

E&G

Eiszeitalter und Gegenwart
Quaternary Science Journal



Vol. 60
No 4
2011

QUATERNARY LANDSCAPE EVOLUTION IN THE PERIBALTIC REGION

PROCEEDINGS OF THE JOINT DEUQUA AND INQUA PERIBALTIC WORKING GROUP
MEETING 2010 IN GREIFSWALD

GUEST EDITORS Reinhard Lampe and Sebastian Lorenz

E & G

Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal

Volume 60 / Number 4 / 2011 / DOI: 10.3285/eg.60.4 / ISSN 0424-7116 / www.quaternary-science.net / Founded in 1951

EDITOR

DEUQUA
Deutsche Quartärvereinigung e.V.
Office
Stilleweg 2
D-30655 Hannover
Germany
Tel: +49 (0)511-643 36 13
E-Mail: info [at] deuqua.de
www.deuqua.org

PRODUCTION EDITOR

SABINE HELMS, Greifswald (Germany)
Geozon Science Media
Postfach 3245
D-17462 Greifswald
Germany
Tel. +49 (0)3834-80 14 60
E-Mail: helms [at] geozon.net
www.geozon.net

EDITOR-IN-CHIEF

HOLGER FREUND, Wilhelmshaven (Germany)
ICBM – Geoecology
Carl-von-Ossietzky Universität Oldenburg
Schleusenstr 1
D-26382 Wilhelmshaven
Germany
Tel.: +49 (0)4421-94 42 00
Fax: +49 (0)4421-94 42 99
E-Mail: holger.freund [at] uni-oldenburg.de

FORMER EDITORS-IN-CHIEF

PAUL WOLDSTEDT (1951–1966)
MARTIN SCHWARZBACH (1963–1966)
ERNST SCHÖNHALS (1968–1978)
REINHOLD HUCKRIEDE (1968–1978)
HANS DIETRICH LANG (1980–1990)
JOSEF KLOSTERMANN (1991–1999)
WOLFGANG SCHIRMER (2000)
ERNST BRUNOTTE (2001–2005)

EDITORIAL BOARD

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven (Germany)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel (Germany)
ARNT BRONGER, Kiel (Germany)
JÜRGEN EHLERS, Hamburg (Germany)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgium)
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn (Germany)
ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Sweden)
JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Denmark)
LUDWIG REISCH, Erlangen (Germany)
JEF VANDENBERGHE, Amsterdam (The Netherlands)
BERND ZOLITSCHKA, Bremen (Germany)

GUEST EDITOR

REINHARD LAMPE, Greifswald (Germany)
SEBASTIAN LORENZ, Greifswald (Germany)

AIMS & SCOPE

The *Quaternary Science Journal* publishes original articles of quaternary geology, geography, palaeontology, soil science, archaeology, climatology etc.; special issues with main topics and articles of lectures of several scientific events.

MANUSCRIPT SUBMISSION

Please upload your manuscript at the on-line submission system at our journal site www.quaternary-science.net. Please note the instructions for authors before.

FREQUENCY

4 numbers volume 60, 2 numbers volume 61

SUBSCRIPTION

Free for DEUQUA-Members! Prices for standing order: single number 27,- Euro; double number 54,- Euro; plus shipping costs. We offer discounts for libraries and bookstores. Please subscribe to the journal at the publisher *Geozon Science Media*.

JOURNAL EXCHANGE

If you are interested in exchange your journal with the *Quaternary Science Journal*, please contact: Universitätsbibliothek Halle Tauschstelle, Frau Winther August-Bebel-Straße 13 D-06108 Halle (Saale), Germany

Tel. +49 (0)345-55 22 183
E-Mail: [tausch \[at\] bibliothek.uni-halle.de](mailto:tausch[at]bibliothek.uni-halle.de)

REORDER

Reorders are possible at the publishing house. See full list and special prices of available numbers on page 499.

PUBLISHING HOUSE

Geozon Science Media UG (haftungsbeschränkt)
Postfach 3245
D-17462 Greifswald
Germany
Tel. +49 (0)3834-80 14 80
E-Mail: [info \[at\] geozon.net](mailto:info[at]geozon.net)
www.geozon.net

PRINT

Printed in Germany on 100% recycled paper climate neutral produced

COVER FIGURE

Reinhard Lampe (Windwatt, Nationalpark Vorpommersche Boddenlandschaft)

RIGHTS

Copyright for articles by the authors

LICENSE

Distributed under a Creative Commons Attribution License 3.0
<http://creativecommons.org/licenses/by/3.0/>



Vorwort / Foreword

Die 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung DEUQUA fand in der Zeit vom 13.–17. September mit mehr als 180 Teilnehmern aus 16 Ländern in Greifswald statt. Sie stand unter dem Motto „Gletscher, Wasser, Mensch – quartärer Landschaftswandel im peribaltischen Raum“ und wurde gemeinsam mit der 12. Jahrestagung der INQUA PeriBaltic Working Group veranstaltet. In elf Vortragsblöcken, die klassische Themen der Quartärforschung wie Glazial- und Periglazialmorphologie, Küsten- und Schelfgeologie sowie Geochronologie und Stratigraphie abdeckten, andererseits aber auch neuen Schwerpunkten wie Georisiken Platz einräumten, wurde die große Bandbreite der Interessen der in DEUQUA und PeriBaltic Working Group organisierten Fachleute deutlich.

Der regionale Kenntnisstand zum Quartär Nordostdeutschlands wurde auf sieben Exkursionen entlang der Ostseeküste und ins Binnenland eindrucksvoll demonstriert. Das als Band 1 der Reihe DEUQUA Exkursionsführer anlässlich der Tagung erschienene Heft „Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern“ kann kostenlos als eBook beim Verlag Geozon Science Media (<http://www.geozon.info/publikationen>) heruntergeladen oder als gedruckte Fassung für 34,00 € bestellt werden. Mögen weitere (tagungsbegleitende) Exkursionsführer in dieser Reihe folgen!

Sieben Beiträge, die auf der Tagung präsentiert wurden, umfasst der aktuelle Band des E & G Quaternary Science Journal. Thematisch breit gefächert wie die Tagung, werden neue Ergebnisse zur Terrassenstratigraphie des Lech (GESSLEIN & SCHELLMANN, SCHIELEIN et al.), zur Genese von Eskern (GRUBE) und Stauchendmoränen (LUDWIG), zur spätglazial-holozänen Landschaftsentwicklung (KOSSLER & STRAHL) und der geomorphologischen Reaktion auf den Landnutzungswandel (KÜSTER et al.) sowie zu mittelweichselzeitlichen Interglazialablagerung in N-Finnland (SARALA & ESKOLA) vorgestellt und diskutiert. Die Herausgeber wünschen den Beiträgen eine interessierte Aufnahme und Diskussion in der Fachwelt.

Abschließend sei den Studenten und Mitarbeitern der Universität Greifswald sowie den Kollegen in Landesverwaltungen und Praxis herzlich für die gemeinsame Organisation und Durchführung der Tagung und Exkursionen gedankt. Unser Dank gilt desweiteren den Sponsoren, deren Unterstützung maßgeblich half, die Tagungs- und Publikationskosten zu tragen, sowie den Autoren, den Gutachtern und dem Verlag geozon, die alle zur Entstehung des vorliegenden Bandes beigetragen haben.

From the 13th–17th September 2010 the 35th biannual conference of the German Quaternary Association DEUQUA took place in Greifswald attended by more than 180 participants representing 16 countries. The meeting was held jointly with the 12th annual conference of the INQUA Peribaltic Working Group and was titled „Ice, water, humans – Quaternary landscape evolution in the PeriBaltic Region“. Eleven sessions covering a variety of Quaternary research subjects such as glacial and periglacial morphology, coastal and shelf geology as well as geochronology and stratigraphy were held. These classical research fields were supplemented by newer research initiatives such as geohazards, together representing the big range of interests within the DEUQUA and the PeriBaltic Working Groups.

The conference included seven field trips along the Baltic Sea coast and adjacent areas which introduced the current understanding of regional Quaternary processes. On the occasion of the meeting a detailed field guide titled „Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern“ was published (available at no cost under <http://www.geozon.info/publikationen> or as a printed hardcopy at your local bookstore for 34 €). This publication is the first issue of the new DEUQUA-field-guide-series, may there be many more editions in the future!

The presented volume of the E & G Quaternary Science Journal contains seven papers which were presented at the conference. They include a wide range of new results dealing with the stratigraphy of the River Lech terraces (GESSLEIN & SCHELLMANN, SCHIELEIN et al.), esker genesis (GRUBE), push moraines (LUDWIG), Late glacial and Holocene landscape development of Rügen Island (KOSSLER & STRAHL et al.), geomorphological responses to land use changes (KÜSTER et al.), and mid-Weichselian interstadial deposits in N Finland (SARALA & ESKOLA). We hope that these research articles will stimulate fruitful further discussion among experts working in these fields.

We would like to express our sincere thanks to colleagues and students of the University of Greifswald and cooperating state government offices as well as participating companies for the joint organization and implementation of the conference. Several sponsors helped to finance this international meeting and its related publications. Finally we would like to thank all authors, reviewers and the Geozon Publishing House who helped to create this volume.

REINHARD LAMPE
SEBASTIAN LORENZ

Jungquartäre Flussterrassen am mittleren Lech zwischen Kinsau und Klosterlechfeld – Erste Ergebnisse

Benjamin Geßlein, Gerhard Schellmann

Abstract:

GPS based field mappings of the fluvial terraces of the river Lech between Kinsau and Klosterlechfeld demonstrate a stratigraphic differentiation of the younger Quaternary valley bottom by a terrace flight of at least 17 Lech terraces. The oldest terrace of probably Early to Middle Würmian age is the Übergangsterrasse (transitional terrace), which is in contrast to the younger Würmian and Holocene terraces covered by a thin layer of sandy loess sediments. The valley is dominated by six Würmian Pleni- and Lateglacial terraces which engage about 65% of the valley plain. While the oldest Lower Terrace, the Hauptniederterrasse including its subfields, is directly connected to the terminal moraines of the Würmian Last Glacial Maximum (LGM) both younger Late Pleniglacial lower terraces (Stufe von Altenstadt, Stufe von Schongau-Peiting) have no direct connection to a terminal moraine. The Würmian Lateglacial terraces, the Stufe von Unterigling, the Zwischenstufe and the Stufe von Friedheim, are the youngest lower terraces and in a morphological sense they mark the transition from the Pleniglacial to the Holocene terraces. The Holocene terraces incorporate up to ten differently elevated channel deposits. While the oldest Holocene terrace was formed during the early Preboreal the three youngest ones were built from Roman to Modern age.

[Late Quaternary river terraces at the middle reaches of the river Lech – first results]

Kurzfassung:

Im Rahmen einer geomorphologisch/quartärgeologischen Neuaufnahme der Lechterrassen zwischen Kinsau und Klosterlechfeld konnte die bisher bekannte jungpleistozäne Terrassentreppe neu aufgenommen und teilweise revidiert werden. Nach aktuellem Stand umfasst diese insgesamt 17 morphologisch voneinander abgesetzte Terrassenkörper. Die chronostratigraphische Einordnung der Lechterrassen stützt sich vor allem auf morphostratigraphische Befunde sowie einzelne absolute Altersdatierungen (¹⁴C) an Schneckenresten und Holzfragmenten aus deren Flussbetsedimenten bzw. an Flusssanden (OSL).

Die älteste bisher bekannte früh- bis mittelwürmzeitliche Lechterrasse wird als „Übergangsterrasse“ bezeichnet. Sie besitzt, im Gegensatz zu den jüngeren Lechterrassen, eine etwa einen Meter mächtige Deckschicht aus sandstreichigem Löss. Sie ist älter als die hochglaziale, über Schmelzwasserbahnen mit den würmhochglazialen Jungendmoränenständen im Raum Hohenfurch verknüpfte Hauptniederterrasse (HNT).

Die Hauptniederterrasse und ihre Teilfelder nehmen flächenmäßig bis zu 65% des Talgrundes südlich von Landsberg ein und sind mit der würmhochglazialen äußeren Jungendmoräne verbunden. Dagegen ist eine direkte morphologische Verbindung der späthochglazialen Niederterrassen (Stufe von Altenstadt, Stufe von Schongau-Peiting) mit würmzeitlichen Abschmelzständen nicht mehr erhalten. Neben der Hauptniederterrasse und ihren Teilfeldern sowie den beiden späthochglazialen Niederterrassen (Stufen von Altenstadt, Stufe von Schongau-Peiting) existieren drei weitere spätglaziale Niederterrassen, die Stufe von Unterigling, die Zwischenstufe und die sogenannte Stufe von Friedheim. Nach der ¹⁴C-Datierung einer Schneckenresten dürfte die jüngste der drei Stufen, die Stufe von Friedheim, eine jüngerdryaszeitliche Bildung sein, die noch vor etwa 10 120 a BP in Ausbildung begriffen war. Die holozänen Terrassen bilden ebenfalls eine Terrassentreppe mit bis zu zehn einzelnen Stufen, die im Zeitraum vom frühen Präboreal bis in die jüngere Neuzeit entstanden sind.

Keywords:

Lechtal, Terraces, Late Pleistocene, Holocene, Anabranching River, Braided River

Addresses of authors: B. Geßlein, Universität Bamberg, Institut für Geographie, Lehrstuhl II für Physische Geographie, Am Kranen 1, 96045 Bamberg, E-Mail: benjamin.gesslein@uni-bamberg.de; G. Schellmann, Universität Bamberg, Institut für Geographie, Lehrstuhl II für Physische Geographie, Am Kranen 1, 96045 Bamberg, E-Mail: gerhard.schellmann@uni-bamberg.de

1 Einführung in das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst das mittlere Lechtal nördlich des Engtaldurchbruchs durch die würmhochglazialen Jungendmoränen nahe Kinsau und reicht etwa 35 km talabwärts bis nach Klosterlechfeld südlich von Augsburg (Abb. 1). In diesem Talabschnitt besitzt das Lechtal eine Breite von ca. 3,3 km unmittelbar nördlich der Jungendmoräne, die auf etwa 5,3 km talabwärts zunimmt.

Den geologischen Rahmen des Untersuchungsgebietes bildet das Vorland des hochwürmzeitlichen Maximalvorstoßes von Lech- und Ammerseegletscher im westlichen Alpenvorland. Im Südosten wird der untersuchte Lechtalabschnitt von der Jungmoränenlandschaft, im Nordosten vom lößbedeckten Altmoränengebiet des Loisachgletschers

begrenzt. Den westlichen Talrahmen bilden Deckenschotter unterschiedlicher zeitlicher Stellung. An beiden Talflanken streichen lokal rutschungsanfällig Feinklastika der Oberen Süßwassermolasse aus. Unterhalb von Pitzling wird das Lechtal von der rißzeitlichen Hochterrasse begleitet, die mit den Altmoränen des Wertachgebiets verbunden ist. Als „Augsburger Hochterrasse“ erstreckt sie sich bis in das Stadtgebiet von Augsburg, wo sie von Lech und Wertach erodiert wurde.

Das Gefälle des Talgrundes nimmt von ca. 7,5 ‰ im Bereich des Übergangskegels zwischen Kinsau und Unterbergen auf bis zu 3 ‰ im Lechfeld bei Augsburg ab. Das relativ hohe Talgefälle und das alpine Abflussregime sind die wesentlichen Gründe für das natürliche flussmorphologische Erscheinungsbild eines stark verzweigten Flusses.

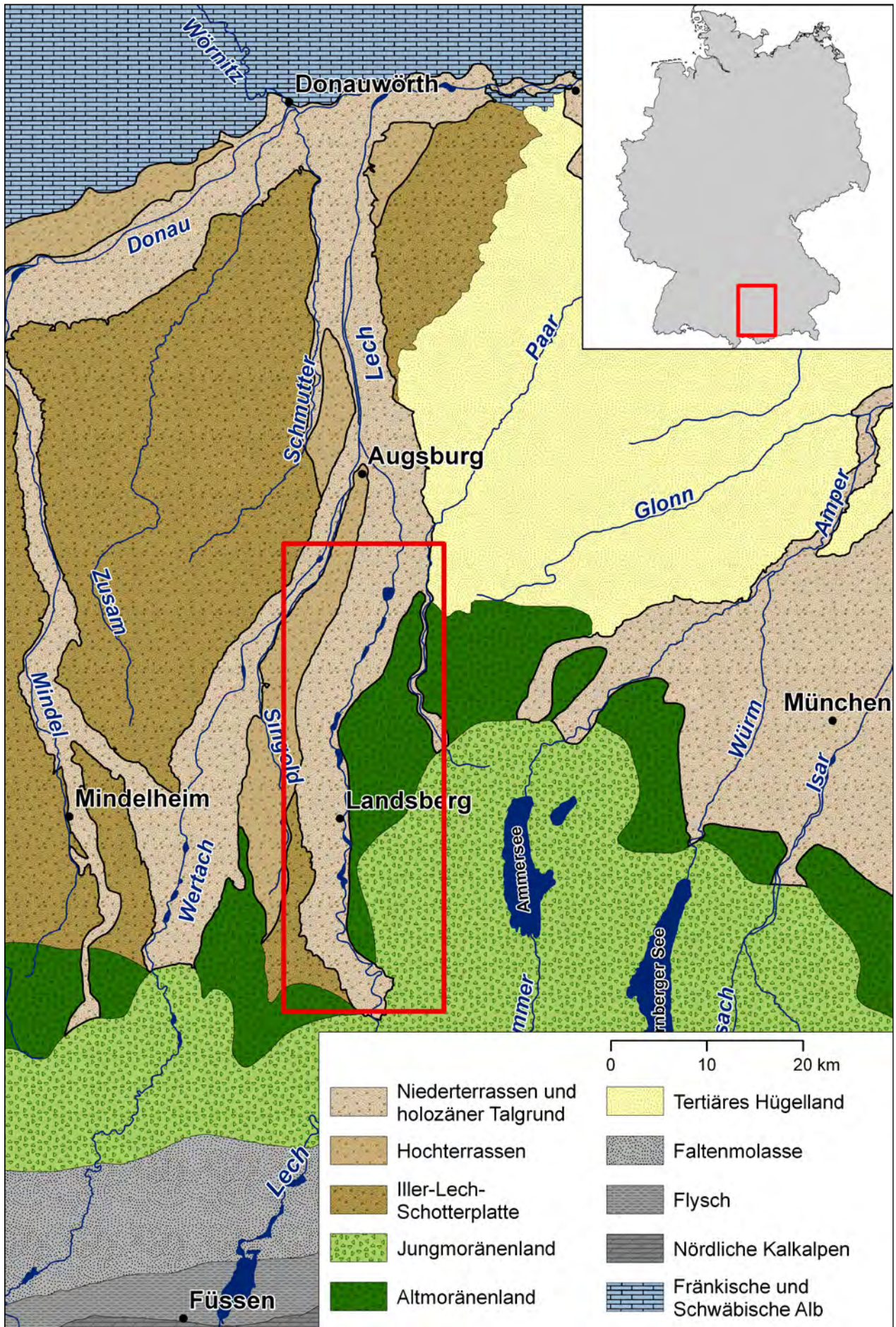


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

Fig. 1: Study area.

Erst die neuzeitlichen flussbaulichen Korrektionsmaßnahmen (BAUER 1979) haben den Lech zunehmend auf ein durch Hochwasserdämme und verschiedene Uferverbauungen eingefasstes Flussbett eingeengt. Mit dem Bau von Staustufen an der Wende zum 20. Jahrhundert wurde der Lech letztendlich kanalartig verbaut. Heute regeln 24 Staudämme und Stauseen den Lechabfluss. Zeugnisse eines im Würmhoch- und -spätglazial verwilderten (braided river) und im Holozän stark verzweigten Flussbetts sind die innerhalb der Terrassenoberflächen heute noch erhaltenen zahlreichen Haupt- und Nebenarme des Lechs. Insofern bietet der Lech die Möglichkeit zur Untersuchung der jungquartären Talgeschichte an einem natürlicherweise auch unter warmzeitlichen Klimabedingungen stark verzweigten Flusslauf.

Der Fokus dieses Beitrages liegt auf der Darstellung neuer Befunde zur stratigraphischen Differenzierung, Lagerung und Altersstellung der im Untersuchungsgebiet erhaltenen jungquartären Lechterrassen.

2 Forschungsstand

Mit der jungquartären Terrassengliederung des Lechtals befassten sich erstmalig TROLL (1925, ders. 1926) und KNAUER (1929), letzterer im Rahmen der Aufnahmen zur Geognostischen Karte Bayerns (Blatt München West; Maßstab 1:100 000) (Tab. 1). Dabei wurden, abgesehen von einer Alluvialzone entlang des Lechs, vier bis sieben weitere Terrassenstufen ausgegliedert und als würmzeitliche Bildungen beschrieben (Tab. 1). Es war BRUNNACKER (1959, ders. 1964), der im Raum Epfach erstmalig die Möglichkeit einer weitergehenden Differenzierung der holozänen Lechterrassen aufgezeigt hat. Er konnte dort neben der holozänen Talaue drei holozäne Lechterrassen, die beiden Lorenzbergstufen und eine römische Talstufe, nachweisen. Diese erste Untergliederung des holozänen Talbodens des Lechs wurde dann von DIEZ (1968, ders. 1973) im Rahmen einer großmaßstäbigen Kartierung des Lechtals im Raum Landsberg weiter verfeinert. SCHREIBER (1985) und GROTTENTHALER (1993, ders. 2009) folgen anschließend weitgehend der stratigraphischen Untergliederung der Lechterrassen von DIEZ (1968), wobei SCHREIBER (1985) zudem innerhalb der würmzeitlichen Lechablagerungen schotterpetrographisch eine Isar-Loisach-Fazies von einer Iller-Lech-Schüttung abgrenzen konnte.

3 Methodik

Die stratigraphische Differenzierung der jungquartären Lechterrassen stützt sich vor allem auf ausgedehnte geomorphologische Kartierungen sowie zahlreiche Aufschlussaufnahmen der fluvialen Terrassenkörper, ihrer Deckschichten und Bodenbildungen. Böden und Deckschichten wurden zudem über eigene Handbohrungen erfasst. Auswertungen von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen lieferten vor allem Informationen über die Mächtigkeiten der quartären Lechablagerungen. Historische Kartenwerke (Flurkarten der Bayerischen Uraufnahme 1808–1811, Renovationsaufnahmen von 1846) dienten der Rekonstruktion alter Flussläufe vor den Flusskorrekturen und waren sehr hilfreich bei der Abgrenzung der jüngsten Auen. Hoch-

auflösende LIDAR-Daten (1 m Bodenauflösung), auf deren Basis 3D-Geländemodelle und Hangschattierungsmodelle errechnet wurden, ermöglichten eine feingliedrige Reliefdifferenzierung auch in schwer zugänglichem Gelände der großflächig bewaldeten Lechauen. Sämtliche Altersangaben erfolgen in konventionellen (nicht kalibrierten) ¹⁴C-Jahren vor 1950 (a BP). Dabei ist zu berücksichtigen, dass alle ¹⁴C-Alter von Schneckenschalen und Holzhäckseln aus Mergelschollen stammen. Da es sich dabei um umgelagertes Material handelt, geben die Datierungen das maximale Alter der entsprechenden Terrassen an.

4 Die jungpleistozänen Lechterrassen im Einzelnen

4.1 Die Übergangsterrasse südlich Landsberg

Die Übergangsterrasse ist die älteste jungpleistozäne Lechterrasse (Abb. 2a). Sie ist flächenhaft von bis zu einem Meter mächtigen sandstreifigen Lössablagerungen bedeckt und lediglich als schmale Terrassenleiste am östlichen Talrand südlich von Landsberg erhalten. Aufgrund ihrer Höhenlage im Tal, ca. 5 m über dem Niveau der Hauptniederterrasse (HNT), und ihrer Sandlössbedeckung ist sie älter als die hochglaziale, über Schmelzwasserbahnen mit den Jungendmoränenständen im Raum Hohenfurch verknüpfte HNT und jünger als die risszeitliche Hochterrasse des Lechs. Vermutlich entstand sie im Früh- oder Mittelwürm, könnte allerdings auch eine eemzeitliche Bildung sein.

4.2 Die würmzeitlichen Niederterrassen

Die würmzeitlichen Niederterrassen bestehen im Einzelnen aus folgenden stratigraphischen Untereinheiten (Tab. 2): Die lößfreie hochglaziale HNT und ihre proglazialen Teilfelder nehmen etwa 65 % des südlichen Talgrunds ein. DIEZ (1968), SCHREIBER (1985) sowie TROLL (1925, ders. 1926) weisen darauf hin, dass die HNT morphologisch mit dem Übergangskegel der äußersten Jungendmoränen des würmhochglazialen Lechgletschers bei Hohenfurch und die tiefer gelegene späthochglaziale „Stufe von Altenstadt“ mit dem Rückzugsstand des Lech- (Schongauer Zunge) bzw. Isar-Loisach-Gletschers (Ammersee-Zunge) bei Tanenberg bzw. St. Ottilien verknüpft ist. Zudem wird eine Verknüpfung der späthochglazialen „Stufe von Schongau-Peiting“ mit dem Rückzugsstand bei Bernbeuern (TROLL 1925) angenommen. Für die nächstjüngere „Stufe von Unterigling“ versuchte bereits TROLL (1925) eine Anbindung an den Rückzugsstand bei Weilheim im Füssener Becken zu beschreiben. Neue Altersbelege (s. u.) weisen jedoch eine späthochglaziale Alterstellung nach.

Talabwärts gehen die im Übergangskegel morphologisch klar abgesetzten Oberflächen der HNT und ihrer Teilfelder sukzessive in ein morphologisch nicht weiter differenzierbares Niederterrassenniveau über (Abb. 3). Südlich von Dornstetten (Abb. 3) unterschneidet die späthochglaziale „Stufe von Altenstadt“ das hochglaziale HNT-Niveau und ist talabwärts bis in den Raum Kaufering die älteste Niederterrassenfläche im Lechtal. Die späthochglaziale Stufe von Schongau-Peiting ist im Untersuchungsgebiet durch eine deutliche Terrassenkante von den älteren Lechterrassen

Tab. 1: Terrassenstratigraphien bisheriger Bearbeiter.
Tab. 1: Stratigraphy of Lech terraces of previous researchers.

Alter	Vorliegende Arbeit	Grotenthaler (2009)	Schreiber (1985)	Diez (1968, ders. 1973)	Brunnacker (1959, ders. 1964)	Knauer (1929)	Troll (1925, ders. 1926)
Neuzeitlich	Jüngste Auenstufe (qh3)	Jüngste Auenstufe (qh3)	Jüngere Auenstufe	Jüngste Auenstufe (qh3)	Talboden (Neuzeitlich)	Alluvialzone	Alluvialzone
	Jüngere Auenstufe (qh2)	Jüngere Auenstufe (qh2)	Jüngere Auenstufe	Jüngere Auenstufe (qh2)			
Mittelalterlich	Jüngere Auenstufe (qh2)	Jüngere Auenstufe (qh2)	Jüngere Auenstufe	Jüngere Auenstufe (qh2)	Talstufe (Römerzeit)		
	Ältere Auenstufe (qh1)	Ältere Auenstufe (qh1)	Ältere Auenstufe	Ältere Auenstufe (qh1)			
Subboreal	Obere und Untere Seestallstufe (qhm3,1/3,2)						
	Untere Lorenzbergstufe (qhm2)	Untere Lorenzbergstufe (qha4)	Untere Lorenzbergstufe (Atlantikum-Subboreal)	Untere Lorenzbergstufe (Holozän)	Untere Lorenzbergstufe (Holozän)		
	Obere Lorenzbergstufe (qhm2,1)	Obere Lorenzbergstufe (qha3)	Obere Lorenzbergstufe (Atlantikum-Subboreal)	Obere Lorenzbergstufe/ Stufe von Pitzling (qhm2)	Obere Lorenzbergstufe (Holozän)		
Atlantikum	Mundrachinger Stufe (qhm1)			Stufe von Spötting (qhm1)			
Präboreal	Untere Epfachstufe (qha1,2)	Untere Epfachstufe (qha2)	Untere Epfachstufe (Atlantikum)	Untere Epfachstufe (Postglazial)	Untere Epfachstufe (Spätglazial)	Kinsau-Spöttinger Stufe (Spätglazial)	Kinsauer Stufe (Spätglazial)
	Obere Epfachstufe (qha1,1)	Obere Epfachstufe (qha1)	Obere Epfachstufe (Atlantikum)	Obere Epfachstufe (Spätglazial)	Obere Epfachstufe (Spätglazial)	Epfacher Stufe (Spätglazial)	Apfeldorfer Stufe
Würm-Spätglazial			Stufe vom Bhf. Kaufering	Stufe von Zehnerhof/Bhf. Kaufering (qha)			
			Stufe vom Zehnerhof				
	Stufe von Friedheim (Ws3,G)		Stufe von Friedheim (Jüngere Dryas)	Stufe von Friedheim/ Zwischenstufe (W,G3)			
	Zwischenstufe (Ws2,G)		Zwischenstufe (Älteste Dryas)				
Würm-Spät- Hochglazial	Stufe von Unterigling (Ws1,G)		Stufe von Unterigling (Älteste Dryas)	Stufe von Unterigling (W,G2)			Stufe von Unterigling
	Stufe von Schongau-Peiting (Wh3,G)	Stufe von Schongau-Peiting (W,G3)	Stufe von Schongau-Peiting (Älteste Dryas)	Stufe von Schongau-Peiting (W,G1)			Peiting-Schongauer Stufe
		Stufe von Hohenfurch (W,G24)	Stufe von Hohenfurch (Älteste Dryas)	Stufe von Hohenfurch			Hohenfurcher Stufe
Würm-Hochglazial	Stufe von Altenstadt (Wh2,G)	Stufe von Altenstadt (W,G23)	Stufe von Altenstadt (Älteste Dryas)	Stufe von Altenstadt	Römerastufe (Hochglazial)	Römerastufe (Hochglazial)	Römerastufe, Altenstädter Stufe (Hochglazial)
	Hauptniederterrasse (Wh1,G)	Stufe von St. Ursula (W,G22)	Stufe von St. Ursula	Stufe von St. Ursula			
		Hauptniederterrasse (W,G21)	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse	Hauptniederterrasse

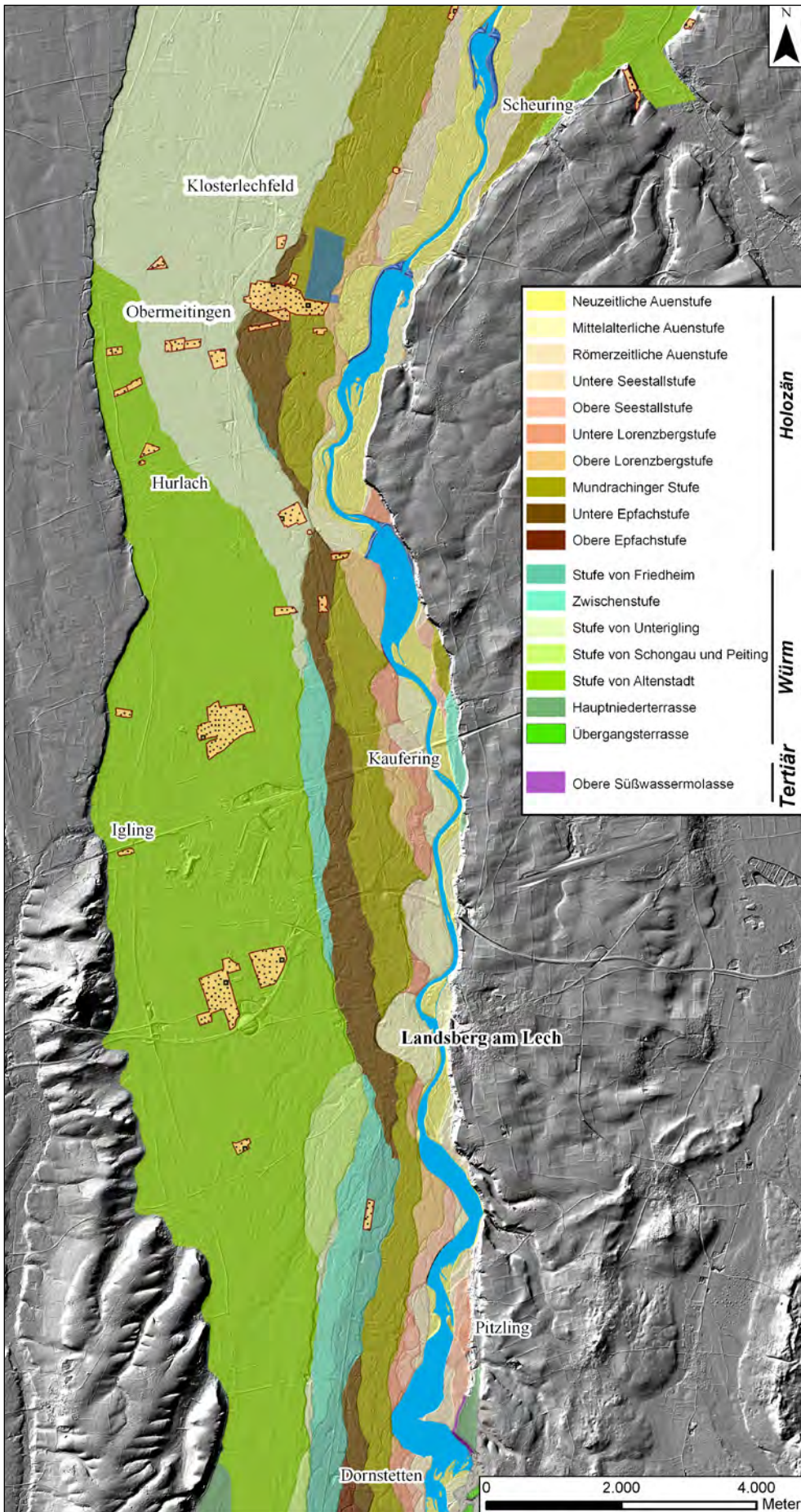


Abb. 2a: Jungquartärer Talboden zwischen Kinsau und Landsberg.

Fig. 2a: Late Quaternary valley bottom between Kinsau and Landsberg.

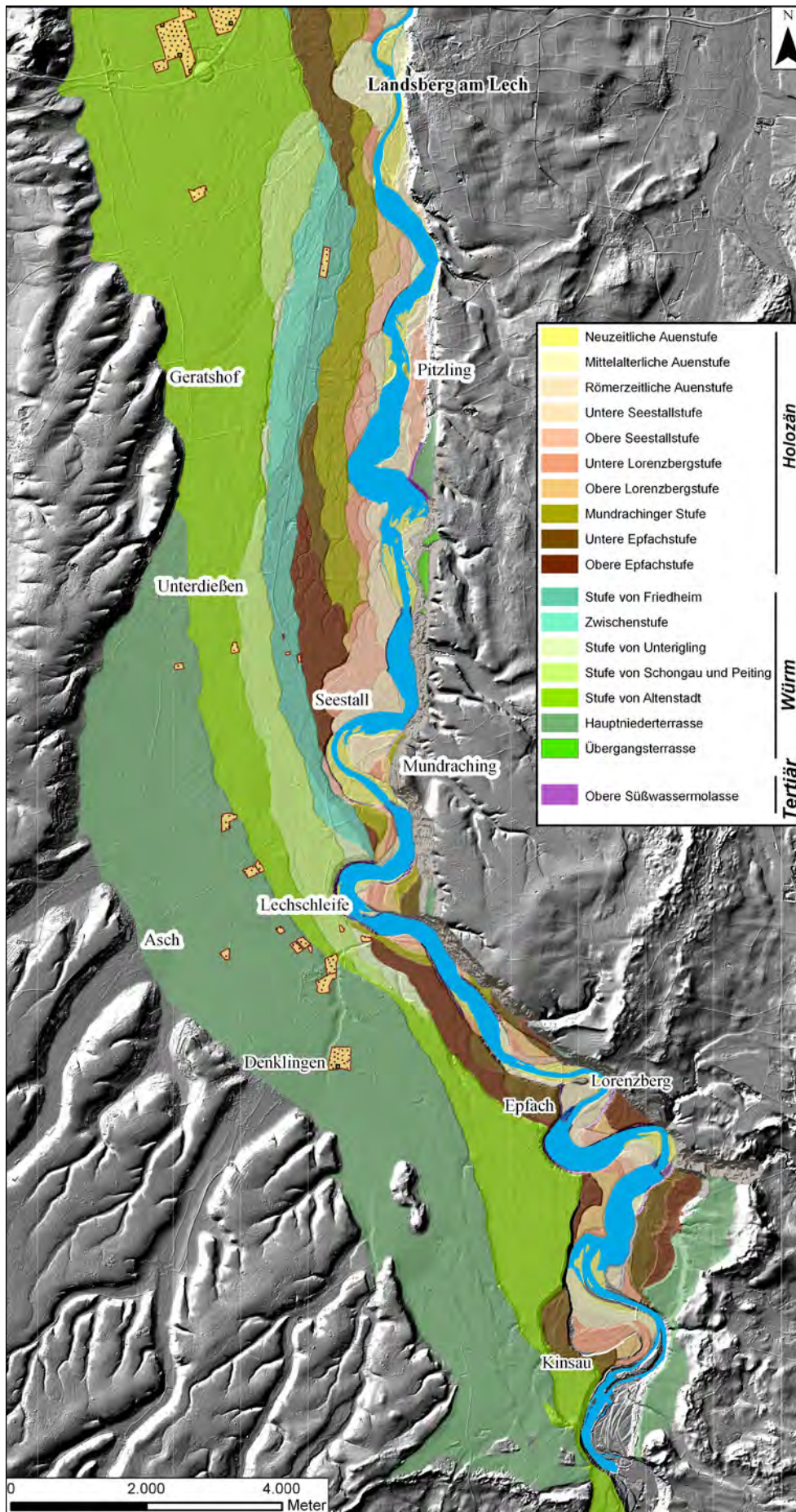


Abb. 2b: Jungquartärer Talboden zwischen Landsberg und Klosterlechfeld.

Fig. 2b: Late Quaternary valley bottom between Landsberg and Klosterlechfeld.

abgesetzt und am südlichen Stadtrand von Landsberg vom altholozänen Lech ausgeräumt worden.

Die Kieskörper der HNT und ihre Teilfelder wurden während des Würm-Hochglazials von einem verwilderten (braided river) und relativ breiten Lechfluss aufgeschüttet. Entsprechende Rinnenstrukturen ehemaliger Flussarme prägen noch heute deren Oberflächen. Bereichsweise wurden die Terrassenoberflächen noch im ausgehenden Würm unter periglazialen Klimabedingungen von Trockentälern zerschnitten. Kiesgruben zeigen, als Indiz für einen hochenergetischen verwilderten (braided river) Fluss, ein vertikal aufgehöhhtes, horizontal- und troggeschichtetes Sedimentationsbild grobklastischer Sedimente. Es gibt keine Hinweise, die auf eine längere interstadiale Unterbrechung der vertikalen Schotterakkumulationen hindeuten. Anhand von Schotteranalysen konnte SCHREIBER (1985) jedoch aufzeigen, dass insbesondere die Kiese der Niederterrassen bereichsweise in eine Lech- bzw. Loisachfazies unterteilt werden können.

Die relativ flachgründigen Bodenentwicklungen auf den Würmterrassen sind durch ackerbauliche Nutzung stark überprägt. Generell nimmt die Mächtigkeit der schluffig-sandigen Deckschichten von der HNT zu den

jüngeren Teilfeldern ab. An einzelnen Standorten sind, wie bereits von DIEZ (1968) und WILKE (1975) beschrieben, als maximale Bodenentwicklungen statt ackerbaulich geprägter „Kulto-Rendzinen“, Parabraunerden und Braunerden erhalten.

