the situation is more complicated. There a find layer with unquestionable Ahrensburgian finds was detected in a soil horizon that was interpreted to date from the Allerød (CLAUSEN 1996a). Two ^{14}C -dates obtained from charcoal gave results around 10800 ^{14}C years BP (CLAUSEN 1996b). Calibration of these results (e.g. JÖRIS & WENINGER 2000) suggest a calendar age around 10850 - 10750 cal. years BC and a correlation with the very late part of the Allerød in the GRIP ice core chronology (Fig. 8). It should be stressed that Lateglacial soil formation processes should not be automatically linked to the Allerød, as the previous example of the Altdarss area demonstrates. In conclusion the evidence from Alt Duvenstedt LA 121 argues for the existence of an early Ahrensburgian in the late Allerød in NW Germany, probably parallel to the Brommean with large tanged points in Denmark.

It is likely that species like elk were typical faunal elements at that time. So the idea of reindeer hunting people with Ahrensburgian points emerging with the start of the Younger Dryas has to be questioned. On the background of these facts it is more probable that elk hunters of the late Allerød developed smaller tanged arrow points and formed the basis for the Ahrensburgian of the Younger Dryas.

There are other observations that show that care

has to be taken in the connection of so called type fossils with special time periods, e.g. the reindeer antler axe from Klappholz mentioned above. Also results from direct AMS-dating of bone points from the northern lowlands show some differences compared to the expected ages: e.g. a point of Maglemosian character was dated to the Younger Dryas (CZIESLA 2004).

Despite this new information it is in general correct to connect Ahrensburgian sites with the Younger Dryas. Probably most of the isolated reindeer remains of NE Germany date from this period. Several tanged point sites were found in the Saaler Bodden area, near Lake Kummerow See, near Stralsund, and in the Uecker-münde Heide area (Fig. 7c) (TAUTE 1968; KAISER & TERBERGER 1996; TERBERGER 1996b; BOGEN et al. 2003). The topography of such sites is best illustrated with the situation near Verchen. The outflow of the river Peene from Lake Kummerow See nearly forms a peninsula where some sites are positioned close to the water on both sides of the river. The frequency of tanged points indicates intensive hunting activities, which probably took place during the migration seasons of reindeer in spring and/or autumn. Unfortunately there are no organic finds available for AMS-dating.

A small tanged point inventory was excavated in the 1990s at the site Nienhagen (KAISER & TERBERGER 1996; cf. Fig. 1). The assemblage was characterised by a heavy retouched large tanged point accompanied by small projectiles like a simple retouched point and a backed piece. The stratigraphic position of the find layer argues for a dating to the Younger Dryas. On typological evidence, however, some kind of affiliation with the Brommian industry cannot be ruled out.

The most reliable dates of the Ahrensburgian are derived at Stellmoor (upper find layer) in the Ahrensburg tunnel valley. The radiocarbon evidence for the site (FISCHER & TAUBER 1986) with remains of more than 600 reindeers (KRAUSE & KOLLAU 1943; BRATLUND 1990)

points to a chronological position of the settlement phase at the very end of the Younger Dryas or the transition to the early Preboreal (Fig. 8). It is unfortunately still unclear how the dates from a fossil pond relate to the lithic assemblage from a neighbouring site. Possibly the large tanged points from Stellmoor belong to this late Younger Dryas occupation phase. The Stellmoor site might indicate that larger Ahrensburgian settlement sites developed in N Germany within a relatively short time-span at the end of the Younger Dryas.

Settlement evidence from the middle Younger Dryas is limited. Possibly people moved southward during very cold and dry phases and the northern regions might have been more or less abandoned for periods of time. This idea does not really contradict the model of a seasonal occupation of the Ahrensburgian sites with reindeer summer grazing areas in the *Mittelgebirgszone* and wintering areas in the north (BAALES 1996; JOHANSEN & STAPERT 2000), but adds a more dynamic view on the ca. 1200 years of the Younger Dryas. The idea is supported by the fact that only very few tanged point finds are known from Denmark (ERIKSEN 2002), whereas also the British peninsula saw only very restricted human activities (BARTON 2002; BARTON et al. 2003). Recently some faunal remains in Scania were identified that are connected with the presence of hunter groups (LARSSON et al. 2002) and - though finds with clear traces of human activities is limited - indicate human presence in the late Allerød/ early Younger Dryas, the middle Younger Dryas, and in the late Younger Dryas/ early Preboreal. This is a further indication for episodes of presence in the northern areas during more favourable conditions (LARSSON et al. 2002).

Some assemblages with a long blade industry from N France and S Britain are assigned to the late Younger Dryas and/or the transition to the early Preboreal (cf. e.g. BARTON 2002). These are characterised by very long blades that

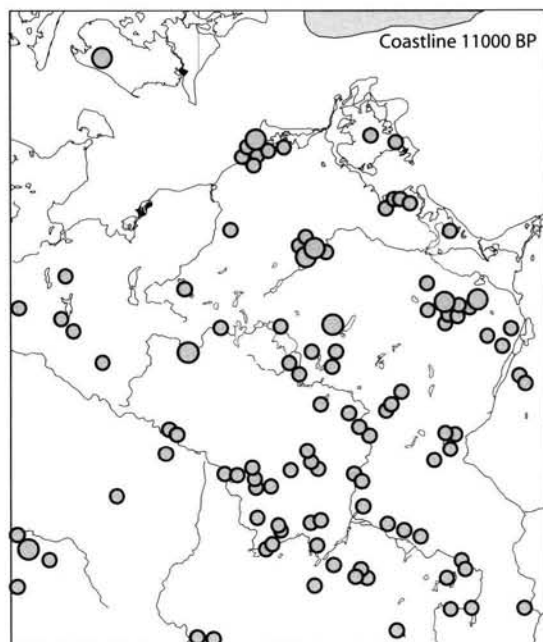


Fig. 7c: Ahrensburgian finds/ sites (after TERBERGER 1996b; GRAMSCH 1987; CZIESLA 2001b).

often show signs of heavy use along the blade edges. These assemblages show similarities with the *Eggstedt-Stellmoor-Gruppe* of TAUTE (1968; cf. BAALES 1996; BARTON 2002). Recently a lithic assemblage from Jutland was recognised with typical elements of a long blade industry (SØRENSEN & STERNKE 2004). Although absolute dating of the site was not possible a connection with the *Eggstedt-Stellmoor-Gruppe* and long blade sites in NW Europe is very probable. Therefore it seems plausible to propose a comparable development of the assemblages in N Germany and S Scandinavia at the transition from the late Younger Dryas to the Holocene. The sites are normally connected with high quality flint sources. It still has to be cleared in more detail whether the long blade assemblages reflect only specialised flint workshops or whether they can also be interpreted in a chronological sense (cf. BARTON 2002; SØRENSEN & STERNKE 2004). Unfortunately there is very limited information available to characterise the subsistence strategy of these sites.