4.2.1 Die Hauptniederterrasse

Der Übergangskegel des Maximalstandes des Lechgletschers setzt sich im weiteren Talverlauf nördlich von Hohenfurch in der hochglazialen HNT fort (Abb. 2a, Abb. 3). Diese liegt bei Kinsau in etwa 73 m und ca. 14 km weiter im Norden bei Unterdießen noch in etwa 33 m Höhe über dem aktuellen Lechlauf. Auf der 5 km langen Talstrecke nördlich Kinsau erreicht die HNT eine Breite von etwa 1,5 km und ein Talgefälle von 7,5 ‰. In diesem Talabschnitt sind in der Oberflächenmorphologie der HNT kleinere, nicht durchhaltende Geländestufen erhalten. Die Oberflächen dieser proglazialen Teilfelder dachen talabwärts auf ein einheitliches HNT-Niveau ab. Dieses weist zwischen Asch und Unterdießen nur noch ein Oberflächengefälle von etwa 5,4 ‰ auf. Gleichzeitig nimmt die Breite der HNT auf etwa 2 km zu. Die Kiese der HNT erreichen im Bereich des

Tab. 2: Altersstellung der jungquartären Lechterrassen im Überblick.

Tab. 2: Chronology of Late Quaternary Lech terraces.

Terrassenstufen	Quartärmächtigkeiten	Altersstellung	Altersbelege
Jüngste Auenstufe	bis zu 10 m	Neuzeitlich	Historische Karten
Jüngere Auenstufe	bis zu 10 m	Mittelalterlich	Archäologische Daten
Ältere Auenstufe	bis zu 10 m	Römerzeitlich	Archäologische Daten
Obere und Untere Seestallstufe	2 bis 7 m	Subboreal	---
Obere und Untere Lorenzbergstufe	2 bis 6 m		---
Mundrachinger Stufe	6 bis 17 m	Atlantikum	5720 ± 40 ¹⁴ C BP (Holzhäcksel in Humusscholle) 5900 ± 40 ¹⁴ C BP (Holzhäcksel in Humusscholle) 5855 ± 205 ¹⁴ C BP (Holzhäcksel in Humusscholle) (NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR BODENFORSCHUNG)
Obere und Untere Epfachstufe	8 bis 23 m	Präboreal	9950 ± 50 ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Lehmscholle)
Zwischenstufe und Stufe von Friedheim	18 bis 24 m	Würm-Spätglazial	10120 ± 60 ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Lehmscholle)
Stufe von Unterigling	13 bis 26 m		11760 ± 50 ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Lehmscholle) 12610 ± 50 ¹⁴ C BP (Schneckenschale in Lehmscholle)
Stufe von Schongau-Peiting	16 bis 31 m	Würm-Spätglazial	Anschluss an Jungendmoräne („Bernbeuernstadium“)
Stufe von Altstadt	15 bis 27 m		Anschluss an Jungendmoräne („Tannenbergl“, „St. Ottilien“)
Hauptniederterrasse	15 bis 68 m	Würm-Hochglazial	Anschluss an Jungendmoräne („Hohenfurch“) OSL-Datierung fluvialer Sande 22030 ± 2030 BP

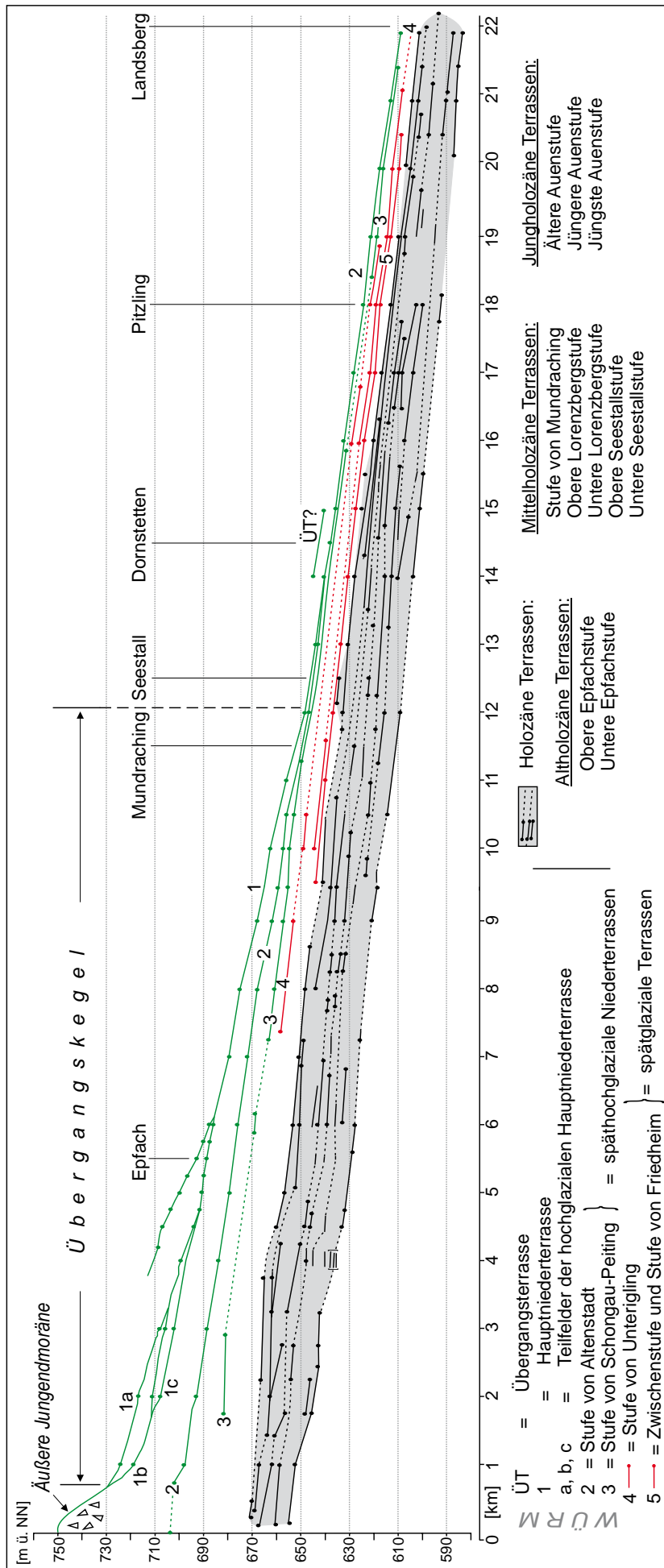


Abb. 3 : Tallängsprofil der jungquartären Terrassen.

Fig. 3: Valley longitudinal profile, illustrating the Late Quaternary terraces.

Übergangskegels Mächtigkeiten von über 68 m, die talabwärts auf 35 m im Raum Kinsau und auf 15 m im Raum Unterdießen abnehmen. Der Anteil des HNT-Kieskörpers an der gesamten Mächtigkeit der Quartärsedimente ist nur unzureichend bekannt. Im Bereich des Übergangskegels existieren nach einer Aufschlussbeobachtung südlich von Kinsau Mindestmächtigkeiten von mehr als 21 m.

Im Untersuchungsgebiet sind auf der HNT weitflächig schluffig-sandige Deckschichten von 50 bis 100 cm Mächtigkeit verbreitet, die vermutlich Flugsande darstellen. Auf ihnen sind Parabraunerden mit Entwicklungstiefen von bis zu 50 cm unter Flur verbreitet (siehe auch DIEZ 1968, WILKE 1975). Aufgrund der morphologischen Verknüpfung der HNT und ihrer proglazialen Teilfelder (Abb. 3) mit den äußeren Jugendmoränen des Lech- und des Loisachgletschers bei Hohenfurch (Sachsenrieder bzw. Reichlinger Stand) ist eine Bildungszeit im Hochglazial bis vor ca. 18 000 a BP gesichert (Tab. 2).

4.2.2 Die Stufe von Altenstadt

Die Stufe von Altenstadt, die der „Römerastufe“ bzw. der „Altenstädter Stufe“ von TROLL (1925, ders. 1926) (Tab. 1) entspricht, wird von verschiedenen Bearbeitern (GROTTENTHALER 2009, DIEZ 1968, KNAUER 1929, TROLL 1925, ders. 1926) mit dem ersten Rückzugsstadium des Lechgletschers verknüpft („Tannenberger Stand“ sensu Troll 1926). KNAUER (1929) sieht eine Verknüpfung dieses ältesten Teilfeldes der Niederterrasse mit einem Endmoränenkranz nördlich von Burggen, was dem „Tannenberger Stand“ von TROLL (1925) entspricht.

Nach dem Durchbruch durch die Jugendmoränen ist die Stufe von Altenstadt ab Kinsau im gesamten Untersuchungsgebiet auf der westlichen Talseite des Lechs morphologisch erhalten. Im Talraum oberhalb von Unterdießen ist sie durch einen mehrere Meter hohen Stufenrand morphologisch deutlich von der höheren HNT abgesetzt. Allerdings gleichen sich die Oberflächenniveaus beider Terrassenstufen infolge ihrer unterschiedlichen Oberflächengefälle (HNT ca. 5,4 ‰, Stufe von Altenstadt ca. 5,0 ‰) im Raum Unterdießen zunehmend an. Informationen über die Tiefenlage ihrer Terrassenbasis liegen nicht vor. Im Lechtal unterhalb von Unterdießen ist die Stufe von Altenstadt die dominante Niederterrassenfläche, ehe sie zwischen Kaufering und Hurlach von der spätglazialen Stufe von Unterigling ausgeräumt wird.

Unterhalb von Scheuring ist erstmals auch auf der östlichen Seite des Lechs eine Niederterrasse erhalten, die von ihrer Höhenlage im Tal wahrscheinlich der Stufe von Altenstadt entspricht oder etwas älter ist. Auf diese Terrassenleiste mündet von Südosten das würmzeitliche Schmelzwassertal des „Verlorenen Baches“ ein, das nach Krause (mündl. Mitteilung) mit dem ersten Rückzugsstand des Ammerseegletschers verbunden werden kann.

Der quartäre Kieskörper der Stufe von Altenstadt besitzt im südlichen Untersuchungsgebiet Mächtigkeiten von ca. 27 m, die talabwärts auf ca. 15 m bei Kaufering abnehmen (Tab. 2). Welchen Anteil daran eventuell ältere Lechablagerungen haben, ist nicht bekannt.

Die Stufe von Altenstadt besitzt im südlichen Untersuchungsgebiet ähnlich der HNT häufig eine sandige Deck-

schicht aus vermutlich Flugsanden, die allerdings nur Mächtigkeiten von bis zu 60 cm erreichen.

Es liegen keine neuen chronostratigraphischen Befunde zur Altersstellung der Stufe von Altenstadt vor. Nach den bisherigen Bearbeitern (s. o.) ist sie mit dem 1. Rückzugsstand des Lechgletschers zu verknüpfen und damit im späten Würmhochglazial entstanden. Sie ist allerdings nicht die älteste Terrassenstufe aus der frühen Abschmelzzeit des Würmhochglazials. Nach RATHJENS (1951) sowie GROTTENTHALER (2009) ist die Stufe von St. Ursula, die außerhalb des Untersuchungsgebietes bei Schongau innerhalb der äußeren Jugendmoränenzüge erhalten ist, noch etwas älter.

4.2.3 Die Stufe von Schongau-Peiting

Die Stufe von Schongau-Peiting wurde erstmalig von TROLL (1925) südlich des Arbeitsgebietes im „Peitinger Trockental“ und auf dem Umlaufberg von Schongau beschrieben (Tab. 1). Nach DIEZ (1968) entstand diese Stufe im Hochglazial, zu einer Zeit, als der Lechgletscher etwa die Hälfte des ehemals eisbedeckten Vorlandes freigegeben hatte.

Im Untersuchungsgebiet setzt die Stufe von Schongau-Peiting erst unterhalb von Epfach ein und erstreckt sich, mit kurzen Unterbrechungen, bis Landsberg (Abb. 2a). Morphologisch ist sie durch eine deutliche, im südlichen Untersuchungsgebiet wenige Meter hohe Böschung von der Stufe von Altenstadt abgesetzt und besitzt ein Oberflächengefälle von lediglich 3,7 ‰. Da die zum westlichen Talrand hin angrenzende Stufe von Altenstadt ein höheres Oberflächengefälle besitzt, nähern sich die Oberflächen beider Terrassen zwischen Denklingen und Unterdießen bis auf wenige Dezimeter an. Im Gegensatz zu den älteren Niederterrassenstufen treten auf der Stufe von Schongau-Peiting sehr deutlich ausgeprägte Flussrinnensysteme (channels) auf, die meist parallel zum Außenrand der Terrasse verlaufen. Sie sind wenige Dezimeter tief und verfügen über keine feinklastischen Füllungen.

Die Gesamtmächtigkeit der Quartärschotter schwankt zwischen 16 bis 31 m (Tab. 2), wobei die Tiefenlage der Terrassenbasis nicht bekannt ist. Aufschlüsse, die Aussagen über das Schichtungsbild des Terrassenkörpers ermöglichen, existieren nicht. Allerdings ist aufgrund des verwilderten Gerinnebettmusters auf der Terrassenoberfläche von einem ähnlichen Sedimentationsbild wie bei den älteren Niederterrassen auszugehen. Auch der Grad der maximalen Bodenentwicklung in Form von Parabraunerden mit durchschnittlichen Mächtigkeiten von 40 bis 50 cm (siehe auch DIEZ 1968) liefert kein weiteres Unterscheidungskriterium zu den älteren würmzeitlichen Terrassenstufen.

Die Stufe von Schongau-Peiting ist jünger als die Stufe von Altenstadt (und die im Untersuchungsgebiet nicht mehr nachweisbare Stufe von Hohenfurch) und kann nach TROLL (1925, ders. 1926) mit den Jugendmoränen bei Bernbeuren verknüpft werden. Insofern sollte sie im späten Würmhochglazial entstanden sein.

4.2.4 Die Stufe von Unterigling

Die Stufe von Unterigling wurde erstmalig von TROLL (1925) mit den Jugendmoränen des Lechgletschers am Nor-

drand des Füssener Beckens und des Ammerseegletschers bei Weilheim verknüpft (Tab. 1). DIEZ (1968) und SCHREIBER (1985) folgten der Alterseinstufung von TROLL (1925).

Im Untersuchungsgebiet sind bis Landsberg lediglich vier kleinere Terrassenreste der Stufe von Unterigling erhalten. Wegen ihres geringeren Gefälles konvergieren deren Oberflächen talabwärts zunehmend mit der Stufe von Altenstadt. Dadurch verringert sich der Höhenunterschied zwischen beiden Terrassenstufen von etwa 2 m im Raum Erpfting auf nur wenige Dezimeter am südwestlichen Stadtrand von Landsberg.

Erstmalig großflächig erhalten ist die Stufe von Unterigling etwa 9,5 km nördlich von Landsberg. Auf Kosten der Stufe von Altenstadt gewinnt sie in etwa bei Kaufering zunehmend an Ausdehnung und dominiert ab Hurlach, wo die Stufe von Altenstadt vollständig erodiert ist, den jungpleistozänen Talgrund. Auch die Oberfläche der Stufe von Unterigling ist von zahlreichen ehemaligen Flussrinnen geprägt.

Die Mächtigkeit des quartären Kieskörpers im Bereich dieser Terrasse schwankt zwischen 13 und 26 m. Die Tiefenlage ihrer Terrassenbasis ist unbekannt. Aufschlüsse nördlich von Kaufering zeigen einen mehrere Meter mächtigen, von einer meist schluffig-sandigen Matrix gestützten, horizontal- und troggeschichteten V-Schotterkörper (sensu SCHIRMER 1983). Anders als bei den hochglazialen Flussschottern sind in den hangenden Flusskiesen der Stufe von Unterigling Mergelschollen mit Resten von Schnecken- schalen eingelagert.

Die maximale Bodenentwicklung in Form von Parabraunerden (siehe auch DIEZ 1968) entspricht weitgehend der auf den älteren Niederterrassen.

Entgegen der oben beschriebenen Moränenverknüpfungen von TROLL (1925), DIEZ (1968) und SCHREIBER (1985) belegen ¹⁴C-AMS-Datierungen an Fragmenten von zwei in ihrem Kieskörper in 2 m Tiefe eingelagerten Schnecken- schalen (11 760 ± 50 a BP; 12 610 ± 50 a BP) eine spätglaziale Alterstellung der Stufe von Unterigling.

4.2.5 Die Zwischenstufe und die Stufe von Friedheim

Die Zwischenstufe und die Stufe von Friedheim wurden erstmalig von DIEZ (1968) beschrieben. Beide Terrassen sind im südlichen Kartengebiet erstmals nördlich der Lechschleife (Abb. 2a) erhalten. Sie bilden im weiteren Talverlauf zwei ausgedehnte Terrassenflächen, die bei Landsberg vom jungholozänen Mäanderbogen des Lechs ausgeräumt wurden. Unterhalb von Landsberg (Abb. 2b) ist die Stufe von Friedheim nur noch als schmale Terrassenleiste östlich von Hurlach erhalten. Dagegen erstreckt sich die Zwischenstufe bis Kaufering, wo sie auch östlich des Lechs als schmaler Terrassenrest angelegt ist.

Das durchschnittliche Oberflächengefälle beider Terrassen liegt bei 3,4 ‰. Es ähnelt damit dem Gefälle der Stufe von Schongau-Peiting, ist aber deutlich niedriger als das der hochglazialen Niederterrassenfelder (Abb. 3). Von der Höhenlage ihrer Terrassenoberflächen sind beide Stufen sowohl von den hochglazialen Niederterrassen als auch von den holozänen Lechterrassen deutlich abgesetzt. Beide Stufen sind durch eine wenige Dezimeter bis maximal 1,5 m hohe Terrassenkante voneinander getrennt. Ebenso wie die Stufe von Unterigling besitzen auch diese beiden Stufen

mehr oder minder anthropogen gekappte Braunerden.

Die Quartärbasis liegt mit 18 bis 23 m u. GOK in einer ähnlichen Tiefenlage wie bei der Stufe von Unterigling. Die Basis ihrer Terrassenkörper ist nicht bekannt. Informationen über das Schichtungsbild der Stufe von Friedheim lieferte ein Bauaufschluss an der neuen Trassenführung der B17 am südlichen Stadtrand von Landsberg. Ähnlich dem Kieskörper der Stufe von Unterigling sind in dem hangenden, 4 bis 5 m mächtigen, horizontal- und troggeschichteten Schotterkörper (SCHIRMER 1983) Mergelschollen mit Resten von Schnecken- schalen eingelagert.

Die ¹⁴C-AMS-Datierungen an Fragmenten von Schnecken- schalen, die aus einer Mergelscholle aus 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche stammen, ergab ein Alter von 10 120 ± 60 a BP. Da beide Stufen älter als die präborealen Epfachstufen (Tab. 2) sind, ist ihre Bildungszeit in das ausgehende Spätglazial zu stellen.

5 Die holozänen Lechterrassen

Auch im Holozän hatte der Lech das Bestreben sein im Hochglazial stark überhöhtes Gefälle auszugleichen. Im Zuge einer anhaltenden sukzessiven Eintiefung seiner Flussbettsohle entstanden mindestens 10 treppenartig angeordnete Terrassenniveaus (Tab. 2), die aber in keinem Talabschnitt in vollständiger Abfolge erhalten sind. Aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage ihrer Terrassenoberflächen ist es möglich, auch kleinere Terrassenreste morphostratigraphisch einzuordnen. Die absolute Alterseinstufung dieser holozänen Terrassensequenz stützt sich bei den jüngsten Auenterrassen vor allem auf historische Flurkarten und wenige Bodendenkmäler sowie bei den beiden Epfachstufen und der Mundrachinger Stufe auf ¹⁴C-Daten.

Die nur wenige Meter mächtigen holozänen Kieskörper liegen auf würemzeitlichen Schmelzwasserschottern und sind häufig durch eine Blocklage mit eingelagerten Lehm-/ Humusschollen von diesen abgesetzt. Im Schichtungsbild ihrer Kieskörper dominieren Horizontal- und Trogschichtungen und belegen eine Ablagerung durch einen stark verzweigten Lechlauf, wobei mit Ausbildung der Unteren Epfachstufe erstmalig mäandergeformte Außenränder der Terrassen auftreten. An Bodenentwicklungen dominieren auf den alt- und mittelholozänen Terrassen Braunerden und (Para)rendzinen. Die jungholozänen Terrassen sind durch ihre bis zu 2 m mächtigen Flussmergeldecken und die wenig entwickelten Auenrendzinen von den älteren Terrassen des Lechs deutlich abgesetzt.

5.1 Die Obere und Untere Epfachstufe

Die von TROLL (1925) noch als Kinsauer- und Apfeldorfer Stufe bezeichneten Lechterrassen wurden später von BRUNNACKER (1964) und auch von DIEZ (1968) nach der auf ihnen liegenden Ortschaft Epfach benannt. Der westliche Teil des Ortes befindet sich auf der Oberen Epfachstufe, der östliche auf der etwa 1,5 m niedrigeren Unteren Epfachstufe.

Beide Epfachstufen treten erstmalig südlich des würemzeitlichen Jugendmoränengürtels, außerhalb des Untersuchungsgebietes, als kleinere Terrassenreste auf (GROTTENTHALER 2009). Am locus typicus bei Epfach

bilden die beiden Terrassen westlich des Lechs einen etwa 400 m schmalen und 3,7 km langen Terrassenstreifen. Zwischen Landsberg und der Staustufe 18 bei Kaufering nimmt die Untere Epfachstufe große Areale westlich der Bundesstraße B17 ein (Abb. 2a, Abb. 2b), im Stadtgebiet von Landsberg bildet sie das morphologisch vermittelnde Element zwischen der späthochwürmzeitlichen Stufe von Altenstadt und der mittelalterlichen Jüngeren Auenstufe. Talabwärts setzt die Untere Epfachstufe erneut nördlich der Staustufe 18 bei Kaufering ein und bildet einen ca. 4,2 km langen Terrassenstreifen. Das Oberflächengefälle der beiden Epfachstufen beträgt lediglich 2,7 ‰ bis 3,0 ‰ und ist damit geringer als bei den älteren Lechterrassen (Abb. 3). Die Quartärmächtigkeiten schwanken im Bereich der Epfachstufen zwischen 8 und 23 m, wobei nach Aufschlussbeobachtungen deren Kieskörper lediglich Mächtigkeiten von 2 bis 4 m besitzen. Wie bereits von DIEZ (1968) beschrieben, unterscheiden sich beide Epfachstufen durch ihre wenig entwickelten 25 bis 30 cm mächtigen Braunerden von den älteren Lechterrassen und deren Parabraunerden.

Die ^{14}C -Datierung einer Schneckenschale aus einer Lehmscholle in 1,75 m Tiefe im Kieskörper der Unteren Epfachstufe nördlich von Kaufering ergab ein Alter von $9\,950 \pm 50$ a BP. Während die Untere Epfachstufe im Präboreal entstand, könnte die Obere Epfachstufe ebenfalls eine präboreale, allerdings auch noch eine jüngerdryaszeitliche Terrasse sein.

5.2 Die Mundrachinger Stufe

Die Mundrachinger Stufe wurde im Rahmen dieser Untersuchungen erstmalig ausgegliedert. Die von DIEZ (1968) als Stufe von Spötting, in einzelnen Bereichen auch als Stufe

vom Bahnhof Kaufering bezeichnete Terrasse bildet im Untersuchungsgebiet die flächenmäßig am weitesten verbreitete holozäne Terrassenstufe. Der locus typicus ist der Ort Mundraching, der zu großen Teilen auf dieser Terrasse liegt. Von dort setzt sich die Mundrachinger Stufe über 7,8 km talabwärts bis zum hochmittelalterlichen Terrassenniveau im Zentrum von Landsberg fort (Abb. 2a). Weiter talabwärts ist sie mit einer durchschnittlichen Breite von etwa 500 m bis zur Lechstaustufe 18 bei Kaufering erhalten (Abb. 2b), wo sie im Jungholozän ausgeräumt wurde. Unterhalb Kaufering flankiert die Terrasse die Lechaue zunächst nur auf der westlichen Talseite. Etwa 750 m südwestlich von Scheuring ist sie dann auch östlich des Lechs erhalten.

Die Mundrachinger Stufe weist ein Oberflächengefälle auf, das im Raum südlich von Landsberg bei etwa 3,3 ‰ liegt und talabwärts auf 3,1 ‰ abnimmt. Ihre Oberfläche prägen häufig zahlreiche zum Teil mit feinklastischen Sedimenten verfüllte Flussrinnen eines verzweigten Lechlaufs, die bis zu 1,5 m tief sein können. Auf dem Terrassenkörper sind humusreiche Pararendzinen entwickelt, wodurch sich diese Terrasse pedologisch von den älteren Lechterrassen unterscheidet. Die Quartärmächtigkeiten im Bereich der Mundrachinger Stufe schwanken zwischen 6 bis 17 m. Nach Aufschlussbeobachtungen im Raum Obermeitingen besitzt ihr Kieskörper eine mittlere Mächtigkeit von etwa 4 bis 5 m und wird von älteren Lechschottern unbekannter Zeitstellung unterlagert.

Der horizontal- und troggeschichtete Kieskörper der Mundrachinger Stufe enthält vor allem an der Basis zahlreiche Lehmschollen (Abb. 4), die teilweise Schneckenschalen und organische Makroreste führen. Die ^{14}C -Datierung von Pflanzenhäcksel aus einer Mergelscholle in ca. 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche, die von Gerhard Doppler (Bay-



Abb. 4: Mittelholozäne Lechablagerungen der Stufe von Mundraching im Hangenden und würmzeitliche Niederterrassenschotter im Liegenden (Foto: B. Gesslein 2009).

Fig. 4: Middle Holocene Lech river deposits of the Stufe von Mundraching in the overlying strata and Würmian gravel in the underlying strata (Photo: B. Gesslein 2009).

erisches Landesamt für Umwelt) in einer Kiesgrube bei Obermeitingen geborgen wurde, ergab ein ^{14}C -Alter von $5\,855 \pm 205$ a BP (Tab. 2). Etwa 600 m weiter talabwärts konnten aus einer in der gleichen Terrassenfläche gelegenen Kiesgrube Holzkohlen aus einer Lehmscholle in ca. 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche geborgen werden. Das ^{14}C -AMS-Alter von $5\,900 \pm 40$ a BP weist ebenfalls auf eine Ausbildung der Mundrachinger Stufe während des Atlantikums hin. Im Einklang damit steht das ^{14}C -AMS-Alter einer Schneckenschale mit einem Alter von $5\,720 \pm 40$ a BP aus einer in 3 m Tiefe unter Geländeoberfläche eingelagerten Lehmscholle in der Kiesgrube „Kolonie Obermeitingen“ etwa 1 km weiter talaufwärts der oben beschriebenen Lokalitäten.

5.3 Die Obere und Untere Lorenzbergstufe

Die Obere und die Untere Lorenzbergstufe wurden erstmalig von BRUNNACKER (1964) beschrieben und von DIEZ (1968) übernommen. Am locus typicus, dem Lorenzberg, sind sie allerdings lediglich als zwei kleine Terrassenreste erhalten. So steht die Kapelle des Lorenzbergs auf der Oberen Lorenzbergstufe, während der etwa 3 m niedrigere nordöstliche Bereich des Lorenzberges zur Unteren Lorenzbergstufe gehört. Nach BRUNNACKER (1964) besitzen beide Terrassen eine unterschiedliche Tiefenlage ihrer Terrassenbasis über Molasseablagerungen. Im Untersuchungsgebiet sind beide Stufen aufgrund der Nähe zu den jungholozänen Lechauen nur in kleinen Terrassenresten erhalten (Abb. 2a, Abb. 2b).

Die quartären Schottermächtigkeiten erreichen hier nur 2 bis 6 m, so dass davon auszugehen ist, dass die Quartärbasis der Terrassenbasis entspricht. Informationen über das Schichtungsbild des Terrassenkörpers der Lorenzbergstufen liegen nicht vor. Beide Lorenzbergstufen können kleinräumig von bis zu 1 m mächtigen Flussmergeln bedeckt sein, auf denen unter Wald nach DIEZ (1968) Braunerden mit geringer Entwicklungstiefe verbreitet sind. Absolute Altersdaten liegen aus beiden Lorenzbergstufen bisher nicht vor. Aufgrund ihrer Lage im Tal sind sie älter als die Seestallstufen und die römische Ältere Auenstufe und jünger als die im Atlantikum entstandene Stufe von Mundraching.

5.4 Die Obere und Untere Seestallstufe

Die Obere und die Untere Seestallstufe konnten erstmals im Rahmen dieser Kartierung nachgewiesen werden. Bei DIEZ (1973) erfuhren beide Terrassenniveaus meist eine Einstufung als Stufe von Pitzling, bereichsweise auch als Stufe von Spötting. Der locus typicus ist der Ort Seestall, der sich über beide Stufen hinweg erstreckt. Höhenmäßig liegen beide Seestallstufe zwischen den Lorenzbergstufen und den Auenstufen. Dabei ist die Oberfläche der Oberen Seestallstufe etwa 1,5 m höher als die der Unteren Seestallstufe. Beide Terrassen sind im Untersuchungsgebiet flächenmäßig am wenigsten vertreten (Abb. 2a). Ein ausgedehnteres und durch mehrere niedrige Geländestufen gegliedertes Terrassenareal der Unteren Seestallstufe erstreckt sich zwischen Seestall und Dornstetten, südlich Landsberg.

Aussagen über das Oberflächengefälle beider Terrassenstufen können wegen ihrer kleinräumigen Erhaltung

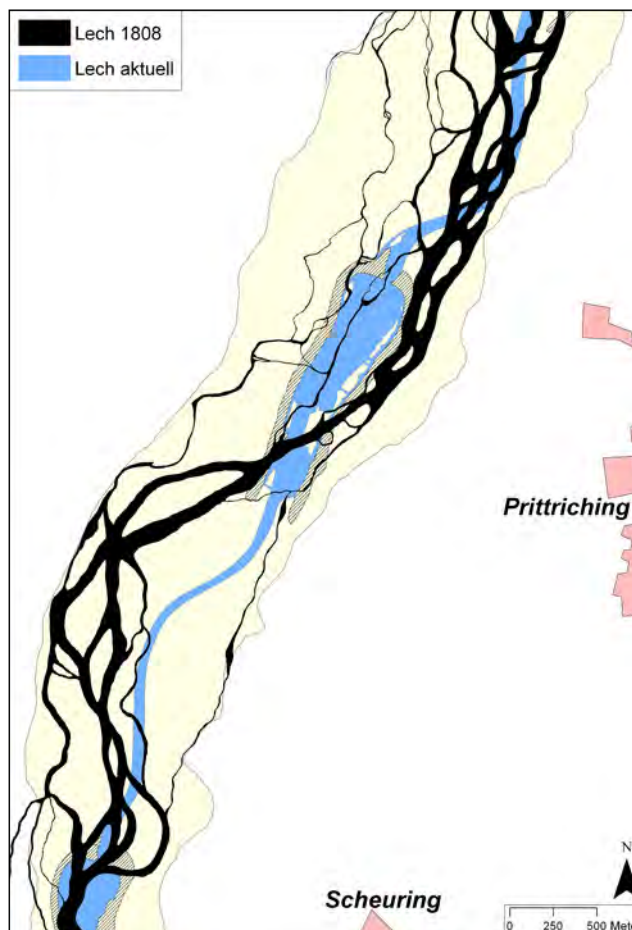


Abb. 5: Lechlauf um 1808, vor den Flusskorrekturen des 19. und 20. Jahrhunderts auf Basis der Urkatasteraufnahmen Bayerns.

Fig. 5: Lech at about 1808 before river regulations in the 19th and 20th century based on "Urkatasteraufnahmen Bayerns".

lediglich für den Talraum zwischen Seestall und Dornstetten getroffen werden. Dort beträgt es etwa 3 ‰ und liegt damit in einer Größenordnung, die den anderen holozänen Terrassen entspricht. Die Quartärbasis wird im Mittel bereits bei 2 bis 7 m unter Geländeoberfläche erreicht, so dass davon auszugehen ist, dass diese auch der Terrassenbasis entspricht. Wegen fehlender Aufschlüsse gibt es keine Informationen über den lithologischen Aufbau des Terrassenkörpers. Die Obere Seestallstufe besitzt in der Regel keine sandige Auenmergeldecke, während auf der Unteren Seestallstufe häufiger Hochflutauflagen aus bis zu 30 cm mächtigen Mergeln, Sanden und Feinkiesen verbreitet sind. Absolute Altersdaten liegen aus beiden Seestallstufen bisher nicht vor. Aufgrund ihrer Lage im Tal sind sie älter als die römische Auenstufe und jünger als die beiden Lorenzbergstufen.

5.5 Älter, Jüngere und Jüngste Auenstufe

Beiderseits des Lechs sind bis zu drei jungholozäne Auenstufen erhalten. Wegen der ähnlichen Höhenlage ihrer Oberflächen ist eine Zuordnung isolierter Terrassenreste schwierig, so dass für deren Einstufung jeweils das morphostratigraphische Mindestalter gewählt wurde. Vor allem südlich von Landsberg sind die Auenstufen nur noch fragmentarisch erhalten, da große Areale durch den Bau

der Staustufen überflutet wurden. Größere Auengebiete sind dort bei Epfach, Mundraching und Dornstetten sowie flussabwärts bei Pitzling und Landsberg erhalten (Abb. 2a). Unterhalb der Staustufe Kaufering bilden diese Auenterrassen dann einen bis an den Nordrand des Untersuchungsgebietes reichenden, 15 km langen und den Lech in durchschnittlich 800 m Breite beiderseits begleitenden Streifen (Abb. 2b).

Im südlichen Untersuchungsgebiet bei Epfach bilden die drei Auenstufen eine morphologische Terrassentreppe mit einem Höhenunterschied von insgesamt 3 m zwischen der am höchsten gelegenen römischen Terrasse und der am niedrigsten gelegenen neuzeitlichen Terrasse. Weiter talabwärts nähern sich deren Oberflächenniveaus zunehmend aneinander an (Abb. 3). Unterhalb von Kaufering sind sie fast höhengleich, tragen zudem in großen Arealen Auwald und können daher fast nur über den Verlauf ihrer primären Aurinnenscharen morphologisch abgegrenzt werden. Dabei zeigt insbesondere die jüngste Auenstufe eine starke Reliefierung von sich verzahnenden Aurinnensystemen, Paläoflussbetten, Strudellöchern und ausgeprägten Sand- und Kiesrücken. In ihrem Relief spiegelt sich das junge Alter einer teilweise noch im 19. und 20. Jahrhundert aktiv gestalteten und von zahlreichen Einzelarmen durchzogenen Flusslandschaft wieder (Abb. 5). Typisch für diese im aktuellen Hochflutbereich liegenden Terrassenoberflächen sind Auenmergeldecken mit Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern. In ehemaligen Flussrinnen treten mächtigere Aurinnenfüllungen in Größenordnungen von bis zu 2 m auf. Die Kieskörper der Auenstufen, die teilweise bis an die Terrassenoberfläche reichen, erreichen Mächtigkeiten von bis zu 10 m. Über deren Aufbau und Schichtungsbild liegen mangels Aufschlüssen keine Informationen vor.

Archäologische Funde am Fuße des Lorenzbergs bei Epfach weisen nach DIEZ (1968) der „Älteren Auenstufe“ eine Bildung in der römischen Kaiserzeit zu. Im Bereich der Altstadt von Landsberg findet man auf der Älteren Auenstufe bereits hochmittelalterliche Gebäudereste. Die jüngste Auenstufe konnte mit Hilfe historischer Flurkarten aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts altersmäßig in die späte Neuzeit eingestuft werden. Für die jüngere Auenstufe wird eine Entstehung im Mittelalter angenommen.

6 Schlussfolgerungen

Insgesamt konnte durch die Neuaufnahmen gezeigt werden, dass die Terrassenlandschaft des Lechs aus mindestens 17 jungquartären Terrassenstufen mit drei bisher nicht bekannten Terrassen, der Stufe von Mundraching und den Stufen von Seestall, besteht. Sämtliche Stufen bilden in der Regel eine Terrassentreppe, deren einzelne Terrassen durch markante Geländestufen voneinander abgesetzt sind. Infolge nachträglicher Erosion sind nirgendwo im Untersuchungsgebiet alle Terrassenstufen in unmittelbarer kontinuierlicher Abfolge erhalten. Die älteste, vermutlich würmzeitliche, Lechterrasse bildet dabei die schmale, lössbedeckte Terrassenleiste der Übergangsterrasse südlich von Landsberg. Aufgrund ihrer Höhenlage und Lössbedeckung kann von einem mindestens mittelwürmzeitlichen Alter ausgegangen werden. Die ältesten Lechterrassen, die letztlich im Talgrund dominieren, bestehen im Arbeits-

gebiet aus mindestens drei hoch- und späthochglazialen Niederterrassen (HNT, Stufe von Altenstadt, Stufe von Schongau-Peiting) der Würm-Kaltzeit. Die nächstjüngeren Lechterrassen sind die Stufe von Unterigling, die Zwischenstufe und die Stufe von Friedheim. Bei der Stufe von Unterigling konnte auf Basis zweier ¹⁴C-Datierungen eine spätglaziale Alterstellung belegt werden. Das widerspricht den Vermutungen bisheriger Bearbeiter (TROLL 1925, DIEZ 1968), die die Stufe von Unterigling ins späte Würmhochglazial einstuften. Sowohl die Zwischenstufe als auch die Stufe von Friedheim wurden bereits von DIEZ (1968) als spätglaziale Bildungen angesehen. Die ¹⁴C-Datierung einer Schneckenschale aus einer eingelagerten Lehmscholle deutet für die Stufe von Friedheim auf eine Bildungszeit am Ausgang der Jüngeren Dryaszeit hin. Unklar ist, ob die Obere Epfachstufe ebenfalls noch eine spätglaziale oder schon eine präboreale Lechterrasse ist. Die anschließend gebildeten, treppenartig angeordneten neun holozänen Lechterrassen entstanden im Zeitraum vom Präboreal bis zur weitgehenden Flusslaufregulierung im 19. Jahrhundert. Erste ¹⁴C-Datierungen deuten auf ein präboreales Alter der Unteren Epfachstufe und ein atlantisches Alter der Stufe von Mundraching hin. Archäologische Befunde bei Epfach belegen für die Ältere Auenstufe ein römischerzeitliches Alter, historische Flurkarten für die Jüngste Auenstufe eine Bildung seit dem frühen 19. Jahrhundert.

Danksagung

Die dargestellten Kartierungen wurden im Rahmen des geologischen Projektes „Informationsoffensive Oberflächennahe Geothermie 2008–2011“ im Auftrag des Landesamtes für Umwelt (LfU) in Bayern durchgeführt. Hier möchten sich die Autoren für die umfassende finanzielle und logistische Unterstützung durch das LfU Bayern bedanken. Ein besonderer Dank geht dabei an Dr. G. Doppler und Dr. E. Kroemer für deren großes Engagement und Diskussionsbereitschaft. Für die Bereitstellung von Schichtenverzeichnissen von Bohrungen sei den beteiligten Wasserwirtschafts- und Straßenbauämtern gedankt. Wir danken Dr. W. Grottenthaler für seine engagierte Durchsicht der vorliegenden Arbeit und seine hilfreichen Ergänzungen.

Literatur

- BAUER, F. (1979): Das flußmorphologische Verhalten des bayerischen Lechs. – Schriftenreihe des Bayerischen Landesamtes für Wasserwirtschaft, 9; München.
- BRUNNACKER, K. (1959): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. – *Geologica Bavarica*, 43: 74–150; München.
- BRUNNACKER, K. (1964): Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse bei Epfach. – *Münchener Beiträge zur Vor- und Frühgeschichte*, 7: 140–156; München.
- DIEZ, T. (1968): Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lech und ihre Bodenbildungen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 102–128; Öhringen.
- DIEZ, T. (1973): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7931 Landsberg am Lech. – 78 S.; München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- GESSELIN, B. & SCHELLMANN, G. (2010): Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Kinsau und Prittriching – erste Ergebnisse. – *Bamberger Geographische Schriften*, 24: 189–213; Bamberg.
- GROTTENTHALER, W. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8131 Schongau. – München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- GROTTENTHALER, W. (2009): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8131 Schongau. – München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- KNAUER, J. (1929): Erläuterungen zum Blatt München-West (Nr. XXVII) der Geognostischen Karte von Bayern 1:100 000, Teilblatt Landsberg. – 47 S.; München.
- RATHJENS, C. (1951): Über die Zweiteilung der Würmeiszeit im nördlichen Alpenvorlande. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 95: 89–97; Gotha.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – In: Geologisches Jahrbuch. Holozäne Talentwicklung – Methoden und Ergebnisse, 71: 11–43; Hannover.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial. – Geologisches Institut der Universität Köln Sonderveröffentlichung, 58: 192 S.; Köln.
- TROLL, K. (1925): Die Rückzugsstadien der Würm-Eiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München, 18: 281–292; München.
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. – Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, 24 (4): 158–256; Stuttgart.
- WILKE, B. M. (1975): Bodenchronosequenzen aus Lockersedimenten der Lechterrassen. – Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 2: 153–171; Weinheim.

Stratigraphy of Late Quaternary fluvial terraces at the confluence of the Lech and Danube valleys

Patrick Schielein, Gerhard Schellmann, Johanna Lomax

Abstract:

The main purpose of the study is the Würmian Lateglacial and Holocene valley development at the confluence of the Lech and Danube valleys, located in the Northern Alpine Foreland. The morphological features in the study area were surveyed by field mapping and high resolution Digital Elevation Models. The deposits of both rivers were examined in numerous outcrops and dated using radiocarbon and luminescence measurements. Also archaeological data and historical maps were taken into account. The oldest terrace of the valley floor is a Würmian Lateglacial Niederterrasse, which is only prevalent in the Danube valley slightly downstream of the confluence. Fragmentary terraces of Preboreal/Boreal age have been preserved in both valleys and gravel deposits of this age extensively underlie younger terraces. The Atlantic period is not represented by river channel deposits in the study area. In contrast, Subboreal and Subatlantic gravel deposits morphologically dominate the lower Lech valley and the Danube valley downstream of the confluence. Up to six Subatlantic terraces accompany the recent courses of Lech and Danube. The distribution and morphological appearance of the Late Subatlantic terraces at the Danube upstream of the confluence refer to a meandering river, whereas the morphology of the youngest Lech terraces predominantly relates to an anabranching river. Downstream of the Lech – Danube confluence the Subatlantic terrace morphology is a transitional one between a meandering and an anabranching depositional setting.

[Stratigraphie der jungquartären Flussterrassen am Zusammenfluss des Lech- und Donautals]

Kurzfassung:

Gegenstand dieser Studie ist die würm-spätglaziale und holozäne Talentwicklung am Zusammenfluss von Lech und Donau im Nördlichen Alpenvorland. Die morphologischen Formen im Untersuchungsgebiet wurden mit Hilfe von Geländekartierungen und digitalen Geländemodellen aufgenommen. Die Ablagerungen beider Flüsse wurden in zahlreichen Aufschlüssen untersucht und deren Alter mit Radiokarbon- sowie Lumineszenzdatierungen bestimmt. Daneben wurden auch archäologische Daten und historische Karten genutzt, um die Altersstellung der einzelnen Terrassen einzugrenzen. Im Untersuchungsgebiet bildet eine spätglaziale Niederterrasse die älteste Flussterrasse innerhalb des Talbodens, die allerdings nur im Donautal unterhalb der Lechmündung erhalten ist. In beiden Tälern sind präboreale bis boreale Terrassenflächen nur kleinräumig verbreitet, während ein Sockelschotter gleichen Alters weiträumig unter jüngeren Ablagerungen anzutreffen ist. Atlantische Flussbettablagerungen sind im Untersuchungsgebiet nicht zu finden. Dagegen dominieren subboreale und subatlantische Terrassen das Lechmündungsgebiet. Die heutigen Flussläufe von Lech und Donau werden von bis zu sechs subatlantischen Terrassen begleitet. Deren Verbreitung und morphologisches Erscheinungsbild verweist im Donautal oberhalb der Lechmündung auf einen mäandrierenden Flusslauf, die der jüngsten Lechterrasse auf ein verzweigtes Gerinnebettmuster. Unterhalb der Lechmündung treten dagegen Übergangsformen beider Flussgrundrisstypen auf.

Keywords:

Alpine Foreland, fluvial deposits, valley development, Lech, Danube, Lateglacial, Holocene

Addresses of authors: P. Schielein, G. Schellmann, Physical Geography, University of Bamberg, Am Kranen 1, 96045 Bamberg, Germany. E-Mail: patrick.schielein@uni-bamberg.de; J. Lomax, Institute of Applied Geology, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Peter-Jordan-Straße 70, 1190 Vienna, Austria.

1 Introduction

The German Alpine Foreland has been a classic investigation area for the Pleistocene stratigraphy of fluvial and glaciofluvial terraces for more than a century (e.g. PENCK 1882, PENCK & BRÜCKNER 1909). Nevertheless, there is lack in modern research of Würmian Lateglacial and Holocene river terrace formation in the valleys of the Northern Alpine Foreland with only a few recent regional studies (e.g. MÜNZBERGER 2005, MEGIES 2006, KOCK et al. 2009a, 2009b, SCHELLMANN 2010, GESSLEIN & SCHELLMANN 2010). As a result, the knowledge of Late Pleistocene and Holocene valley development, and morphological and geological architecture of the fluvial deposits is still fragmentary. Recent developments in airborne laserscanning and the application of numerical dating methods such as AMS-¹⁴C dating of macroscopic organic material and luminescence dating

of fluvial sediments (e.g. KLASSEN 2008) have increased the possibilities of reconstructing Lateglacial and Holocene valley development in the Northern Alpine Foreland.

At the confluence of the Lech and Danube rivers, the Middle Pleistocene *Rainer Hochterrasse* (Fig. 1) was in the focus of previous research (e.g. GRAUL 1943, SCHAEFER 1966, KILIAN & LÖSCHER 1979, TILLMANN et al. 1982, FIEBIG & PREUSSER 2003), whereas the Late Quaternary valley bottom was examined only by few researchers. HOMILIUS et al. (1983) published a geological map of the Danube valley on a scale of 1:200000, which covers the whole study area, but only distinguishes the youngest floodplain terrace from the surrounding valley floor. Furthermore, geological maps (1:25000) of the northern part of the study area (GROTTENTHALER, unpublished) and east of the study area (STREIT, 1978) exist. The latter examined mainly Middle and Early Quaternary fluvial deposits of the Danube

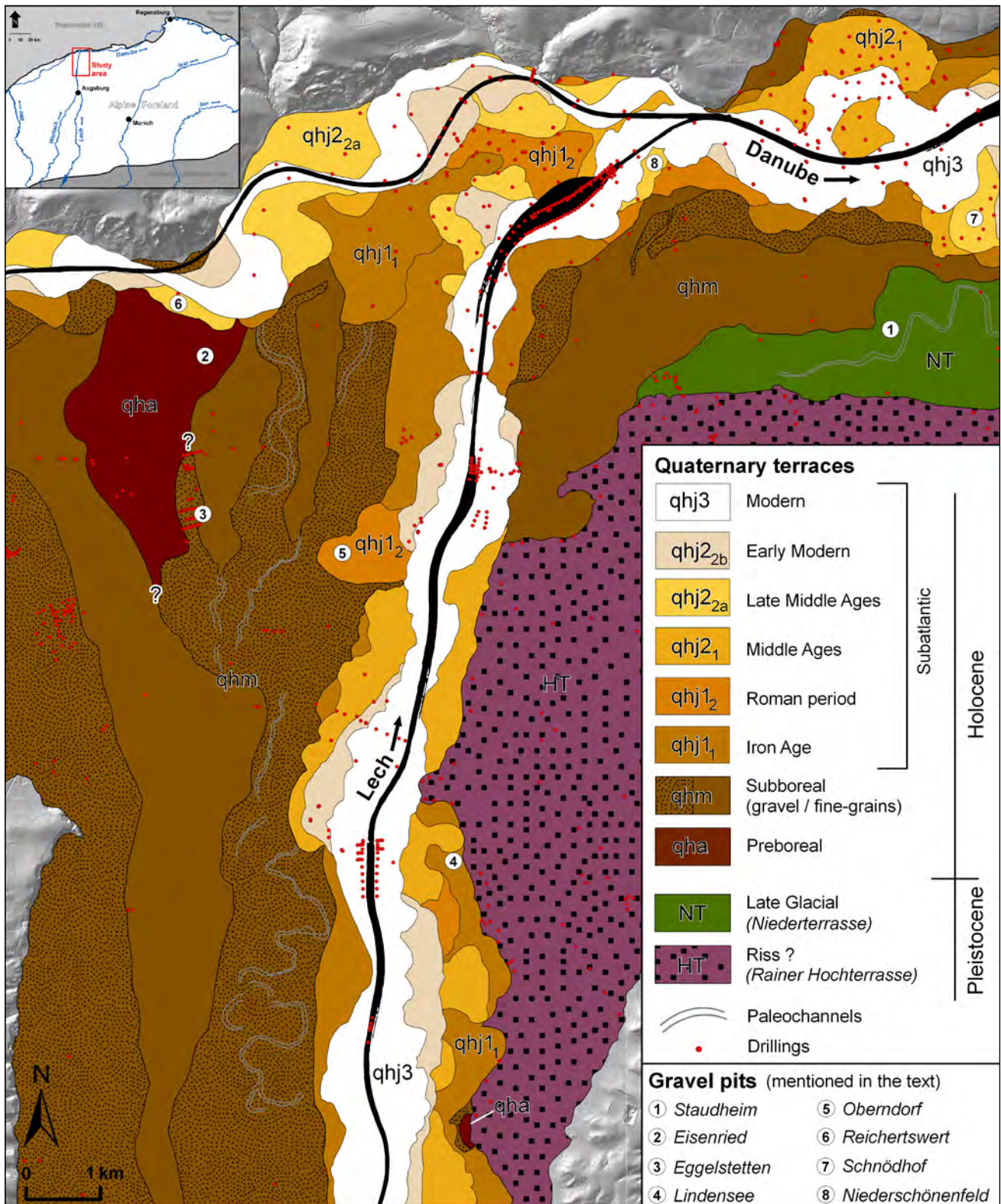


Fig. 1: Distribution, morphology and chronostratigraphy of fluvial terraces and the locations of drillings and examined outcrops in the study area.

Abb. 1: Verbreitung, Morphologie und Altersstellung der Flussterrassen und die Lage von Bohrungen und untersuchten Aufschlüssen im Untersuchungsgebiet.

downstream of the Lech – Danube confluence. SCHREIBER (1985) investigated the petrography of the Late Quaternary deposits of the Lech valley downstream of the Würmian terminal moraines. He subdivided the Lech valley bottom near the confluence in several levels, which he construed as different alluvial fans.

This regional study focused on Late Quaternary valley development at the confluence of the Lech and Danube. By means of fieldwork, laserscan analysis, numerical dating methods, historical and archaeological data a stratigraphy and chronology of river terraces in both valleys was compiled. The derived reconstruction of the valley develop-

Tab. 1: Chronology of Late Quaternary river terraces at the Lech – Danube confluence and their age evidences.

Tab. 1: Chronologie der spätquartären Flussterrassen im Lechmündungsgebiet und deren Altersbelege.

River terrace	Age	Numerical age evidence
Young Holocene terrace 3 [qhj3]	Subatlantic: Modern Age	Historical maps from 19 th century.
Young Holocene terrace 2 _{2b} [qhj2 _{2b}]	Subatlantic: Early Modern Age	Historical maps from 18 th and 17 th century.
Young Holocene terrace 2 _{2a} [qhj2 _{2a}]	Subatlantic: Late Middle Ages	1 trunk [prunus] in gravel deposits: 510 ± 50 ¹⁴ C BP [650–580 and 570–480 cal BP]* Pottery sherd in gravel deposits: ~ 1300 AD
Young Holocene terrace 2 ₁ [qhj2 ₁]	Subatlantic: Middle Ages	Only relative age estimations
Young Holocene terrace 1 ₂ [qhj1 ₂]	Subatlantic: Roman period	1 luminescence – age of river sands in gravel deposits: 1.9 ± 0.2 ka BP [OSL] & 1.6 ± 0.2 ka BP [IRSL]
Young Holocene terrace 1 ₁ [qhj1 ₁]	Subatlantic: Iron Age	1 wood fragment in gravel body: 2450 ± 50 ¹⁴ C BP [2730–2350 cal BP]*
Middle Holocene terrace [qhm]	Subboreal	3 trunks [juniperus] at the base of gravel deposits: 4130 ± 60 ¹⁴ C BP [4840–4510 and 4470–4440 cal BP]* 3780 ± 60 ¹⁴ C BP [4410–3980 cal BP]* 4290 ± 50 ¹⁴ C BP [5040–5010, 4980–4810, 4760–4700 and 4670–4650 cal BP]* Organic material at the base of gravel deposits: 4080 ± 40 ¹⁴ C BP [4820–4750 and 4710–4430 cal BP]*
Early Holocene terrace [qha]	Preboreal	3 trunks [pinus] in gravel deposits: 9290 ± 60 ¹⁴ C BP [10660–10270 cal BP]* 9360 ± 70 ¹⁴ C BP [10760–10370 and 10330–10290 cal BP]* 9570 ± 70 ¹⁴ C BP [11170–10700 cal BP]* Organic material at the top of gravel deposits: 9110 ± 60 ¹⁴ C BP [10490–10460 and 10430–10180 cal BP]*
Niederterrasse [NT] Lower terrace	Late glacial	Organic material at the base of the paludal infill of the marginal depression: 9960 ± 60 ¹⁴ C BP [11710–11670 and 11640–11230 cal BP]*

* calibration of all ¹⁴C – ages was carried out with OxCal [curve: INTCAL04; range: 2 sigma]

ment of Lech and Danube will be compared to other reaches of both rivers and to similar confluences in the Northern Alpine Foreland. Moreover, the influence of the Lech on the architecture of floodplain terraces of the Danube will be discussed.

2 Study Area

The study area comprises the lower Lech valley and its confluence with the Danube (Fig. 1). The source of the river Lech is located in the Northern Limestone Alps. It is one of four large alpine tributaries (Iller, Isar, Inn) of the Danube in the German Alpine Foreland. The Lech has a length of 264 km and a catchment area size of c. 3926 km². At Augsburg, c. 35 km upstream of the confluence in the Lech valley, the average low water discharge was about 49 m³/s, the mean discharge 114 m³/s and the average high water discharge 594 m³/s between 1960 and 2007 (HND 2010). The source of the Danube is situated in the uplands of the Black Forest (*Schwarzwald*), c. 360 km upstream of the confluence.

The catchment area of the Danube between its source and the gauge Donauwörth, c. 12 km upstream of the confluence, amounts to 15092 km². There, the average low water discharge was about 76 m³/s, the mean discharge 191 m³/s and the average high water discharge 757 m³/s in the period 1924–2007 (HND 2010). In the study area, the gradient of the Danube valley amounts to 0.7 ‰, the gradient of the Lech valley to 1.4 ‰. The confluence of both rivers is situated at an altitude of c. 392 m a.s.l. It is located in the so called *Donauried*, a several kilometres broad elongated basin, filled with Late Quaternary fluvial deposits. This basin extends from the mouth of the Iller to c. 10 km downstream of the confluence, where the Danube cut a narrow valley (*Stappberg – Neuburger Talenge*) through Jurassic limestone of the Franconian Alb.

The valleys of both rivers are characterized by flights of Quaternary river terraces. The oldest and highest Pleistocene terrace remnants are the *Deckenschotter* levels, which represent terrace levels related to the pre-Rissian glaciations, deposited in the Middle and Early Pleistocene.

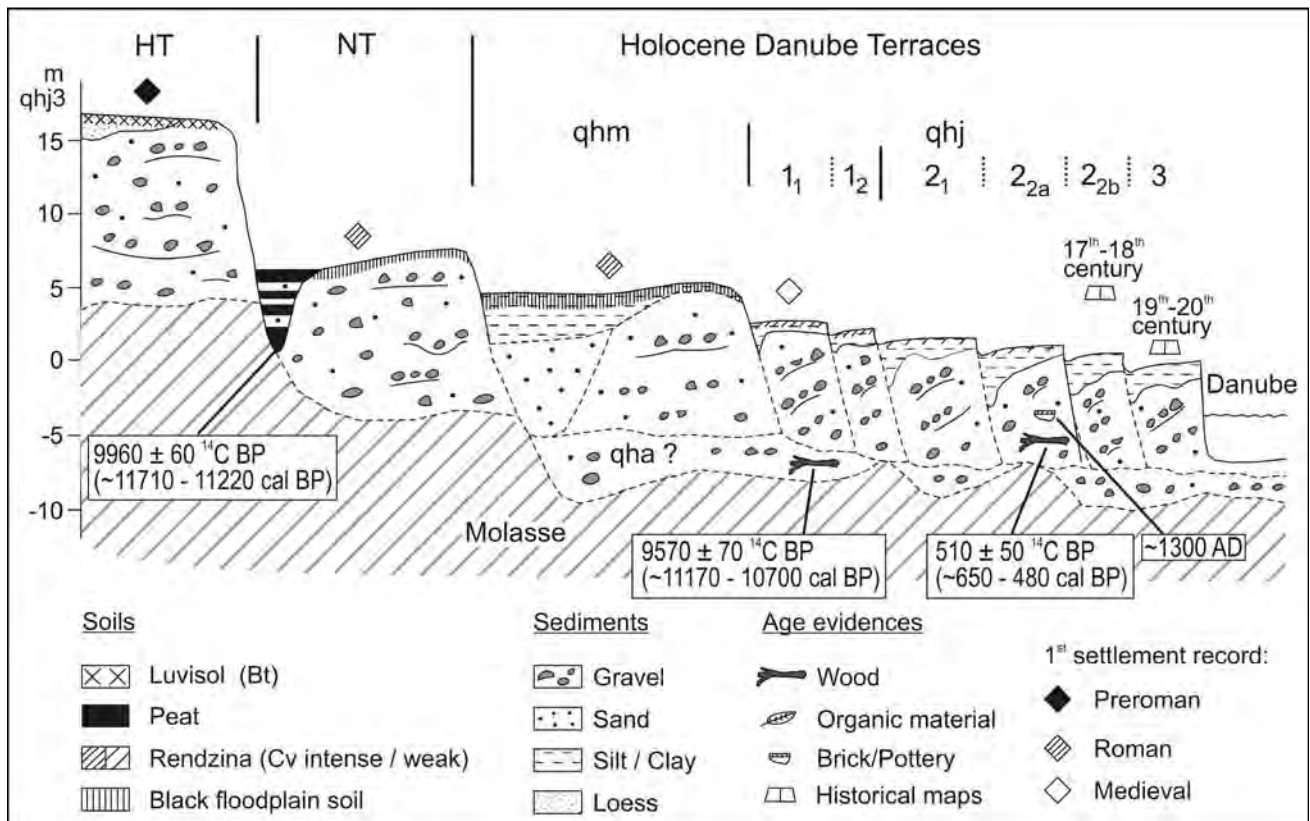


Fig. 2: Schematic cross – section of the Danube valley. Architecture and morphology of Late Quaternary fluvial deposits (compiled on the basis of Digital Elevation Models, field mapping, drilling cores and outcrops) and their age evidences in the Danube valley upstream and downstream of the Lech – Danube confluence at the study area.

Abb. 2: Schematisches Querprofil des Donautals. Aufbau und Morphologie der jungquartären Terrassenkörper (konstruiert aus digitalen Geländemodellen, Geländekartierungen, Bohrdaten und Aufschlüssen) und deren Altersbelege für das Donautal oberhalb und unterhalb der Lechmündung im Untersuchungsgebiet.

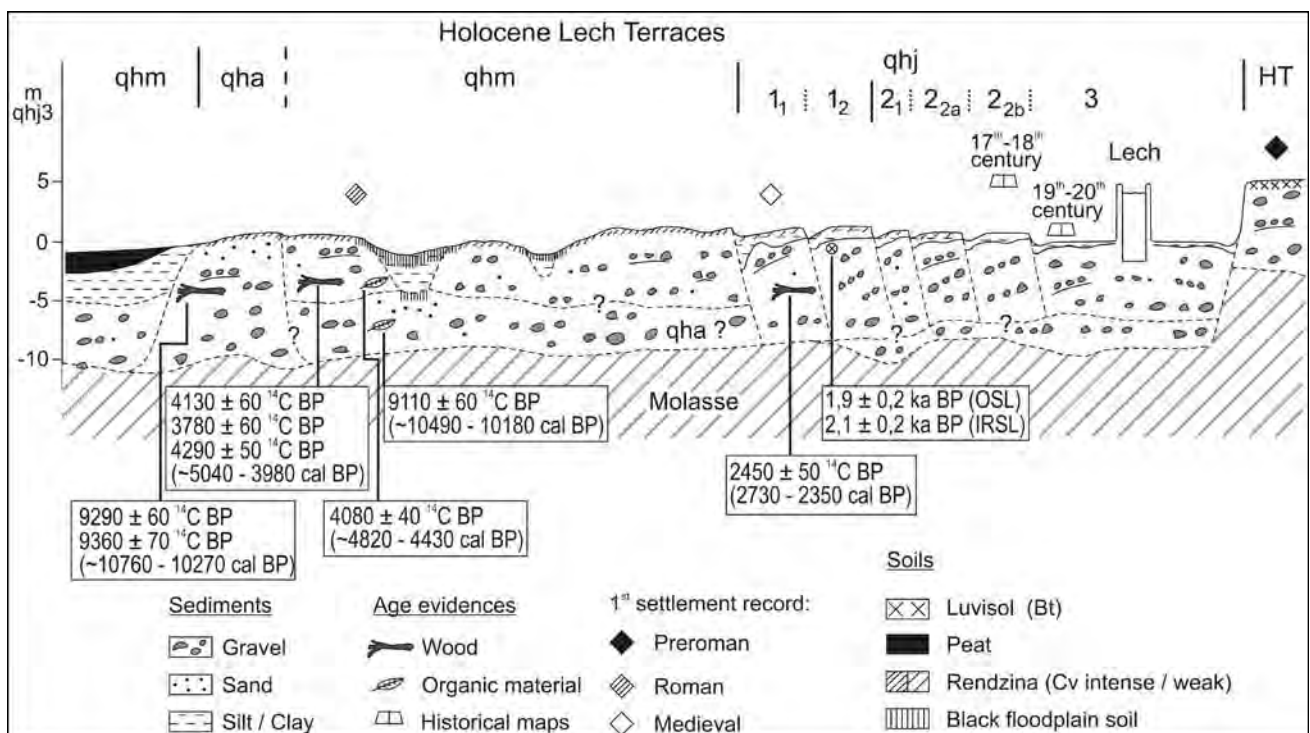


Fig. 3: Schematic cross – section of the Lech valley. Architecture and morphology of Late Quaternary fluvial deposits (compiled on the basis of Digital Elevation Models, field mapping, drilling cores and outcrops) and their age evidences in the Lech valley at the study area.

Abb. 3: Schematisches Querprofil des Lechtals. Aufbau und Morphologie der jungquartären Terrassenkörper (konstruiert aus digitalen Geländemodellen, Geländekartierungen, Bohrdaten und Aufschlüssen) und deren Altersbelege für das Lechtal im Untersuchungsgebiet.

The less elevated *Hochterrassen* (HT), with surfaces several tens of meters below those of the *Deckenschotter* levels, relate to the Riss glaciations since PENCK & BRÜCKNER (1909). At levels 5–10 meters below, *Niederterrassen* (NT) of Upper Würmian age are common in the Danube valley, in the middle reaches of the Lech valley and in many other valleys of the Alpine Foreland, but along the river Lech's lower reaches, these are rarely conserved. Instead, terraces of Holocene age make up widespread areas of both rivers' valley floors (Fig. 1, 2, 3).

3 Methods

The morphological features were surveyed by field mapping, aided by high resolution digital elevation data (LIDAR, 2 x 2 m footprint, at least 0.2 m vertical resolution) from the OFFICE FOR SURVEYING AND GEOINFORMATION (*Landesamt für Vermessung und Geoinformation*, Munich, Germany). The mapped sequence of river terraces has been morphostratigraphically differentiated by surface elevation, where possible. If terrace surface elevation differences are small (e.g. decimetres instead of meters), they were differentiated either by a distinct terrace edge at their external seam channel or by morphological unconformities of floodplain channels (following methods outlined in SCHIRMER 1983). The official abbreviations for the different Holocene terraces, defined by the BAVARIAN ENVIRONMENTAL AGENCY (*Bayerisches Landesamt für Umwelt*, LFU, Munich, Germany), were used in the geological map (Fig. 1), in the schematic cross sections (Fig. 2, 3) and are also mentioned in the text. A summary of all terraces is shown in Tab. 1. The sedimentology of the Late Quaternary river terraces was investigated in eleven outcrops exposed in gravel pits at the Lech – Danube confluence, of which eight are mentioned in this paper (Fig. 1). More than 800 drillings of different federal agencies and gravel pit operating companies were analysed for the thickness of the Quaternary deposits (Fig. 1). Several dozen cores from fine-grained clastic deposits were taken manually. To establish an absolute chronology of the deposits, numerical dating methods were applied on suitable materials from cores and outcrops. Organic material such as wood, charcoal and plant detritus was AMS - radiocarbon dated by Beta Analytic (Miami, USA). All ^{14}C -ages were calibrated with OxCal software (BRONK, RAMSEY 1995), using the INTCAL 04 curve (REIMER et al. 2004). Luminescence dating was carried out at the Institute of Applied Geology, University of Natural Resources and Life Sciences (Vienna, Austria). OSL and IRSL ages of the quartz and the feldspar fraction were determined on small aliquots using single aliquot regenerative dose protocols (MURRAY & WINTLE 2000, WALLINGA et al. 2000). All but two samples were dated using the coarse grain fraction. The remaining two were dated with IRSL signals of the polymineral fine grain fraction. For further details on the luminescence dating procedures see LOMAX & SCHIELEIN (accepted). Archaeological data about historical streets and settlements was provided by the Bavarian State Department of Historical Monuments (*Bayerisches Landesamt für Denkmalpflege*, Thierhaupten, Germany). Historical maps since the 16th century yielded ages for the aggradation of the two youngest Holocene terraces and al-

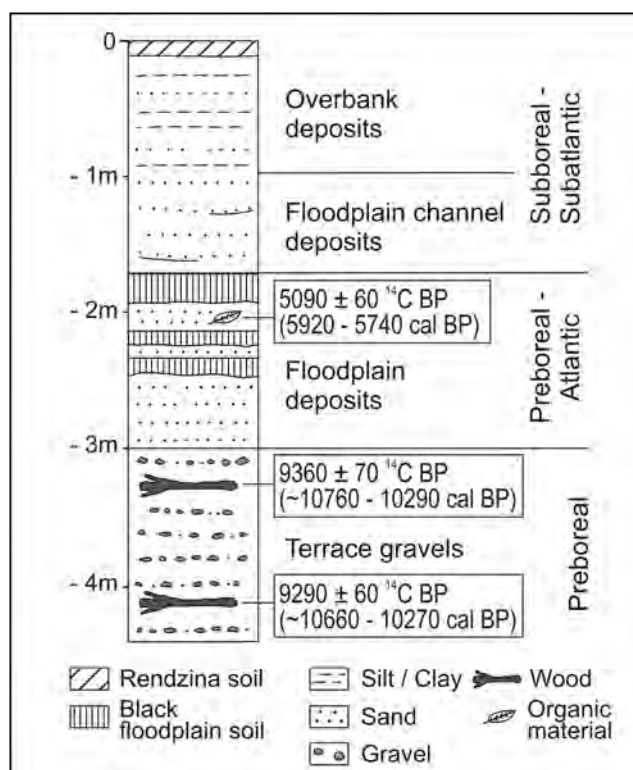


Fig. 4: Profile of the Preboreal terrace (qha) at the gravel pit Eisenried.
Abb. 4: Profil der präborealen Terrasse (qha) in der Kiesgrube Eisenried.

lowed the analysis of the relocation of river channels in this period (SCHIELEIN 2010).

4 Results

Niederterrasse level (NT)

In the Danube valley, just downstream of the Lech mouth a patch of *Niederterrasse* is preserved (Fig. 1). The surface is up to 3 m higher than adjacent Holocene terraces to its north. Its southern fringe is formed by a marginal depression (*Randsenke*) directly at the slope of the *Rainer Hochterrasse* (Fig. 2). The valley of the *Kleine Paar* river and a periglacial dry valley (*Dellentälchen*) on the *Hochterrasse* open to the marginal depression. The periglacial dry valley can be connected to a small winding channel crossing the surface of the *Niederterrasse* approximately parallel to the Danube valley. This channel is not a paleochannel of the rivers Danube or Lech, but originates as a local stream draining the *Hochterrasse*. The *Niederterrasse* is composed of sandy gravels with a thickness of up to 13 m. It exhibits only partially a thin cover of floodplain deposits, which consist of horizontally stratified layers of sand and finer grains. The gravels in the small gravel pit *Staudheim* (Fig. 1) show a strong weathering in the upper part of the outcrop. Plant remains from the base of a paludal infill of the marginal depression (*Randsenke*) at a depth of 6.5 m yielded an age of 9960 ± 60 ^{14}C BP (11610–11220 cal BP) (Fig. 2). This patch of *Niederterrasse* was last-active in the last millennia of the Pleistocene (including the Younger Dryas), as the channel fill is younger than the fluvial deposition of the terrace sediments, and more or less dates the abandonment of this part of the floodplain by Danube channels.

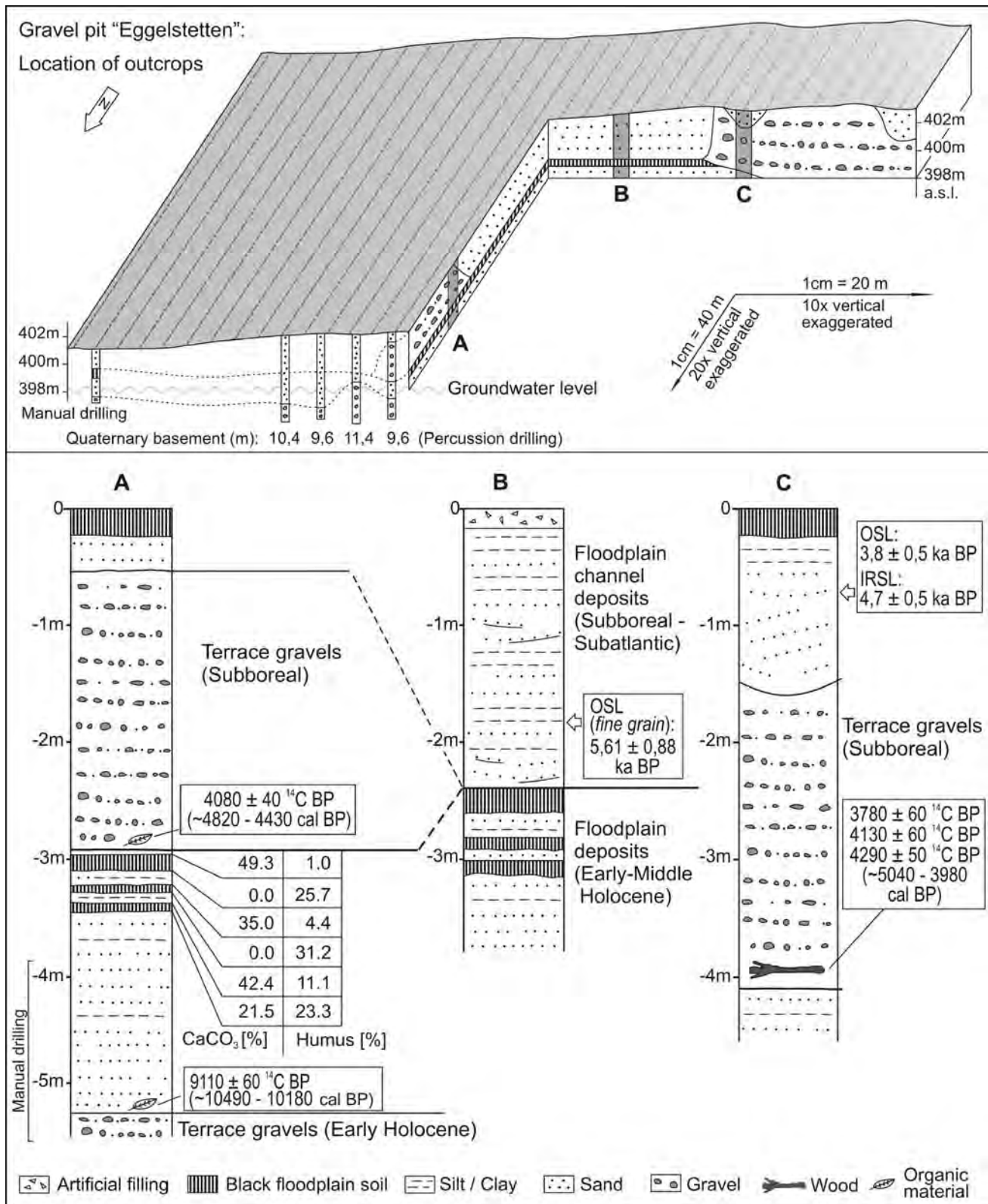


Fig. 5: Profiles of the Subboreal terrace (qhm) at the gravel pit Eggelstetten.

Abb. 5: Profile der subborealen Terrasse (qhm) in der Kiesgrube Eggelstetten.

Preboreal terrace level (qha)

Upstream of the river confluence, Early Holocene 'qha'-terrace remnants are preserved in both the Lech valley and the Danube valley. In the pit Eisenried (Fig. 1) along the Danube, the terrace gravels are covered by fine-grained floodplain sediments with a thickness of up to 3 m (Fig. 4).

These floodplain deposits are divided by an erosional unconformity. The sediments above the unconformity are composed of sand-striped floodplain channel fill and loamy overbank deposits of Subboreal (2.5–5 ka BP, MANGERUD et al., 1974) or Subatlantic (0–2.5 ka BP, MANGERUD et al., 1974) age. The predominantly sandy floodplain deposits be-

low the unconformity contain up to three fossil black floodplain soils (“*Pechanmoor*” sensu BRUNNACKER 1957). Organic material from between the two uppermost fossil soils yielded an AMS ^{14}C -age of 5090 ± 40 ^{14}C BP (5920–5740 cal BP). Two pine trunks from the underlying gravel deposits, dated to 9290 ± 60 ^{14}C BP (10660–10270 cal BP) and 9360 ± 70 ^{14}C BP (10760–10370 cal BP), indicate a Preboreal (10–9 ka BP, MANGERUD et al., 1974) or, in the event of an later deposition of the trunks, a younger age of the gravels. The gravel deposits in the pit *Eisenried* are dominated by alpine limestones and dolomites as it is typical for the Lech valley. Jurassic limestones from the Franconian Alb indicate the influence of the Danube river.

In the study area, Preboreal gravel deposits also underlie younger terraces of the rivers Lech and Danube. SCHREIBER (1985) already described in the pit *Eggelstetten* (Fig. 1) two stacked gravel bodies: The overlying one is composed of carbonatic, alpine gravels with a low amount of crystalline material and can be termed as “Lech facies”. In contrast, the underlying gravel body contains a relatively big amount of uncommon material for the Lech valley, such as basalt, lydite and jurassic limestone, and can therefore be related to the influence of the Danube (“Lech – Danube facies”). Whereas the overlying gravels build up the Subboreal terrace (see below), the underlying gravels were denoted as glacio-fluvial deposits by SCHREIBER (1985). But during our investigations, organic material from the top of the underlying gravel deposits was dated to 9110 ± 40 ^{14}C BP (~ 10490–10180 cal BP), i.e. to the Preboreal (Fig. 2, 5, Tab. 1). At the outcrop Schnödhof (Fig. 1, 2, Tab. 1), a pine trunk from the gravel deposits, underlying the Subatlantic terrace, yielded an age of 9570 ± 70 ^{14}C BP (11170–10700 cal BP) and dates the gravel deposition at most to the Preboreal. In drilling cores the thickness of the Holocene fluvial deposits ranges from 7 to 14 m. It can be assumed that the largest amounts of thickness are reached when Preboreal gravel deposits underlie younger terraces, as the base of any other terrace in the study area is significantly higher than that of Preboreal deposits (Fig. 2, 3). Moreover, a couple of these cores show a partition of the gravel deposits by layers of fine-grained sediments and peat. Most probably, this drilled sequences are comparable to that at the gravel pit *Eggelstetten* with floodplain deposits of up to 2 m thickness, containing three fossil black floodplain soils between both gravel bodies (Fig. 5).

Subboreal Terrace level (qhm)

The Subboreal terrace is the most widespread one at the Lech – Danube confluence. It takes up large areas in the lower Lech valley and in the Danube valley downstream of the confluence. The surface of the terrace in the northern part of the Lech valley is characterized by some hundred meters wide, elongated ridges containing meandering paleochannels (Fig. 1). The ridges are separated by two, 1–2 m lower lying depressions, which originate from meandering paleochannels on the less undulated *qhm* – terrace surface further up the valley (Fig. 1). The depressions widen up to an extent of 1 km down the valley. Another broad depression limits the westernmost ridge of the Subboreal terrace (Fig. 1). The channels and depressions represent paleo-river beds of the Subboreal Lech. They were

filled with fine-grained material during flood events afterwards. Most probably, the paleochannels of the Lech River were not active simultaneously, but rather mark different stages of an migrating Lech river during the Subboreal. A chronological reconstruction of the migration and hence a subdivision of the Subboreal terrace is hitherto not possible, due to the lack of numerical ages from the different ridges.

Outcrops in the gravel pit *Eggelstetten* exhibit the stratigraphy of both morphological units (Fig. 1, 5). The exposed depression (profile B) is filled with sandy and finer-grained floodplain channel deposits, reaching a maximum thickness of 5 m. Below them, a stack of three fossil black floodplain soils in overbank deposits is preserved. These fossil soils are low in or free of calcium carbonate and contain a relatively high amount of humus (Fig. 5). They are divided by thin layers of calcareous, loamy floodplain deposits.

The lithology of the ridges is dominated by sandy gravels, which are approximately 3 m thick. Sand-filled floodplain channels are embedded in the gravel body at many places (profile C). Beneath the Subboreal gravels, older floodplain deposits with a similar fossil soil sequence as in profile B can be preserved (profile A). The Preboreal gravel deposits described above are following thereunder. Organic samples from the base of the overlying gravel body, returned several ages (Tab. 1, Fig. 5) around 4000 ^{14}C BP (~ 5040–3780 cal BP). They date the terrace formation to the Subboreal. The underlying gravels were deposited during the Preboreal (see above). Infills of several floodplain channels on the Subboreal terrace were dated by OSL and IRSL to 5 to 3 ka BP, whereas the polymineralic fine-grain luminescence age in profile B is discarded due to the overestimation compared to the ^{14}C ages from the gravel body (LOMAX & SCHIELEIN; accepted). In addition, Roman settlements on the surface and the course of a Roman street, which traverses the full terrace width, are evidences for the abandonment of this area by the river Lech prior to Roman times. Earlier assumed timing of sediment accumulation during the Roman period (SCHREIBER, 1985) is not supported by our data.

In the Danube valley upstream of the Lech confluence region, Subboreal terraces have not been widely preserved. Their extent is much smaller than that of the Subboreal terrace along the lower Lech and the Danube River downstream of the confluence (Fig. 1).

Subatlantic Terrace levels (qhj)

The youngest valley floor can be subdivided into up to six terraces, which accompany the recent courses of the Lech and the Danube River downstream of the confluence. Upstream of the confluence, only four Danube terraces of Subatlantic age are prevalent. A complete sequence of Late Holocene terraces is preserved in the area between both rivers directly upstream of their confluence. In other parts of the study area only remnants of this terrace sequence are preserved (Fig 1.). The chronology of terraces with age evidences of each terrace is shown in Tab 1.

All Late Holocene terraces are composed of sandy gravels, which are covered with fine-grained floodplain deposits. The thickness of the Late Quaternary deposits in the Subatlantic valley floor ranges from 9 to 13 m. Layers

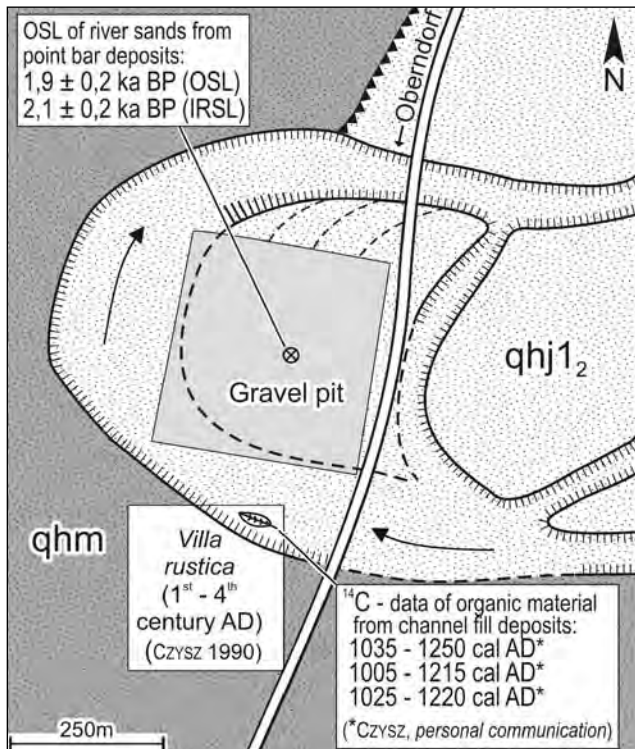


Fig. 6: Location of dated samples from the paleo-meander of the river Lech at the Roman villa rustica and in the gravel pit Oberndorf.