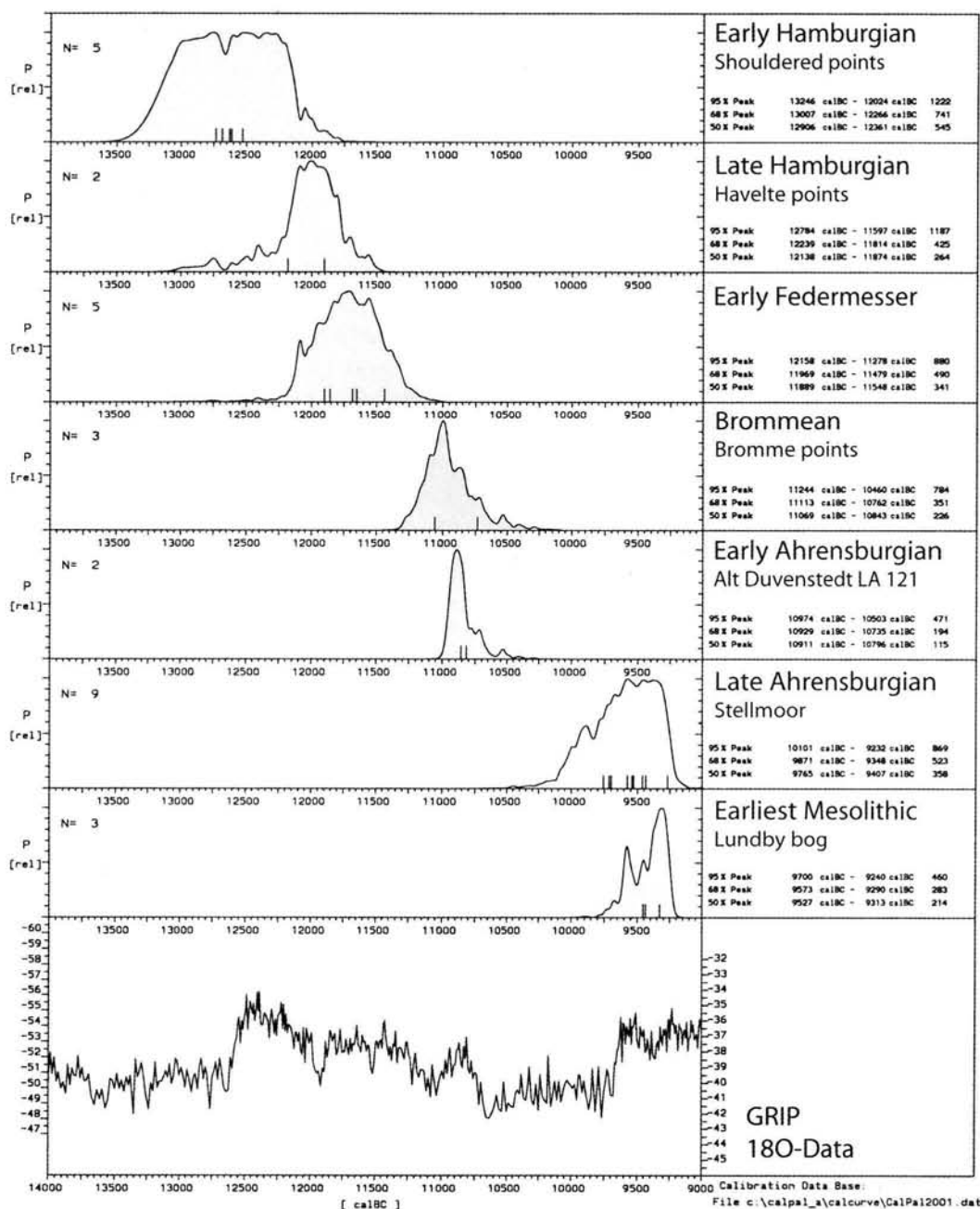


Fig. 8: Calibration of selected Lateglacial radiocarbon dates from N Germany and S Scandinavia. The calibration was conducted with the software Calpal by O. Jöris/ B. Weninger (JÖRIS & WENINGER 2000; www.calpal.de). Note the broader probability curves for the early Hamburgian and the late Ahrensburgian as the consequence of larger wiggles in the calibration curve. The dates used for calibration are the following: Older Hamburgian/ Shouldered point assemblages (FISCHER & TAUBER 1986; HOLM 1996; BURDUKIEWICZ 1999): Meiendorf - 12460 ± 60 BP (GrN-11254), 12360 ± 110 BP (K-4329); Poggenwisch - 12570 ± 115 BP (K-4332), 12440 ± 115 BP (K-4577); Slotseng - 12520 ± 190 BP (AAR-906). - Hamburgian, Havelte

There is an ongoing debate whether there was a major population shift towards the north at the beginning of the Preboreal. It has been assumed that tanged point technocomplexes in Scandinavia that emerge at the very late Younger Dryas/ early Holocene originate from more southern areas (cf. e.g. TAUTE 1968; KINDGREN 1996). Recently SCHILD (2001) and KOBUSIEWICZ (2004) presented arguments for the idea that new people were immigrating the Polish lowland at the beginning of the Mesolithic.

There is, however, increasing archaeological evidence from the transition to the Holocene and the early Preboreal. Sites such as the long blade assemblage mentioned above, the aurochs find from Potsdam-Schlaatz (BENECKE 2002) and the elk bone deposits from Lundby bog with ^{14}C -dates of ca. 9950 – 9860 BP/ ca. 9600 – 9250 cal.BC (MØLLER HANSEN et al. 2004) suggest that people lived in N Germany and S Scandinavia at that time (BENECKE 2002; 2004; MØLLER HANSEN et al. 2004; SØRENSEN & STERNKE 2004; TERBERGER 2004; cf. Fig. 8). Of high relevance is the find assemblage from Lundby bog with an early Maglemosian character (MØLLER HANSEN et al. 2004). An elk antler adze finds its parallels at the early Mesolithic site Star Carr and in the lower Mesolithic level of Friesack. This evidence is in some contradiction to the ideas of surviving “Epi-Ahrensburgian” (reindeer) hunter groups “during the first 500 years or so of the Holocene” (JOHANSEN & STAPERT 2000, p. 84).

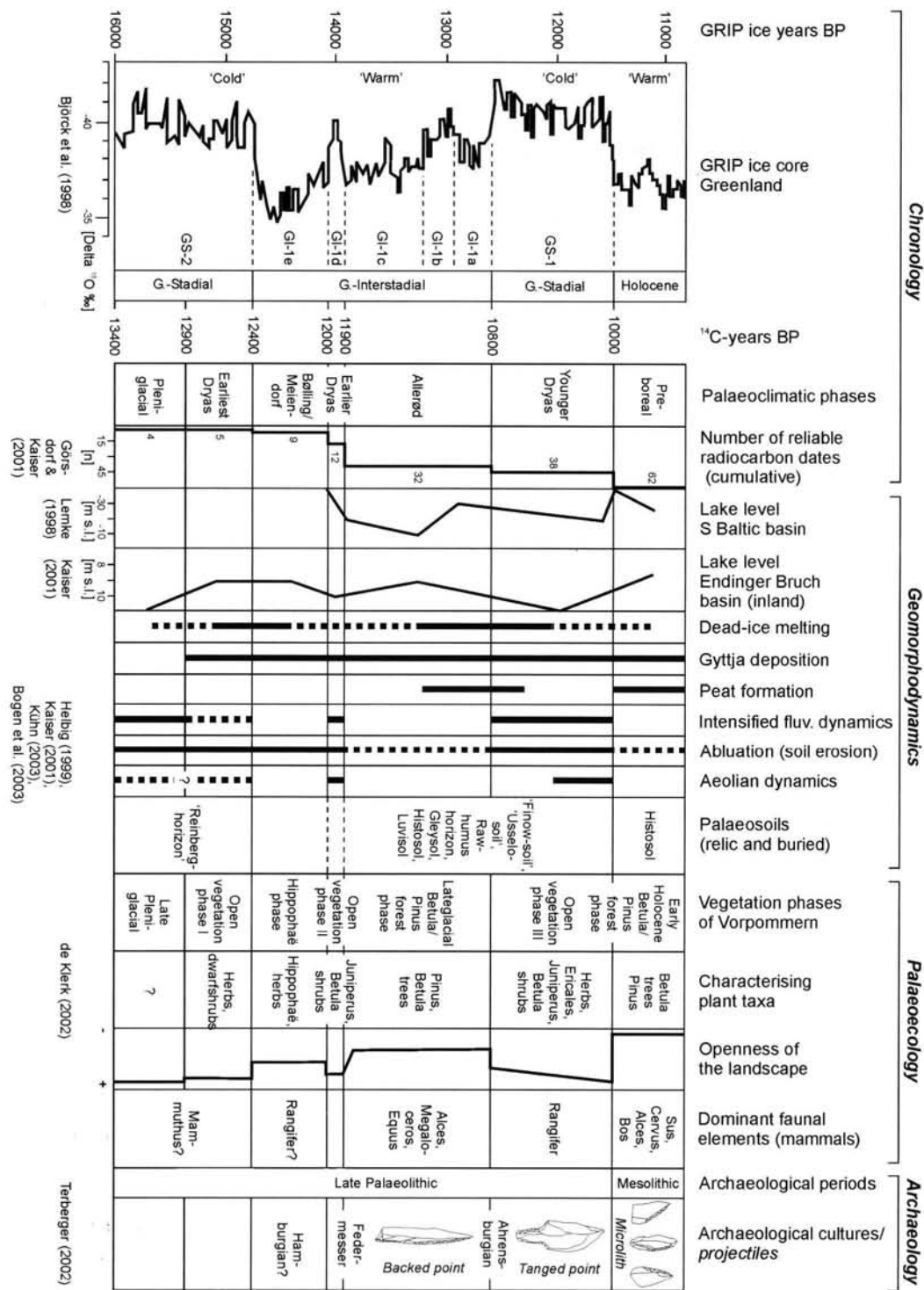
Relying on the new information presented by MØLLER HANSEN et al. (2004) an alternative model can be proposed for N Germany and S Scandinavia: within a relatively short time-span – possibly only a few decades (RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 2003) – a shift in the hunters prey from reindeer to aurochs and elk is recognisable. Simultaneously the stone knapping and projectile technology and the tool equipment show fundamental changes. Further information, however, is needed to better understand these changes and to answer the question whether they are indeed the consequence of new groups coming into the northern areas or whether a rapid adaptation (of parts) of the late Ahrensburgian hunter-gatherers took place.