Abb. 6: Lage der Datierungen aus dem Bereich des Lech – Paläomäanders an der römischen Villa rustica und in der Kiesgrube Oberndorf.

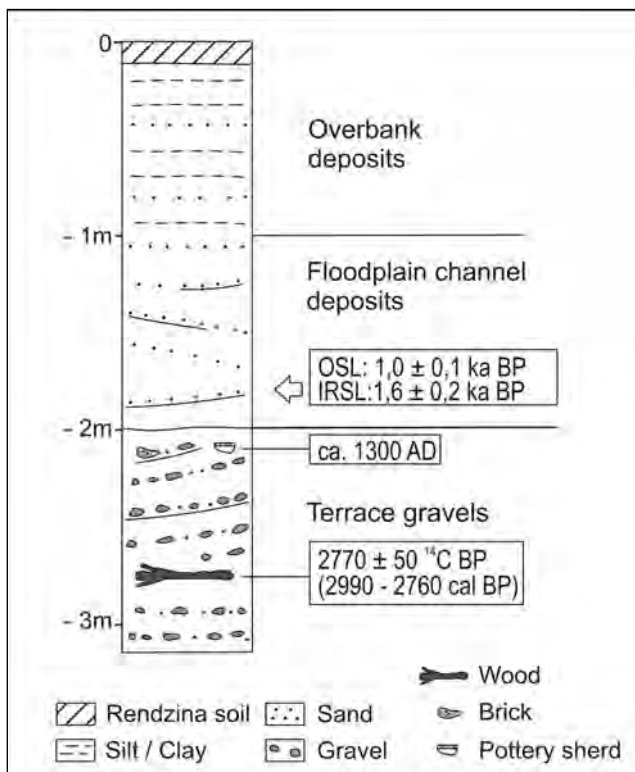


Fig. 7: Profile of one Subatlantic terrace ($qhj_{2_{2a}}$) at the gravel pit Reichertswert.

Abb. 7: Profil einer subatlantischen Terrasse ($qhj_{2_{2a}}$) in der Kiesgrube Reichertswert.

of fine-grained sediments and peat in the gravel deposits as well as ^{14}C -dated tree trunks of Preboreal age indicate the division of the gravel deposits (Fig. 2, 3, Tab. 1). It may be assumed that the Subatlantic terraces are often stacked on (or nested in) an older gravel body. The thickness of covering floodplain deposits varies from a few decimetres to several metres in filled channels.

Two terrace levels of early Subatlantic age (qhj_{1_1} , qhj_{1_2}) have medieval settlements on their surface. A wood fragment retrieved from a depth of 5 m at the gravel pit *Lindensee* (Fig. 1) in the Lech valley yielded an age of 2450 ± 50 ^{14}C BP (2730–2350 cal BP) and places the formation of the qhj_{1_1} – terrace to the Iron Age. Close to gravel pit *Oberndorf* a paleomeander of the Lech has eroded parts of a Roman *villa rustica*, originally situated on the Subboreal terrace (Fig. 1, 6). Dendrochronological data time the occupancy of the estate to between the 1st and the 4th century AD (Czys 1990). ^{14}C -dating of plant material from the meander channel fill (Czys, personal communication) yielded ages of cal AD 1035–1250, cal AD 1005–1215 and cal AD 1025–1220. This channel was filled during floods, after the Lech cut off the meander. The terrace gravels in the inner bend of the paleomeander predate the channel fill ages, and likely span some centuries of point bar build out. This estimation is confirmed by luminescence ages of 1.9 ± 0.2 ka BP (OSL) and 1.6 ± 0.2 ka BP (IRSL), which were sampled in the gravel body 300 m inbound from the paleomeander (LOMAX & SCHIELEIN, accepted). Thus, the formation of the qhj_{1_2} – terrace took place during the Roman period.

On all younger Subatlantic terraces no superficial archaeological data is available. Due to the lack of outcrops on the older qhj_{2_1} – terrace it can only be dated by relative age estimations. The younger $qhj_{2_{2a}}$ – terrace is well exposed at the gravel pit Reichertswert in the Danube valley upstream of the confluence (Fig. 1, 7). Here, the sandy gravels are epsilon cross-bedded, indicating the lateral accretion by a meandering Danube. Inside the gravel body several rounded brick fragments and a pottery sherd were found. The latter was dated to about 1300 AD by H. Lohert (Medieval and Postmedieval Archaeology, University of Bamberg). A tree trunk, excavated in c. 3 m depth in the gravel deposits below ground water level, yielded an age of 2770 ± 50 ^{14}C BP (2980–2760 cal BP). It can be assumed that this older trunk was relocated during medieval river activity. The $qhj_{2_{2a}}$ – terrace is covered by floodplain deposits formed of overbank fines and a sand-stripped channel deposit sensu SCHIRMER (1995). A sample for luminescence dating was taken from these floodplain deposits. The quartz and the feldspar fraction are slightly overestimated compared to the recovered pottery (LOMAX & SCHIELEIN, accepted). A trunk from the gravel pit Niederschönenfeld (Fig. 1), dated to 510 ± 50 ^{14}C BP (~ 650–480 cal BP), supports a Late Medieval age of the $qhj_{2_{2a}}$ – terrace (Tab. 1).

The $qhj_{2_{2a}}$ and qhj_3 – terraces feature no evaluable outcrops, because of the low altitude of the terrace surfaces above ground water level. Both terraces can be well dated by historical maps. The $qhj_{2_{2a}}$ – terrace was deposited in the 17th and 18th century, the qhj_3 – terrace since about 1800 AD. In addition, the maps from the 19th century enable the analysis of channel patterns of both rivers (SCHIELEIN 2010, Fig. 8). The Danube shows the typical pat-

tern of a meandering river, whereas the Lech can be designated as an anabranching river sensu BRICE (1983) with numerous bifurcations but also several meander loops. Downstream of the Lech – Danube confluence the channel pattern of the modern Danube River is a transitional one between both river patterns. Since the regulation of the river channels around 1900 AD and the construction of many dams in the 1950s the natural fluvial dynamics of both rivers as well as the formation of terraces has been more or less eliminated.

5 Discussion

The study of the terrace composition at the Lech – Danube confluence yielded a sequence of one Würmian Lateglacial and eight Holocene terraces. The comparison of this sequence of river terraces with other valleys in the Northern Alpine Foreland indicates that their development has not only a local character but is influenced by supraregional driving mechanisms. Finally, the possibilities of reconstructing changes of parameters in time like the volumina of fluvial deposits, the level of the base and top of river bed deposits and the channel geometry will be discussed for the study area.

The Würmian Lateglacial Niederterrasse is only preserved in the Danube valley downstream of the Lech – Danube confluence. Its base level is several meters higher than that of Holocene gravel deposits. A similar observation for all Niederterrassen was also made by SCHELLMANN (1990) in the Danube valley downstream of Regensburg. The Niederterrasse in the study area corresponds most likely to that of the Stufe von Friedheim, the latest Lateglacial Niederterrasse at the middle reaches of the Lech (GESSLEIN & SCHELLMANN 2010), to that of the Lateglacial NT 3 in the Danube valley downstream of Regensburg (e.g. SCHELLMANN 2010) and to the NT 3 in the Isar valley (e.g. SCHELLMANN et al. 1994). In the Danube valley downstream of the narrow valley (Steppberg – Neuburger Talenge), extensive areas of Niederterrassen are related to the Pleni- and Lateglacial (KLEINSCHNITZ & KROEMER 2001). In contrast, at the Lech – Danube confluence further terraces of Late- or Pleniglacial age are missing, although a former distribution over the entire valley floor is very likely. The minor occurrence of Niederterrassen here results from erosion and reworking of older deposits during the Early Holocene due to the widespread lateral activity of the river Lech.

Preboreal river bed deposits beneath Subboreal to Subatlantic terraces extend over great parts of the investigated valley floors. Due to their vast extension it can be assumed that these underlying gravels were deposited in several reworking phases during the Preboreal, in which the river beds of Lech and Danube were relocated and possibly deposited several terraces. The base of these Preboreal gravels lies deeper than that of any other Quaternary river deposits in the study area (Fig. 2, 3). Concluding, the maximum rate of incision was reached at the change of Younger Dryas to the Preboreal or in the early Preboreal. This conclusion is also true for the Danube valley downstream of Regensburg (SCHELLMANN 2010) and for the confluence of Iller and Danube (GRAUL & GROSCHOPF 1952). An underly-

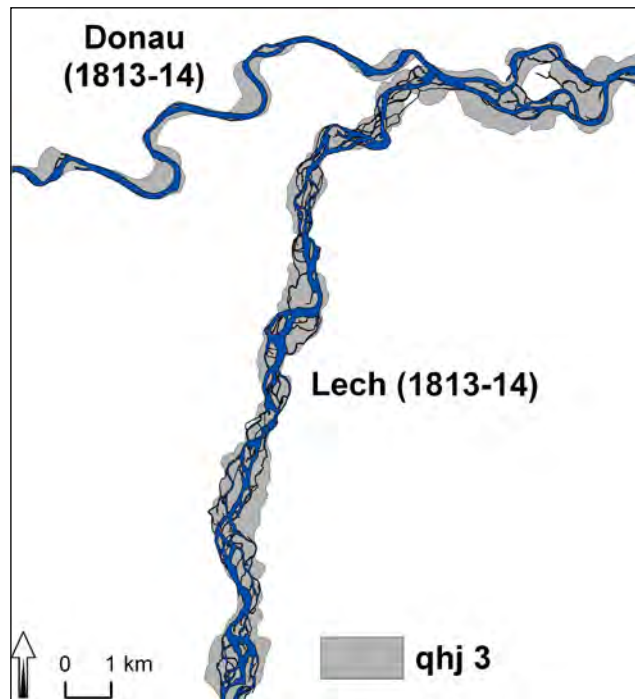


Fig. 8: Historical river channel patterns of Lech and Danube (SCHELEIN 2010).

Abb. 8: Historische Flussläufe von Lech und Donau (SCHELEIN 2010).

ing gravel deposit beneath a Subboreal Iller terrace at the Iller – Danube confluence has been dated by BECKER (1982) to the Preboreal. These deposits indicate the reworking of older fluvial deposits in the Preboreal during which the base level of erosion was significantly lower than in subsequent phases of the Holocene and most probably in the Pleistocene. Preboreal terraces are morphologically prevalent in the middle Lech valley (GESSLEIN & SCHELLMANN 2010) and in the valleys of Isar (e.g. SCHELLMANN 1990, FELDMANN 1990, SCHELLMANN et al. 1994), Danube (e.g. SCHELLMANN 2010, 1990) and Inn (MEGIES 2005). Due to their marginal morphological preservation in the study area, no statements about the channel geometry of the Preboreal terraces are possible.

The Atlantic period is not represented by river channel deposits in the investigated area. However, terraces of this age are well preserved in the middle Lech valley (GESSLEIN & SCHELLMANN 2010), in the Danube valley downstream of Regensburg (e.g. SCHELLMANN 2010, 1990) and in the Isar valley (e.g. SCHELLMANN 1990, FELDMANN 1990, SCHELLMANN et al. 1994). It is conceivable that terraces of Atlantic age in the study area were eroded afterwards.

The Subboreal terrace is the most prominent one in the study area. Its deposition is well dated to between c. 4000 ¹⁴C BP (~ 5040–3780 cal BP) and the Roman period. The terrace has probably been deposited in several phases during the Subboreal, which are represented by gravel deposits building up different ridges within this terrace. Yet, these deposits could not be chronologically differentiated due to the lack of numerical ages from different ridges. Remarkably, GESSLEIN & SCHELLMANN (2010) differentiated four Subboreal terraces with a relatively small extent compared to the other Holocene terraces at the Lech upstream of Augsburg. A connection of the terraces between

the lower and the middle reaches of the Lech valley has not been achieved so far. An extensive terrace of Subboreal age at the Iller – Danube confluence has already been described by GRAUL & GROSCHOPF (1952), which they constituted as an alluvial fan (Iller Schwemmkegel). BECKER (1982) verified their age assumption by dating numerous oak trunks, of which the bigger part yielded dendrochronological ages between 2300 and 1600 BC. Thus, the accumulation of the Iller Schwemmkegel corresponds to the Subboreal terrace at the Lech – Danube confluence. In addition, a Subboreal terrace exists at the lower Isar valley (SCHELLMANN 1990) and the adjacent Danube valley (SCHELLMANN 1990, 2010). But in contrast to these terraces, the base level of the Subboreal terrace in the study area lies several meters higher than that of the Preboreal gravel deposits. The few channels on the Subboreal ridges are mainly meander-shaped but also show some bifurcations (Fig. 1). The broad depressions on the Subboreal terrace are filled with floodplain deposits and therefore do not allow statements about the channel pattern within.

During the Subatlantic period, six terraces were deposited in the lower Lech valley and in the Danube valley downstream of the confluence, but only four terraces upstream. The number of Subatlantic terraces in the lower Lech valley is not only higher than at the Danube valley upstream of the confluence but also higher than in the middle Lech valley (GESSLEIN & SCHELLMANN 2010). At the lower Isar valley (SCHELLMANN 1990) and at the Danube downstream of the study area (KLEINSCHNITZ & KROEMER 2001, SCHELLMANN 1990) also four Subatlantic terraces were distinguished. The reason for the larger amount of Subatlantic terraces at the lower Lech valley might be both a local characteristic and/or a missing morpho- and chronostratigraphical differentiation of these terrace remnants elsewhere. Recently, SCHELLMANN (2010) showed that the oldest of four Subatlantic terraces in the Danube valley near Straubing, the H4-Terrace, can be subdivided into two separate terraces; one deposited during the late Subboreal between c. 2900 to 2500 ¹⁴C BP and one during the Roman Period between 2200 to 1500 ¹⁴C BP. All Subatlantic terraces are incised in older Holocene deposits, but do not reach the base level of the partly underlying gravel deposits of older Holocene age.

The morphology of all Subatlantic terraces at the Danube upstream and of the four oldest Subatlantic terraces downstream of the confluence is typically formed by a meandering river. At the lower Lech the oldest four Subatlantic terraces clearly show meandering, but in parts also anabranching channel patterns. The youngest Subatlantic terrace (*qhj3*) in the Lech valley is dominated by an anabranching pattern, as indicated by terrace morphology and by historical maps. The *qhj3* – terrace of the Danube downstream of the confluence is influenced by the Lech River, whereas historical maps show a typical meandering channel pattern of the Danube river upstream of the confluence. The reasons for the differences in channel pattern (meandering vs. anabranching) of the rivers Lech and Danube, as reconstructed for the Subatlantic, might be explained by the different valley gradients. The relatively low gradient in the Danube valley (0.7 ‰) as well as a balanced discharge typically result in a meandering channel pattern according to LEOPOLD & WOLMAN (1957). In con-

trast, the lower Lech valley has a larger gradient (1.4 ‰) and the Lech features infrequent but high peak discharges and strong flood events during modern age. Therefore, a higher sediment load of the Lech than of the Danube can be assumed, which may cause increased sediment deposition at the confluence point. As a result, the stream of the Danube downstream of the confluence splits in multiple branches. This process may be intensified through the restricting effect of the Danube before entering the narrow valley east of the study area. Here, the valley width reduces from approximately 5 to a minimum of 0.5 km.

In addition to the performed Late Quaternary reconstruction of valley development at the Lech – Danube confluence, a summary of the benefits of different fluvial parameters at the study area is given: As the former extent of a terrace is often difficult to reconstruct due to later erosion, the width of the former river bed and hence volumina calculations are only reliable, if the external borders of a terrace are preserved on both sides of a valley. In the study area this is only suitable for single terraces in limited valley sections and therefore precludes the comparison of sedimentation rates over the Late Quaternary. The base and top levels of terrace gravels provide the maximum depth of former river beds and the rate of incision in older deposits. In the study area, the base of all Holocene deposits is deeper than that of the Würmian Lateglacial Niederterrasse, reaching its maximum depth beneath Preboreal deposits. The Subboreal terrace lies widespread on these Preboreal deposits, whereas all Subatlantic terraces are incised in older deposits. The channel morphology documents the channel pattern during terrace deposition. As former channel patterns are morphologically not well preserved on older terraces, the analysis of channel geometry was only useful for Subatlantic terraces, especially for the two youngest terraces, whose channel patterns are pictured in historical maps.

6 Conclusion and outlook

A chronostratigraphy of one Würmian Lateglacial and up to eight Holocene terraces at the confluence of the Lech and Danube valleys was established. Pleni- and Lateglacial terraces were almost completely eroded during the Preboreal. An evidence of the Preboreal reworking phase is a widespread gravel deposit beneath younger terraces. Atlantic terraces are not preserved. They were most likely eroded during the Subboreal. The Subboreal terrace is the most extensive one at the Lech – Danube confluence and was deposited over a long period of several thousand years, possibly in several phases. During the Subatlantic a sequence of up to six terraces was deposited in the study area. The morphology of the youngest Subatlantic terraces as well as historical maps of Modern age indicate a difference in channel geometry between the Lech (anabranching) and the Danube upstream of the confluence (meandering). Downstream of the Lech – Danube confluence the Subatlantic terrace morphology and historical maps refer to a transitional channel pattern between meandering and anabranching.

In future, the river deposits in the Lech valley upstream of the confluence will be investigated in order to

find Pleniglacial and possibly more Holocene terraces. Moreover, we aim to get a connection to the study area of GESSLEIN & SCHELLMANN (2010) at the middle reaches of the Lech valley. Further investigations about the dating of Late Quaternary as well as Middle Pleistocene fluvial deposits are in progress.

Acknowledgements

The study was funded by the Bavarian Environmental Agency (*Bayerisches Landesamt für Umwelt*, LFU, Munich, Germany). The authors would like to thank G. Doppler, E. Kroemer and B. Gesslein for helpful comments and discussions in the field as well as F. Preusser and M. Fiebig for support of OSL dating. We also thank K. Cohen and two anonymous reviewers for detailed and very helpful comments and improvements of this article.

References:

- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. – Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. – Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften 5.
- BRICE, J. (1983): Planform properties of meandering rivers. In: ELLIOT, C. (ed.): River meandering. Proceedings of the October 24–26 Rivers 83rd Conference, ASCE, New Orleans: 1–29.
- BRONK RAMSEY, C. (1995). Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: The OxCal program. *Radiocarbon*, 37(2): 425–430.
- BRUNNACKER, K. (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän in Bayern. – *Geologica Bavarica*, 34.
- CZYSZ, W. (1990): Ausgrabungen in einem römischen Gutshof bei Oberndorf a. Lech. – *Das archäologische Jahr in Bayern 1989*: 133–140.
- FELDMANN, L. (1990): Jungquartäre Gletscher- und Flußgeschichte im Bereich der Münchener Schotterebene. – Diss. Universität Düsseldorf: 355 S.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F., 47/4: 449–467, Berlin.
- GESSLEIN, B. & SCHELLMANN, G. (2010): Zur Stratigraphie und Altersstellung der jungquartären Lechterrassen zwischen Kinsau und Prüttriching – erste Ergebnisse. – *Bamberger Geographische Schriften* 24: 189–213.
- GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. Die Entwicklung des unteren Lechlaufes und des Donaumoosbodens. – *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, 43: 1–114, Heidelberg.
- GRAUL, H. & GROSCHOPF, P. (1952): Geologische und morphologische Betrachtungen zum Illerschwemmkegel bei Ulm. – 5. Bericht der Naturforschenden Gesellschaft. Augsburg, S. 3–27.
- GROTTENTHALER, W. (unpublished): Geologische Manuskriptkarte zum Blatt 7231 Genderkingen. München (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- HND (2010): Hochwassernachrichtendienst Bayern. www.hnd.bayern.de.
- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E., BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. – *Geologisches Jahrbuch*, E 25: 3–73, Hannover.
- KLASEN, N. (2008): Lumineszenzdatierung glazifluvialer Sedimente im nördlichen Alpenvorland. – Inaug.-Diss., Universität zu Köln.
- KILIAN, R. & LÖSCHER, M. (1979): Zur Stratigraphie des Rainer Hochterrassen-Schotters östlich des unteren Lechs. – *Sammlung quartärmorphologischer Studien II*, Heidelberg Geographische Arbeiten, 49: 210–217.
- KLEINSCHNITZ, M. & KROEMER, E. (2001): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7233 Neuburg a. d. Donau. – 40 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- KOCK, S., HUGGENBERGER, P., PREUSSER, F., RENTZEL, P., WETZEL, A. (2009a): Formation and evolution of the Lower Terrace of the Rhine River in the area of Basel. – *Swiss Journal of Geosciences* 102: 307–321.
- KOCK, S., KRAMERS, J., PREUSSER, F., WETZEL, A., (2009b): Dating of Late Pleistocene terrace deposits of the River Rhine using uranium series and luminescence methods: potential and limitations. – *Quaternary Geochronology* 4, 363–373.
- LEOPOLD, L. B. & WOLMAN, M. G. (1957): River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. Geological Survey Professional Paper 282-B.
- LOMAX, J. & SCHIELEIN, P. (accepted): Testing OSL-dating on different fluvial deposits of Holocene age from the Lech and Danube valley. Accepted for publication for *Quaternary Geochronology*.
- 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.
- MEGIES, H.: Kartierung, Datierung und umweltgeschichtliche Bedeutung der jungquartären Flussterrassen am untere Inn – Heidelberg Geographische Arbeiten 120.
- MÜNZZBERGER, P. (2005): Jungquartäre Talgeschichte der Donau und ihrer Nebenflüsse im Raum Straubing – Deggendorf in Abhängigkeit von natürlichen und anthropogenen Einflüssen. – *Regensburger Beiträge zur Bodenkunde, Landschaftsökologie und Quartärforschung* 8.
- MURRAY A.S., WINTLE, A.G. (2000): Luminescence dating using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements* 32: 57–73.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. – 483 S.; Leipzig (Barth).
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bde.: 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G. L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BERTRAND, C., BLACKWELL, P. G., BUCK, C. E., BURR, G., CUTLER, K. B., DAMON, P. E., EDWARDS, R. L., FAIRBANKS, R. G., FRIEDRICH, M., GUILDSON, T. P., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MCCORMAC, F. G., MANNING, S., BRONK RAMSEY, C., REIMER, R. W., REMMELE, S., SOUTHON, J. R., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F. W., VAN DER PLICHT, J., WEYHENMEYER, C. E. (2004): IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. – *Radiocarbon* 46:1029–1058.
- SCHAEFER, I. (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*, 51: 59–111.
- SCHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. – *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 29.
- SCHELLMANN, G. (2010): Neue Befunde zur Verbreitung, geologischen Lagerung und Altersstellung der würmzeitlichen (NT 1 bis NT3) und holozänen (H1 bis H7) Terrassen im Donautal zwischen Regensburg und Bogen. – *Bamberger Geographische Schriften* 24: 1–77.
- SCHELLMANN, G., BECKER, B., FELDMANN, L. & KROMER, B. (1994): Absolute Daten zur spätglazialen und altholozänen Flußgeschichte an der Isar. – *Düsseldorfer Geographische Schriften*, 34: 79–94.
- SCHIELEIN, P. (2010): Neuzeitliche Flusslaufverlagerungen des Lechs und der Donau im Lechmündungsgebiet – qualitative und quantitative Analysen historischer Karten. – *Bamberger Geographische Schriften* 24: 215–241.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. – *Geologisches Jahrbuch*, A 71: 11–73.
- SCHIRMER, W. (1995): Valley bottoms in the late Quaternary. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, Neue Folge, 100 (supplement): 27–51.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial. – *Geologisches Institut der Universität zu Köln, Sonderveröffentlichungen*, 58.
- STREIT, R. (Hrsg.) (1978): Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7232 Burgheim Nord. – 222 S., München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- TILLMANN, W., MÜNZING, K., BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1982): Die Rainer Hochterrasse zwischen Lech und Donau. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines*, 64: 79–99.
- WALLINGA, J., MURRAY, A.S., WINTLE, A.G., (2000): The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. – *Radiation Measurements* 32: 529–533

Zur Struktur von Eskern in Schleswig-Holstein, unter besonderer Berücksichtigung des „Esker-Kames-Systems Forst Steinburg“ in morphologischer Hochlage

Alf Grube

Abstract:

Different esker forms in Schleswig-Holstein were investigated as part of the geotop register of Schleswig-Holstein: purely glaciofluvial eskers, eskers with a core of till or glaciolacustrine sediments, beaded eskers (“Perlenschnur-esker”), till-covered eskers, cross-cutting eskers, crooked- and separated-parallel eskers as well as eskers with and without accompanying erosional channels. Eskers are associated with and/or genetically linked to drumlins or drumlinoid forms, adjoining till diapirs, ice marginal structures, kames or dead ice forms. An “esker-kames system” that is superimposed on an ice-marginal moraine that attains local heights of +85 m a.s.l. is described in detail. The structure is morphologically recognizable as gravelly sand ridge situated on an elevated sandy-gravelly area. The structure can be subdivided into three parts: (A) a western area (esker) clearly subdivided by parallel single structures, (B) a central, high gravelly sand ridge (subglacial esker or crevasse fill) as well as (C) hilltop-shaped areas at the southeast end of the structure (kames). The esker structure (A) shows a central, large gravelly sand ridge with a width of 70 m, a height of c. 8–10 m and a length of c. 220 m (covered with till) and two parallel smaller esker ridges which run to the south of the larger one. The genesis of this esker-kames structure on top of an ice-marginal moraine is discussed.

[On the structure of eskers in Schleswig-Holstein with special emphasis on the “esker-kames-system Forst Steinburg” in morphological top position]

Kurzfassung:

Die unterschiedlichen Esker-Formen Schleswig-Holsteins wurden für das Geotop-Kataster des Landes mittels Literatur- und Feldarbeiten neu bearbeitet: Esker i.e.S., Aufpressungs-Esker mit Kern aus Geschiebemergel oder Beckensedimenten, Perlenschnur-Esker, Till-bedeckte Esker, sich kreuzend überlagernde Esker, verwachsen- und getrennt-parallele Esker-Rücken sowie Esker mit und ohne begleitende Rinnenbildungen. Esker sind häufig räumlich vergesellschaftet bzw. genetisch verflochten mit Drumlins oder drumlinoiden Formen, angrenzenden Aufpressungsstrukturen aus Till, Eisrandlagen, Kames-Bildungen oder Toteis-Bereichen. Im Detail wird ein „Esker-Kames-System“ dargestellt, welches dem Scheitelbereich einer großen Eisrandlage mit örtlich +85 m NHN Höhe aufgesetzt ist. Die morphologisch als Kiessand-Rücken erkennbare Gesamtstruktur sattelt einem aufgewölbten, sandig-kiesigen Bereich auf. Die Struktur kann in drei Teile untergliedert werden: (A) einen flacheren, deutlich durch parallele Einzelstrukturen gegliederten westlichen Bereich (Esker), (B) einen zentralen, hohen Kiessand-Rücken (Esker oder Spaltenfüllung) sowie (C) kuppenförmige Bereiche am Südostende der Struktur (Kames). Die Esker-Struktur (A) zeigt neben einem zentralen, großen Kiessand-Rücken mit 70 m Breite, einer Höhe von ca. 8–10 m und einer Länge von ca. 220 m (mit Till bedeckter-Esker) zwei parallele kleinere Esker-Rücken, die südlich des großen verlaufen. Die Genese der Esker-Kames-Struktur in Randlagen-Top-Position wird diskutiert.

Keywords:

Esker, Os, Kames, Crevasse Filling, Weichselian

Address of author:

Dr. A. Grube, Geologischer Dienst, Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und Ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, Abt. Geologie und Boden, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek. E-Mail: alf.grube@llur.landsh.de

1 Einleitung

Schleswig-Holstein besitzt aufgrund seiner Entstehungsgeschichte eine beeindruckend vielfältige Geologie und Geomorphologie (GRUBE 2008). Viele Landschaftsformen sind noch nicht genauer wissenschaftlich untersucht. Die unterschiedlichen vorhandenen Esker-Formen Schleswig-Holsteins wurden für das Geotop-Kataster des Landes neu überarbeitet. Eine besondere Struktur der Inlandvereisung (Weichsel-Kaltzeit) im Forst Steinburg (Landkreise Stormarn und Herzogtum Lauenburg) wurde in diesem Rahmen geologisch näher untersucht.

Im Folgenden wird der Begriff Esker verwendet, da er definiert und international gebräuchlich ist. Der Begriff Os ist dagegen undeutlicher, im Skandinavischen wird der Begriff Rullsten-Os verwendet, während der Begriff Os weiter

gefasst ist und z.B. Festgesteins-Strukturen beinhaltet. Im Deutschen ist der Begriff Wallberg speziell in der älteren wissenschaftlichen sowie populärwissenschaftlichen Literatur verbreitet, auch dieser wird nicht einheitlich verwendet.

Kames sind eine für Niedertaulandschaften typische glazigen gebildete geomorphologische Form. Der Begriff Kames stammt aus dem Schottischen (kaim = Rücken mit steilen Flanken) und wurde von JAMIESON (1874) eingeführt. Kames entstehen während der Abtauphase des Gletschers (vgl. BRODZIKOWSKI & VAN LOON 1991). Kames-Kuppen wurden aus Sedimentfüllungen in Becken, Wannen usw. unter, im oder auf dem Eis gebildet, die nach Abschmelzen durch Reliefumkehr ihre rundlich-gewölbte Form erhalten. Häufig dominieren dabei feinkörnige Schmelzwasserbildungen (Feinsande), die durch langsam fließende Wässer über längere Zeiträume in Hohlformen abgelagert werden.



Abb. 1: Lageplan der im Text erwähnten Esker-Strukturen (Grundlage: Landesvermessungsamt SH). Gestrichelt: Maximale Ausdehnung der Weichsel-Vereisung.

Fig. 1: Plan with esker structures mentioned in the text (basis: Landesvermessungsamt SH). Dashed line: maximum of Weichselian glaciation.

2 Zur Bildung von Eskern in Schleswig-Holstein

Esker sind langgestreckte, oft gewundene, wallartige Geländerücken. Sie werden aus Sanden und Kiesen mit komplexer Internstruktur aufgebaut, lokal finden sich Till-Einschaltungen oder Beckenablagerungen. Aufpressungs-Esker können einen Kern aus Till besitzen, lokal können Tone in die Bildung einbezogen sein, wie z.B. Holsteinzeitliche Tone (vgl. SCHULZ 1970). Die internen Verstärkungen gehen auf glazi-tektonische Stauchungen, Setzungen aufgrund des Niedertauens des umgebenden, stabilisierenden Eises, Austauen von Toteis usw. zurück. Bei Aufpressungs-Eskern ist durch die vertikal von unten gerichtete Druckfront mit entsprechenden Störungen zu rechnen. Esker entstehen in sub-, in- oder supraglazial angelegten Schmelzwassertunneln bzw. -spalten, welche häufig die Fortsetzung von

Spalten des supra- oder inglazialen Gletscherbereiches sind (z.B. Arenholzer Esker (Abb. 1); WÜNNEMANN 1990). Die heute noch erhaltenen Esker entstanden in den Spät- oder Abschmelzphasen der Vereisungen. Sie finden sich ganz bevorzugt in Tal-Bereichen, im ehemaligen Randbereich von Gletschern. Sie blieben nur unter besonderen Bedingungen erhalten und sind ganz überwiegend weichselkaltzeitlichen Alters. Selten besitzen Esker oder Esker-ähnliche Strukturen ein Saale-kaltzeitliches Alter wie bei einer fraglichen Esker-Struktur bei Tellingstedt (GRUBE 2011). Örtlich finden sich Unterbrechungen, die aufgrund ihrer meist rundlichen Form als Os-Augen bezeichnet werden. Sie gehen auf in den Spalten bzw. Tunneln liegende Eisblöcke zurück. Häufig treten parallel zu den Eskern verlaufende Rinnen auf, die durch Toteis-Bildungen oder durch Strömungswalzen (vgl. ARIO 1977) entstanden sind.

Rechtwinklig abzweigend können Ablagerungen in ehemaligen Querspalten abgelagert worden sein, die aus Kiessanden oder Till bestehen können.

Insgesamt ist das Spektrum der auftretenden Esker-Formen offenbar kleiner als in Skandinavien (vgl. LUNDQVIST 1979). Esker i.e.S. sind verhältnismäßig selten. Sie mögen früher häufiger vertreten gewesen sein, bekanntermaßen sind leider viele dieser Kies-Sand-Strukturen durch Sandentnahmen zu Bauzwecken zerstört worden. Zu den Eskern i.e.S. gehören z.B. die Strukturen bei Arenholz und Süderbrarup (WÜNNEMANN 1990), Neu Duvenstedt sowie Putlos (GRUBE 2011). Daneben finden sich komplexe Esker-Formen, bei denen sich Esker kreuzend überlagern, bedingt durch entsprechende Spaltenbildungen in verschiedenen, übereinander liegenden Gletscher-Niveaus. Hierzu gehört das Esker-System in Ahrensburg-Ost / Stellmoorer Tunneltal (KÖLLING & SCHLÜTER 1988). Auch mehrere Strukturen im Bereich der Eiszerfallslandschaft am Lütjensee gehört in diese Gruppe (GRUBE 2011). Treten Parallel-Strukturen auf, so können „verwachsene“ und „getrennt-parallele“ Esker unterschieden werden. Am Esker-System Waldhusen-Kücknitz sind Rücken des Eskers miteinander „verwachsen“. Getrennt-parallele Strukturen sind z.B. am Esker-Kames-System Forst Steinburg (dieser Aufsatz) vorhanden. Selten besitzen Esker in Schleswig-Holstein einen Mantel aus Till, der unmittelbar ihre sub- oder inglaziäre Entstehung belegt. Eine relativ dünne Till-Decke ist am Esker-Kames-System Forst Steinburg zu finden (vorliegender Aufsatz), im Bereich Loose ist auf einer Struktur eine mehrere m

mächtige Abdeckung vorhanden (GRUBE 2011). Ein- oder beidseitig parallel verlaufende, heute meist vermoorte und morphologisch nicht oder kaum zu erkennende, rinnenförmige schmale Randsenken sind bei den Eskern in Ohe (EGGERS 1934, STREHL 1993) und Ahrensburg-Ost (KÖLLING & SCHLÜTER 1988) kartiert worden. Örtlich können diese im Liegenden der üblicherweise abdeckenden limnisch-telmatischen Ablagerungen mit Beckenablagerungen gefüllt sein, wie bei Fahrenkrug (GRUBE 2011). Der vermutete Esker bei Zarpen ist eine sehr große und heterogen zusammengesetzte Struktur, die parallel zur Umrandung des Lübecker Beckens verläuft und somit eine Spaltenfüllung darstellen könnte.

Bei Aufpressungs-Eskern ist vorwiegend bindiges Material von unten in einen subglaziären Tunnel aufgedrückt worden. Ein Kern aus Till ist bei den Strukturen Dazendorf (vgl. SEIFERT 1953), Cismar (GRUBE 2011) und im nördlichen Teil des Eskers von Waldhusen/Kücknitz (STRUCK 1918; vgl. GAGEL 1923, OHNESORGE 1928) vorhanden. Auch die Prinzeninsel im Plöner See (GRUBE 2011) könnte entfernt zu dieser Gruppe gehören. Der Esker von Waldhusen/Kücknitz (GRUBE 2011) zeigt im südlichen Abschnitt als Besonderheit einen Kern aus Beckenschluffen. Eine seltene Form der Esker in Schleswig-Holstein sind Perlenschnur-Esker. Derartige Strukturen treten bei Bistensee (STREHL 2006), und bei Rieseby auf, hier allerdings morphologisch nicht sehr prägnant (GRUBE 2011).

Esker sind häufig mit Drumlins, drumlinoiden Formen, angrenzenden Aufpressungsstrukturen aus Till, Kames-



Abb. 2: Esker-Bereich (Teil „A“; Person im Kreis als Maßstab). Standpunkt R 3593320, H 5953050, Blickrichtung nach Westen.

Fig. 2: Esker (part „A“; person for scale). Position: R 3593320, H 5953050, view towards west.

Bildungen und Toteisbereichen räumlich vergesellschaftet bzw. genetisch verflochten. Sie zeigen teilweise eine Parallelität mehrerer Esker-Rücken, zumindest in Teilbereichen. In Verbindung zu einer Esker-Struktur auftretende Kames-Bildungen, die sich z.B. durch eine breitere Form sowie eine feinsandige Zusammensetzung auszeichnen, sind u. a. bei den Eskern in Rieseby und Forst Steinburg vorhanden.

3 Das „Esker-Kames-System Forst Steinburg“

3.1 Umgebung der Struktur

Die Struktur liegt in der südlich der Umrandung des Lübecker Beckens. Nach der alten geologischen Karte (Blatt 2028 Eichede, Bearbeiter: P. Range, 1927–1928 und Blatt 2328 Trittau; Bearbeiter: P. Range, 1925–1926) kann der gesamte Bereich der Eisrandlage als glazitektonisch überprägt angesehen werden. Die Verstellungen sind teilweise massiv, u. a. sind Schuppen aus miozänen Ablagerungen im dem Höhenrücken bei Eichede bekannt geworden (vgl. HALSKE 1924).

In der o. g. preußischen geologischen Karte ist das hier dargestellte Gebiet als 3,0 km lange und bis zu 300 m breite Zone mit kiesig-sandigen Ablagerungen eingetragen. Westlich schließen sich nach den geologischen Übersichtskarten in der Hohlform zwischen Todendorf und Oetjendorf glazifluviatile Ablagerungen an, die als kleine Binnensandbereiche zu interpretieren sind. Westlich und nördlich dieser rinnenartigen Schmelzwassersandbildungen finden sich große glazi-limnische Becken, die beim Niedertauen des Gletschers entstanden sind, ggf. zeitgleich mit der Bildung des Esker-Kames-Systems. Am südlichen Ortrand von Mollhagen befindet sich ein kleinerer, morphologisch deutlich im Gelände erkennbarer Kiessand-Rücken, der als Esker zu deuten ist. Er ist weitgehend bebaut.

3.2 Esker-Kames-Struktur im Forst Steinburg

Die Entdeckung und Anregung zur Bearbeitung des vermuteten Esker-Bereiches geht auf Herrn Peter Jacobi (Delingsdorf) zurück, dem für die Mitteilung herzlich gedankt sei. Leider erfolgte, trotz entsprechender früher Bemühungen u. a. von Carl Duve (Schreiben an den Kreis Stormarn von 1961), eine intensive Überprägung des Bereiches durch Sand- und Kiesabbau.

Im Folgenden wird von einem „Esker-Kames-System“ gesprochen, da der Bereich durch Teilgebiete verschiedener Genese zusammengesetzt ist. Die Struktur befindet sich auf dem Scheitelbereich einer großen Eisrandlage (Abb. 3), die örtlich +85 m NHN erreicht. Die Struktur hat eine Länge von ca. 3 km und eine Breite von bis zu ca. 1 km. Größere Teile der Gesamtstruktur sind leider dem Kiesabbau zu Opfer gefallen, so dass nur ein Stück seine ursprüngliche Oberflächenform aufweist. Für die abgebauten Flächen sind der Aufbau und die Entstehungsgeschichte leider kaum noch zu belegen. Nach den alten preußischen topographischen Karten von 1790 sind in den inzwischen abgebauten Bereichen einzelne, größere Höhenrücken zu erkennen. Die alten Karten geben die Feinmorphologie leider kaum wieder, so dass Unsicherheiten bezüglich der ursprünglichen Morphologie des Gesamtgebietes bestehen.