6 Integrated summary

Figure 9 presents a summary of the main results presented in this paper.

A reliable chronology of events and processes still is absent for Mecklenburg-Vorpommern. The number of reliable ^{14}C -dates is limited especially for the early Lateglacial, whereas those of the later Lateglacial mostly are of individual sections without direct palynological data. A correlation with high-resolution absolutely dated sections from other regions (such as annually laminated lake sediments or the Greenland ice-cores), therefore, is still a matter of hypothetical interpretation. Nevertheless a

phase (CLAUSEN 1998): Ahrenshöft LA 73 - 12200 $\pm$ 60 BP (KIA-3605); Ahrenshöft LA 58 - 12030 $\pm$ 60 BP (AAR-2784). - Federmesser (CLAUSEN 1998; 2004; TERBERGER 1996b): Klein Nordende CR - 12035 $\pm$ 110 BP (KI-2124), 11990 $\pm$ 100 BP (KI-2152); Emdingen - 11830 $\pm$ 50 BP (UtC-5681), 11555 $\pm$ 100 BP (UZ-3798); Alt Duvenstedt LA 120B - 11780 $\pm$ 110 BP (AAR-2244). - Brommean (ERIKSEN 2002): Trollesgave - 11070 $\pm$ 120 BP (K-2641), 11100 $\pm$ 160 BP (K-2509); Bromme - 10720 $\pm$ 90 BP (AAR-4539). - Early Ahrensburgian (CLAUSEN 2004): Alt Duvenstedt LA 121 - 10810 $\pm$ 80 BP (AAR-2245-1), 10770 $\pm$ 60 BP (AAR-2245-2). - Late Ahrensburgian (FISCHER & TAUBER 1986): Stellmoor - 10110 $\pm$ 105 BP (K-4262), 9930 $\pm$ 100 BP (K-4323), 9900 $\pm$ 105 BP (K-4324), 10010 $\pm$ 100 BP (K-4325), 10140 $\pm$ 105 BP (K-4326), 10100 $\pm$ 100 BP (K-4578), 9980 $\pm$ 105 BP (K-4579), 9810 $\pm$ 100 BP (K-4580), 9990 $\pm$ 105 BP (K-4581). - Early Mesolithic (MØLLER HANSEN et al. 2004): Lundby Bog - 9950 $\pm$ 75 BP (AAR-5469), 9939 $\pm$ 70 BP (AAR-5470), 9860 $\pm$ 70 BP (AAR-5471).



correlation of Lateglacial events and processes in Mecklenburg-Vorpommern with the oxygen isotope curve of the Greenland GRIP ice-core and the sequence of Greenland Stadials (GS) and Greenland Interstadials (GI) as proposed by BJÖRCK *et al.* (1998) is given. This is based on a preliminary correlation of the Greenland ice-core stratigraphy with the pollen diagram 'Hoher Birkengraben' (Fig. 5) presented by BILLWITZ *et al.* (2000). The chronology in ^{14}C years as presented in Fig. 9 bases on calibration with the program Calpal (see www.calpal.de) and slightly deviates from the (preliminary) chronology of the vegetation phases of Vorpommern as proposed by DE KLERK (2002).

The knowledge on the environment and processes of the late Pleniglacial and early Lateglacial is still limited: especially the deglaciation processes of NE Germany between ca. 20 000 and 14 000 ^{14}C years BP is still badly dated. There is, however, an increasing amount of available data on the Lateglacial. Two pollen diagrams cover the earliest Lateglacial vegetation phases, whereas with the discovery of the 'Reinberg horizon' now the first known soil formation processes date at the transition from the Pleniglacial to the Lateglacial. Unfortunately too little data are available to say whether this is an exception or whether similar palaeosols also developed at other locations. A first phase of intensified dead-ice melting is placed in the Earliest Dryas and Bølling/Meiendorf. Soil erosion is high as consequence of the open vegetation; indication on Aeolian activity, however, is limited. Also the knowledge on the dominant fauna in the Early Lateglacial still is limited. Though there is increasing evidence for the classical Hamburgian and the Havelte phase after ca. 12 600 cal. years BC in NW Germany, Denmark and Poland, sites still are missing in Mecklenburg-Vorpommern.

More data are available on the Allerød. Lake levels lowered and fluvial activity decreased. As consequence of the expansion of birch/

pine forests soil erosion decreased and mainly organic sediments deposited in basins. The development of peat layers was a consequence of increasing bioproduction under wet conditions, often in connection with a lowering of the lake level. A second phase of intensified dead-ice melting is proposed for this period. There are several observations of palaeosols that date in this phase. The earliest reliable evidence of human settlement is related with this period: elk shows to be the typical hunting game. Remains of giant deer and horse indicate the existence of open parts in the landscape.

Up to the beginning of the Younger Dryas Gleysols and Histosols have been prevalent in depressions. Arenosols (Regosols), weakly developed Podzols and Cambisols on sandy parent material as well as weakly developed Luvisols on till plains are common on sites not influenced by groundwater.

In the open landscape of the Younger Dryas soil erosion increased again, whereas fluvial dynamics enlarged. Lake levels predominantly rose and mainly clastic sediments were deposited. There are clear indications for increasing aeolian activity mainly in the second part of the Younger Dryas. A palaeosol in the Altdarss area was formed in an early phase of the Younger Dryas. Reindeer seems to be the predominant faunal element, but horse was also present. New information from N Germany suggests that the early Ahrensburgian industry developed in the late Allerød, but most Ahrensburgian sites belong to the Younger Dryas.

The transition to the Holocene shows a closing of forests, a lowering of water levels and the sedimentation of organic sediments as well as formation of peat. Soil erosion decreased. Probably the final melting of dead ice in NE Germany took place in the Preboreal. Remains of aurochs and elk indicate these animals as prominent faunal elements. New archaeological finds suggest a change of hunting species, material culture, and the way of living at that time.

Acknowledgements

The investigations presented in this study were carried out in the late 1990's by a multidisciplinary research group headed by Prof. Dr. Konrad Billwitz. The research was financed by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (Projects Bi 560/1-3 "Chronostratigraphy of NE Germany" and Bi 560/1-5 "Specification of the earliest vegetation development at the site Reinberg (time slice I)" and the Federal State Mecklenburg Vorpommern (project EMAU 13-(95, 96)1997 "Pollen- und Großrestanalytik"). B. Lintzen and P. Wiese assisted in the preparation of some of the figures. We would like to thank A. Hilgers for the OSL-dates, and W. Dörfler and an anonymous reviewer for comments on the text.