Die morphologisch als Kiessand-Rücken erkennbare Ge-

samtstruktur sattelt einem aufgewölbten, sandig-kiesigen Bereich auf, der morphologisch durch ca. 0,5 km weite „Vorsprünge“ westlich und östlich der Randlage in Erscheinung tritt. Der Kiessand-Rücken kann dabei grob in drei Teile untergliedert werden: (A) einen flacheren, deutlich durch parallele Einzelstrukturen gegliederten westlichen Bereich, (B) einen zentralen, hohen Rücken sowie (C) in kuppenförmige Bereiche am Südostende der Struktur (Abb. 4).

(A) Westlicher, differenzierter Bereich mit mehreren parallelen Kiessand-Rücken

Dieser Bereich zeigt neben einem zentralen, großen Kiessand-Rücken zwei weitere kleinere, die südlich des großen verlaufen (Abb. 3).

Der zentrale, große Kiessand-Rücken ist durch den Kiesabbau an seiner Nordflanke beeinträchtigt. Die heutige Steilkante ist durch einen Teilabtrag des Rückens bedingt. Er besitzt eine Breite von ca. 70 m und eine Höhe von ca. 8–10 m. Er ist in der heutigen Form noch auf einer Länge von ca. 220 m erhalten. Auf dem östlichen Ende läuft er aus und endet kurz vor einer Auffüllung. An seinem westlichen Ende ist er durch den Kiesabbau bis direkt an die Kreisgrenze abgetragen worden. Durch eine kleine, ca. 20 m breite Niederung getrennt, verläuft südlich der großen Struktur ein kleinerer Rücken, der auf einer Länge von ca. 200 m, eine Breite von 15–20 m und eine Höhe von ca. 1 m zeigt. Diese flache „mittlere“ Struktur setzt sich auf stormarner Gebiet weiter fort. Im Bereich des Hauptrückens wurden in zwei Bohrungen unter einem Geschiebedecksand (westlicher Teil) bzw. einem ca. 1,5 m mächtigen Geschiebelehm ca. 5,0 m bzw. 5,5 m mächtige Kiessande erbohrt (Abb. 6). Diese Sande und Kiese sind nur oberflächennah entkalkt (ca. 2,6 m u. GOK). Das Liegende der Kiessande in beiden Bohrungen wird durch Geschiebelehm und -mergel gebildet.

Die ursprüngliche Fortsetzung des großen Kiesrückens von der lauenburgischen auf die westlich gelegene stormarner Seite ist unklar (ursprüngliche Länge bis zu ca. 700 m), da die Struktur hier vollständig durch den Kiesabbau abgetragen worden ist. Nach der preußischen topographischen Karte dürfte er etwas flacher als seine inzwischen abgetragene, östliche Fortsetzung gewesen sein. Ggf. könnten hier genauere geologische und geophysikalische Untersuchungen der verbleibenden Sedimentschichten an der Abbausohle zu einer Klärung führen, die jedoch späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben müssen. Vermutlich waren Teile des westlichen Esker-Teiles ebenfalls mit Till bedeckt.

Auf Stormarner Seite sind insgesamt drei parallele Rückenstrukturen erkennbar. Dabei ist eine Abnahme der Größe von Nord nach Süd feststellbar. Die breite Hauptstruktur, die auf Lauenburger Seite stehen geblieben ist, ist hier vollständig abgetragen, zumindest die übertägigen Teile. Die Fortsetzung der südlich gelegenen, „mittleren“ Struktur hat eine Länge von ca. 300 m, eine Höhe von 3 bis 4 m und eine Breite von ca. 25–30 m. Hierbei sind die nördlichen Teile und auch die Flankenbereiche durch Sandgewinnung gestört. Westlich dürfte sich dieser Rücken noch weiter nach Westen fortgesetzt haben, der ungefähre Verlauf ist auch nach dem Kiesabbau noch zu erkennen. Wiederum durch eine kleine Niederung getrennt verläuft südlich ein weiterer Rücken. Dieser setzt ungefähr an der

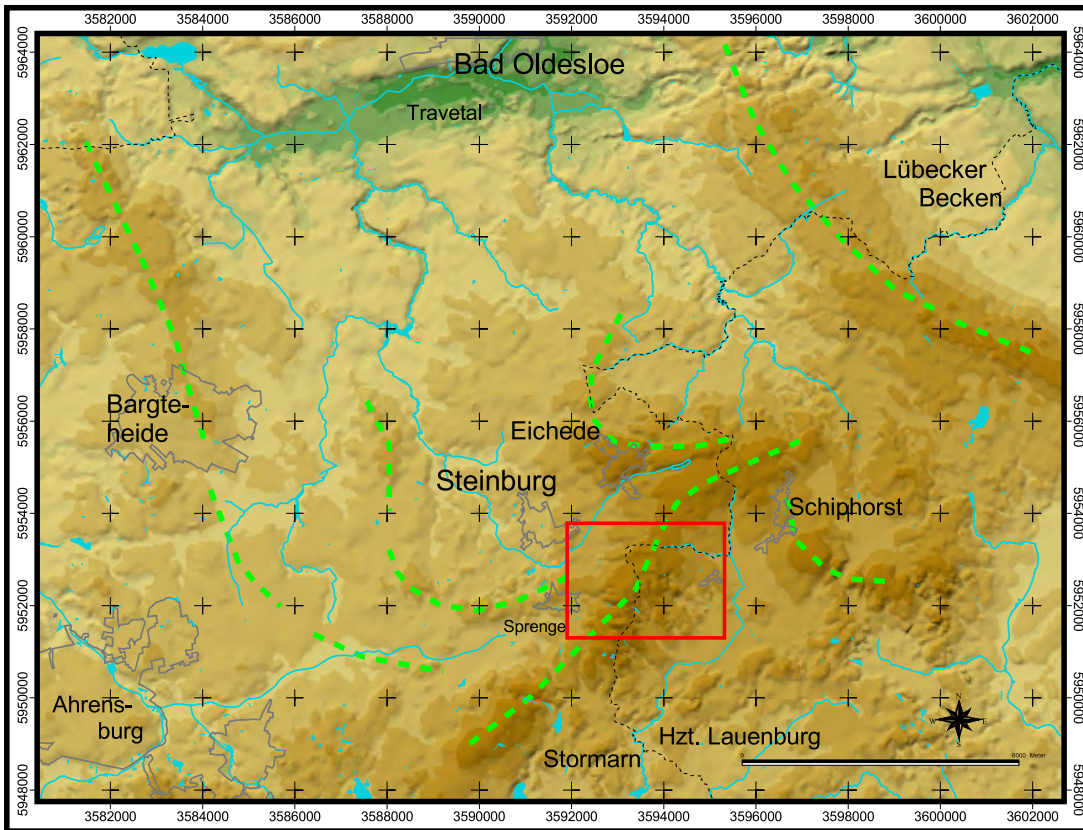


Abb. 3: Haupteisrandlagen vor dem Hintergrund des Digitalen Geländemodells (Landesvermessungsamt SH); mit Umrandung des engeren Untersuchungsgebietes.

Fig. 3: Main ice marginal position on digital terrain model (Landesvermessungsamt SH) with contour of closer investigation area.

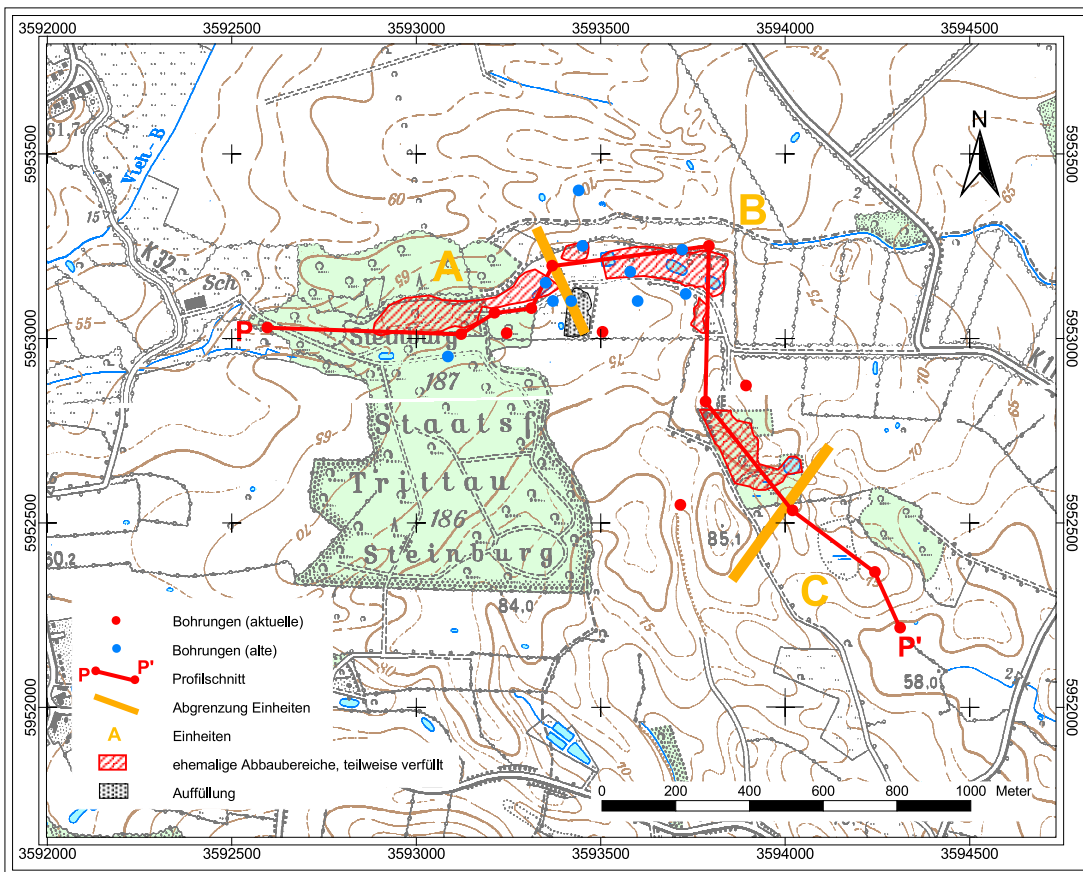


Abb. 4: Esker-Kames-System mit Teilbereichen A, B und C; Bohrunge, Lage des Profilschnittes, Abbaufächen und Auffüllung (TK25).

Fig. 4: Esker-Kames-structure with parts A, B and C; position of drillings, cross section, excavation sites and dump (TK25).

Kreisgrenze an, läuft ebenfalls in West-Ost-Richtung und ist ca. 150 m lang, ca. 1–2 m hoch und ca. 25–30 m breit. Dieser verhältnismäßig flache Rücken hat eine Länge von ca. 70 m und nicht die typische Wallform eines Eskers.

Am Südrand der Struktur „A“, ansetzend am östlichen Ende der gut erhaltenen Eskerstruktur und fortlaufend an der abgebauten Struktur, findet sich eine parallele Rinnenbildung, die heute an der Erdoberfläche nicht mehr zu erkennen ist (Fastebene), da sie mit Torfen verfüllt ist. Die Mudden werden mehr als 1,5 m mächtig, im Liegenden folgt ein ca. 1 m mächtiger Beckenschluff.

(B) Zentrale lang gestreckte Vollform

Hierbei handelt es sich um einen breiten Kiesrücken, der überlappend mit dem unter „A“ beschriebenen großen Rücken, aber ca. 100 m nach Norden versetzt beginnt, dann ca. 400 m in West-Ost-Richtung verläuft, um dann rechtwinklig nach Süden abzuknicken. Nach weiteren ca. 400 m biegt er nach Südsüdost ab und endet hier nach ca. 400 m (Gesamtlänge ca. 1,2 km).

Während der erste Teil der zentralen Vollform rechtwinklig zu der unterlagernden Eisrandlage orientiert ist, ist der letzte Teil parallel zu dieser bzw. zu einzelnen parallelen Höhenrücken auf diesem angelegt (Abb. 4). Die zentrale Vollform ist weitgehend abgebaut worden. Stehen geblieben ist ein ca. 300 m langes Teilstück. Nach der alten preußischen topographischen Karte von 1790 hatte der singuläre Höhenrücken eine Höhe von bis zu mehr als 10 m. Er ist bis zu 150 m breit, zeigt im mittleren Teil eine Art Einschnürung, in diesem Bereich ist der Rücken nur ca.

80 m breit. Nach dem rechtwinkligen Abknicken nach Süden wird die Struktur unregelmäßiger, erreicht lokal eine Breite von mehr als 200 m. Hier wird mit mehr als +88 m NHN auch seine größte Höhe erreicht.

Die ehemaligen Kiesgewinnungsbereiche, die Sohle des Abbaus, stimmt in etwa mit der Basisfläche der Struktur auf der Eisrandlage überein (Abbautiefe häufig 5–8 m), zeigen einen außergewöhnlich hohen Anteil an Blöcken und Findlingen. Selbst unter der Annahme, dass nach dem Kriege technisch bedingt größere Blöcke und Findlinge nicht gut verarbeitet werden konnten (z. B. durch Verwendung im Gartenbaubereich oder Zerkleinern durch Brecher), so ist doch von einem sehr hohen Anteil der Grobfraction (Kies bis Findlinge) auszugehen.

Auf eine parallel zum ehemaligen Höhenrücken verlaufende Rinnenbildung wurde bereits oben eingegangen (vgl. Abschnitt „A“).

Am südlichen Ende des Strukturabschnittes „B“ setzen beiderseits des zentralen Kiesrückens zwei bis zu mehr als 5 m tief eingeschnittene Abflussrinnen ein, durch die radialstrahlige Entwässerung der Schmelzwässer erfolgte (Abb. 7). Die tiefste Rinne verläuft in Nord-Süd-Richtung, eine weitere deutliche Rinne in NNW-SSE-Richtung. Nach Südosten und Osten sind drei weitere kleinere Abschlussbahnen vorhanden. Diese setzen sich im Abschnitt „C“ weiter fort (siehe dort).

(C) Kuppenförmige Bereiche am Südost-Ende der Struktur

Die Folge schließt dann mit einer großen, lang gestreckten Kuppenlandschaften ab, die fast vollständig aus Fein-

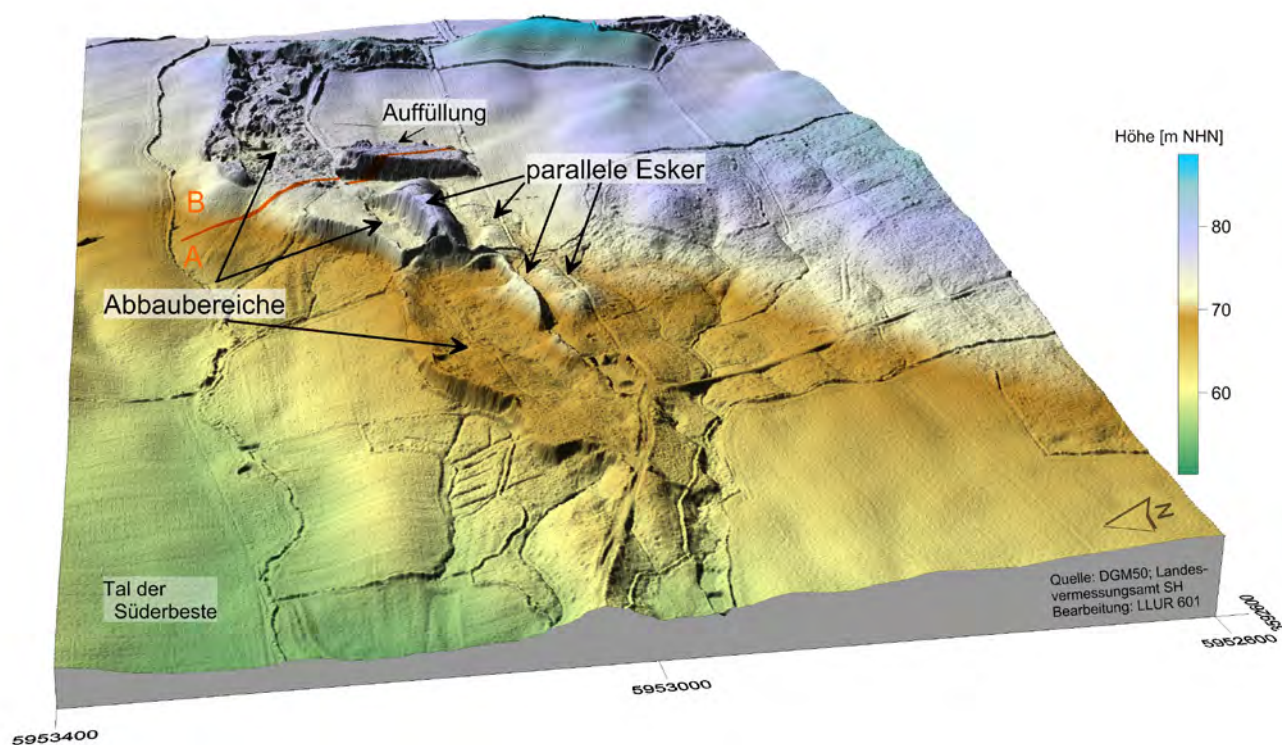


Abb. 5: Digitales Geländemodell eines Teils der Struktur (Teile A und B).

Fig. 5: Digital terrain model of part of the structure (parts A and B).

sand besteht (Abb. 6). Dieser knapp 500 m lange Strukturabschnitt ist durch den Kiesabbau nicht beeinträchtigt, vermutlich wegen der geringen Kiesanteile. Der Feinsand erreicht eine Mächtigkeit von fast 10 m, einschließlich einer geringmächtigen Geschiebemergelschichtung, die als Fließ-Till gedeutet werden kann. Im Liegenden der Feinsande sind mit verhältnismäßig direktem Übergang Geschiebelehne und -mergel vorhanden. Diese lang gestreckte Kuppe, die den morphologischen Abschluss der Eisrandlage zur östlich benachbarten Niederung der Schönau bildet, verläuft etwa in gleicher Orientierung wie der unter „B“ beschriebene Strukturteil, knickt jedoch nach Osten ab.

Die unter „B“ beschriebenen Abflussrinnen (Abb. 7) setzen sich weiter nach Südosten fort. Sie verlaufen westlich bzw. östlich parallel zum Bereich „C“. Eine weitere Abflussbahn ist direkt westlich der Kames-Kuppe vorhanden. Die Abflussrinnen verästeln sich teilweise weiter und reichen bis in die benachbarte ausgedehnte Hohlform hinein, die mit mächtigeren Schmelzwassersanden flächenhaft aufgefüllt ist.

4 Diskussion zur Entstehung der Struktur

Die beschriebene Struktur ist aus verschiedenen Sedimentations- und Erosionsformen zusammengesetzt, die als Teile eines Entwässerungssystems einer Gletscherzunge entstanden. Trotz intensiven Kiesabbaus sind Teile der natürlichen Morphologie gut erhalten.

Bei den parallelen Kiessand-Rücken (Strukturteil „A“) handelt es sich um parallele Esker. Der große Rücken ist verhältnismäßig breit (Originalbreite vor Teilabbau ca. 80 m). Er gehört damit zu den sehr großen Eskern Norddeutschlands, z.B. vergleichbar mit dem Esker von Waldhusen-Kücknitz. In Skandinavien sind bedeutend größere

Strukturen beschrieben worden. Die Till-Bedeckung des Kiessandrückens zeigt, dass dieser Teil der Struktur unter dem Eis gebildet worden sein muss. Weiterhin spricht hierfür auch die Bildung einer parallelen tieferen Rinne im Sinne AARIO's (1977) am Südrand dieses Strukturteils, die durch Strudelbildungen im Eistunnel zustande kommt (siehe Abschnitt 2). Speziell die parallelen flacheren Esker-Strukturen legen eine subglaziäre Entstehung nahe. LUNDQVIST (1979) beschreibt parallele Esker, die in Schweden verbreitet sind. Häufig sind hierbei drei parallele Esker-Strukturen (TANNER 1915, zitiert in LUNDQVIST 1979). Dieses könnte nach LUNDQVIST mit dem Einfluss von Toteis zusammenhängen.

Bei der Zentralen Vollform (Strukturteil „B“) ist die Internstruktur aufgrund des erfolgten Abbaus nicht mehr sichtbar. Zeitzeugen oder eine Dokumentation der Abbaubereiche (Photos usw.) liegen nicht vor, zumal der Abbau bereits lange zurück liegt. Der flache Abbau spricht gegen das ehemalige Vorhandensein einer Till-Decke, da die Gewinnung von Sanden und Kiesen in diesem Fall nicht wirtschaftlich gewesen sein dürfte. Es könnte sich sowohl um eine Esker-, als auch um eine subaerische Spaltenfüllung handeln. Für eine Spaltenfüllung sprechen die gegenüber der westlich gelegenen Esker-Struktur deutlich höhere Aufragung, das Fehlen paralleler Voll- und Hohlformen (siehe oben) und die Häufung groben Materials. Der große Anteil an Blöcken könnte für eine Art Blockpackung sprechen, also eine Ansammlung von Geröll, die die Schmelzwässer in der Nähe des Gletschertores abgelagert haben. Für die subglaziäre Bildung als Esker spricht die Nachbarschaft zum westlich gelegenen Esker sowie die strukturparallele Rinnenbildung.

Bei der südlichen Vollform (Strukturteil „C“) handelt es sich um eine Kames-Bildung (Kames-Kuppen). Sie entstand

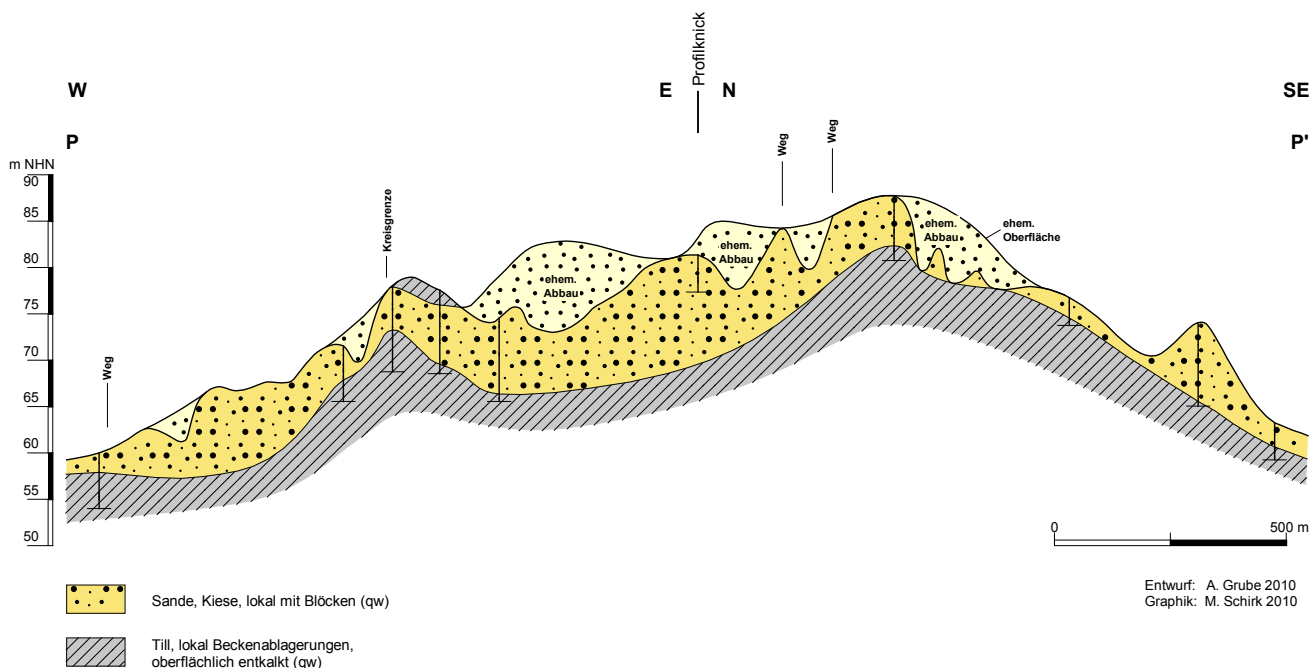


Abb. 6: Profilschnitt längs des Esker-Kames-System. Die ursprüngliche Morphologie wurde der preußischen topograph. Karte entnommen.

Fig. 6: Cross section along the esker-kames-structure. The original morphology was retained from the prussian topographical map.

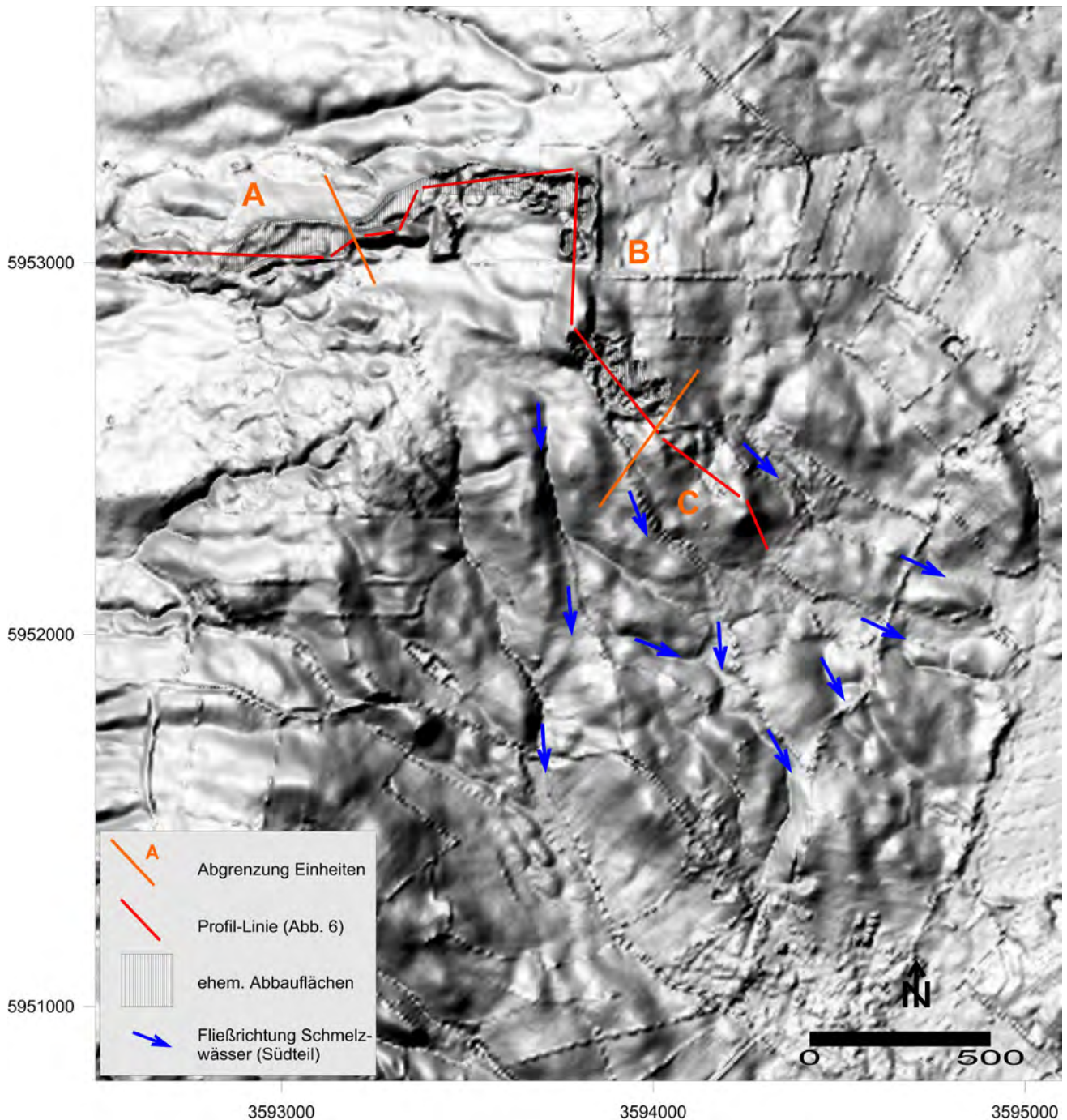


Abb. 7: Digitales Geländemodell des glaziären Abfluss-Systems (DGM5, Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein).

Fig. 7: Digital terrain model of the glacial drainage system (DGM5, Landesvermessungsamt Schleswig-Holstein).

am Ende der Struktur. Vorstellbar ist, dass eine große Eis-spalte vor dem Gletscherrand bestand, bei der im zentralen Strukturbereich das gröbere Material geschüttet, und das feinere Material am äußeren Rand sedimentiert wurde. Auch eine subglaziäre Genese kann nicht ausgeschlossen werden. Der Übergang von Eskern und Spaltenfüllungen in Kames oder Sanderflächen ist eine nicht seltene Erscheinung in Norddeutschland.

Das „Esker-Kames-System“ liegt als besondere geologische Struktur auf einer großen Eisrandlage der Weichsel-Kaltzeit. Dieser ca. 2 km breite Höhenrücken verläuft in NNE-SSW-Richtung etwa von Schiphorst nach Lütjensee.

Es befindet sich an einem Ansatzpunkt bzw. im Zwickel zu einer weiteren lobenförmigen Eisrandlage, die von Sprenge aus in westsüdwestlicher Richtung nach Todendorf verläuft, hier nach Nordnordwest umschwenkt und nach Hammoor verläuft. Weitere lobenförmige Eisrandlagen befinden sich ca. 1,5 km südlich sowie nördlich bei Eichede.

Das Esker-Spaltenfüllung-Kames-System ist im Randbereich eines Gletscherbereiches gebildet worden. Die Struktur läuft zentral über den Kamm der großen Eisrandlage. Dabei ist eine Verlaufsveränderung von einem Ost-West-Streichen im westlichen Teil zur einer Nordwest-Südost-Erstreckung im östlichen Teil vorhanden. Die Anlage der

Struktur hängt mit der Entwässerung der zugehörigen Gletscherzunge zusammen. Aufgrund des Profilschnittes könnte für den größten Teil der Struktur – die Basisfläche der kiesigen Bildungen fällt nach Westen hin ein – eine Entwässerung von der großen Randlege (Schiphorst-Lütjensee) nach Westen, d.h. in das Beckeninnere hinein, angenommen werden. Andererseits zeigen die deutlichen Entwässerungsbahnen am östlichen Rand der Struktur sowie die flächenhaften Schmelzwasserablagerungen in der östlich gelegenen Niederung eine bevorzugte Schüttung von Schmelzwasser nach Osten an. Da in einer Deglaziationsphase verschiedene zeitlich gestaffelte Phasen stattgefunden haben können, ist die Beantwortung dieser Frage späteren detaillierteren Untersuchungen vorbehalten.

Die Anlage einer Esker-Struktur auf einer Eisrandlage ist grundsätzlich ungewöhnlich, da Esker vorwiegend in Tunneltälern oder anderen Talformen vorkommen. Naturgemäß müssen beim Niedertauen von Inlandeismassen aber auch höher gelegene Bereiche entwässert worden sein. Möglicherweise ist die Struktur im Forst Steinburg durch die besonderen Verhältnisse, im Zwickel einer Gletscherzunge und einer benachbarten hoch aufragenden Eisrandlage, besonders gestaltet. Nicht zuletzt die Vergesellschaftung mehrerer parallel angelegter Esker unterschiedlicher Größe lässt die Struktur als seltene Bildung erscheinen, die so in der wissenschaftlichen Literatur bisher nicht beschrieben worden ist.

Das Vorhandensein derartiger Strukturen liefert Hinweise auf die regionale Entwässerung in der letzten Vereisungsphasen einer Region. Damit werden neue Erkenntnisse hinsichtlich der Vereisungsgeschichte möglich. Eine genauere Kartierung ist folglich wünschenswert.

Danksagung

Frau Carmen Schubert sowie die Herren Gaterman, Fokuhl und Bielfeld (alle Franzdorf) genehmigten freundlicherweise die Durchführung von Rammkernsondierungen. Es ist den Herren Herbert und Ewald Hack (†; Franzdorf) zu verdanken, dass vor einigen Jahrzehnten ein Teil des Eskers vom Abbau ausgespart wurde. Maike Schirk sei für die Erstellung des Profilschnittes gedankt. Sven Lukas (London) danke ich für die Korrektur des Abstracts, den Reviewern für konstruktive Hinweise.

5 Literatur

- AARIO, R. (1977): Glacial and glaciofluvial sedimentation in Finnish valley environments. – The conference “The River valley as a focus of interdisciplinary research” 21.–23. June 1977, Finland.
- BRODZIKOWSKI, K. & VAN LOON, A.J. (1991): Glacigenic sediments. – *Developments in Sedimentology*, 49: 674 S.; Amsterdam u.a.
- DUVE, C. (1961): Schreiben an den Landkreis Stormarn; Betreff: Gemarkung Sprengel, Antrag der Fa. Bock & Schulte auf Errichtung einer Kieswaschanlage auf der Steinburg. Brief vom 5. Januar 1961 [unveröff.].
- EGGERS, W. (1934): Die Oberflächenformen der jungeszeitlichen Landschaft im südlichen Schleswig und nördlichen Holstein. – *Veröff. d. Schleswig-Holst. Universitätsges.*, 42: 1–120, Breslau.
- GAGEL, C. (1923): Der Oszug von Waldhusen-Pöppendorf bei Lübeck. – *Jb. Preuß. Geol. L.-A. (f. d. Jahr 1921)*, 42: 513–515.
- GRIPP, K. (1978): Die Entstehung von Geröll-Osern (Esker). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 28: 92–108.
- GRUBE, A. (2008): Geodiversität in Schleswig-Holstein. – *Jahresber. LANU 2007/2008*: 227–242.
- GRUBE, A. (2010): Sülfelder Tannen – eine einmalige Niedertau- und Kames-Landschaft der Weichsel-Kaltzeit (Kreise Stormarn und Segeberg). – *Natur- und Landeskunde*, 117 (7–9): 93–101.
- GRUBE, A. (2011): Geotope in Schleswig-Holstein – Dokumentation der Geotope des Landes-Katasters Schleswig-Holstein. – Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und Ländliche Räume Schleswig-Holstein [in Vorbereitung].
- HALSKE, H. (1924): Verlauf der Endmoränen auf dem Meßtischblatt Trittau. – *Diss. Univ. Hamburg*, 43 S., Hamburg.
- JAMIESON, T. F. (1874): On the last stage of the glacial period in North Britain. – *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 30: 317–338.
- KÖLLING, M. & SCHLÜTER, M. (1988): Das Ahrensburg-Stellmoorer Tunneltal (Nordostteil). – *Meyniana*, 41: 85–95.
- LUNDQVIST, J. (1979): Morphogentic classification of glaciofluvial deposits. – *Sveriges Geologiska Undersökning, Avhandlingar och Uppsatser*, 73 (8): 3–72.
- OHNESORGE, W. (1928): Der Lübecker Os und seine prähistorischen Altertümer. – *Mitt. Geogr. Ges. u. d. Naturhist. Mus. Lübeck*, 2 (32): 5–123.
- RANGE, P. (1935): Geologische Karte von Preußen 1:25000 – Erläuterungen zu Blatt Eichede; Nr. 839. – 34 S., Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- SCHULZ, W. (1970): Über Oser und osähnliche Bildungen in der westlichen Prignitz. – *Jb. Geol.*, 3: 411–420.
- SEIFERT, G. (1953): Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. – *Meyniana* 2: 124–184.
- STREHL, E. (1993): Der Wallberg (Os) von Ohe bei Rendsburg. – *Die Heimat*, 100 (9) 213–217.
- STREHL, E. (2006): Die Oser (Wallberge) im Altkreis Eckernförde. – *Jahrbuch der Heimatgemeinschaft Eckernförde e.V.; Schwansen, Amt Hütten und Dänischwohld*, 64: 249–252.
- STRUCK, R. (1918): Wallberge in Lübecks nächster Umgebung. – *Lübeckische Blätter*, 60 (16): 181–184.
- WÜNNEMANN, B. (1990): Die weichselzeitliche Entstehung der Langseerinne (Angeln) in Schleswig-Holstein. – *Diss., Fachbereich Geowissenschaften, FU Berlin*, 171 S. + Anhang, Berlin.

The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Rügen, Baltic Sea) – new results based on multi-proxy studies

Annette Kossler, Jaqueline Strahl

Abstract:

The locality of the Niedersee, situated directly on the south-eastern cliff line of the Jasmund Peninsula (Isle of Rügen, Baltic Sea), is a classical Late Glacial site. The small kettle hole depression of the Niedersee reveals an excellent archive for palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstructions. Here, a new research was performed which provides more detailed and precise knowledge of the local development during the Last Glacial-Interglacial Transition, because especially the Weichselian Late Glacial is completely preserved here. Dating is based on pollenstratigraphy, AMS ¹⁴C-measurements, and the proof of the Laacher See Tephra (LST). The sedimentary record of the Niedersee, ranging from the Weichselian Pleniglacial to the Preboreal (~15,000–~10,000 cal. years BP), can mainly be traced back to small, shallow lacustrine environments, which were repeatedly affected by fluctuating water levels. This led subsequently to a hiatus within the sedimentary succession in the course of the Preboreal. Sedimentation ultimately continued during the Atlantic and ceased with the development of an alkaline fen. The combined data of the rich pollen-, micro- and macrofossil record (e.g. ostracods, molluscs, plant remains, etc.) of the Niedersee prove to be an excellent tool to reveal the changing climate conditions and their influence on the regional palaeoenvironments.

[Die weichselpleniglaziale bis holozäne Schichtenfolge des Niedersees (Rügen, Ostsee) – neue Ergebnisse durch Multi-proxy-Untersuchungen]

Kurzfassung:

Eine klassische weichselspätglaziale Lokalität ist die kleine Toteishohlform des Niedersees, welche direkt an der südöstlichen Küste der Halbinsel Jasmund (Rügen, Ostsee) aufgeschlossen ist. Neue Studien wurden durchgeführt, bei denen sich die sedimentäre Abfolge des Niedersees als ein hervorragendes Archiv für paläoökologische/-klimatische Rekonstruktionen erwies, wodurch detaillierte Aussagen zur regionalen Vegetationsgeschichte sowie zum regionalen Klima und Milieu während des Weichselspätglazials und auch teilweise für das Holozäns möglich sind. Mit Hilfe der Pollenstratigraphie, AMS ¹⁴C-Datierungen und dem Nachweis der Laacher See Tephra konnte die sedimentäre Abfolge in die bestehende Quartärstratigraphie eingehängt werden; als Besonderheit ist hier das quasi gesamte Weichselspätglazial vollständig aufgeschlossen. Die Sedimentation beginnt schon im ausgehenden Weichselhochglazial und dauert zunächst bis zum Präboreal an (~15.000–~10.000 Jahre v. H.) und ist vor allem durch Ablagerungen eines kleinen, flachen Sees charakterisiert. Änderungen im Wasserhaushalt führten letztendlich während des Präboreals zu einem Hiatus. Eine letztmalige Vernässung des Standorts führte im Atlantikum zur Entwicklung eines kalkigen Niedermoors. Die sich ergänzenden Analysen der verschiedenen und vielfältigen Organismenreste des Niedersees (z. B. Pollen, Ostracoden, Mollusken, Makroreste von Pflanzen etc.), erlaubten in sehr detaillierter Weise Änderungen im Klima und deren Auswirkungen auf das Habitat zu erfassen.

Keywords:

Northern Germany, Rügen, Weichselian Late Glacial, pollen analyses, climate, multi-proxy studies

Addresses of authors: A. Kossler, Free University Berlin, Institute of Geological Sciences, Section Palaeontology, Malteserstr. 74–100, Haus D, 12249 Berlin, Germany. J. Strahl, Geological Survey of Brandenburg (LBGR), Branch Geology, Inselstraße 26, 03046 Cottbus, Germany.

1 Introduction

The coast line of the Jasmund Peninsula (Isle of Rügen, Baltic Sea) is a frequently visited location for geological excursions offered by the public relations of the Biosphere Reserve SE-Rügen. Especially the impressive scenery of the Cretaceous chalk cliff is always of particular interest. But the south-eastern cliff line of the Jasmund Peninsula between Sassnitz and Mukran reveals another specific geological feature, because several different deposits of the youngest Weichselian glaciation and the Holocene are well-exposed here. An often inspected excursion point there is the locality of the Niedersee, a classical Late Glacial site, which was already studied by BOEHM-HARTMANN (1937), KRASSKE (1937), and STEUSLOFF (1937).