References

- AARIS-SØRENSEN, K. (1992): Deglaciation chronology and re-immigration of large mammals. A south Scandinavian example from late Weichselian – early Flandrian. – In: VON KOENIGSWALD, W. & WERDELIN, L. (eds.): *Mammalian Migration and Dispersal Events in the European Quaternary*. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg **153**: 143–149; Frankfurt/ M.
- ANDRES, W. & LITT, T. (1999): Termination I in Central Europe. – *Quaternary International*, **61**: 1–4; Oxford.
- BAALES, M. (1996): *Umwelt und Jagdökonomie der Ahrensburger Rentierjäger im Mittelgebirge*. – Monographien des Römisch-Germanischen Zentralmuseums, **38**; Mainz.
- BAALES, M. (1997): Tierfährten in der allerödzeitlichen Vulkanasche des Laacher-See Vulkans bei Mertloch, Kreis Mayen-Koblenz. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **27**: 1–12; Mainz.
- BAALES, M. (2000): *L'archéologie du Paléolithique final en Rhénanie du centre et du nord (Allemagne)*. – In: VALENTIN, B., BODU, P. & CHRISTENSEN, M. (eds.): *L'Europe centrale et septentrionale au Tardiglaciaire. Confrontation des modèles régionaux de peuplement. Mémoires du Musée Préhistorique d'Ile de France*, **7**: 239–252; Nemours.
- BARTON, R.N.E. (2002): Ensembles à pointes pédonculées du tardiglaciaire et technologies associées dans le sud de la Grande-Bretagne. – In: OTTE, M. (ed.): *Préhistoire de la Grande Plaine du Nord de l'Europe. Actes du Colloque Chaire Francqui interuniversitaire au titre étranger, Liège juin 2001*. ERAUL, **99**: 69–81; Liège.
- BARTON, R.N.E., JACOBI, R.M., STREET, M. & STAPERT, D. (2003): The Late-glacial reoccupation of the British Isles and the Creswellian. – *Journal of Quaternary Science*, **18**: 1–13; New York.
- BEHRE, K.-E. (1978): Die Klimaschwankungen im europäischen Präboreal. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **122**: 97–102; Gotha.
- BENECKE, N. (2000): Die jungpleistozäne und holozäne Tierwelt Mecklenburg-Vorpommerns. – *Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mitteleuropas*, **23**; Weissbach.
- BENECKE, N. (2002): Zur Neudatierung des Ur-Fundes von Potsdam-Schlaatz, Brandenburg. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **32**: 161–168; Mainz.
- BENECKE, N. (2004): Faunal succession in the lowlands of northern Central Europe at the Pleistocene - Holocene transition. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. (eds.): *Hunters in a changing world. Environment and archaeology of the Pleistocene - Holocene transition (ca. 11000 – 9000 BC) in Northern Central Europe. International Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung, Symposium, Kongress*. **5**: 43–51; Rahden/ Westf.
- BERLEKAMP, H. (1957): *Spätpaläolithische Funde vom Saaler Bodden*. – *Ausgrabung*

- und Funde, 2: 60-62; Berlin.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K. & TERBERGER, T. (1998): Geländebefunde zur spätglazialen Naturraumgenese und Besiedlungsgeschichte von Becken und Platten in Vorpommern. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Supplementband, 112: 123-142; Stuttgart.
- BILLWITZ, K., HELBIG, H., KAISER, K., DE KLERK, P., KÜHN, P. & TERBERGER, T. (2000): Untersuchungen zur spätpleistozänen bis frühholozänen Landschafts- und Besiedlungsgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern. – Neubrandenburger Geologische Beiträge, 1: 24-38; Neubrandenburg.
- BJÖRCK, S., WALKER, M.J.C., CWYNAR, L.C., JOHNSEN, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J.J., WOHLFARTH, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – Journal of Quaternary Science, 13: 283-292; New York.
- BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. – Eiszeitalter und Gegenwart, 35: 161-180; Stuttgart.
- BOGEN, C., HILGERS, A., KAISER, K., KÜHN, P. & LIDKE, G. (2003): Archäologie, Pedologie und Geochronologie spätpaläolithischer Fundplätze in der Ueckermünder Heide (Kr. Uecker-Randow, Mecklenburg-Vorpommern). – Archäologisches Korrespondenzblatt, 33: 1-20; Mainz.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. – Offa, 40: 199-240; Kiel.
- BÖSE, M. (1991): A palaeoclimatic interpretation of frost-wedge casts and aeolian sand deposits in the lowlands between Rhine and Vistula in the Upper Pleniglacial and Late Glacial. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement Band, 90: 15-28; Stuttgart.
- BRAMER, H. (1961): Über Vorkommen von Löss in der Umgebung von Pasewalk. – Geographische Berichte, 6: 241-246; Berlin.
- BRAMER, H. (1975): Über ein Vorkommen von Alleröd-Torf in Sedimenten der Ueckermünder Heide. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 24 (3/4): 11-15; Greifswald.
- BRATLUND, B. (1990): Rentierjagd im Spätglazial. Eine Untersuchung der Jagdfrakturen an Rentierknochen von Meiendorf und Stellmoor. – Offa, 47: 7-34; Kiel.
- BRATLUND, B. (1999): A revision of the rarer species from the Ahrensburgian assemblage of Stellmoor. In: BENECKE, N. (ed.), The Holocene History of the European Vertebrate Fauna. – Archäologie in Eurasien, 6: 39-42; Rahden/ Westf.
- BURDUKIEWICZ, J.M. (1999): Concerning chronology of the Hamburgian culture. – Folia Quaternaria, 70: 127-146; Kraków.
- BURDUKIEWICZ, J.M. & SCHMIDER, B. (2000): Analyse comparative pointes à cran hambourgiennes du Bassin de l'oder et des pointes à magdaléniennes du Bassin parisien. – In: VALENTIN, B., BODU, P. & CHRISTENSEN, M. (eds.): L'Europe centrale et septentrionale au Tardiglaciaire. Confrontation des modèles régionaux de peuplement. Mémoires du Musée Préhistoire d'Ile de France, 7: 97-108; Nemours.
- BUSSEMER, S. (2002): Periglacial cover-beds in the young moraine landscapes of northern Eurasia – Zeitschrift f. Geomorphologie, Supplementband, 127: 81-105; Stuttgart.
- BUSSEMER, S., GÄRTNER, P. & SCHLAACK, N. (1998): Stratigraphie, Stoffbestand und Reliefwirksamkeit der Flugsande im brandenburgischen Jungmoränenland. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 142: 115-125; Gotha.
- CASATI, C., SØRENSEN, L. & VENNERSDORF,

- M. (2004): Current research of the Early Mesolithic on Bornholm, Denmark. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. (eds.): Hunters in a changing world. Environment and archaeology of the Pleistocene - Holocene transition (ca. 11000 – 9000 B.C.) in Northern Central Europe. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress, 5: 113-132; Rahden/Westf.
- CASPERS, G. & SCHWARZ, C. (1998): Fluviale und äolische Prozesse im Gebiet der unteren Elbe bei Neuhaus (Niedersachsen) seit dem Weichsel-Spätglazial. – Mitteilungen des Geologischen Institutes der Universität Hannover, 38: 49-64; Hannover.
- CHEŁODNICKI, M. & KABACIŃSKI, J. (1997): Mirkowice – another settlement site of the hamburgian culture at the Polish plain. – *Przegląd Archeologiczny*, 45: 5-24; Wrocław.
- CHROBOK, S. M. & NITZ, B. (1995): A remarkable series of Late-glacial sediments in the hinterland of the Frankfurt end moraine, north of Berlin. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (eds.): Glacial deposits in North-East Europe: 493-500; Rotterdam (Balkema).
- CLAUSEN, I. (1996a): Alt Duvenstedt LA 121, Schleswig-Holstein – Occurrence of the Ahrensburgian Culture in soils of the Allerød Interstadial. A Preliminary Report. – In: LARSSON, L. (ed.): The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas. *Acta Archaeologica Lundensia Series*, 8/24: 99-110; Stockholm.
- CLAUSEN, I. (1996b): Alt-Duvenstedt, Kr. Rendsburg-Eckernförde. – *Offa*, 53: 372-373; Kiel.
- CLAUSEN, I. (1997): Neue Untersuchungen an späteiszeitlichen Fundplätzen der Hamburger Kultur bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland (ein Vorbericht). – *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein*, 8: 8-49; Schleswig.
- CLAUSEN, I. (2004): The Reindeer antler axe of the Allerød period from Klappholz LA 63, Kreis Schleswig-Flensburg/ Germany. Is it a relict of the Federmesser, Bromme or Ahrensburg Culture? – In: TERBERGER, T./ ERIKSEN, B. V. (eds.): Hunters in a changing world. UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Symposium, Tagung, Kongress, 5: 141-164; Rahden/Westf.
- COOPE, G.R. & LEMDAHL, G. (1995): Regional differences in the Lateglacial climate of northern Europe based on coleopteran analysis. – *Journal of Quaternary Science*, 10: 391-395; Chichester.
- CZIELA, E. (2001a): Zur Besiedlungsgeschichte von Berlin-Brandenburg: Die Anfänge. – In: GEHLEN, B., HEINEN M. & TILLMANN, A. (eds.): Zeit-Räume. Gedenkschrift für Wolfgang Taute. *Archäologische Berichte*, 14: 381-396; Bonn.
- CZIELA, E. (2001b): Eine Verbreitungskarte zu den Stielspitzengruppen in Berlin und Brandenburg. – *Fontes Archaeologici Posnaniensis*, 39: 47-53; Poznań.
- CZIELA, E. (2004): Late Upper Palaeolithic and Mesolithic cultural continuity – or: bone and antler objects from the Havelland. – In: TERBERGER, T./ ERIKSEN, B. V. (eds.): Hunters in a changing world. UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Symposium, Tagung, Kongress, 5: 165-182; Rahden/Westf.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Enderburg area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – Review of Palaeobotany and Palynology, 119: 275-309; Amsterdam.
- DE KLERK, P. (2004 a): Changes in vegetation and environment at the Lateglacial

- cial– Holocene transition in Vorpommern (NE Germany). – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. (eds.): *Hunters in a changing world. Environment and archaeology of the Pleistocene - Holocene transition* (ca. 11000 – 9000 B.C.) in Northern Central Europe. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress, 5; Rahden/Westf.
- DE KLERK, P. (2004 b): Confusing concepts in Lateglacial stratigraphy and geochronology: origin, consequences, conclusions (with special emphasis on the type locality Bøllingsø). – Review of Palaeobotany and Palynology, **129**: 265-298; Amsterdam.
- DE KLERK, P. & STOLZE, S. (2002): Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient? – Greifswalder Geographische Arbeiten, **26**: 161-165; Greifswald.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: Palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – Greifswalder Geographische Arbeiten, **23**: 43-131; Greifswald.
- DE KLERK, P., JANKE, W., KÜHN, P. & THEUERKAUF, M. (submitted): Palaeo-environmental processes around the deposition of the Laacher See tephra in the distal area of its north-eastern fan: an example from the Reinberg basin (Vorpommern, NE Germany). – Quaternary Science Reviews; Oxford.
- DIJKMANS, J.W.A. (1989): Frost wedges in an eolian sand sheet near Sondre Stromfjord, W. Greenland and their paleoenvironmental implications. – Zeitschrift f. Geomorph., N.F., **33/3**: 339-353; Stuttgart.
- ERIKSEN, B.V. (1996): Regional Variation in Late Pleistocene Subsistence Strategies. Southern Scandinavian Reindeer Hunters in a European Context. – In: LARSSON, L. (ed.): *The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas*. Acta Archaeologica Lundensia Series, **8/24**: 7-22; Stockholm.
- ERIKSEN, B.V. (2002): Reconsidering the geochronological framework of Lateglacial hunter-gatherer colonization of southern Scandinavia. – In: Eriksen, B.V. & Bratlund, B. (eds.): *Recent studies in the Final Palaeolithic of the European plain*. Proceedings of a U.I.S.P.P. Symposium, Stockholm, 14.-17. October 1999. Jutland Archaeological Society Publications, **39**: 25-41; Højbjerg.
- FAO 1998: World Reference Base for Soil Resources. – FAO, World Soil Resources Report, **84**. 88 S.; Rome.
- FAGNART, J.P. & COUDRET, P. (2000): Le Tardiglaciaire dans le Nord de la France. – In: B. Valentin, P. Bodu & M. Christensen (eds.): *L'Europe centrale et septentrionale au Tardiglaciaire. Confrontation des modèles régionaux de peuplement*. Mémoires du Musée Préhistoire d'Ile de France, **7**: 111-128; Nemours.
- FISCHER, A. & TAUBER, H. (1986): New C-14 Datings of Late Palaeolithic Cultures from Northwestern Europe. – Journal of Danish Archaeology, **5**: 7-13; Odense.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. – Meyniana, **53**: 91-118; Kiel.
- GRAMSCH, B. (1969): Ein Lagerplatz der Federmesser-Gruppe bei Golßen, Kr. Luckau. – Ausgrabung und Funde, **14**: 121-128; Berlin.
- GRAMSCH, B. (1987): The Late Palaeolithic in the area lying between the river Oder and the Elbe/ Havel. – In: BURDUKIEWICZ, J.M./ KOBUSIEWICZ, M. (eds.): *Late Glacial in*

- Central Europe - Culture and Environment. *Prace Komisji Archeologicznej*, 5: 107-120; Wrocław.
- GRAMSCH, B. (2004): From the Late Palaeolithic to the early Mesolithic in north-eastern Germany. – In: TERBERGER, T./ ERIKSEN, B.V. (eds.): *Hunters in a changing world*. UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress, 5: 183-202; Rahden/Westf.
- HELBIG, H. (1999a): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 17. 110 S.; Greifswald.
- HELBIG, H. (1999b): Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 143(5/6): 373-386; Gotha.
- HELBIG, H. & DE KLERK, P. (2002): Befunde zur spätglazialen fluvial-limnischen Morphodynamik in kleinen Talungen Vorpommerns. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 51-66; Hannover.
- HOEK, W.Z. (1997): Palaeogeography of Lateglacial vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands. – *Nederlandse Geografische Studies*, 230: 1-147; Utrecht.
- HOEK, W.Z. (2001): Vegetation response to the ~14.7 and ~11.5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? – *Global and planetary change*, 30: 103-115; Amsterdam.
- HOFFMANN, R.; BLUME, H.P. (1977): Holozäne Tonverlagerung als profilprägender Prozeß lehmiger Landböden norddeutscher Jungmoränenlandschaften? – *Catena*, 4: 359-368; Gießen.
- HOLM, J. (1996): The Earliest Settlement of Denmark. – In: LARSSON, L. (ed.): *The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas*. *Acta Archaeologica Lundensia Series*, 8/24: 43-59; Stockholm.
- HOLM, J. (2003): Rentierjäger im Norden. – *Archäologie in Deutschland*, 2003/3: 54-56; Stuttgart.
- ISARIN, R.F.B. (1997): The climate in north-western Europe during the Younger Dryas: A comparison of multi-proxy climate reconstructions with simulation experiments. – *Nederlandse Geografische Studies*, 229: 1-160; Utrecht.
- ISARIN, R.F.B. & BOHNCKE, S.J.P. (1999): Mean July temperatures during the Younger Dryas in northwestern and central Europe as inferred from climate indicator plant species. – *Quaternary Research*, 51: 158-173. Orlando.
- ISSMER, K. (1999): Plenivistulian and Late Visulian loess deposits in northwestern Poland (Western Pomerania). – *GeoArchaeoRhein*, 3: 83-96; Münster.
- JANKE, W. (2002): The development of the river valleys from the Uecker to the Warnow. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 27: 101-106; Greifswald.
- JOHANSEN, L. (2000): The Late Palaeolithic in Denmark. – In: VALENTIN, B., BODU, P. & CHRISTENSEN, M. (eds.): *L'Europe centrale et septentrionale au Tardiglaciaire. Confrontation des modèles régionaux de peuplement*. *Mémoires du Musée Préhistoire d'Ile de France*, 7: 197-215; Nemours.
- JOHANSEN, L. & STAPERT, D. (2000): Two 'Epi-Ahrensburgian' sites in the northern Netherlands: Oudehaske (Friesland) and Gramsbergen (Overijssel). – *Palaeohistoria*, 39/40, 1997/1998 (2000): 1-87; Lisse.
- JÖRIS, O. & WENINGER, B. (2000): Radiocarbon calibration and the absolute chronology of the Late Glacial. – In: VALENTIN, B., BODU, P. & CHRISTENSEN, M. (eds.): *L'Europe centrale et septentrionale au tardiglaciaire: confrontation des modèles régionaux de peuplement*. *Mémoires du Musée Préhistoire d'Ile*