The small depression of the Niedersee, which has a diameter of approximately 40 m, can be traced back to a kettle hole just as the adjacent depressions of the Credner See, the Mukraner See, and the Hölle (see Fig. 1). Today, these kettle holes have been cut off by the wave activity

of the Baltic Sea, which caused destructive coastal erosion. This coastal erosion offers an insight into the history of their development. The discovery of these kettle holes situated directly at the present cliff line took place in the 1930s. At first, CREDNER detected a depression of a former lake in the upper part of the 15 m high cliff wall in 1932, which was later called Credner See according to its discoverer. Then, also in 1932, THIENEMANN found the depression of the former Mukran See at the cliff wall slightly to the north and in 1933, together with BOEHM-HARTMANN, the depression of the Niedersee. The latter is located between the former depressions listed above (Fig. 1). The German name Niedersee was derived from the low height of the cliff at this point, which is only 4 m high.

In general, kettle holes are typical and frequent morphological features of the glacial topography of Jasmund. Embedded in the undulating ground moraine landscape, these small depressions exist here in great quantities. Their formation resulted from the glacial activity during the Pomeranian and Mecklenburg phases of the Weich-

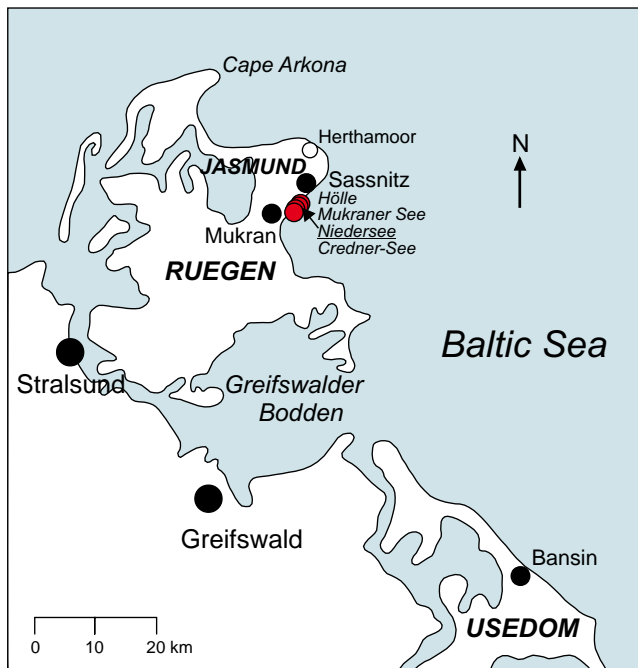


Fig. 1: Location of the Niedersee and of the adjacent Mukran See, Hölle (today both abraded), and Credner See at the cliff line between Sassnitz and Mukran, Peninsula Jasmund (Rügen).

Abb. 1: Lage des Niedersees und der Aufschlüsse Hölle, Mukraner See (beide heute abradiert) und Credner See an der Küste zwischen Sassnitz und Mukran, Halbinsel Jasmund.

selian Pleniglacial (qw 2/3 in KRIENKE 1996, 2003). Kettle holes were generated after the dead ice melted and the resulting depressions were often filled with water forming small lakes without outlet, of which several still exist today. Subsequently, these small depressions like the above-mentioned are often filled with limnic/telmatic sediments of the Weichselian Late Glacial and the Holocene (BOEHM-HARTMANN 1937; LANGE, JESCHKE & KNAPP 1986; STRAHL & KEDING 1996).

First studies on the sedimentary record of these former lakes were performed by BOEHM-HARTMANN (1937: pollen analyses), STEUSLOFF (1937: molluscs) and KRASSKE (1937: diatoms). But especially concerning the Niedersee, no modern studies about the history of this lake have been realised and published since then. Originally, BOEHM-HARTMANN (1937) stated that the sediments of the Niedersee, the Credner See, and the Mukran See have only a Holocene age (Pre-boreal to Atlantic). Although the sedimentary successions of these three former lakes differ in thickness and sedimentary formation, they can be partially correlated due to the occurrence of contemporaneous peat layers within their sedimentary record. Based on modern pollen analyses, a more recent revision of the Credner See (LANGE, JESCHKE & KNAPP 1986) has proven a significantly older age reaching from the Weichselian Late Glacial (youngest Allerød Interstadial) until the Holocene (youngest Atlantic). The proof of the Laacher See Tephra (LST) within the sedimentary record of the Credner See (KLIWE 1996; DE KLERK et al. 2008) additionally confirmed this revised stratigraphic range. The LST was also found within the Niedersee record by KLIWE (1996), which also indicates that the sediments must be older than Holocene. Furthermore, in com-

parison with the sedimentary records of the Credner and Mukran See, the distinctly thicker sedimentary succession of the Niedersee strongly suggests an earlier onset of sedimentation. To clarify the stratigraphic position of the Niedersee, new sections were excavated and documented by ANDERS & STRAHL in 1986 (unpublished, see Fig. 2), but further studies were no longer conducted (STRAHL, pers. comm.). Nevertheless, it became evident that the Niedersee reveals an excellent archive for palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstructions that, moreover, will provide sediments of pre-Allerød age. Now, based on multi-proxy studies (pollen, plant macro remains, ostracods, molluscs, etc.) a new research on two new sections of the Niedersee (Fig. 2) is presented here which allows for a more detailed and precise reconstruction of the development of regional vegetation and environmental history during the Late Glacial and early Holocene.

2 Study site, materials and methods

The depression of the Niedersee (Fig. 1), once a small lake, is located directly at the present cliff line (topographic map 25: 1547, Binz, R: 46 04 078, H: 60 41 744). Whereas up to the 1990s the out crop of the Niedersee was easily accessible and well-preserved, the centre of the depression is now highly buried and rehydrated due to a drainage ditch of the neighbouring golf course. Therefore, site inspection and sampling was no longer possible in this part of the depression. Another problem consist of the increasing coastal erosions that have taken place in the last years, which have yet abraded the deposits of the Mukran See, the Hölle and, unfortunately, parts of the Niedersee as well. For these reasons, in May 2006 the two new sections could only be excavated at the still accessible southern and northern margins of the Niedersee depression. To correlate the new sections with the older ones from 1933 (BOEHM-HARTMANN 1937) and 1986 (ANDERS & STRAHL, unpublished), the top of the youngest peat horizon (Holocene, Atlantic) was used (see Fig. 2).

To obtain the samples for pollen analyses, u-shaped metallic profiles (100 cm length/10 cm breadth/5 cm depth) were pressed into the sediments. This was done vertically to the bedding to maintain sediment cores. Consequently, three successive sediment cores with sufficient overlaps were taken from the southern margin of the Niedersee depression and later combined to a 2.09 m long sediment record. The obtained sediment record was used for detailed sediment descriptions and subsequently sub-sampled for pollen analyses. Sampling was regularly carried out every five centimetre; sampling density was sometimes adapted to the sedimentary features. A total of 45 samples (each of approx. 1 cm³ sediment) were taken from the sediment cores (see Fig. 3). In contrast, the sedimentary succession of the 2.35 m thick northern section (Fig. 2) was directly sampled in the field every 25 cm.

The preparation of the pollen samples was performed in the pollen laboratory of the State Laboratory Berlin-Brandenburg (LLBB) in Kleinmachnow. Samples were treated with HCl, KOH, acetolysis und ultrasonic sieving (6 µm) to receive liquid preparations (suspensions). For recognizing siliceous materials like diatoms or for identifying the

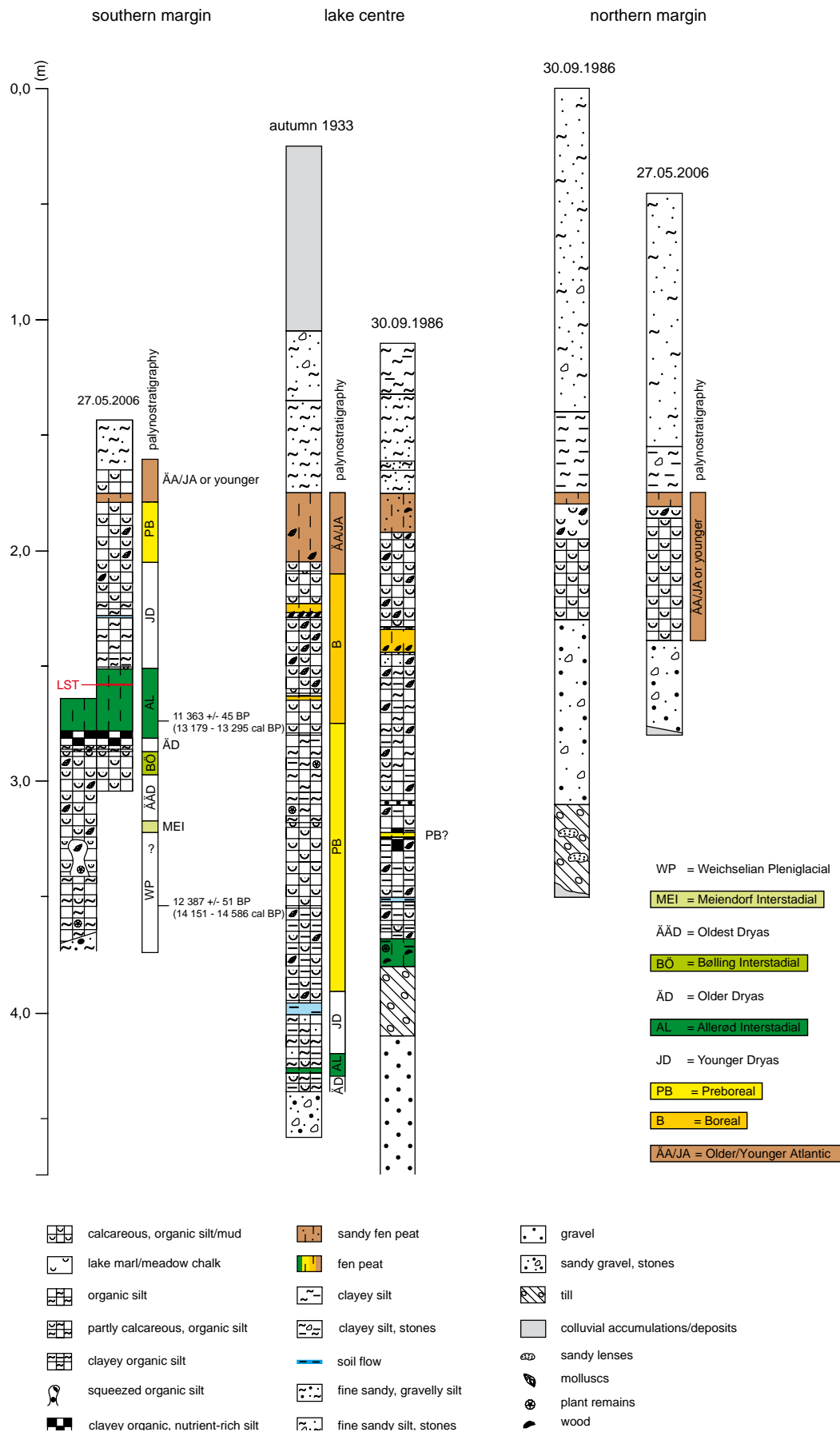


Fig. 2: Sections from the southern margin, from the centre and from the northern margin of the Niedersee depression showing stratigraphic ranges and sedimentology. The section of 1933 (BOEHM-HARTMANN 1937) is here presented in a revised and modified version. The top of the uppermost fen peat horizon (AA/JA, Atlantic) is used to correlate the different sections.

Abb. 2: Zusammenstellung der aus dem Niedersee aufgenommenen und z. T. paläontologisch bearbeiteten Profile vom Herbst 1933 (BOEHM-HARTMANN 1937, Pollenstratigraphie aktualisiert), vom 30.09.1986 (ANDERS & STRAHL 1986, unpubl.) sowie vom 27.05.2006. Die Oberkante des jüngsten Niedermoortorfs (AA/JA, Atlantikum) dient hier als Bezugshorizont.

Laacher See Tephra (LST) no routine treatment with HF (40 %) was carried out.

Generally, a sum of up to 400 pollen grains was counted. The results are presented in percentage terms, in which the ratio arboreal pollen (AP) to non-arboreal pollen (NAP) corresponds to the basic sum of 100 % (Σ (AP + NAP) = 100 %). The pollen, spores and cysts of local components like aquatic plants, marsh plants, ferns, moss, algae as well as reworked pre-Quaternary sporomorphs are excluded from this basic sum, with the exception of the Cyperaceae. Nonetheless, like the individual AP and NAP records these proofs are applied to the basis sum as well. The results of pollen analyses are shown in a conventional pollen diagram (Fig. 3). Curves are exaggerated tenfold for making values below 1 % visible. Rare findings of taxa are not illustrated within the pollen diagram, but will be partly mentioned in chapter 3.

For extracting further macro- and microfossils (e.g. ostracods, molluscs, plant macro remains etc.) from the sediments, additional sediment samples were taken parallel to the pollen sampling. In contrast to the dense pollen sampling, only 21 samples (M1 up to M21, see Fig. 3) of approx. 1 kg weight have been removed from the southern margin of the Niedersee depression, because greater amounts of material are generally necessary to receive enough macro-fossil remains. In general, sampling followed the changes in sedimentology. Correlation of samples is illustrated in Fig. 3. Preparation of these samples was carried out at the palaeontological laboratory of the Institute of Geological Sciences of the Free University Berlin. Samples were dried and then treated with 3,5 % hydrogen peroxide for 24 hours, suspended in water and washed through 1 mm, 500 μ m, 250 μ m and 125 μ m sieves. Fossil remains within the residues were picked out, sorted and identified using a Leica S6E and a Zeiss Axiostar plus microscope. Head capsules of chironomids, which are preserved in sediments of the Younger Dryas and the Preboreal (Fig. 7), were mounted on a microscope slide in Euparal.

For documentation selected specimen were mounted on stubs, sputtered with gold and examined with the aid of a Zeiss Supra 40 VP scanning electron microscope (SEM).

Two radiocarbon measurements were obtained from terrestrial plant remains. AMS 14 C-dating were performed at the Leibniz Radiocarbon Laboratory in Kiel (KIA 33255, sample M1; KIA 33256, sample M9).

Except if otherwise noted, the presented results in chapter 3 apply to the section from the southern margin of the Niedersee depression.

3 Results, discussion and interpretation

The data from the sedimentary record of the southern margin of the Niedersee document an early initiation of the limnic sedimentation. Over relocated moraine deposits, sedimentation starts with sandy and gravely silts (Fig. 2). The first traceable pollen record is proven from these sediments and its onset is here defined as base line of the section (Fig. 2, 3). Based on the pollen spectra composition, nine pollen zones could be recognized, which, in combination with other proxy data and AMS 14 C-dating, allow for well-founded age determination. The chronology used here

corresponds to the stratigraphical classification that is employed for Mecklenburg-West Pomerania (MÜLLER 2004), Berlin/Brandenburg (STRAHL 2005) and Northern Germany (LITT et al. 2007) as well. But it is contrary to the stratigraphical subdivision of the Mecklenburg-West Pomeranian Late Glacial deposits stated in TERBERGER et al. (2004). For detailed discussions and an evaluation of this deviant classification, and further debatable information, e.g. the correlation with the Greenland NGRIP ice-core (JOHNSEN et al. 1997; BJÖRCK et al. 1998) in GÖRS DORF & KAISER (2001), see the comments to the pre-Allerød development of sedimentary processes and vegetation in STRAHL (2005).

3.1 Development of the Niedersee during the Last Termination and the Holocene

3.1.1 Pleistocene

3.1.1.1 Section interval 0–0.33 m: Termination of Weichselian Pleniglacial

The lowermost section interval is characterized by layers of greyish fine sandy, gravely silts, which are overlain by bluish-grey organic silts. Sediments are partly calcareous. Mollusc shells, plant remains and little enrichments of humus are partly visible.

The pollen record of the lowest part of the Niedersee section (0–0.3 m of section) is attributed to the first pollen zone (= WP in Fig. 3, Weichselian Pleniglacial). It shows high percentages of grasses and herbaceous taxa (Fig. 3), mainly consisting of sedges (Cyperaceae), true grasses (Poaceae), mugwort (*Artemisia*) and plantain (*Plantago*). Subordinated occur yarrow (*Achillea*), bedstraw (*Galium*), meadow-rue (*Thalictrum*), sunrose (*Helianthemum*), willowherb (*Epilobium*), breakstone (*Saxifraga*), crowberry (*Empetrum*), sorrel (*Rumex*), thrift (*Armeria*), heather (Ericaceae p.p., *Calluna*), and pollen of Rosaceae, Umbelliferae, Gentianaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae (Tubuliflorae, Liguliflorae) and Chenopodiaceae. Arboreal pollen are mainly dominated by pine (*Pinus*), but these pollen stem most likely from reworked material of older Quaternary or pre-Quaternary deposits. This applies especially to the pollen of warm and temperate woody taxa such as hazel (*Corylus*), elm (*Ulmus*), oak (*Quercus*), alder (*Alnus*) and hornbeam (*Carpinus*) as well. High percentages of reworked pre-Quaternary sporomorphs in this part of the diagram support this interpretation. In contrast, the pollen of birch, especially of dwarf birch (*Betula nana*), of dwarf willow (*Salix* spp.), and, in lower quantities, of seabuckthorn (*Hippophaë rhamnoides*) and juniper (*Juniperus*) are most likely of autochthonous origin. Pteridophytes are proven by horsetail (*Equisetum*), moonwort (*Botrychium*), and spike moss (*Selaginella selaginoides*), whereas the high percentages of monolet spores of ferns (up to 36 %) can also be traced back to reworked material, because their maximum correlates with the peak of pre-Quaternary sporomorphs. Further marsh and aquatic plants, which are likely to belong to the local vegetation, are rarely represented by pollen of bog star (*Parnassia palustris*), pondweed (*Potamogeton*), spiked water-milfoil (*Myriophyllum spicatum*), greater reed mace (*Typha latifolia*), reed mace/bur reed

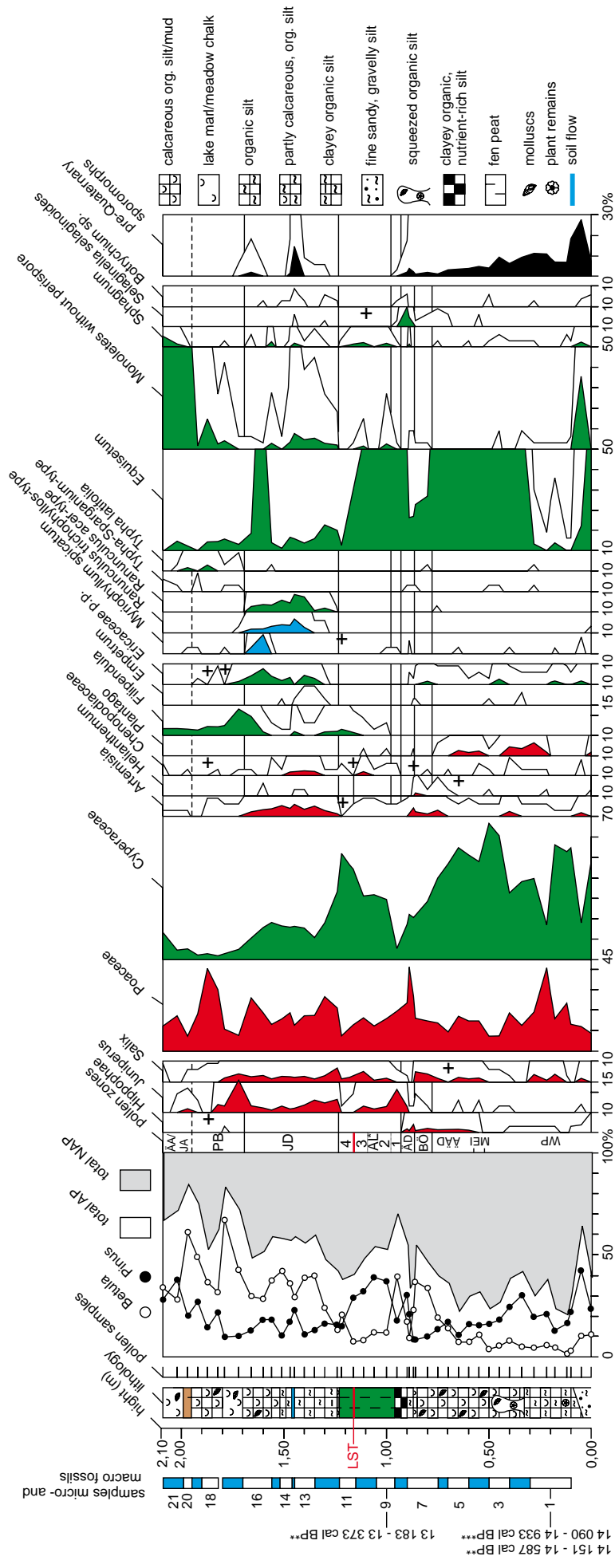


Fig. 3: Pollen diagram of the section from the southern margin of the Niedersee depression (selected taxa; basis sum arboreal pollen = AP and NAP = 100 %, + = excluded from basis sum). Correlation of the samples M1 – M21 (micro-/macro remains of organisms) with the pollen record is shown on the left side of the figure. * The 6th pollen zone AL, which is attributed to the Allerød Interstadial, is subdivided into four subzones; the Laacher See Tephra (LST; red line) marks the transition between subzones 3 and 4. Calibrated AMS ¹⁴C-dates are shown on the left side of the figure: ** One Sigma Range, 68.2 % probability; *** Two Sigma Range, 95.4 % probability.

Abb. 3: Pollendiagramm für das Profil Südfanke Niedersee (ausgewählte Taxa, Grundsumme = Baumpollen (BP) und Nichtbaumpollen (NBP), + = von der Grundsumme ausgenommen). Die Korrelation der Proben M1 – M21 (Mikro-/Makroreste) mit den Pollenproben ist am linken Rand der Abbildung dargestellt. * Die Pollenzone AL, welche dem Allerød Interstadial entspricht, wird in vier Subzonen unterteilt; die Laacher See Tephra (LST, rote Linie) markiert die Grenze zwischen 3. und 4. Subzone. Kalibrierte AMS ¹⁴C-Daten am linken Rand der Abbildung: ** One Sigma Range, 68.2 % Wahrscheinlichkeit; *** Two Sigma Range, 95.4 % Wahrscheinlichkeit.

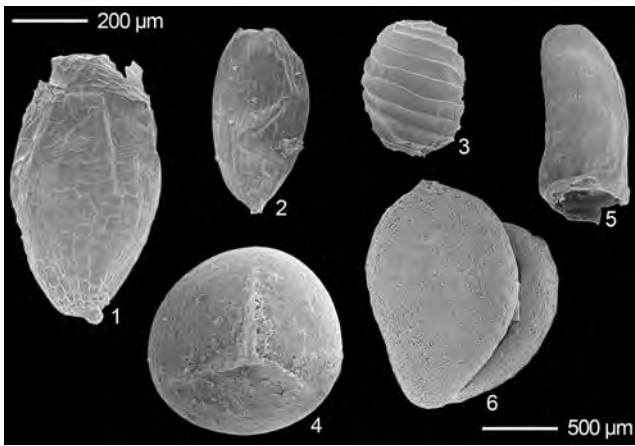


Fig. 4: Selected plant macro remains. 1. Seed of *Juncus castaneus*, sample M1. 2. Seed of *Juncus* sp., sample M1. 3. Oospore of Charales, sample M2. 4. Megaspore of *Selaginella selaginoides*, sample M8. 5. Bud scale of *Salix* sp., sample M2. 6. Fruitstone of *Potamogeton filiformis*, sample M2. 200 µm scale for Fig. 1-4; 500 µm scale for Fig. 5, 6.

Abb. 4: Ausgewählte Makroreste von Pflanzen. 1. Same von *Juncus castaneus*, Probe M1; 2. Same von *Juncus* sp., Probe M1; 3. Oospore der Charales, Probe M2; 4. Megaspore von *Selaginella selaginoides*, Probe M8; 5. Knospenschuppe von *Salix* sp., Probe M2; 6. Steinkern von *Potamogeton filiformis*, Probe M2. 200 µm Maßstab für Fig. 1-4; 500 µm Maßstab für Fig. 5, 6.

(pollen of *Typha-Sparganium*-type) and idioblasts of water lilies (Nymphaeaceae). Evidence of green algae, dominated by the two taxa *Pediastrum kawraiskyi* and *Pediastrum boryanum*, and rests of planarians (Turbellaria) are also documented through the pollen analyses.

The sample M1 (0.1–0.3 m over base line, Fig. 3) provided several macrofossils of terrestrial, littoral and aquatic plants. Particularly frequent are the bud scales of the dwarf willows (*Salix* spp., Fig. 4). It seems that these shrubby dwarf willows were the dominant woody plants in the vicinity of the Niedersee. The dwarf birch *Betula nana* is only recorded by one nutlet suggesting that this taxon was apparently not frequent in the proximate surroundings, and that its preferred habitats were seemingly located farther away. But the recorded macrofossil supports the assumption that the small pollen type from this taxon, which here is proven in greater quantities, is of autochthonous origin. Seeds of rush (*Juncus castaneus*, *Juncus* spp., Fig. 4) and sedges (*Carex* spp.) are further dominant components. The frequent occurrences of *Carex* and *Juncus* seeds correlate well to the high percentages of this pollen type within the pollen diagram indicating that the lake was presumably surrounded by the Cyperaceae/Juncaceae and that these taxa can be clearly regarded as a local and contemporaneous constituent of vegetation. Seeds of spike rush (*Eleocharis palustris*) and red fescue (*Festuca rubra*) are proven by single records. Aquatic plants are documented through several fruitstones of the slender-leaved pondweed (*Potamogeton filiformis*, Fig. 4). The presence of stoneworts is given by one gyrogonite of the Charales, but the rare findings indicate a poor settlement during the initial phase of the Niedersee. The lacking evidence for *Myriophyllum spicatum*, *Typha latifolia*, and Nymphaeaceae through macro remains indicates that the recorded pollen/idioblasts of these taxa also stem most likely from reworked material.

Ostracods are only proven by one valve of *Cyclocypris ovum* and few specimens of *Candona candida* (Tab. 1). The mollusc fauna shows also low abundances and diversity in species. Gastropods are only documented by some shells of *Stagnicola* sp. and *Radix balthica* (Tab. 1). Bivalves are only represented by few juvenile specimens of pea mussels (*Pisidium* spp.).

The data indicate that after the retreat of the ice sheet of the Mecklenburg phase (~ 17,000 to 15,000 cal. years BP, comp. LITT et al. 2007) an early colonization of the vicinity of the Niedersee and of the lake itself took place, which is documented by several micro and macro remains of biota. An AMS ¹⁴C-dating, which was performed on plant material from terrestrial dwarf willows from the lowermost lake sediments (sample M1, KIA 33255), confirmed the assumption of an early colonization. Nevertheless, the date calibrated to IntCal09 (REIMER et al. 2009) covers a broad time interval ranging from 14,151–14,587 cal. BP (One Sigma Range, 68.2 % probability) and 14,090–14,933 cal. BP (Two Sigma Range, 95.4 % probability) respectively, which is attributed to a plateau of the calibration curve in this time. The broad time range does not allow for an accurate age determination, the sample can be assigned both to the end of the Weichselian Pleniglacial and to the Meiendorf Interstadial of the Weichselian Late Glacial, whose onset in Northern Germany is defined at 14,450 varve years BP (comp. LITT & STEBICH 1999; LITT et al. 2007).

But due to the pollen and macrofossil record that reflects subarctic conditions and which is comparable to other Weichselian Pleniglacial records in Northern Germany (STRAHL 2005; KRIENKE et al. 2006; KOSSLER 2010), the lowermost section interval is considered as still belonging to the Weichselian Pleniglacial. Evidence for summer temperatures are given by the presence of the dwarf birch *B. nana*, which requires a mean July temperature of at least 7 °C (ISARIN & BOHNCKE 1999). With the calcareous soils preferring *Juncus castaneus* a distinctive plant of the subarctic tundra is proven, which seems to be typical for the Weichselian Pleniglacial of Northern Germany (KRIENKE et al. 2006; KOSSLER 2010). It is a typical pioneer plant of wet and immature soils (CASPER & KRAUSCH 1981; KIENAST 2002). First development of a sedge/horsetail reed at the edges of the Niedersee is indicated by the frequent occurrences of seeds/pollen of Cyperaceae and spores of *Equisetum*. In general, the composition of the pollen record and the macro remains of terrestrial plants suggest the predominance of tundra-steppe communities with subordinately occurring woody taxa. Such vegetative ecotypes indicate generally cold, harsh and unstable climatic conditions, which affected the aquatic habitats as well.

Abundances and diversity of aquatic biota are low, which reflects nutrient poor and cold condition during the initial phase of the Niedersee. Moreover, during the long winter time the shallow Niedersee was most probably frozen solid avoiding the colonization with stable communities. The occurring *Potamogeton filiformis* is characteristic for cold-oligotrophic, hard water lakes and well-known from other Weichselian Pleniglacial sites (KRIENKE et al. 2006; KOSSLER 2010). According to KOLSTRUP (1980), a mean July temperature of at least 8 °C is necessary for the occurrence of this circumpolar pondweed. Only few valves of ostra-

Tab. 1: Occurrence of the molluscs (*with the exception of the Succineidae only aquatic taxa) and ostracods within the sedimentary record of the Niedersee, samples M1–M21. Samples are correlated with their stratigraphic classification.

Tab. 1: Nachweis von Ostracoden und Mollusken (*mit Ausnahme der Succineidae ausschließlich aquatische Taxa) in den Proben aus dem Profil Südflanke Niedersee.

Molluscs and ostracods from the Niedersee section		M 1 = WP	M 2 = MEI	M 3 = MEI	M 4 = Mei	M 5 = ÄÄD	M 6 = ÄÄD	M 7 = BÖ/ÄD	M 8 = ÄD	M 9 = AL	M 10 = AL	M 11 = AL	M 12 = JD	M 13 = JD	M 14 = JD	M 15 = JD	M 16 = JD	M 17 = PB	M 18 = PB	M 19 = PB	M 20 = ÄÄ/JA	M 21 = ÄÄ/JA		
aquatic gastropods*	<i>Radix balthica</i>	x	x	x	x	x	x	x							x	x	x	x	x	x				
	<i>Lymnaea stagnalis</i>															x	x	x	x	x				
	<i>Stagnicola</i> indet.	x	x	x	x	x	x	x																
	<i>Galba truncatula</i>																					x		
	<i>Myxas glutinosa</i>															x	x				x			
	<i>Acroloxus lacustris</i>																		x	x	x			
	<i>Valvata</i> aff. <i>alpestris</i>													x	x	x	x	x	x	x				
	<i>Valvata cristata</i>															x	x	x	x	x		x		
	<i>Gyraulus</i> (A.) <i>crista</i>								x					x				x	x	x				
	<i>Gyraulus laevis</i>								x									x	x	x				
	<i>Hippeutis complanatus</i>																	x	x	x				
	<i>Anisus vortex</i>																		x	x	x			
	<i>Anisus leucostoma</i>																						x	
	<i>Bathyomphalus contortus</i>																		x	x				
	<i>Segmentina nitida</i>																						x	
<i>Aplexa hypnorum</i>																							x	
Succineidae indet.						x	x																x	
bivalves	<i>Sphaerium corneum</i>															x	x	x	x	x				
	<i>Pisidium casertanum</i>				x	x	x	x										x	x	x	x		x	
	<i>Pisidium hibernicum</i>					x	x	x										x						
	<i>Pisidium lilljeborgi</i>		x	x	x	x	x																	
	<i>Pisidium nitidum</i>			x	x	x	x	x								x	x	x	x	x				
	<i>Pisidium milium</i>		x	x	x	x	x	x										x	x	x				
	<i>Pisidium obtusale</i>																						x	
	<i>P. obtusale</i> f. <i>lapponicum</i>			x	x	x	x	x											x					
	<i>Pisidium pulchellum</i>																		x	x				
	<i>Pisidium subtruncatum</i>							x									x	x	x	x				
ostracods	<i>Candona candida</i>	x	x	x	x	x	x	x					x			x	x	x	x	x	x	x	x	
	<i>Pseudocandona compressa-gr.</i>															x	x	x	x	x	x			
	<i>Pseudocandona sucki</i>																						x	
	<i>Fabaeformiscandona protzi</i>																	x	x	x				
	<i>Cypria ophthalmica</i>																		x	x	x			
	<i>Cyclocypris serena</i>																	x	x	x				
	<i>Cyclocypris laevis</i>																		x	x	x			
	<i>Cyclocypris ovum</i>	x	x	x	x	x	x	x						x			x	x	x	x	x			
	<i>Ilyocypris</i> indet.							x	x															
	<i>Ilyocypris</i> cf. <i>getica</i>		x	x	x	x	x																	
	<i>Ilyocypris bradyi</i>					x	x																	
	<i>Notodromas monacha</i>																			x	x	x		
	<i>Cyprois marginata</i>			x	x	x	x	x																
	<i>Cypris pubera</i>			x	x	x	x	x																
	<i>Eucypris dulcifons</i>			x	x	x	x	x																
	<i>Eucypris pigra</i>																							x
	<i>Cryptocandona vavrai</i>																							x
	<i>Herpetocypris reptans</i>					x	x	x	x										x	x	x	x		
	<i>Heterocypris incongruens</i>			x	x	x	x	x																
	<i>Cypridopsis vidua</i>				x	x	x	x												x	x	x		
<i>Potamocypris arcuata</i>			x	x	x	x	x																	
<i>Potamocypris villosa</i>			x	x	x	x	x						?x					x	x	x				
<i>Limnocythere inopinata</i>								x										x	x	x				

cods and molluscs are proven. The most frequently found ostracod *C. candida* is a well-known taxon from Weichselian Pleniglacial and Late Glacial deposits (e.g. MANIA 1967; FRENZEL & VIEHBERG 2004; KRIENKE et al. 2006; FRENZEL,

KEYSER & VIEHBERG 2010; KOSSLER 2010). Today it is also a widespread and frequent ostracod in arctic lakes (ALM 1916). It can occur in a wide temperature range, but it has its optimum at 7.2 °C water temperature (VIEHBERG 2006).

The gastropod *R. balthica* can be regarded as pioneer taxon appearing directly in water bodies after the retreat of the glaciers (ØKLAND 1990; KRIENKE et al. 2006).

For this section interval a mean July temperature of at least 7–8 °C can be reconstructed, which indicates subarctic climatic conditions at this time. The climatic reconstruction supports the assumption that the pollen of arboreal (e.g. *Corylus*, *Carpinus*) and non-arboreal taxa, which prefer warmer conditions (e.g. *Typha latifolia*, which according to ISARIN & BOHNCKE (1999) requires a mean July temperature of at least 13 °C), stem from older reworked material.

3.1.1.2 Section interval 0.33–0.6 m: Meiendorf Interstadial

The sedimentary succession of this section interval is characterized by greyish-white calcareous organic silts, which are partially rich in molluscs. Oxygenized spots, which occur all over, are typical. A specific sedimentary feature can be observed between 0.33–0.49 m, here the bluish-grey silts of the Weichselian Pleniglacial are squeezed into the younger calcareous organic silts due to processes of gravity.

The pollen record of this section interval firstly resembles the previous one and is therefore not very expressive. Changes within the pollen record indicating the climatic warming of the Meiendorf Interstadial, the first time interval of the Weichselian Late Glacial (14,450 to 13,800 varve years BP, comp. LITT et al. 2007), are only documented between 0.5–0.6 m of section. The pollen diagram shows in this part (2nd pollen zone = MEI in Fig. 3) a slight increase of *Betula*, the onset of a continuous *Hippophaë/Salix*-graph and decreasing values of reworked *Pinus* and pre-Quaternary sporomorphs (Fig. 3). In general, the herbaceous taxa, particularly *Artemisia* and *Plantago* (< 1%), are affected by a distinct decline as well. In contrast, the local flora is still dominated by Cyperaceae and *Equisetum*, which pollen/spores record covers the arboreal pollen record simulating subordinated values of the woody taxa. Compared to the plant pollen record, the green algae demonstrate that this organism group clearly reacts earlier than the terrestrial plants. With the onset of the sedimentation of calcareous organic silts from 0.33 m onward, the two taxa *Pediastrum kawraiskyi* and *Pediastrum boryanum* show a distinct decline in abundances. This applies to the remains of planarians (*Turbellaria*) as well.

The onset of the climatic amelioration is documented somewhat earlier by the plant macro remains than by the pollen record. The record of plant remains from the sample M2 (0.3–0.4 m), M3 (0.4–0.5 m), and M4 (0.5–0.6 m) indicate remarkable changes in the vicinity of the Niedersee. Whereas bud scales of dwarf willow and *Juncus/Carex*-seeds were frequent in the lowermost layers of the Niedersee section (see 3.1.1.1, sample M1 of Weichselian Pleniglacial), there are only few proofs for dwarf willows and for seeds of *Juncus/Carex* in the following samples M2, M3 and M4. Now, plant remains are mainly composed of seeds of *Eleocharis palustris* and indeterminable plant debris. The frequent seeds of *E. palustris* indicate the development of a spike rush reed at the edges of the Niedersee. Several fruitstones of *Potamogeton filiformis* (Fig. 4) document firstly the continuing dominance of this pondweed

within the aquatic flora, but increasing number of oospores (Fig. 4) and gyrogonites of stoneworts reflect the expansion of this organism group as well. Then, with the sample M3, a distinct shift from a *Potamogeton*-lake to a *Chara*-lake is recognisable. Now, numerous gyrogonites dominate over infrequent fruitstones of *P. filiformis*. This shift to a *Chara*-lake is also reflected in the sediments, because these are now mainly composed of calcareous particles of the stoneworts, which indicate a dense colonization of the lake bottom by this organism group.

The sample M2 (0.3–0.4 m) provided an ostracod fauna, which is characterized by a distinctly increased diversity and great abundances as well (Tab. 1). Beside the already proven *C. candida* and *C. ovum*, *Heterocypris incongruens*, *Ilyocypris* cf. *getica*, *Cyprois marginata*, *Cypris pubera*, *Potamocypris villosa*, *Potamocypris arcuata* and *Eucypris dulcifons* appear for the first time (Fig. 5). The migration of *Cypripodopsis vidua* and *Herpetocypris reptans* into the habitat is proven with a delay in time. The former appears in sample M3 and the latter in sample M4 for the first time.

Within this section interval, the diversity and the abundances of the mollusc fauna increased remarkably (Tab. 1). Although the gastropod fauna of sample M2, M3 and M4 is still characterized by a low diversity, the abundances are distinctly higher. The dominating taxon within the gastropod fauna is clearly *Radix balthica*, but sample M3 shows a slight increase in abundances of *Stagnicola* sp. In contrast, the bivalve fauna is characterized by an increase both in diversity and in abundances. Whereas in sample M2 the pea mussels are firstly represented by several shells of *Pisidium milium* and *Pisidium lilljeborgi*, the pea mussels *P. nitidum*, *P. obtusale* f. *lapponicum* and *P. casertanum* appear additionally within the habitat (sample M3 and M4).

The present data show that the amelioration of the climate, which indicates the onset of the Meiendorf Interstadial, is rather revealed through the aquatic organisms and macro remains of plants than through the pollen record. This phenomenon could be often observed from different sites in northern Germany (e.g. STRAHL 2005; KOSSLER 2010) and this applies here for the onset of the Meiendorf Interstadial as well. Although the resolution of sample M2 does not allow for determining the exact position of the boundary Weichselian Pleniglacial/Meiendorf Interstadial, it is most likely that the onset of the climatic amelioration is reflected in the sediments from 0.33 m onward (see Fig. 2, 3), if the changes in sedimentation and the decline in the planktonic green algae as well as planarians are taken into account.

The climatic amelioration led to a remarkable increase in diversity and abundance, which is especially documented within the aquatic biota. Nevertheless, the development of a spike rush reed at the edges of the Niedersee give evidence for rising summer temperatures. According to KOLSTRUP (1980), a mean July temperature of at least 10 °C is necessary for the successful expansion of *E. palustris*.