- de France, 7: 19–54; Nemours.
- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **140**: 323–342; Gotha.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **24**: 208 S.; Greifswald.
- KAISER, K. (ed.) (2002): Die jungquartäre Fluß- und Seegenese in Nordostdeutschland. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **26**: 243 S.; Greifswald.
- KAISER, K. (2004 a): Geomorphic characterization of the Pleistocene-Holocene transition in NE Germany. – In TERBERGER, T. & ERIKSEN, B.V. (eds.): *Hunters in a changing world UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress*, **5**: 53–73; Rahden/Westf.
- KAISER, K. (2004 b): Lake basin development in the Ender Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Late Pleistocene and Early Holocene. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.S.* **48**: 461–480; Stuttgart.
- KAISER, K. & JANKE, W. (1998): Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. – *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern*, **45**, Jahrbuch 1997 (1998): 69–102; Lübstorf.
- KAISER, K. & TERBERGER, T. (1996): Archäologisch-geowissenschaftliche Untersuchungen am spätpaläolithischen Fundplatz Nienhagen, Lkr. Nordvorpommern. – *Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern*, **43**, Jahrbuch 1995: 7–48; Lübstorf.
- KAISER, K., DE KLERK, P. & TERBERGER, T. (1999): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen: geowissenschaftliche und archäologische Untersuchungen an einem spätglazialen Fundplatz in Vorpommern. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **49**: 102–123; Hannover.
- KAISER, K., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & JANKE, W. (2003): Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothernklempenow am Latzigsee in der Uecker-münder Heide (Vorpommern). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **29**: 27–56; Greifswald.
- KAISER, K., SCHOKNECHT, T., JANKE, W., KLOSS, K. & PREHN, B. (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **51**: 15–32; Hannover.
- KAISER, K., BARTHELMES, A., CZAKÓ PAP, S., HILGERS, A., JANKE, W., KÜHN, P. & THEUERKAUF, M. (submitted): A Lateglacial palaeosol cover in the Altdarss area, southern Baltic coast (NE Germany): investigations on pedology, geochronology, and palaeobotany. – *Eiszeitalter und Gegenwart*; Hannover.
- KASSE, C. (1999): Late Pleniglacial and Late Glacial aeolian phases in The Netherlands. – *GeoArchaeoRhein*, **3**: 61–82; Münster.
- KINDGREN, H. (1996): Reindeer or seals? Some Late Palaeolithic sites in central Bohuslän. – In: LARSSON, L. (ed.), *The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas. Acta Archaeologica Lundensia Series*, **8/24**: 191–205; Stockholm.
- KLIEWE, H.; SCHULTZ, H.-J. (1970): Die periglaziäre Fazies im Jungmoränengebiet nördlich der Pommerschen Eisrandlage. – In: RICHTER, H.; HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. (Hrsg.): *Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der DDR*: 255–263; Gotha.
- KOBUSIEWICZ, M. (2004): The problem of the

- Palaeolithic – Mesolithic transition on the Polish Plain: state of research. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B.V. (eds.): *Hunters in a changing world*. UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress, **5**: 133-140; Rahden/Westf.
- KOLSTRUP, E. (1979): Herbs as July temperature indicators for parts of the pleniglacial and late-glacial in the Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw*, **58**: 377-380; Utrecht.
- KOLSTRUP, E. (1991): Danish Weichselian and Holocene aeolian deposits and their environment: a preliminary account. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement Band*, **90**: 89-97; Stuttgart.
- KOPP, D. (1970): Periglaziale Umlagerungs-(Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung. – *Tagungsberichte Dt. Akademie Landwirtschaftswissenschaften*, **102**: 55-81; Berlin.
- KOZARSKI, St. (1974): Evidences of Late-Würm Permafrost occurrence in Northwest Poland. – *Quaestiones Geographicae*, **1**: 65-86; Poznań.
- KRAUSE, W. (1937): Die eiszeitlichen Knochenfunde von Meiendorf. – In: RUST, A.: *Das altsteinzeitliche Rentierjägerlager Meiendorf*: 48-61; Neumünster.
- KRAUSE, W. & KOLLAU, W. (1943): Die steinzeitlichen Wirbeltierfaunen von Stellmoor in Holstein. – In: RUST, A.: *Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor*; Neumünster.
- KÜHN, P. (2001): Grundlegende Voraussetzungen bodengenetischer Vergleichsuntersuchungen: Theorie und Anwendung. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **23**: 133-153; Greifswald.
- KÜHN, P. (2003a): Spätglaziale und holozäne Lessivogenese auf jungweichselzeitlichen Sedimenten Deutschlands. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **28**: 1-167; Greifswald.
- KÜHN, P. (2003b): Micromorphology and Late Glacial/Holocene Genesis of Luvisols in Mecklenburg-Vorpommern (NE-Germany). – *Catena*, **54**: 537-555; Amsterdam.
- KÜHN, P., JANETZKO, P. & SCHRÖDER, D. (2002): Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **51**: 74-92; Hannover.
- LARSSON, L., LILJEGREN, R., MAGNELL, O. & EKSTRÖM, J. (2002): Archaeo-faunal aspects of bog finds from Hässleberga, southern Scania, Sweden. – In: ERIKSEN, B.V. & BRATLUND, B. (eds.): *Recent studies in the Final Palaeolithic of the European plain*. Proceedings of a U.I.S.P.P. Symposium, Stockholm, 14.-17. October 1999. *Jutland Archaeological Society Publications*, **39**: 61-74; Højbjerg.
- LEMKE, W. (1998): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung im westlichen Ostseeraum (Mecklenburger Bucht bis Arkonabecken) vom Ende der Weichselvereisung bis zur Litorinatransgression. – *Mereswissenschaftliche Berichte*, **31**: 156 S.; Warnemünde.
- LILJEGREN, R. & EKSTRÖM, J. (1996): The Terrestrial Late Glacial Fauna in South Sweden. – In: LARSSON, L. (ed.), *The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas*. *Acta Archaeologica Lundensia Series*, **8/24**: 135-139; Stockholm.
- LITT, T. (2003): Environmental response to climate and human impact in central Europe during the last 15,000 years – a German contribution to PAGES-PEPIII. – *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1-4; Amsterdam.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. – *Quaternary Interna-*

- tional, **61**: 5-16; Amsterdam.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & NEGENDANK, J.F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – *Quaternary Science Reviews*, **20**: 1233-1249; Oxford.
- LORENZ, S. (2003): Geomorphogenese, Sedimente und Böden der Terrassen am Krakower See in Mecklenburg – Untersuchungen zur jungquartären Paläohydrologie. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **29**: 57-92; Greifswald.
- LOWE, J.J., GRAY, J.M., (1980): The stratigraphic subdivision of the Lateglacial of NW Europe: a discussion. – In: LOWE, J.J., GRAY, J.M., ROBINSON, J.E. (eds.): *Studies in the lateglacial of North-west Europe. Including papers presented at a symposium of the Quaternary Research Association held at University College London, January 1979*: 157-175; Oxford.
- LUDWIG, A. O. (2002): Die spätglaziale Entwicklung im östlichen Küstengebiet Mecklenburgs (Rostocker Heide, Fischland). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **26**: 83-86; Greifswald.
- MACKAY, J.R. (1993): Air temperature, snow cover, creep of frozen ground and the time of ice-wedge cracking, western Arctic coast. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**: 1720-1729; Ottawa.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E. & DONNER, J.J. (1974): Quaternary Stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas*, **3**: 109-128; Oslo.
- MANIKOWSKA, B. (1991): Vistulian and Holocene Aeolian activity, pedomorphology and relief evolution in Central Poland. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., Suppl.-Bd., **90**: 131-141; Stuttgart.
- MENKE, B. (1968): Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis des spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **19**: 73-84; Öhringen.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N. & KRIENKE, H.-D. (1995): The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*: 501-514; Rotterdam (Balkema).
- MURTON, J.B. (1996): Morphology and paleoenvironmental significance of quaternary sand veins, sand wedges, and composite wedges, Tuktoyaktuk Coastlands, Western Arctic Canada. – *Journal of Sedimentary Research*, **66**: 17-25; Oxford.
- MURTON, J.B. & FRENCH, H.M. (1993): Thaw modification of frost-fissure wedges, Richard Islands, Pleistocene Mackenzie Delta, western Arctic Canada. – *Journal of Quaternary Science*, **8/3**: 185-196; Chichester.
- MURTON, J.B., WORSLEY, P. & GOZDZIK, J. (2000): Sand veins and wedges in cold aeolian environments. – *Quaternary Science Reviews*, **19**: 899-922; Amsterdam.
- MØLLER HANSEN, K., BRINCH PETERSEN, E. & AARIS-SØRENSEN, K. (2004): Filling the gap: Early Preboreal Maglemose elk deposits at Lundby, Sjælland, DK – Late Glacial hunters in transition. – In: Terberger, T./ Eriksen, B.V. (eds.): *Hunters in a changing world. UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress*, **5**: 75-84 ; Rahden/ Westf.
- PELEGRIN, L.J. (2000): Les techniques de débitage laminaire au Tardiglaciaire: critères de diagnose et quelques réflexions. – In: VALENTIN, B., BODU, P. & CHRISTENSEN, M. (eds.): *L'Europe centrale et septentrionale au Tardiglaciaire. Confrontation des modèles*

- régionaux de peuplement. *Mémoires du Musée Préhistoire d'Ile de France*, 7: 73-86; Nemours.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M., GOSLAR, T., RÓŻANSKI, K., WACNIK, A., CZERNIK, J. & CHRÓST, L. (2003): Very fast environmental changes at the Pleistocene/ Holocene boundary, recorded in laminated sediments of Lake Gościąż, Poland. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193: 225-247;
- REUTER, G. (1990): Disharmonische Bodenentwicklung auf glaziären Sedimenten unter dem Einfluß der postglazialen Klima- und Vegetationsentwicklung in Mitteleuropa. – *Ernst-Schlichting-Gedächtniskolloquium*: 69-74; Hohenheim.
- ROTHER, H. (2003): Die jungquartäre Landschaftsgenese des Nebeltales im Bereich der Pommerschen Hauptendmoräne bei Kuchelmiß (Mecklenburg). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 29: 93-129; Greifswald.
- RUST, A. (1937): Das altsteinzeitlichen Rentbierjägerlager Meiendorf; Neumünster.
- RUST, A. (1943): Die alt- und mittelsteinzeitlichen Funde von Stellmoor; Neumünster.
- SCHILD, R. (2001): Three reasons why it is unlikely that the early Mesolithic population in Poland was not aboriginal. – In: *Problems of the Stone age in the old world. Jubilee book for J.K. Kozłowski*: 229-233; Kraków.
- SCHIRMER, W. (1999): Dune phases and soils in the European sand belt. – *GeoArchaeoResearch*, 3: 11-42; Münster.
- SCHÖNHALS, E. (1944): Jungglazialer Löß auf Rügen. – *Berichte des Reichsamtes für Bodenforschung*, 4: 45-49; Berlin.
- SCHWABEDISSEN, H. (1957): Das Alter der Federmesser-Zivilisation auf Grund neuer naturwissenschaftlicher Untersuchungen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 8: 200-209; Öhringen.
- SEELER, A. (1962): Beiträge zur Morphologie norddeutscher Dünengebiete und zur Darstellung des Dünenreliefs in topographischen Karten. – Diss. Univ. Greifswald; Greifswald.
- SERANGELI, J. (2003): La zone côtière et son rôle dans les comportements alimentaires des chasseurs-cueilleurs du paléolithique supérieur. – In: PATOU-MATHIS, M. & BOCHERENS, H. (eds.): *Le rôle de l'environnement dans le comportements des chasseurs-cueilleurs préhistoriques*. – *British Arch. Reports Int. Ser.*, 1105: 67-82; Oxford.
- SØRENSEN, M. & STERNKE, F. (2004): Nøregård VI – Late Glacial hunters in transition. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B.V. (eds.), *Hunters in a changing world. UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002. Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress*, 5: 85-112; Rahden/ Westf.
- STAESCHE, U. (1994): Die Tierreste aus den Buntsandsteinabris im Leinebergland bei Göttingen. – In: GROTE, K.: *Die Abri im südlichen Leinebergland bei Göttingen. Archäologische Befunde zum Leben unter Felsschutzdächern in urgeschichtlicher Zeit II. Naturwissenschaftlicher Teil. – Veröffentlichungen der urgeschichtlichen Sammlungen des Landesmuseums Hannover*, 43: 101-126; Oldenburg.
- STREET, M. (1996): The Late Glacial Faunal Assemblage from Endingen, Lkr. Nordvorpommern. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 26: 33-42; Mainz.
- STREET, M., BALES M. & WENINGER, B. (1994): Absolute Chronologie des späten Paläolithikums und des Frühmesolithikums im nördlichen Rheinland. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 24: 1-28; Mainz.
- TAUTE, W. (1968): Die Stielspitzen-Gruppen im nördlichen Mitteleuropa. – *Fundamenta*, A5; Köln, Graz.
- TERBERGER, T. (1996a): Die „Riesenhirschfundstelle“ von Endingen, Lkr. Nordvor-

- pommern. Spätglaziale Besiedlungsspuren in Nordostdeutschland. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **26**: 13-32; Mainz.
- TERBERGER, T. (1996b): The Early Settlement of Northeast Germany (Mecklenburg-Vorpommern). – In: LARSSON, L. (ed.), *The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas*. *Acta Archaeologica Lundensia Series*, **8/24**: 111-122; Stockholm.
- TERBERGER, T. (1997): Zur ältesten Besiedlungsgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns. – *Archäologische Berichte aus Mecklenburg-Vorpommern*, **4**: 6-22; Waren.
- TERBERGER, T. (1998): Grundwasserstände und spätaläolithisch-mesolithische Besiedlung im Ender Bruch. – In: CONARD, N. & KIND, C.-J. (eds.): *Current Mesolithic research*. *Urgeschichtliche Materialhefte*, **12**: 89-102; Tübingen.
- TERBERGER, T. (2002): Die retuschierten Formen. – In: FLOSS, H. & TERBERGER, T. (Hrsg.): *Die Steinartefakte des Magdalénien von Andernach (Mittelrhein)*. *Tübinger Arbeiten zur Urgeschichte*, **1**; Rahden/Westf.
- TERBERGER, T. (2004): The Younger Dryas–Preboreal transition in northern Germany – facts and concepts in discussion. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B.V. (eds.): *Hunters in a changing world*. *UISPP commission XXXII, Workshop Greifswald September 2002*. *Internationale Archäologie–Arbeitsgemeinschaft, Tagung Symposium, Kongress*, **5**: 203-222; Rahden/Westf.
- TERBERGER, T. & LÜBKE, H. (2004): Hamburger Kultur in Mecklenburg-Vorpommern? – *Jahrbuch Bodendenkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern*, **52**, *Jahrbuch 2004*: 15-34; Greifswald.
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 cal. BP). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **29**: 131-175; Greifswald.
- TROMNAU, G. (1975): Neue Ausgrabungen im Ahrensburger Tunneltal. *Offa-Bücher*, **33**; Neumünster.
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des „Bölling-Alleröd Komplexes“ in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. – *Flora*, **177**: 1-43;
- USINGER, H. (1997): Pollenanalytische Datierung spätaläolithischer Fundschichten bei Ahrenshöft, Kr. Nordfriesland. *Archäologische Nachrichten aus Schleswig-Holstein*, **8**: 50-73; Schleswig.
- VANDENBERGHE, J. (1988): Cryoturbations. – In: CLARK, M.J. (ed.): *Advances in Periglacial Geomorphology*: 179-198; Chichester.
- VAN DER HAMMEN, T. (1957): The stratigraphy of the Late-Glacial. – *Geologie en Mijnbouw*, **19**: 250-254; Utrecht.
- VAN GEEL, B. (1996): Factors influencing changing AP/NAP ratios in NW-Europe during the Late-Glacial period. – *Il Quaternario*, **9**: 599-604;
- VAN GEEL, B., BOHNCKE, S.J.P. & DEE, H. (1981): A palaeoecological study of an upper Late Glacial and Holocene sequence from “De Borchert”, The Netherlands. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, **31**: 367-448; Amsterdam.
- VAN GEEL, B., COOPE, G.R. & VAN DER HAMMEN, T. (1989): Palaeoecology and stratigraphy of the lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, **60**: 25-129; Amsterdam.
- VANG PETERSEN, P. & L. JOHANSEN (1996): Tracking Late Glacial Reindeer Hunters in Eastern Denmark. – In: LARSSON, L. (ed.): *The Earliest Settlement of Scandinavia and its relationship with neighbouring areas*. *Acta Archaeologica Lundensia Series*, **8/24**: 61-74; Stockholm.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibung. Daneben sind prinzipiell die Empfehlungen aus folgender Arbeit anzuwenden: HORATSCHKE, S. & SCHUBERT, T. (1998): Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Empfehlungen zur Manuskripterstellung von Text, Abbildungen, Tabellen, Tafeln und Karten. – 51 S., 17 Tab.; Hannover (Schweizerbart).

Im Einzelnen ist besonders Folgendes zu beachten:

Manuskript-Aufbau

Kurzer Titel (ggf. Untertitel/Ergänzung z. B. des Landes), ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akad. Grad des AUTOREN*) und seine*) Post- und E-Mail-Adresse, **Anzahl der Abbildungen sowie Tabellen und Tafeln, Zitat des Aufsatzes, englische Keywords.**

Möglichst informative und knapp-prägnante deutsche **Kurzfassung** u. **englisches Abstract** [mit englischem Titel in eckigen Klammern]; ggf. weitere, fremdsprachige Übersetzung der Kurzfassung.

Klar gegliederter Text (Kapitelnummerierung: 1, 2, 3...; bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis). Bei größeren Arbeiten am Textende deutsche sowie fremdsprachige **Zusammenfassung** (z. B. **Summary**). Alphabetisch geordnetes **Literaturverzeichnis**.