Related to the climatic amelioration, particularly the stoneworts, ostracods and bivalves show that the Niedersee developed into a stable and suitable habitat for these organisms. Whereas *C. candida* and *Eucypris dulcifons* are cold condition preferring ostracods that are proven from several Weichselian Pleniglacial and Late Glacial

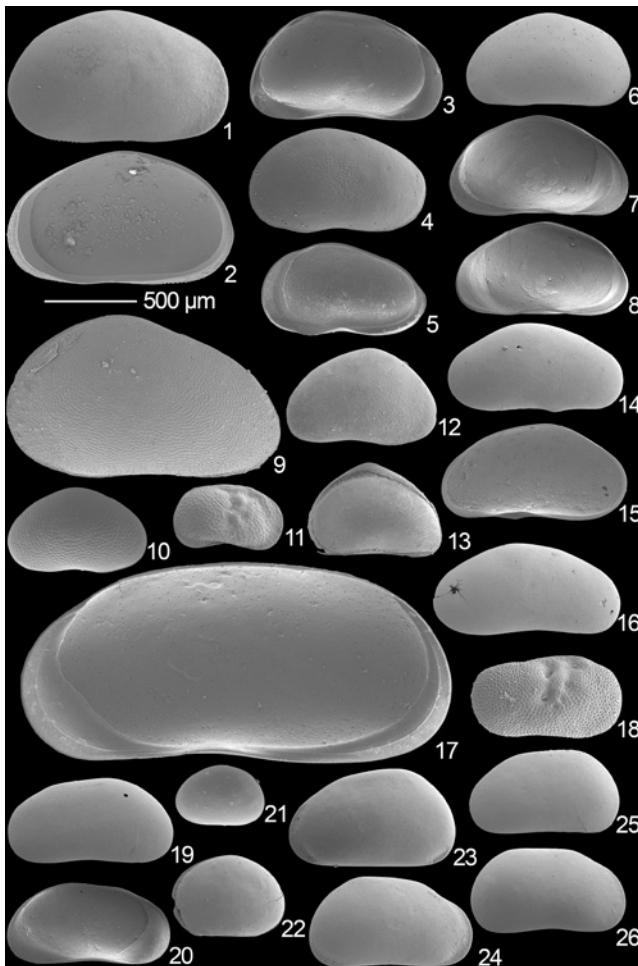


Fig. 5: Selected ostracods from the Niedersee section. 1. – 2. *Heterocypris incongruens*, sample M2: 1. right valve, 2. internal view of a right valve. 3. *Candona candida*, sample M2: internal view of a left valve. 4. – 5. *Eucypris dulcifons*, sample M2: 4. left valve, 5. internal view of a right valve. 6. – 8. *Eucypris pigra*, sample M21: 6. right valve, 7. internal view of a left valve, 8. internal view of a right valve. 9. *Cypris pubera*, sample M2: juvenile left valve. 10. *Cypridopsis vidua*, sample M3: right valve. 11. *Limnocythere inopinata*, sample M17: right valve. 12. *Potamocypris arcuata*, sample M2: right valve, surface dotted with spots. 13. *Potamocypris villosa*, sample M2: carapace in lateral view, view on the left valve, surface smooth. 14. – 15. *Fabaeformiscandona protzi*; sample M17: 14. right valve of a male with a distinct expansion in the mouth region, 15. internal view of a right valve, 16. right valve of a female without distinct expansion in the mouth region. 17. *Herpetocypris reptans*, sample M4: internal view of a right valve. 18. *Ilyocypris cf. getica*, sample M2: right valve. 19. – 20. *Cryptocandona vavrai*, sample M21: 19. left valve, 20. internal view of a left valve. 21. *Cyclocypris ovum*, sample M2: left valve. 22. *Notodromas monacha*, sample M17: left valve. 23. – 24. *Pseudocandona compressa*-Gruppe, sample M17: 23. left valve, 24. right valve. 25. – 26. *Pseudocandona sucki*, sample M21: 25. left valve, 26. right valve. Scale for all figures.

Abb. 5: Ausgewählte Ostracoden aus dem Profil Südflanke Niedersee. 1. – 2. *Heterocypris incongruens*, Probe M2: 1. rechte Klappe, 2. Innenansicht einer rechten Klappe. 3. *Candona candida*, Probe M2: Innenansicht einer linken Klappe. 4. – 5. *Eucypris dulcifons*, Probe M2: 4. linke Klappe, 5. Innenansicht einer rechten Klappe. 6. – 8. *Eucypris pigra*, Probe M21: 6. rechte Klappe, 7. Innenansicht einer linken Klappe, 8. Innenansicht einer rechten Klappe. 9. *Cypris pubera*, Probe M2: juvenile linke Klappe. 10. *Cypridopsis vidua*, Probe M3: rechte Klappe. 11. *Limnocythere inopinata*, Probe M17: rechte Klappe. 12. *Potamocypris arcuata*, Probe M2: rechte Klappe, Oberfläche mit Grübchen. 13. *Potamocypris villosa*, Probe M2: doppelklappiges Exemplar, Oberfläche glatt. 14. – 15. *Fabaeformiscandona protzi*; Probe M17: 14. rechte Klappe eines männlichen Exemplars mit charakteristischer Wölbung am unteren Rand der Klappe im Bereich der Mundregion, 15. Innenansicht einer rechten Klappe, 16. rechte Klappe eines weiblichen Exemplars ohne Wölbung

am unteren Rand der Klappe im Bereich der Mundregion. 17. *Herpetocypris reptans*, Probe M4: Innenansicht einer rechten Klappe. 18. *Ilyocypris cf. getica*, Probe M2: rechte Klappe. 19. – 20. *Cryptocandona vavrai*, Probe M21: 19. linke Klappe, 20. Innenansicht einer linken Klappe. 21. *Cyclocypris ovum*, Probe M2: linke Klappe. 22. *Notodromas monacha*, M17: linke Klappe. 23. – 24. *Pseudocandona compressa*-Gruppe, Probe M17: 23. linke Klappe, 24. rechte Klappe. 25. – 26. *Pseudocandona sucki*, Probe M21: 25. linke Klappe, 26. rechte Klappe. Maßstab gilt für alle Exemplare.

sites (FUHRMANN, SCHIRRMESTER & PIETRZENIUK 1997; KOSSLER 2010), the presence of the mesothermic *Cypris marginata* and *Cypris pubera* indicates clearly increasing temperatures during the summer. The occurrence of *I. cf. getica* gives evidence of rising temperatures as well. According to MEISCH, FUHRMANN & WOUTERS (1996), *I. getica* is most likely stenothermal for a water temperature range of 10–15 °C. The appearance of *Herpetocypris reptans*, whose preferred diet are particles of stoneworts and *Eleocharis palustris* (BENZIE 1989), correlates well with the increasing expansion of these plant taxa. Like the ostracods, the bivalves benefit from the improvement of living conditions. The eurytopic bivalves *Pisidium casertanum* and *P. nitidum* are common and widespread species within the European faunal realm and occur in a wide range of aquatic habitats (GLÖER & MEIER-BROOK 2003). Their present distributions north of the arctic cycle and several fossil records from colder phases of the Pleistocene (e.g. KUIPER 1968; KOSSLER 2010) show their potential to tolerate colder climatic conditions. A typical northern faunal element of arctic and subarctic regions is documented through shells of *P. obtusale f. lapponicum*. Today, the present range of this species is restricted to northern Scandinavia. In contrast to the present situation, this pea mussel was also distributed in Central Europe during colder phases of the Pleistocene (e.g. KUIPER 1968; PIECHOCKI 1989). Another species which is often found in fossil subarctic assemblages is *Pisidium lilljeborgi* (KUIPER 1968). *P. lilljeborgi* is a stenoeccious pea mussel restricted to oxygen-rich, oligotrophic, and stagnant water bodies (e.g. PIECHOCKI 1989), whose present distribution in Central Europe is only shown in larger lakes. But according to TURNER et al. (1998) and HOEK et al. (1999), it could also occur in smaller lakes and ponds during colder climatic phases.

The climatic amelioration of the Meiendorf Interstadial clearly led to increasing summer temperatures with mean July temperatures reaching 10 °C and seemingly, in some years, slightly more. According to MATVEYEVA (1994) this corresponds to the conditions of the subarctic southern tundra. Subarctic faunal elements within the fossil record support this reconstruction. The lack of macro remains of birch trees gives evidence that the climatic warming of the Meiendorf Interstadial was apparently not warm enough for the spread of birch trees (see discussion in 3.1.1.4).

3.1.1.3 Section interval 0.6–0.75 m: Oldest Dryas

The sedimentation of the greyish-white calcareous organic silts, which started already with the onset of the Meiendorf Interstadial (see 3.1.1.2) continued during the whole section interval.

A climatic deterioration is proven by the pollen record. The changes within the pollen record allow for defining the 3rd pollen zone, which is attributed to the Oldest Dryas (= ÄÄD in Fig. 3). This pollen zone reveals a decrease in *Betula* percentages (< 10 %), a significant expansion of *Hippophaë rhamnoides* (> 1%) and, again, an increase in herbaceous taxa and grasses, which especially concerns *Plantago*, subordinately *Artemisia*, Ericaceae p.p. and at first the local floral element of the Cyperaceae. But then in the course of the Oldest Dryas, a distinct decrease of the Cyperaceae is observable. Reworked sporomorphs of pre-Quaternary age and of older Quaternary interglacials as well as pollen of *Pinus* (reworked/possibly long-distance transport) are still relevant, but generally declining. A first noteworthy expansion of *Selaginella* is indicated towards the top of the pollen zone.

The record of macro plant remains of samples M5 (0.6–0.7 m) and M6 (0.7–0.75 m), which correspond to the Oldest Dryas (Fig. 3), is mainly related to the aquatic flora. The poor record of terrestrial plants (i.e., only indeterminate terrestrial plant debris, one nutlet of *Eleocharis palustris* and only one fragment of a bicarpelate seed of *Carex* sp.) does not allow for drawing any conclusions about the local development of vegetation. As before, the aquatic flora is dominated by stoneworts and the subordinated occurrence of pondweeds, which is indicated by numerous gyrogonites, particles of the lime encrusted stalks and by some fruitstones of *Potamogeton filiformis*.

The sediments are still extremely rich in ostracods. The ostracod fauna of sample M5 and M6 is more or less consistent with the previous fauna in terms of species composition and abundance, only the valves of *Candona candida* occur in greater quantities indicating slightly colder conditions. For the first time, the colder water temperatures preferring *Ilyocypris bradyi* is proven within the ostracod assemblages.

The gastropod fauna is still represented by several shells of *Radix balthica* and *Stagnicola* sp., but few shells of the terrestrial Succineidae give evidence for the migration of these snails into the habitat. Most species of Succineidae prefer swampy conditions (FRÖMMING 1954; TURNER et al. 1998) and are therefore common in riparian habitats.

Again, the bivalves are documented by a diverse fauna of pea mussels, which is composed of *P. nitidum*, *P. obtusale* f. *lapponicum*, *P. casertanum*, *P. lilljeborgi*, *P. milium*, *P. subtruncatum* and *P. hibernicum*. The two latter species migrate for the first time into the habitat.

The data indicate that the climatic deterioration of the Oldest Dryas (13,800 to 13,670 varve years BP, comp. LITT et al. 2007) led again to an opening of vegetation, which is reflected in the pollen record. The pollen record presented here for the Oldest Dryas corresponds well with the pollen zone Ia (sensu FIRBAS 1949) from the Rugian section Gingsster Haide (LANGE, JESCHKE & KNAPP 1986), even though the latter shows higher values of *Hippophaë* (< 5 %) and of *Artemisia*.

In contrast, changes within the aquatic fauna/flora are not very pronounced. This led to the conclusion that the cooling of the Oldest Dryas affected more winter temperatures than the summer conditions. In this context, the few proofs of seeds of reed plants (*Eleocharis palustris*, *Carex*)

and the declining values of pollen percentages of the Cyperaceae can probably be traced back to stronger and longer winter conditions, which led to a decline of the local reed plants due to frost damage and shorter growing seasons. But summer temperatures were high enough to warm up the shallow Niedersee allowing for a very productive development of the stoneworts, the ostracods and the molluscs. The first appearance of the ostracod *Ilyocypris bradyi*, a generally cooler conditions preferring taxon (NÜCHTERLEIN 1969; JANZ 1994), in combination with the increase of *C. candida* potentially provides evidence for climatic cooling. Nevertheless, several valves of the mesothermic *Cyprois marginata*, *Cypris pubera* and *Ilyocypris* cf. *getica* demonstrate that the climatic deterioration of the Oldest Dryas did not cause the disappearance of these species. Changes within the mollusc assemblages are particularly demonstrated by the first appearance of the Succineidae and the pea mussels *P. subtruncatum* and *P. hibernicum*. Proofs of the Succineidae are well-known from arctic and subarctic deposits of the Pleistocene (e.g. MANIA 1967; FUHRMANN 1973; LOŽEK 1990). Interestingly, the first appearance of these snails is proven here during the Oldest Dryas, which correlates well with the contemporaneous first appearance of the Succineidae in the sedimentary record of Grimmen (KRIENKE et al. 2006) and of the Paddenluch (KOSSLER 2010). Whereas the pea mussel *P. subtruncatum* is known as euryoecious species with a common and widespread distribution, *P. hibernicum* prefers lakes with a bottom of muddy and organic-rich substrate (ZETTLER et al. 2006) indicating that lake productivity was high enough during the growing season to enrich the sediments with organic material.

3.1.1.4 Section interval 0.75–0.87 m: Bølling Interstadial

The sedimentary succession of this section interval is still characterized by greyish-white calcareous organic silts.

This section interval includes the 4th pollen zone, which is attributed to the Bølling Interstadial (= BÖ in Fig. 3). Based on distinctly increasing percentages of *Betula* within the pollen diagram, the second warming phase of the Weichselian Late Glacial can be recognized. Now, the pollen record of *Betula* can mainly be traced back to birch trees, and only subordinated to dwarf birches. A slightly increase in *Juniperus* (< 1%) and *Salix* is indicated by the pollen record. Different reticulate pollen types of *Salix* spp. suggest the presence of willow trees next to dwarf willows (*Salix polaris*-type). *Pinus* and herbaceous taxa (including Cyperaceae and *Equisetum*) continue to decline.

Like in the previous samples, the sample M7 (0.75–0.9 m) shows low diversity concerning the macro remains of plants. Beside indeterminate plant debris, the occurrences of several nutlets of *Eleocharis palustris* give again evidence for a spike rush reed at the edges of the Niedersee. Aquatic flora is still dominated by the stoneworts (i.a. *Chara contraria*), which are documented through numerous gyrogonites, oospores and stalk remains. Within the pondweeds a replacement of *P. filiformis* through *P. vaginatus* could be observed, but the latter is only proven by few fruitstones indicating that this pondweed occurred subordinately. In addition, the pollen analyses revealed that a distinct in-

crease in planktonic green algae (*Pediastrum boryanum*, *Botryococcus braunii*) took place during the Bølling Interstadial, which can probably be traced back to a changing trophic status of the lake (VAN GEEL 2001).

The ostracod fauna show some changes, which are indicated by the disappearance of *C. marginata* and *Eucypris dulcifons*, a distinct decline of *H. incongruens* and the first appearance of *Limnocythere inopinata* (Fig. 5). But changes are not so pronounced to draw conclusions that changes within the habitat have significantly affected the ostracod fauna. *C. candida*, *H. reptans*, *C. ovum* still dominate the ostracod assemblages, but *C. vidua*, *C. pubera*, *Ilyocypris* spp., *P. arcuata* and *P. villosa* also occur in greater quantities.

The gastropod fauna is now characterized by a higher diversity, which is caused by the migration of *Gyraulus laevis* and *Gyraulus* (A.) *crista* into the habitat (Tab. 1). The pea mussels are abundant and diverse as before, but fauna is now mainly dominated by *P. nitidum*, *P. milium*, *P. obtusale* f. *lapponicum* and *P. hibernicum*, whereas *P. casertanum* is only documented by few valves. The pea mussel *P. lilljeborgi* is no longer proven.

The warming phase of the Bølling Interstadial (13,670 to 13,540 varve years BP, comp. LITT et al. 2007) is here mainly reflected by the pollen record, which documents the expansion of birches, in this case especially of birch trees. The pollen record of the Niedersee is equivalent with the pollen zone Ib (sensu FIRBAS 1949) from the Rugian section Gingster Haide in LANGE, JESCHKE & KNAPP (1986). The renewed development of a spike rush reed again gives evidence for mean July temperatures of at least 10 °C (KOLSTRUP 1980). Even though a mean July temperature of 10 °C can be sufficient for the occurrence of birch trees (BROOKS & BIRKS 2000a; RALSKA-JASIEWICZOWA et al. 2004), optimal terms for the spread of birch trees require mean July temperature of ≥ 12 °C (IVERSEN 1954; BIRKS 1993; ODLAND 1996; BROOKS & BIRKS 2000b). Therefore, taking the spread of the birch trees into account, it can be assumed that mean July temperatures reached at least 12 °C in this time span.

Related to the climatic amelioration changes in aquatic biota are not very distinct, but give evidence for an increase of lake productivity and in eutrophication. Especially, the disappearance of the oxygen-rich and oligotrophic conditions preferring *P. lilljeborgi* indicates an uprating of the trophic status that led to an increase in biogenic productivity and to an increase in oxygen consumption at the lake bottom. The migration of *Gyraulus laevis* and *Gyraulus* (A.) *crista* into the habitat (Tab. 1) is in contrast to locations further to the south (Grimmen, KRIENKE et al. 2006; Padendluch, KOSSLER 2010) slightly time-delayed.

Comparing the pollen data with the range of sample M7 for macro remains and calcareous microfossils (Fig. 3), which was taken in the field related to the sedimentary features, it became evident that the transition between the Bølling Interstadial and the following Older Dryas is located within the sample M7. Nevertheless, most of the sample M7 correlates to the Bølling Interstadial; it provides gaining information concerning the biota of this climatic warming phase.

3.1.1.5 Section interval 0.86–0.93 m: Older Dryas

The lowest part of this section interval up to 0.87 m is still characterized by the greyish-white calcareous organic silts, but from 0.87 onward a change in sedimentation to greyish organic silts is visible. The sediments pass from 0.88 m onward into dark brownish, carbonate-free organic silts, and then from 0.9 m into blackish nutrient-rich, carbonate-free organic silts.

This section interval includes the 5th pollen zone. Within the pollen record, the second climatic deterioration of the Weichselian Late Glacial, the Older Dryas (= ÄD in Fig. 3), is reflected. The 5th pollen zone is characterized by a distinct decrease in *Betula* in favour of shrubby and herbaceous taxa. Particularly, the Poaceae and *Hippophaë rhamnoides* are showing increasing values, which indicates an opening in vegetation caused by the climatic cooling. *Artemisia* and *Helianthemum* show an increase at the beginning of 5th pollen zone. According to the pollen record the local vegetation was mainly composed of Poaceae, Cyperaceae, *Equisetum* and *Selaginella selaginoides*. Remarkably, this pollen zone reveals the highest percentages of *Selaginella* (more than 10%). Again, increasing values of reworked older sporomorphs take place together with an increase in *Pinus*, but a long-distance transport of the latter cannot be excluded either. In addition, the pollen analyses revealed a distinct decrease in planktonic green algae (*Pediastrum boryanum*), which disappeared completely in the course of the Older Dryas.

As mentioned above (see 3.1.1.4), the sample M7 (0.75–0.9 m) for macro remains has a range, which passes into the Older Dryas. Based on the resolution of sampling, it is not possible to recognize if there are any changes within the aquatic fauna and flora directly at the transition Bølling Interstadial to Older Dryas. With regard to the sedimentary features it seems that the lake conditions were at first more or less stable beyond the Bølling Interstadial/Older Dryas transition. But the section interval shows from 0.88 m upward a significant change in sedimentation, which is documented by the onset of dark brownish, calcareous-free organic silts, which later pass into the blackish nutrient-rich, calcareous-free organic silts.

The fossil content of these dark, calcareous-free organic silts (sample M8, 0.9–0.96 m) provided only a few woody fragments and numerous megaspores of *Selaginella selaginoides* (Fig. 4). The numerous megaspores of *S. selaginoides* correlate with the high percentages of this plant in the pollen record. In contrast, there is no evidence for any aquatic biota, neither flora nor fauna.

The data indicate that the climatic deterioration of the Older Dryas (13,540 to 13,350 varve years BP, comp. LITT et al. 2007) led to colder and seemingly drier conditions, which is clearly reflected by the sedimentation patterns and the fossil record. The decline of birches is here more obvious than in the corresponding pollen zone Ic (sensu FIRBAS 1949) of the Rugian section Gingster Haide in LANGE, JESCHKE & KNAPP (1986). The results suggest that a lowering of the water level has affected the Niedersee, which finally caused the development of a spike moss fen. The lack of any fossil remains of aquatic biota within sample M8 and the disappearance of remains of green algae in the pollen

record support this interpretation. The spike moss prefers wet and calcareous soils and is a typical floral element in the corresponding subarctic/alpine habitats (LANG 1994). According to KOLSTRUP (1979, 1980) this cold-tolerant plant requires at least a mean July temperature of 7 °C. The impact of the climatic deterioration on the Niedersee is in any case more pronounced than the previous climatic deterioration of the Oldest Dryas. This correlates with the results of the Paddenluch (Brandenburg; KOSSLER 2010), where the cooling of the Older Dryas had also a stronger effect on the environment.

3.1.1.6 Section interval 0.93–1.23 m: Allerød Interstadial

The sedimentary succession of this section interval shows a change from blackish nutrient-rich, carbonate-free organic silts to blackish minerotrophic woody fen peat at 0.96 m. The record of the Laacher See Tephra (LST) is proven at 1.16 m.

This section interval represents the 6th pollen zone, which is attributed to the Allerød Interstadial, the 3rd warming phase of the Weichselian Late Glacial. The climatic amelioration is reflected in the four subzones of the 6th pollen zone (= AL* 1–4 in Fig. 3). The subzone AL 1 is characterized by a distinct increase of *Betula* associated with a slightly earlier increase in *Juniperus* and a decrease in heliophilic herbaceous taxa, especially Poaceae, and *Artemisia*. The non-competitive *Hippophaë rhamnoides* is no longer proven in the pollen record and is seemingly displaced from the local vegetation. *Equisetum* and the Cyperaceae show increasing values as well, but the latter do not achieve pre-Allerød percentages. A significant increase of *Pinus*-pollen indicates the migration of pine and the onset of the second pollen subzone AL 2, whereas the third pollen subzone AL 3 (Gerzensee oscillation, LOTTER et al. 1992; ANDRESEN et al. 2000) is only proven by an indistinct increase of *Salix*, Poaceae, Chenopodiaceae and *Artemisia*. The LST marks the transition to the pollen subzone AL 4, which documents again an increase in *Betula* and the expansion of the thermophilic meadowsweet (*Filipendula*). The pollen record reveals sporadic findings of pollen of *Alnus* and gives evidence for the migration of this arboreal tree into the habitat.

The fossil record of samples M9 (0.96–1.05 m), M10 (1.05–1.15 m), and M11 (1.15–1.23 m) mirrors the continuing fen succession. Whereas the plant remains of sample M8 (see 3.1.1.5) reflect the initial phase (*Selaginella* fen) of the fen succession, a subsequent bush- and tree colonization took place developing a fen carr, which is proven by the peat type and the plant remains of samples M9 and M10. Plant macro remains can mainly be traced back to willows (*Salix* spp.), subordinately to birch trees, and in a slightly time-delayed manner, we have the first evidence of aspen from the sample M10 (bud scales, most probably *Populus tremula*). Only a few megaspores of *S. selaginoides* were still proven in sample M9. Instead, few seeds of the stinging nettle (*Urtica dioica*) and sedges (*Carex rostrata*), which are proven here for the first time as well, give evidence for the undergrowth. In the following sample M10, there are no more records of *Urtica dioica* and *Carex rostrata*, but evidence for *Rubus* sp. After the deposition of the LST (pollen subzone AL 4), soaking of the site caused by a rising water

level is indicated by the development of a *Carex rostrata* fen. The further expansion of aspen during the late Allerød Interstadial is noteworthy; it is proven by a frequent record of *Populus* bud scales (sample M11).

No remains of aquatic biota could be detected in the samples M9 and M10, but it cannot be excluded that a small open pond persisted at the deepest point of the Niedersee basin. The proof of one fruitstone of pondweed (*Potamogeton* sp.) in sample M11 give further evidence for a rising water level during the late Allerød Interstadial.

The development of a fen, whose formation began during the Older Dryas (sample M8) continued during the warmer Allerød Interstadial (13,350 to 12,680 varve years BP, comp. LITT et al. 2007). According to the pollen analyses the transition from Older Dryas to Allerød Interstadial is still located in the blackish nutrient-rich, carbonate-free organic silts, the upper part of sample M8 belongs therefore to the Allerød Interstadial. The pollen dating is confirmed by a further AMS ¹⁴C-dating (woody fragment of sample M9, KIA 33256), which results in an age of 13,138–13,373 years cal. BP (68.2 % probability), corresponding to the older part of the Allerød (Fig. 3), and by the record of the Laacher See Tephra (LST, Fig. 2; see also Kliewe 1996). According to LITT & STEBICH (1999), the LST has an age of 12,880 varve years BP.

With regard to the previous studies (BOEHM-HARTMANN 1937; STRAHL & ANDERS unpublished) the Allerød fen peat is also documented within these sections (see Fig. 2). This indicates that the fen development, which can be traced back to a strong lowering of the water level, did not only take place at the edges of the Niedersee but also in the centre part. Whereas BOEHM-HARTMANN (1937) stated only a Holocene age for this fen peat, a review of the published data by STRAHL resulted in a rectified classification ranging back into the Older Dryas (Fig. 2), even though the pollen information given by BOEHM-HARTMANN (1937) was conceived in very general specifications. According to LANGE, JESCHKE & KNAPP (1986), a first development of peat (pollen zone IIb sensu FIRBAS 1949) also took place in the nearby Credner See (Fig. 1) during the Allerød. The same situation is described by STRAHL & KEDING (1996) from the Rugian Hölle (Fig. 1) and known from several other sites in Mecklenburg-Pomeranian and Brandenburg (e.g. STRAHL 2005; KRIENKE et al. 2006). This indicates that the development of fens, particularly with regard to shallow lakes, in northern Germany is a typical phenomenon of the Allerød Interstadial, which can be traced back to warmer and drier climatic conditions. The climax of fen succession, which have here resulted in a development of a fen carr, was reached during the pollen subzone AL 3, which correlates with the Gerzensee oscillation. The short cooling of the Gerzensee oscillation is possibly linked to increasing drier conditions causing a further lowering of the water level. A comparable situation is documented in the sedimentary succession of the Brandenburgian Paddenluch, where the climax of fen development is also reported below the LST (pollen subzone AL 3; comp. STRAHL 2005; KOSSLER 2010).

The pollen and macro remain data indicate that the vicinity of the Niedersee was mostly covered with a tree population of willows, birch trees and aspen. Based on the

sporadic findings of *Alnus*-pollen, the occurrence of alder is assumed. This assumption is supported by contemporaneous pollen and macro remains of *Alnus* from the Baltic Sea island of Wolin (LATAŁOVA & BORÓWKA 2006), which clearly indicate the presence of *Alnus* in the southern Baltic region during the Allerød.

Regarding the previous sections from the centre part of the Niedersee taken by BOEHM-HARTMANN (1937) and STRAHL & ANDERS in 1986 (unpublished) compared to the present section of the southern margin, it became obvious that sedimentation of these sections started with a distinct time delay not before the Allerød or potentially during the Older Dryas (see Fig. 2). This led to the conclusion that the area of the Niedersee, which is today the deepest part of the basin, must have previously been filled by a dead ice block. The ongoing deep dead ice melting, which was particularly caused by the climatic amelioration of the Allerød Interstadial (STRAHL 2005), has subsequently led to a significant extension of the Niedersee basin during this time interval.

3.1.1.7 Section interval 1.23–1.70 m: Younger Dryas

The section interval starts with brownish calcareous organic silts (1.23–1.24 m), which are followed by dark brownish-grey, more or less carbonate-free organic silts (1.24–1.52 m). The uppermost part of the section interval (1.6–1.7 m) is characterized by yellowish-brown calcareous organic mud, which is very rich in molluscs. A specific feature within the sedimentary record is that the sediments between 1.45–1.46 m can be traced back to solifluction processes, which is indicated by a differing pollen record characterized by increasing values of pre-Quaternary sporomorphs and reworked pollen of *Pinus* (Fig. 3).

This section interval represents the 7th pollen zone, which is attributed to the Younger Dryas (= YD in Fig. 3), i.e., the last climatic deterioration of the Weichselian Late Glacial. The pollen zone reveals increasing values of *Juniperus*, grasses (Poaceae) and heliophilic herbaceous taxa (e.g. *Artemisia*, *Empetrum*, Chenopodiaceae). In contrast to the birches, a considerable decrease in *Pinus* can be observed. Especially at the end of Younger Dryas, a remarkable expansion of heather (Ericaceae p.p.) and of the thermophilic *Filipendula* is documented through the pollen record as well. Within the riparian and aquatic flora, the buttercup (*Ranunculus acer*-type) and the water buttercup (*R. trichophyllus*-type; pollen types sensu ANDERSEN 1961) show an expansion, whereas only isolated records of *Selaginella* and *Botrychium* spores are documented. Compared to the Allerød Interstadial, a distinct decline in *Equisetum* is generally proven, but an ultimate increase, similarly to the Ericaceae and to *Myriophyllum spicatum*, can be observed at the end of the Younger Dryas. Instead, the spread of ferns documents the replacement of the horsetails; but a more specific classification of these ferns is not possible due to the not preserved diagnostic perispore of the monolete spores. The proof of further water plant pollen (pondweeds, hornworts) is infrequent and particularly concentrated at the beginning and at the end of the pollen zone. Towards the top an increase in algae, in remains of planarians and in resting eggs of rotifer (*Filinia hofmanni*-type) is

proven, which provides evidence for an advancing climatic amelioration at the end of the Younger Dryas.

Terrestrial plant macro remains from the samples M12 (1.23–1.35 m), M13 (1.35–1.45), M14 (1.46–1.52 m), M15 (1.52–1.56 m) and M16 (1.56–1.70 m) are mostly composed of bud scales of willow. Compared to the Allerød Interstadial, a distinct decrease in aspen is shown due to the rare macro fossil record, but few remains of aspen (bud scales) indicate that it could seemingly resist the climatic deterioration of Younger Dryas in this region. But it cannot be excluded with certainty that these few remains of aspen are reworked. Evidence for an opening of vegetation and of climatic cooling is given by a few records of dwarf birch (*Betula nana*, M15). Several seeds of sedges (*Carex rostrata*, *Carex* spp.) and few proofs of rush (*Juncus*) document the riparian vegetation. The frequent occurrences of nutlets from the water buttercup (*Ranunculus* sect. *Batrachium* spp.) indicate that aquatic vegetation was firstly dominated by these plants. *Ranunculus trichophyllus* var. *eradicatus* (= *R. confervoides*) or *Ranunculus trichophyllus* s.str. come into consideration as producers of the seeds, but only based on the highly variable nutlets identification on species level is certainly not possible. At first, stoneworts are only proven by single records of gyrogonites/oospores (samples M12, M13), but in the course of the Younger Dryas an increase in abundances and diversity (*Chara* spp., *Nitella opaca*) is evident (M14, M15). At the top of section interval (sample M16) a distinct shift from a *Batrachium*-lake to a *Chara*-lake is observable, which is documented by the numerous gyrogonites/oospores of the Charales.

The sediments of samples M12, M13, and M14 are more or less free of calcareous materials and have therefore provided only very few remains of the calcareous fauna. Nevertheless, the presence of ostracods (most probably *C. candida*, *Potamocypris*, *C. ovum*) is proven by its remains of organic skins as well as internal moulds from which the calcareous shell has been leached away. Changes are visible from 1.52 m upward (sample M15) due to the record of several calcareous shells of ostracods (*C. candida*, *Limnocythere inopinata*, *C. ovum*, *Pseudocandona compressa*-group) from the sediments, but greater abundances of calcareous shells and increasing diversities are only documented from the top of the section interval (sample M16). With *H. reptans*, *Cyclocypris serena*, *Potamocypris villosa*, *Cypridopsis vidua* and *Fabaeformiscandona protzi* (Tab. 1, Fig. 5) five further ostracod species occur. The increase in abundance and diversity of the ostracods correlates to the change of the lake conditions indicated by the stoneworts.

The mollusc fauna shows a similar pattern as the ostracods. The lowermost samples M12, M13, and M14 have only provided a few shell fragments, which, apart from three exceptions (*Gyraulus* (*A.*) *crista*, M12; *Radix*, *Valvata*, M14), are not determinable. Again changes are documented through the fossil content of sample M15, which bear a greater quantity of gastropod and bivalve shells. But the highest abundances and diversity within the mollusc fauna are repeatedly documented in sample M16 from the top of the section interval. The gastropods show more an increase in abundance than in diversity. Whereas sample M15 has provided five species of gastropods (*Radix balthica*, *Lymnaea stagnalis*, *Myxas glutinosa*, *Valvata* aff. *alp-*

estris, *Valvata cristata*), sample M16 has bore six species. *Myxas glutinosa* and *Valvata cristata* could not be detected in sample M16, however, three other species are proven (*Gyraulus (A.) crista*, *Gyraulus laevis*, *Hippeutis complanatus*). The frequent occurrence of *Valvata* aff. *alpestris* is remarkable, which, compared with other Weichselian sites, appeared relatively late in the Niedersee. The taxonomic status of *Valvata* aff. *alpestris* is debatable. Such a morphotype is common in Late Glacial/Early Holocene sediments from Central and Northern Europe (KRIENKE et al. 2006; KOSSLER 2010), but in previous articles these gastropods are still listed as *V. piscinalis* or as subspecies of *piscinalis* (e.g. JAECKEL 1956; MANIA 1967; ØKLAND 1990; TURNER et al. 1998). Based on its shell morphology they resemble *V. alpestris* (comp. GLÖER 2002; GLÖER & ZETTLER 2005), which required clear and oligotrophic lakes as habitat. But it cannot be excluded that the shells from the Weichselian/Early Holocene sites belong to a new independent species of *Valvata*. In contrast to the gastropods, the bivalves show a distinct increase in abundances and diversity as well. Whereas sample M15 have offered only three species of pea mussels (*P. subtruncatum*, *P. nitidum*, *Sphaerium corneum*), sample M16 has provided eight species. Beside the three species listed before, *P. milium*, *P. casertanum*, *P. obtusale* f. *lapponicum*, *P. hibernicum* and *P. pulchellum* also appeared.

Whereas the calcareous remains are at first extremely underrepresented, the presence of other fossil objects like organic-walled remains and bone fragments give evidence of further organism groups within the Niedersee. For the first time, the presence of the freshwater bryozoan *Cristatella mucedo* is proven by its resting eggs (floatoblasts). These resting eggs are relatively frequent in the lowermost samples M12, M13, M14, but they show a distinct decline

in sample M15 and are not proven in sample M16. Even though *C. mucedo* is quite indifferent in respect to trophic conditions and tolerates a wide range in pH, it prefers generally slightly acidic conditions, but it disappears in stronger acidic waters (< 5.4 pH, ØKLAND & ØKLAND 2000). Related to the poor record of calcareous shells in samples M12, M13, M14, the record of *C. mucedo* additionally indicates that the water of the newly established lake was first low in pH (< 6.5) and therefore unfavourable for calcareous organism groups.

In contrast to the older lake sediments, the samples of this section interval have provided several head capsules of chironomids (Tab. 2). Only the calcareous mud of the uppermost sample M16 has provided only a few head capsules. Most probably the decline in the fossil record of the chironomids can be traced back to taphonomic processes, which could also explain the lacking evidence of this organism group in the older lake sediments of the Niedersee. Here, the records of chironomids are first dominated by head capsules of the *Corynocera ambigua*-type (see Tab. 2). Subordinately proven are head capsules of the *Microtendipes pedellus*-, the *Chironomus anthracinus*-, the *Dicrotendipes notatus*-, the *Sergentina coracina*-, the *Tanytarsus lugens*-, the *Cladotanytarsus mancus*-, the *Psectrocladius sordidellus*-, the *Prosilocerus aquatilis*-type, etc. (see Tab. 2). But within the uppermost sample M16, head capsules of the *Corynocera ambigua*-type are lacking.

Gemmules of the freshwater sponge *Ephydatia fluviatilis* are found in sample M15 for the first time and show a distinct increase in abundance in sample M16. According to ØKLAND & ØKLAND (1996), *Ephydatia fluviatilis* is a rather hard water habitats preferring freshwater sponge. Moreover, the sediments of this section interval have yielded

Chironomids from the Niedersee section		M 12 = JD	M 13 = JD	M 14 = JD	M 15 = JD	M 16 = JD	M 17 = PB	M 18 = PB
Chironomini	<i>Chironomus anthracinus</i> -type	8	1	4	10	2		
	<i>Dicrotendipes notatus</i> -type		1		4			
	<i>Microtendipes pedellus</i> -type	6	2	7	3	4		2
	<i>Polypedilum nubeculosum</i> -type							
	<i>Cryptochironomus</i> sp.				1	2		
	<i>Sergentina coracina</i> -type			2				
Tanytarsini	<i>Cladotanytarsus mancus</i> -type							
	<i>Corynocera ambigua</i> -type	26	47	34	27			3
	<i>Paratanytarsus austriacus</i> -type	6						
	<i>Tanytarsus pallidicornis</i> -type	1						
	<i>Tanytarsus lugens</i> -type	4	2					
	<i>Tanytarsus</i> spp.	2	1	1				
Orthoclaadiinae	<i>Orthoclaadiinae</i> indet.	8	2		1			
	<i>Hydrobaenus conformis</i> -type	1	1					
	<i>Prosilocerus lacustris</i> -type	4	3	3	2			
	<i>Metriocnemus terrester</i> -type	1						
	<i>Psectrocladius</i> spp.		?	1				
	<i>Psectrocladius sordidellus</i> -type					1		
*	<i>Procladius</i>		1	2	1	1		

Tab. 2: Numbers of head capsules of chironomid taxa within the samples M12–M16 (Younger Dryas) and M18 (Preboreal) of the Niedersee. Samples are correlated with their stratigraphic classification. *Head capsules of the Tanypodinae.

Tab. 2: Anzahl von Kopfkapseln der Chironomiden aus Sedimenten der Jüngerer Dryas (Proben M12–M16) und des Präboreals (Probe M18).

*Kopfkapseln der Tanypodinae.

evidence for the water fleas by their resting eggs (*Daphnia pulex*-group, *Semicephalus* sp.), for the water mites (*Hydrozetes* cf. *lacustris*), and for fish, which are continuously documented during the Younger Dryas. Evidence for the presence of spike and stickleback is given in sample M16 by their characteristic bone remains.

The data indicate that the continuing rise of the water level, which is still documented at the end of the Allerød Interstadial, led to a re-establishment of a small lake within the Niedersee depression at the beginning of the Younger Dryas. This is shown by a distinct change from fen deposits to lacustrine sediments. The occurrence of the ostracod *Fabaeformiscandona protzi*, which is a cold stenothermal winter form preferring permanent small water bodies and lakes (KLIE 1938; MEISCH 2000), gives evidence for a balanced water level. The pollen record from the Niedersee, which is comparable with other Younger Dryas sites in Northern Germany, also gives evidence for more humid conditions. The drowning of several depressions with the onset of the Younger Dryas is a well-known phenomenon, not only from Northern Germany (STRAHL 2005; KOSSLER 2010), but also from other sites in Europe (e. g. LATAŁOWA & BORÓWKA 2006; BOS, BOHNCKE, & JANSSEN 2006). This supra-regional signal in the sedimentary record gives evidence that the lake development is not only influenced by local processes of the deep melting of dead ice, but rather related to a colder and more humid climate. This is in accordance with the results of LATAŁOWA & BORÓWKA (2006), whose data from the Baltic Sea island of Wolin indicate at first a more humid climate and then drier conditions for the Younger Dryas, which are subsequently linked to an increase in aeolian processes (comp. also KAISER 2004). In this context, solifluction processes like the one proven here, and wind-born sediments of the Younger Dryas are also known from the Baltic Sea island of Wolin (LATAŁOWA & BORÓWKA 2006) and the Rugian sites Herthamoor and Hölle (STRAHL 1999; STRAHL & KEDING 1996). The sedimentary and biogenic record of the Younger Dryas succession of the Paddenluch (Brandenburg) reveals such division in two parts as well (KOSSLER 2010), indicating at first cooler and more humid conditions and later a change to increasing warmer and slightly drier terms. With the record of the Niedersee a further site reflects a corresponding climatic development during this time interval. But in contrast to the Rugian site Hölle (Fig. 1; STRAHL & KEDING 1996), whose sedimentary record ceased with deposits of solifluction processes, the depression of the Niedersee was sufficiently filled with water allowing for continual limnic sedimentation.