Die Platzierung jeder **Abbildung, Tabelle o. Ä.** durch Verweis im Text, z. B. „(Abb. 1)“, markieren. **Abbildungen-, Tabellen-Erläuterungen o. Ä.** jeweils in Deutsch und Englisch; entsprechende Texte am Manuskript-Ende platzieren (werden mit Grafiken erst vor Drucklegung eingefügt). Möglichst **keine Fußnoten bzw. Anmerkungen** (wenn nicht zu vermeiden, dann durchlaufend nummeriert, jedoch ohne automatische Verknüpfung). Anstatt Seitenverweisen nur Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

Das Manuskript ist der Schriftleitung in dreifachem Ausdruck zuzusenden (einer für den Schriftleiter, zwei für die Gutachter). Manuskript-Format **DIN A4** (210 x 297 mm), **1-seitig beschrieben, 1 ½-facher Zeilenabstand, mit Seitenzahlen, ungeheftet**. Dem Manuskript ist eine entsprechende **MS-Windows-kompatible Diskette oder CD** (möglichst .rtf oder .doc-Datei) beizufügen. Schrift-Formatierungen, wie **Fettschrift, kursiv, KAPITÄLCHEN** sind per Autobefehl in die Text-Datei einzufügen. Abbildungen nicht in die Textdatei einbauen, sondern separat als Datei oder Zeichnung beifügen (s. u.).

Literaturzitate

Literaturzitate im fortlaufenden Text: Stets als Kurzzitate und in KAPITÄLCHEN-Schrift (nicht zu verwechseln mit GROSSCHRIFT). Bezieht sich ein Zitat auf eine Arbeit als Ganzes, so heißt es z. B.: (BÜTTNER 1938). Sind bestimmte Seiten, Abbildungen, ö. Ä. gemeint, müssen diese genau angegeben werden.: (BÜTTNER 1938: 34)

Beispiele für richtige und falsche Literaturzitate im Text:

Richtig: „...MÜLLER (1943: 76)...“ / „... (MÜLLER 1943: 76)...“ / „...KELLER 1956: Taf. 12, Fig. 3a-b).“

Falsch: „...MÜLLER schreibt (MÜLLER 1943: 76)...“ / „...MÜLLER (MÜLLER 1943: 76) schreibt...“ / „... (BÜTTNER 1938: 34ff)“.

Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden, z. B.: (MÜLLER 1954a), (MÜLLER 1954b). Bei Mehrfachzitaten entsprechend: (MÜLLER 1954a, b), MÜLLER 1954a: 147; 1954b: 224). Gemeinschaftsarbeiten werden folgendermaßen zitiert: (BECKER & FUCHS 1963) oder (BECKER, FUCHS & RECKE 1967). Bei mehr als drei Autoren kann „et al.“ Verwendet werden (MESSMER et al. 1969).

Schriftenverzeichnis: Ist als letztes Kapitel anzufügen, alphabetisch geordnet nach Autoren-Namen.

Zeitschriften-Aufsätze:

AUTOR (Erscheinungsjahr): Aufsatz-Titel. – Abgekürzter Zeitschrift-Name, **Bandzahl bzw. Jahrgang (fett):** Seitenzahlen x-y, **Abbildungsanzahl, Tabellenanzahl und Tafelanzahl; Erscheinungsort.**

Beispiel: SCHWARZBACH, M. (1968): Neuere Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter U. Gegenwart, 19: 250-261, 7 Abb.; Öhringen.

Monographische Werke:

AUTOR (Erscheinungsjahr): Titel. – Seitenzahlen (x S.), **Abbildungsanzahl, Tabellenanzahl und Tafelanzahl; Erscheinungsort (Verlag).**

Beispiel: WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. – In: LOTZE, F. (Hrsg.): Handbuch der Stratigraphischen Geologie, 2: VII + 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).

Botanische oder faunistische Faguausdrücke

Die wissenschaftlichen Namen von Pflanzen und Tieren (**Gattungen, Untergattungen, Arten, Unterarten**) sind **kursiv** zu schreiben. Die den biologischen Namen folgenden Autoren werden in KAPITÄLCHEN gesetzt.

Abbildungen

Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 cm) zulassen (Schriften und Linien groß genug anlegen, keine zu dichten Flächensignaturen verwenden)! Zeichnungen aus Qualitätsgründen in 2- bis 4-facher Größe anfertigen und Beschriftungen freistellen. Abbildungen sollten möglichst als Datei geliefert werden. Dateien im tif-Format mit mindestens 600 dpi erstellen (keine reduzierten jpg- oder pdf-Dateien) und ggf. auf Satzspiegel herunterskalieren. Strichsignaturen sind Grauwerten vorzuziehen (Verwendung von fotokopierten/gescannten Graurastern oder Grautönen verursacht i. d. R. unschöne Effekte). Alle Vorlagen/Ausdrucke/Disketten etc. sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen. Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen oder Tafeln sind am Ende der Textdatei anzufügen. Farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

Sonderdrucke

20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von
Eiszeitalter und Gegenwart
 Stand 01/2004

Band-Nr.	Jahr	Verlagspreis	Band-Nr.	Jahr	Verlagspreis
6	1955	38,00 €	32	1982	38,00 €
7	1956	38,00 €	33	1983	38,00 €
11	1960	38,00 €	34	1984	40,00 €
12	1962	38,00 €	35	1985	40,00 €
13	1962	38,00 €	36	1986	42,00 €
14	1963	38,00 €	37	1987	44,00 €
15	1964	38,00 €	38	1988	44,00 €
16	1965	38,00 €	39	1989	44,00 €
17	1966	38,00 €	40	1990	48,00 €
18	1967	vergriffen	41	1991	48,00 €
19	1968	38,00 €	42	1992	49,90 €
20	1969	38,00 €	43	1993	49,90 €
21	1970	38,00 €	44	1994	49,90 €
22	1971	38,00 €	45	1995	49,90 €
23/24	1973	Doppelband 57,00 €	46	1996	49,90 €
25	1974	38,00 €	47	1997	49,90 €
26	1975	38,00 €	48	1998	49,90 €
27	1976	38,00 €	49	1999	49,90 €
28	1978	38,00 €	50	2000	49,90 €
29	1979	38,00 €	51	2002	49,90 €
30	1980	38,00 €	52	2003	49,90 €
31	1981	38,00 €	53	2003	49,90 €

Aktuelle Liste auch unter <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>

Ermäßigte Preise für Mitglieder:

Die Bände 11-33 (20 Bände ohne 17-18 und 29) werden an Mitglieder zum Preis von 10,- € pro Band abgegeben, bei Annahme aller 20 Bände reduziert sich der Preis auf 153,- €.

Die Bände 6-7, 17 und 29 sind ausschließlich zu beziehen über:

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Die Bände ab Nr. 34 kosten pro Stück 25,- € für Mitglieder. Bei Annahme der 10 Bände Nr. 34-43 reduziert sich der Preis auf 204,- €.

Außerdem über die DEUQUA erhältlich:

EISSMANN, L. & LITT, T. (1994): Das Quartär Mitteleuropas. Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. -458 S., 174 Abb., 46 Taf., 22 Tab.; Altenburg.

Preis 43,- € (Restauflage).

Bestellung an Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, 30655 Hannover.

Von den vergriffenen Bänden sind die Nr. 1-5 sowie 8 und 10 als Nachdruck zu beziehen bei:

Firma Zwets und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse

Mitglieder-Preis 28,-€.

Inhalt

BECKER, A. & ANGELSTEIN, S.: Rand- und subglaziale Rinnen in den Vorbergen des Süd-Schwarz- waldes bei Bad Säckingen, Hochrhein	1-19
BECKER-HAUMANN, R.: Das Grönenbacher Feld bei Kempten: Neue Befunde zur Typusregion des Mindelglazials und zur Paareiszeit im bayerischen Alpenvorland	20-35
BEHRE, K.-E.: Das mittelpleistozäne Interglazial von Surheide	36-47
WATERMANN, F., FREUND, H. & GERDES, G.: Distribution and palaeoecological indicator value of diatoms in Holocene coastal deposits of the southern North Sea (Lower Saxony, Germany)	48-70
DE KLERK, P.: Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams of Franz Fukarek	71-94
KUHLE, M.: Past glacier (Würmian) ice thicknesses in the Karakoram and on the Deosai Plateau in the catchment area of the Indus river.....	95-123
JUNGE, F.W., JENDRYSCHIK, K., MORGENSTERN, P., TREUTLER, H.-C. & ZERLING, L.: Hochwasser- ereignisse und ihre Widerspiegelung im rezenten Seesediment eines Flusstausees	124-137
TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & KÜHN, P.: Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany)	138-175