Furthermore, even though the climatic cooling of the Younger Dryas is more pronounced here in the pollen record than in the sites located further south (STRAHL 2005), the climatic deterioration is particularly related to the winter temperatures and to the length of the winter season. In this context, the decrease in *Pinus*, which is here considerably more obvious as in Brandenburg (STRAHL 2005), is possibly related to its frost-sensitive seedlings (LATAŁOWA, TOBOLSKI & NALEPKA 2004). The remains of biota clearly indicate that temperatures during the growing season were sufficiently warm enough for intermediate and even thermophilic taxa. According to ØKLAND & ØKLAND (2000), the

freshwater bryozoan *C. mucedo* frequently occurs at water temperatures between 11–20 °C and has its optimum at temperatures between 16–20 °C. This suggests that summer temperatures of the Younger Dryas reached at least > 11 °C in this region. According to VORREN et al. (2009), the occurrence of *C. mucedo* indicates summer temperatures suitable for the birch forest (mean July temperature > 12° C). The occurrence of chironomid head capsules of the *Corynocera ambigua*-type is generally regarded as an indicator of arctic and subarctic conditions (e.g. PINDER & REISS 1983; MOSCH & SCHARF 2002). But BRODERSEN & LINDEGAARD (1999) have shown that *Corynocera ambigua* can tolerate a wide range of ecological conditions and is also proven from warm-tempered lakes (~ 20 °C). PORINCHU & CWCYNAR (2000) stated that this species is rather linked to lakes of the boreal forest zone and has therefore its main distribution south of the northern tree limit. Certainly indications for cooler temperatures are given through few records of the cold-stenothermic species *Tanytarsus lugens* (M12, M13, M14) and *Sergentia coracina* (M14), which are able to colonize shallow lakes under colder climatic conditions, but these species occur here in an extremely subordinated way. Nevertheless, *Sergentia coracina* does not only occur in very cold conditions, ANTONSSON et al. (2006) quoted an optimum mean July temperature of 13 °C for this taxon. The record of taxa preferring intermediate temperatures like the *Microtendipes pedellus*-type (11–17 °C, BROOKS, LANGDON & HEIRI 2007) and the *Propillocerus aquatilis*-type as well as the occurrence of more thermophilic species like the *Cladotanytarsus mancus*-type and *Dicrotendipes notatus*-type give evidence that the summer temperatures were not too low during the Younger Dryas. Therefore, as already suggested through the freshwater bryozoan *C. mucedo*, the chironomid assemblages indicate a mean July temperature of at least > 11 °C based on the occurrence of warmer conditions preferring chironomids (e.g. *Microtendipes pedellus*), but most probably it is assumed that temperatures were generally higher. This correlates to the studies of ISARIN (1997), ISARIN, RENSSSEN & VANDENBERGHE (1998) and ISARIN & BOHNCKE (1999), which have demonstrated that the Younger Dryas cooling has strongly affected the winter temperatures, but not with the same magnitude as the summer temperatures. According to ISARIN, RENSSSEN & VANDENBERGHE (1998), minimum mean July temperature for the coldest part of the Younger Dryas was not colder than 11 °C. The increase of temperatures towards the top of the section interval (latest Younger Dryas) is also reflected by the chironomids, which are now dominated by intermediate and thermophilic species (*Microtendipes pedellus*, *Chironomus anthracinus*, *Psectrocladius sordidellus*). This correlates well with the expansion of the thermophilic *Filipendula* and of heather at the end of the Younger Dryas, which is also known from other sites in Mecklenburg-Pomerania (KRIENKE et al. 2006) and Brandenburg (POPPECHÖTZ & STRAHL 2004), and which obviously predicts the future climatic amelioration of the Holocene. A further evidence of increasing temperatures and changes in pH towards the top of the section interval is given by the record of gemmules of the rather hard water preferring freshwater sponge *Ephydatia fluviatilis*. According to ØKLAND & ØKLAND (1996), this sponge

generally shows greater abundances under warmer conditions. In this context, the nearly complete lack of calcareous remains in the lowermost samples of this section is not caused by extremely low temperatures; instead, it can be traced back to unfavourable living conditions for the calcareous organisms and to a poor preservation potential of calcareous materials due to rather acidic pH-values. Nevertheless, the presence of *C. mucedo* indicates that pH was not < 5.4 (ØKLAND & ØKLAND 2000).

3.1.2 Holocene

3.1.2.1 Section interval 1.7–1.95 m: Preboreal

The sedimentary succession of this section interval shows a tripartite division. The lowest part (1.7–1.8 m) is characterized by yellowish-white lake marls, which are extremely rich in molluscs. Between 1.8–1.9 m, the sediments are composed of light brownish calcareous organic silts. Then, the top (1.9–1.95 m) consists of brownish calcareous organic silts.

Based on the pollen analyses this part of the Niedersee section is attributed to the 8th pollen zone, which corresponds to the early Holocene (Preboreal, = PB in Fig. 3). Within the pollen record, the distinct climatic amelioration of the Holocene is at first shown by a peak in *Juniperus*, and then subsequently in birch trees reflecting once again the expansion of these arboreal taxa (Fig. 3). Although the values of *Pinus* are increasing steadily, they show no final dominance over the birches. Pollen of *Salix* spp. and *Populus* are continuously documented, but the record of these taxa like those of *Juniperus* generally shows a declining trend during the Preboreal. With the exception of the thermophilic *Filipendula*, whose pollen values reveal a distinct expansion at the onset of the Holocene, herbaceous taxa are generally declining. Among other pollen of heather (Ericaceae p.p., *Calluna*), umbelliferous plants, *Galium*, composite plants, Rosaceae, *Thalictrum*, *Rumex*, Caryophyllaceae, and *Artemisia* occur more or less permanently. Noticeable is the distinct peak of the Poaceae in the medium range of the section interval, which correlates with a decline in birches. The local vegetation, which was previously dominated by the Cyperaceae and *Equisetum*, is at first displaced by *Typha latifolia* and by marsh fern (*Thelypteris palustris*), at which the latter appears with a slight delay in time. In contrast to the Younger Dryas, a decline in remains of green algae, rotifers, planarians, water fleas and chironomids, which are also documented within the pollen samples, is observable.

With the exception of some badly preserved oospores of *Chara*, the yellowish-white lake marls (sample M17, 1.7–1.8 m) shows a lack in plant macro remains, which is maybe related to taphonomic processes. The spreading birch as a response to the early Holocene warming is therefore at first documented by macro remains in the samples M18 (1.82–1.9 m) and M19 (1.9–1.95 m). Even though the fossil record is not rich in specimens, the expansion and the presence of birch trees (e.g. *Betula pubescens*) are documented through some findings of nutlets and cat skins. Evidence for the renewed spread of aspen is given toward the top of this section interval (sample M19) due to the record of several bud scales. The wetland flora is mainly

documented by seeds of *Carex* spp. and the stinging nettle (*Urtica dioica*). Noteworthy is the appearance of poppy (*Papaver*, M19), which is here proven for the first time. The climatic amelioration of the Early Holocene is also reflected by the aquatic flora with the occurrence of the thermophilic soft hornwort (*Ceratophyllum submersum*), which prefers meso- to eutrophic conditions (CASPER & KRAUSCH 1981). The subordinated presence of the common Mare's tail (*Hippuris vulgaris*) is documented through one seed in sample M18. Beyond the transition Younger Dryas/Holocene the stoneworts are still some of the dominant elements of the aquatic vegetation, but abundances are firstly low within the lake marls (sample M17). A distinct increase of the stoneworts is documented in sample M18, but then they decline distinctly towards the top of the section.

The ostracod fauna resembles that of the late Younger Dryas (sample M16, Tab. 1, Fig. 5), but abundances are distinctly higher. Especially the lake marls (sample M17) are extremely rich in ostracods. Within the ostracod record, *Cypria ophthalmica* and the thermophilic *Notodromas monacha* appear for the first time, but these species are subordinatedly proven. The most frequent taxa are still *Candona candida*, *Limnocythere inopinata*, *Herpetocypris reptans* and *Fabaeformiscandona protzi* (Tab. 1, Fig. 5), *Cyclocypris laevis* and *Cypridopsis vidua* occur as well. Abundances and diversity of ostracods decline toward the top of this section interval, and the permanent water bodies preferring *Fabaeformiscandona protzi* are no longer proven in the upper part of the section interval (sample M19).

Regarding the diversity of the mollusc fauna, no distinct change is observable with the onset of the Holocene, but abundances are remarkably higher. The gastropod fauna is mainly composed by *Valvata* aff. *alpestris*, *Radix balthica*, *Lymnaea stagnalis*, *Gyraulus laevis*, *Gyraulus crista*, *Hippeutis complanatus* and *Valvata cristata*, for the first time appear *Acroloxus lacustris*, *Bathymphalus contortus*, and *Anisus vortex*. The bivalve fauna consist of *Sphaerium corneum*, *Pisidium milium*, *P. nitidum*, *P. subtruncatum*, *P. casertanum*, and *P. hibernicum*. The mollusc fauna show the highest diversity in sample M17 and M18; a distinct decline in diversity, especially within the bivalve fauna, is documented towards the top of the section interval (Tab. 1).

Few head capsules of chironomids are proven within sample M18 (Tab. 2), only three of the *Corynoceras ambigua*-type and two of the *Microdentipes pedellus*-type give evidence of this organism group.

Fish remains, mainly stickleback, are documented in all samples of this section interval. The record of one fish scale gives evidence of *Perca fluviatilis* (sample M18).

Changes in vegetation caused by the climatic amelioration of the Holocene are clearly documented within the pollen record and are comparable to the contemporaneous pollen record of the Rugian Herthamoor (STRAHL 1999; ENDTMANN 2002); it shows a similar pattern as the one already shown with the onset of the climatic warming of the Allerød Interstadial. The warming is also reflected by the aquatic flora. The appearance of the thermophilic (*Ceratophyllum submersum*) indicates markedly increased mean July temperature. According to BEHRE, HÖLZER & LEMDAHL (2005) and KÜHL et al. (2002), the optimum mean July temperature is > 19 °C for this species. A further evidence of re-

markably warmer conditions is given by the occurrence of *Notodromas monacha*. According to VIEHBERG (2006), this taxon has its optimum water temperature at 21.7 °C with regard to maturity and reproduction. The warmer and more humid climatic conditions of the early Holocene (RENSSEN & ISARIN 2001) generally led to an improvement of living conditions and to an increase in lake productivity, which is well-documented by a distinct increase of abundances and diversity of aquatic biota. But from 1.8 m onward a change in sedimentation is visible, which reflects changes in the water balance. The change in sedimentation correlates with the distinct peak of the Poaceae and the monolete fern spores, with a small peak of *Typha latifolia* and with a decline of the birch population (Fig. 3). It is most likely that the signal in the pollen record is a local phenomenon, because mainly the birch is affected. But if the lowering of water level is related to climatic changes, it could be related to the Rammelbeek oscillation sensu BOHNCKE & HOEK (2007). In contrast to van der HAMMEN & WIJMSTRA (1971), these authors interpret the approximately 300 years lasting Rammelbeek oscillation more as a palaeohydrological event, which is caused by a drier climate, rather than a cooling phase. Nevertheless, only with the data of the section from the southern margin of the Niedersee depression, the Rammelbeek oscillation cannot be proven with certainty, because the sedimentary succession reveals a hiatus. When the pollen record is compared with those of the adjacent Credner See (LANGE, JESCHKE & KNAPP 1986), it becomes evident that the Preboreal is preserved incompletely. The lacking evidence of *Corylus*, which shows an early appearance within the pollen record of the Credner See, supports the assumption that the accumulation of Preboreal sediments ceased before this arboreal floral element immigrates into the habitat. Due to its position, the section of the southern margin was more affected by a low water level than the centre of the Niedersee. The data indicate that the edges of the Niedersee felt dry during the Preboreal and during the following Boreal, which led consequently to a hiatus within the sedimentary succession. In contrast, the centre of the Niedersee is characterized by a remarkably thicker succession of Preboreal and, furthermore, even Boreal sediments (Fig. 2, comp. BOEHM-HARTMANN 1937), but as explained in chapter 2, these sediments are no longer accessible for further studies. Nevertheless, the fen peat layers as documented by BOEHM-HARTMANN (1937) and ANDERS & STRAHL (unpubl.) reveal that the centre of the Niedersee was also influenced by fluctuating water levels (Fig. 2). This development in sedimentation correlates to other contemporaneous sites of shallow water bodies in northern Germany (e.g. KAISER 2004; STRAHL 2005), whose sedimentary records were also interrupted by hiatuses. These can be traced back to a distinct lowering of water levels, which was caused by warmer and drier climatic conditions during the late Preboreal and Boreal (comp. LANG 1994; KAISER 2004).

3.1.2.2 Section interval 1.95 m–2.09 m: Atlantic and onwards

The lower part (1.95–1.99 m) of the uppermost section interval is characterized by blackish fen peat. Between 1.99–2.04 m, intercalations of the blackish fen peat with

yellowish-white, calcareous organic silty mud are observable. From 2.04 m onward, the sedimentation continues with this yellowish-white, calcareous organic silty mud, whose accumulation ultimately ceased at 2.09 m.

The pollen spectra of these sediments allow for establishing the 9th pollen zone, which is attributed to the Atlantic (= ÄA/JA in Fig. 2, 3) or to even younger sediments. The pollen record revealed now several proofs of thermophilic arboreal taxa like *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Alnus*, *Carpinus*, lime tree (*Tilia*) and fir (*Abies*). But in contrast to *Betula* and *Pinus*, these taxa obviously did not play an important role within the forest vegetation; the subordinated values are not illustrated in Fig. 3. Pollen of *Filipendula*, umbelliferous plants, composite plants and Rosaceae reflect the non arboreal vegetation. Noteworthy is the appearance of ribwort (*Plantago lanceolata*), whose occurrence is often related to an anthropogenic influence, but further proofs of anthropogenic activities like pollen of cereals could not be detected.

The blackish fen peat (sample M20, 1.95–1.99 m) has provided several bud scales of aspen, and a few bud scales of willow. This indicates that in the surroundings of the Niedersee these arboreal taxa still played an important role in the forest vegetation. The riparian flora is documented through few remains of sedges and several seeds of marsh trefoil (*Menyanthes trifoliata*). Only few proofs of the aquatic flora are subordinately documented through a few gyrogonites/oospores of the Charales and one seed of *Hippuris vulgaris*. With the onset of the yellowish-white, calcareous organic silty mud (sample M21, 2.0–2.09 m), a distinct change within the plant record is documented. From this point on, no evidence of arboreal taxa is proven in the sediments. *Menyanthes trifoliata* is also no longer represented in the plant record and replaced by *Urtica dioica* and the lamb's-quarter (*Chenopodium album*). According to DÜLL & KUTZELNIGG (2005), the latter taxon is regarded as hemerophilous species, which prefers areas developed by man. Few records of the stoneworts give at least evidence for temporary water bodies.

In contrast to the older record of the Niedersee, distinct changes are observable within the fauna. Whereas only a few calcareous remains of terrestrial gastropods and ostracods (*C. candida*, *Pseudocandona* sp.) are preserved in sample M20, sample M21 has revealed an excellent record of calcareous organism.

The ostracod fauna is now characterized by *Eucypris pigra*, *Cryptocandona vavrai*, *Pseudocandona sucki* and the subordinately occurring *C. candida*; it shows a totally different composition compared to previous assemblages (Tab. 1, Fig. 5).

Likewise, the mollusc fauna of this time interval is obviously distinct from the previous ones (Tab. 1). The sample M21 provided a rich mollusc fauna with a high diversity, but the majority of taxa belonged to terrestrial gastropods; a detailed description of these terrestrial gastropods will be given by MENZEL-HARLOFF & STRAHL (in prep.). Limnic gastropod assemblages are now characterized by *Aplexa hypnorum*, *Galba truncatula*, *Segmentina nitida*, *Anisus leucostoma*, and *Valvata cristata*. Only two pea mussels, *P. casertanum* and *P. obtusale*, are proven.

The data indicate that after the hiatus a gradually increasing ground water level led again to a soaking of the

habitat. Due to the higher water level, accumulations of fen peat start again, which pass then into the calcareous organic silty mud (meadow chalk). The pollen data suggest that these sediments are distinctly younger than Preboreal and Boreal and belong most probably to the Atlantic or even younger time periods (? Subboreal). This applies to the sediments of the section of the northern margin of Niedersee as well (Fig. 2), which have revealed comparable pollen spectra and mollusc assemblages. However, the rather poor preservation of the sporomorphs in this time interval does not allow for a more precise dating.

The fossil record of biota clearly indicates fen habitats. The here proven *Menyanthes trifoliata* is a typical plant of wet and moderate nutrient-rich fens or transitional mire habitats, which are characterized by carbonate-free and moderate acidic conditions (CASPAR & KRAUSCH 1981). The poor record of aquatic biota indicates the presence of shallow, most likely temporary water bodies. From 1.99 m upward, distinct changes with regard to sediment composition, biota and pH are visible, which suggest that the habitat at least changed into an open alkaline fen. This correlates well with the documented lack of arboreal taxa in sample M21. The frequent records of terrestrial gastropods, of which several belong to hygrophilous species (e.g. *Succineidae* indet., *Carychium minimum*, *Vertigo antivertigo* etc.) are also typical for such habitats (KERNEY, CAMERON & JUNGBLUTH 1983; ZETTLER et al. 2006; pers. comm. MENZEL-HARLOFF). No evidence of a larger and permanent water body can be detected, but the occurrence of shallow temporary water bodies is reflected by the aquatic fauna. According to KLIE (1938) and MEISCH (2000), the ostracods *Pseudocardona sucki*, *Eucypris pigra*, and *Cryptocardona vavrai* prefer small temporary pools. This also applies to the limnic gastropod assemblages consisting of *Aplexa hypnorum*, *Galba truncatula*, *Segmentina nitida*, *Valvata cristata*, and *Anisus leucostoma*, which are characteristic of such habitats (GLÖER 2002). The also proven pea mussels *P. casertanum* and *P. obtusale* are not uncommon in such unstable aquatic habitats, especially *P. obtusale* is typical in temporary water bodies (ZETTLER et al. 2006; KOSSLER 2010).

The natural succession of the Niedersee ceased with these fen deposits; this can be traced back to a lowering of the ground water level, which is most likely linked to drier climatic conditions. Since that time, no further fen development took place within the Niedersee depression. Finally, the sedimentary succession of the Niedersee was buried by younger colluvial deposits.

3.2 Stratigraphic position of the Niedersee record and its importance in comparison to other Late Glacial sites in northeast Germany

According to KRIENKE (1996, 2003) the formation of the dead ice kettles of Jasmund can be traced back to the Pomeranian (~ 17,600 cal. years BP, comp. LITT et al. 2007) and Mecklenburg phases (~ 17,000 to 15,000 cal. years BP, comp. LITT et al. 2007) of the late Weichselian Pleniglacial. On this account, sedimentation within the Niedersee depression took place no sooner than after this time.

When the sections presented here are compared with the documented sections of previous studies

(BOEHM-HARTMANN 1937; ANDERS & STRAHL, unpubl.), it becomes evident that the various sections of the Niedersee differ significantly in thickness and stratigraphic range. Whereas the centre of the depression is characterized by a maximum thickness of lake sediments, the section of the southern margin reveals less thick, but in return the oldest deposits (Fig. 2). Here, based on the analysed pollen record and AMS ¹⁴C-dating an age reaching back into the Weichselian Pleniglacial is proven, whereas the oldest lake sediments from the centre are only of Allerød (section of 1986) or of probably Older Dryas age (Fig. 2, see discussion in chapter 3.1.1.6). Moreover, only a Holocene (Atlantic) age is proven for the lake sediments of the northern margin (Fig. 2). The different stratigraphic ranges of the sections clearly indicate that the dead ice of the Niedersee kettle hole was influenced by an early pre-Allerød melting, but the meltdown of dead ice took place in a non-uniform manner. This led to a gradual deepening, opening and a partly time-lagged refilling within the depression. Nevertheless, due to its exceptional sedimentary record reaching back into the Weichselian Pleniglacial, the Niedersee occupies a special place in relation to Late Glacial archives, because several other contemporaneous depressions in Northern Germany were completely sealed with dead ice until the Allerød (comp. STRAHL 2005).

Thus, with the Niedersee a further out crop can be added to the survey of pre-Allerød archives of Mecklenburg-West Pomerania, which were listed previously by KRIENKE & STRAHL (1999), STRAHL (2005) and KRIENKE et al. (2006). So far, only few pre-Allerød archives like Rappin, Rugar, Gingster Moor and especially Gingster Haide (comp. LANGE, JESCHKE, KNAPP 1986) are known from Rügen. Two other new records of the mainland of Mecklenburg-West Pomerania (Müritz: JANKE in LAMPE et al. 2006; Frauentogsee nearby Penzlin: STRAHL 2008) can be added to the list as well. Like the sequences of Tessin (KRIENKE & STRAHL 1999), Gingster Haide (LANGE, JESCHKE, KNAPP 1986) and Grimmen (KRIENKE et al. 2006), the Niedersee shows a higher stratigraphical resolution compared to the remaining records.

4 Conclusions

In summary, the obtained data indicate that the sedimentary record of the Niedersee can mainly be traced back to shallow lake environments, which were repeatedly affected by fluctuating water levels causing the development of fens. The pollen record and pollen-based vegetation and climate reconstructions as well as the AMS ¹⁴C-dating suggest that accumulation of sediments began directly after the retreat of the Weichselian ice sheet. The presented data reveal that the aquatic organisms indicate the first response to the climatic amelioration at the beginning of the Weichselian Late Glacial and that the pollen record shows a slight delay in time in reacting to the warming. Changes in sedimentation and assemblages of biota were not only affected by the changes in temperatures, but also through changes in water balance, trophic level and in pH. The combined results of the different proxies demonstrate that the Niedersee system responded well to changing climatic conditions; this allows for a clear definition of the onset and termination

of the interstadials/stadials of the Weichselian Late Glacial and the onset of the Holocene. The record of the Niedersee turned out to be an excellent archive for reconstructing changes in the lake and catchment environments driven by the combination of global, regional and local processes.

Acknowledgements

We would like to acknowledge financial support of the "Gemeinsamen ständigen Forschungskommission des Akademischen Senats und des Präsidiums der FU Berlin" for the AMS ¹⁴C-datings. Our sincere gratitude is further extended to H. Menzel-Harloff for support during working in the field and discussion, to Maike Glos for laboratory assistance, to Dr. A. Czekay and Dr. U. Schudack for correcting the English, to Dr. P. Tarasov for helpful discussion and to R. Staff for calibrating ¹⁴C-dates to IntCal09. We would also like to thank Dr. W. Hoek, Dr. Th. Huebener, and further anonymous reviewers for their comprehensive and very helpful review of the manuscript.

References

- ALM, G. (1916): Monographie der schwedischen Süßwasser-Ostracoden nebst systematischen Besprechungen der Tribus Podocopa. – Zoologische Bidrag från Uppsala, 4: 1–248.
- ANDERSEN, S. T. (1961): Vegetation and its Environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). – Danmarks Geologiske Undersøgelse, II. R., 75: 1–175.
- ANDRESEN, C.S., BJÖRCK, S., BENNIKE, O., HEINEMEIER, J. & KROMER, B. (2000): What do $\Delta^{14}\text{C}$ changes across the gerzensee oscillation/GI-1b event imply for deglacial oscillations? – Journal of Quaternary Science, 15 (3): 203–214.
- ANTONSSON, K., BROOKS, S.J., SEPPÄ, H., TELFORD, R.J. & BIRKS, H.J.B. (2006): Quantitative palaeotemperature records inferred from fossil pollen and chironomid assemblages from Lake Giltjärnen, northern central Sweden. – Journal of Quaternary Science, 21 (8): 831–841.
- BEHRE, K.-E., HÖLZER, A. & LEMDAHL, G. (2005): Botanical macro-remains and insects from the Eemian and Weichselian site of Oerel (northwest Germany) and their evidence for the history of climate. – Vegetation History and Archaeobotany, 14: 31–53.
- BENZIE, J.A.H. (1989): The distribution and habitat preference of ostracods (Crustacea: Ostracoda) in a coastal sand-dune lake, Loch of Strathbeg, north-east Scotland. – Freshwater Biology, 22: 309–321.
- BIRKS, H.H. (1993): The importance of plant macrofossils in late-glacial climatic reconstructions: an example from western Norway. – Quaternary Science Reviews, 12: 719–726.
- 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.
- BOEHM-HARTMANN, H. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasserablagerungen auf Rügen. I. Pollenanalytische und paläontologische Untersuchungen. – Archiv für Hydrobiologie, 31: 1–37.
- BOHNCKE, S.J.P. & HOEK, W.Z. (2007): Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in a calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands. – Quaternary Science Reviews, 26: 1965–1974.
- BOS, J.A.A., BOHNCKE, S.J.P. & JANSSEN (2006): Lake-level fluctuations and small-scale patterns during the late glacial in The Netherlands. – Journal of Paleolimnology, 35: 211–238.
- BRODERSEN, K.P. & LINDEGAARD, C. (1999): Mass occurrence and sporadic distribution of *Corynocera ambigua* Zetterstedt (Diptera, Chironomidae) in Danish lakes. Neo- and palaeolimnological records. – Journal of Paleolimnology, 22: 41–52.
- BROOKS, S.J. & BIRKS, H.J.B. (2000a): Chironomid-inferred Late-glacial air temperatures at Whitrig Bog, southeast Scotland. – Journal of Quaternary Science, 15(8): 759–764.
- BROOKS, S.J. & BIRKS, H.J.B. (2000b): Chironomid-inferred late-glacial and early-Holocene mean July air temperatures for Kråkenes Lake, western Norway. – Journal of Paleolimnology, 23: 77–89.
- BROOKS, S.J., LANGDON, P.G. & HEIRI, O. (2007): The Identification and Use of Palaeartic Chironomidae Larvae in Palaeoecology. – Quaternary Research Association, Technical Guide no. 10: 276 pp.; London (MWL, Pontypool).
- CASPER, S.J. & KRAUSCH, H.-D. (1981): Pteridophyta und Anthophyta. 2. Teil: Saururaceae bis Asteraceae. – In: Ettl, H., Gerloff, J. & Heynig, H. (Eds.): Süßwasserflora von Mitteleuropa, 24: 409–942; Stuttgart (Gustav Fischer Verlag).
- DE KLERK, P., JANKE, W., KÜHN, P. & THEUERKAUF, M. (2008): Environmental impact of the Laacher See eruption at a large distance from the volcano: Integrated palaeoecological studies from Vorpommern (NE Germany). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 270: 196–214.
- DÜLL, R. & KUTZELNIGG, H. (2005): Taschenlexikon der Pflanzen Deutschlands. Ein botanisch-ökologischer Exkursionsbegleiter zu den wichtigsten Arten. – 6. Auflage: 577 pp.; Wiebelsheim (Quelle & Meyer).
- ENDTMANN, E. (2002): Das „Herthamoor“ – ein palynostratigraphisches Leitprofil für das Holozän der Insel Rügen. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26:143–147.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Band: Allgemeine Waldgeschichte. – 480 pp.; Jena (Gustav Fischer Verlag).
- FRENZEL, P. & VIEHBERG, F.A. (2004): Checklist of Recent and Quaternary ostracods (Crustacea) from freshwater, brackish and marine environments in Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany. Revista Española de Micropaleontología, 36: 29–55.
- FRENZEL, P., KEYSER, D. & VIEHBERG, F.A. (2010): An illustrated key and (palaeo)ecological primer for Postglacial to Recent Ostracoda (Crustacea) of the Baltic Sea. Boreas, 39: 567–575.
- FRÖMMING, E. (1954): Biologie der mitteleuropäischen Landgastropoden. – 404 pp.; Berlin (Duncker & Humblot).
- FUHRMANN, R. (1973): Die spätweichselglaziale und holozäne Molluskenfauna Mittel- und Westsachsens. – Freiburger Forschungshefte, C 278: 1–121.
- FUHRMANN, R., SCHIRRMESTER, L. & PIETRZENIUK, E. (1997): Ostrakoden und Mollusken aus den weichselspätglazialen Sedimenten des Biesenthaler Beckens (N-Brandenburg, Barnim). – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 25(5/6): 489–511.
- GLÖER, P. (2002): Die Süßwassergastropoden Nord- und Mitteleuropas. – Die Tierwelt Deutschlands, 73: 327 pp., Hackenheim (ConchBooks).
- GLÖER, P. & MEIER-BROOK, C. (2003): Süßwassermollusken – Ein Bestimmungsschlüssel für die Bundesrepublik Deutschland. – Deutscher Jugendbund für Naturbeobachtungen, 13. Auflage: 134 pp.
- GLÖER, P. & ZETTLER, M. L. (2005): Kommentierte Artenliste der Süßwassermollusken Deutschlands. – Malakologische Abhandlungen Museum für Tierkunde Dresden, 23: 3–26.
- GÖRSDORF, J. & K. KAISER (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. – Meyniana, 53: 91–118.
- HOEK, W.Z., BOHNCKE, S.J.P., GANSEN, G.M. & MEIJER, T. (1999): Lateglacial environmental changes recorded in calcareous gyttja deposits at Gulickshof, southern Netherlands. – Boreas, 28: 416–432.
- ISARIN, R.F.B. (1997): Permafrost distribution and temperatures in Europe during the Younger Dryas. – Permafrost and Periglacial Processes, 8: 313–333.
- ISARIN, R.F.B. & BOHNCKE, 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.
- ISARIN, R.F.B., RENNSSEN, H. & VANDENBERGHE, J. (1998): The impact of the North Atlantic Ocean on the Younger Dryas climate in northwestern and central Europe. – Journal of Quaternary Science, 13(5): 447–453.
- IVERSEN, J. (1954): The late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil. – Danmarks Geologiske Undersøgelse, II Række, 80: 87–119.
- JAECKEL, S.G.A. (1956): Süßwassermollusken aus spät- und postglazialen Ablagerungen in Schleswig-Holstein. – Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein, 28(1): 76–89.
- JANZ, H. (1994): Zur Bedeutung des Schalenmerkmals „Marginalrippen“ der Gattung *Ilyocypris* (Ostracoda, Crustacea). – Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde, Serie B, 206: 1–19.
- JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DANSGAARD, W., GUNDESTROP, N.S., HAMMER, C.U., ANDERSEN, U., ANDERSEN, K.K., HVIDBERG, C.S., DAHL-JENSEN, D., STEFFENSEN, J.P., SHOJI, H., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A.E., WHITE, J.W.C., JOUZEL, J. & FISHER, D. (1997): The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. – Journal of Geophysical Research, 102: 26397–26410.

- KAISER, K. (2004): Geomorphic characterization of the Pleistocene – Holocene transition in Northeast Germany. – In: TERBERGER, TH. & ERIKSEN, B.V. (Eds.): Hunters in a changing world. – Internationale Archäologie – Arbeitsgemeinschaft, Symposium, Tagung, Kongress, 5: 53–73.
- KERNEY, M., CAMERON, R.A.D. & JUNGBLUTH, J.H. (1983): Die Landschnecken Nord- und Mitteleuropas: 384 pp.; Hamburg (Paul Parey Verlag).
- KIENAST, F. (2002): Die Rekonstruktion der spätquartären Vegetations- und Klimageschichte der Laptewsee-Region auf der Basis botanischer Großrestuntersuchungen. – Dissertation Universität Potsdam: 116 pp.
- KLIE, W. (1938): Krebstiere oder Crustacea III: Ostracoda, Muschelkrebse. – Die Tierwelt Deutschlands und der angrenzenden Meeresteile, 34: 230 pp., Jena (Gustav Fischer Verlag).
- KLIEWE, H. (1996): Vulkanasche aus der Eifel in Nordrügen. – Rugia-Journal, 1996: 52–55.
- KOLSTRUP, E. (1979): Herbs as July temperature indicators for parts of the Pleniglacial and Late-Glacial in The Netherlands. – Geologie en Mijnbouw, 58(3): 377–380.
- KOLSTRUP, E. (1980): Climate and stratigraphy in northwestern Europe between 30.000 B.P. and 13.000 B.P., with special reference to The Netherlands. – Mededelingen Rijks Geologische Dienst, 32–15: 181–253.
- KOSSLER, A. (2010): Faunen und Floren der limnisch-telmatischen Schichtenfolge des Paddenluchs (Brandenburg, Rüdersdorf) vom ausgehenden Weichselhochglazial bis ins Holozän – Aussagen zu Paläomilieu und Klimabedingungen. – Berliner paläobiologische Abhandlungen, 11: 422 pp.
- KRASSKE, G. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasserablagerungen auf Rügen. II. Diatomeen aus den postglazialen Seen auf Rügen. – Archiv für Hydrobiologie, 31: 38–53.
- KRIENKE, H.-D. (1996): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. Karte der quartären Bildungen – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe – 1 : 200 000, Blatt Stralsund. – Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern; Schwerin.
- KRIENKE, H.-D. (2003): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. Erläuterungen zur Karte der quartären Bildungen – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe – 1 : 200 000. – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Umwelt Mecklenburg-Vorpommern; Güstrow.
- KRIENKE, H.-D. & STRAHL, J. (1999): Weichselzeitliche und holozäne Ablagerungen im Bereich der Deponie Tessin bei Rostock (Mecklenburg-Vorpommern) unter besonderer Berücksichtigung des Prä-Alleröd-Komplexes. – Meyniana, 51: 125–151.
- KRIENKE, H.-D., STRAHL, J., KOSSLER, A. & THIEKE, H. U. (2006): Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse einer quasi vollständigen weichselzeitlichen Schichtenfolge im Bereich des Deponiestandortes Grimmen (Mecklenburg-Vorpommern). – Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge, 13: 133–154.
- KÜHL, N., GEBHARDT, CH., LITT, T. & HENSE, A. (2002): Probability density functions as botanical-climatological transfer functions for climate reconstructions. – Quaternary Research, 58: 381–392.
- KUIPER, J.G.J. (1968): Die spätpleistozänen Pisidien des ehemaligen Ascherslebener Sees. – Archiv für Molluskenkunde, 98(1/2): 23–38.
- LAMPE, R., MEYER, H., LORENZ, S., JANKE, W., VIEHBERG, F., KÜSTER, M. & ARNDT, S. (2006): Die Müritz Seebohrungen 2004–2006. Umweltgeschichtlich orientierte Sedimentbohrungen zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Landschafts- und Gewässerentwicklung im Müritz-Nationalpark. – Abschlussbericht Institut für Geographie und Geologie Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 108 pp.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. Methoden und Ergebnisse. – 462 pp., Jena (Gustav Fischer Verlag).
- LANGE, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H. D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen. – Schriften zur Ur- und Frühgeschichte, 38: 175 pp.
- LATAŁOWA, M. & BORÓWKA, R. K. (2006): The Allerød/Younger Dryas transition in Wolin Island, northwest Poland, as reflected by pollen, macrofossils and chemical content of an organic layer separating two aeolian series. – Vegetation History and Archaeobotany, 15: 321–331.
- LATAŁOWA, M., TOBOLSKI, K. & NALEPKA, D. (2004): *Pinus* L. subgenus *Pinus* (subgen. *Diploxylon* (Koehne) Pilger) – Pine. – In: RALSKA-JASIEWICZOWA, M., LATAŁOWA, M., WASYLKOWA, K., TOBOLSKI, K., MADEYSKA, E., WRIGHT, H.E. & TURNER, CH. (Eds.): Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. – W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science: 165–169; Kraków.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- und chronostratigraphie of the Lateglacial in the Eifel region, Germany. – Quaternary International, 61: 5–16.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – Eiszeitalter und Gegenwart, 56 (1–2): 7–65.
- LOTTER, A. F., EICHER, U., SIEGENTHALER, U. & BIRKS, H. J. B. (1992): Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. – Journal of Quaternary Science, 7: 187–204.
- LOŽEK, V. (1990): Molluscs in loess, their palaeoecological significance and role in geochronology – principles and methods. – Quaternary International, 7/8: 71–79.
- MANIA, D. (1967): Pleistozäne und holozäne Ostracodenvergesellschaften aus dem ehemaligen Ascherslebener See. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 16(4): 501–550.
- MATVEYEVA, N.V. (1994): Floristic classification and ecology of tundra vegetation of the Taymyr Peninsula, northern Siberia. – Journal of Vegetation Science, 5: 813–828.
- MEISCH, C. (2000): Crustacea: Ostracoda. – Süßwasserfauna von Mitteleuropa, Bd. 8/3: 522 pp.; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- MEISCH, C., FUHRMANN, R. & WOUTERS, K. (1996): *Ilyocypris getica* Masi, 1906 (Crustacea, Ostracoda): Taxonomy, ecology, life history, distribution, fossil occurrence and first record for Germany. – Travaux scientifiques du Musée national d'histoire naturelle de Luxembourg, 23: 3–28.
- MOSCH, E.CH. & SCHARF, B.W. (2002): Die subfossile Chironomidenfauna des Schulzensees (Mecklenburg-Vorpommern). – Greifswalder Geographische Arbeiten, 26: 119–122.
- MÜLLER, U. (2004): Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. (Ed.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 234–242; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- NÜCHTERLEIN, H. (1969): Süßwasserostracoden aus Franken. Ein Beitrag zur Systematik und Ökologie der Ostracoden. – Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie, 54 (1): 223–287.
- ODLAND, A. (1996): Differences in the vertical distribution pattern of *Betula pubescens* in Norway and its ecological significance. – In: FRENZEL, B. (Eds.): Holocene treeline oscillations, dendrochronology and palaeoclimate. – Palaeoclimate Research, 20: 43–59.
- ØKLAND, J. (1990): Lakes and snails. Environment and gastropoda in 1.500 Norwegian lakes, ponds and rivers. – 516 pp.; (Dr. W. Backhuys/Oegsteest).
- ØKLAND, K.A. & ØKLAND, J. (1996): Freshwater sponges (Porifera: Spongillidae) of Norway: distribution and ecology. – Hydrobiologia, 330: 1–30.
- ØKLAND, K.A. & ØKLAND, J. (2000): Freshwater bryozoans (Bryozoa) of Norway: distribution and ecology of *Cristatella mucedo* and *Paludicella articulata*. – Hydrobiologia, 421: 1–24.
- PIECHOCKI, A. (1989): The Sphaeriidae of Poland (Bivalvia, Eulamellibranchia). – Annales Zoologici, 42(12): 249–318.
- PINDER, L.C.V. & REISS, F. (1983): The larvae of Chironominae (Diptera: Chironomidae) of the Holarctic region – Keys and diagnoses. – In: WIEDERHOLM, T. (Ed.): Chironomidae of the holarctic region. Keys and diagnoses. Part 1. Larvae. – Entomologica Scandinavica, Suppl. 19: 293–435.
- POPPSCHÖTZ, R. & STRAHL, J. (2004): Fazies- und Pollenanalyse an einem weichselspätglazialen Flusslauf im „Oberen Spreeschwemmfächer“ bei Cottbus. – Berliner Geographische Arbeiten, 96: 69–88.
- PORINCHU, D. F. & CWCYNAR, L.C. (2000): The distribution of freshwater Chironomidae (Insecta: Diptera) across treeline near the lower Lena River, Northeast Siberia, Russia. – Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 32 (4): 429–437.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M., WACNIK, A., MAMAKOWA, K. & NALEPKA, D. (2004): *Betula* L. – Birch. – In: RALSKA-JASIEWICZOWA, M., LATAŁOWA, M., WASYLKOWA, K., TOBOLSKI, K., MADEYSKA, E., WRIGHT, H.E. & TURNER, CH. (Eds.): Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. – W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science: 57–68 (Kraków).
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., BURR, G.S., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAJDAS, I., HEATON, T.J., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S.W., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., TALAMO, S., TURNER, C.S.M., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2009): INTCAL09 and MARINE09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon, 51(4): 1111–1150.
- RENSSEN, H. & ISARIN, R.F.B. (2001): The two major warming phases of the last deglaciation at ~ 14.7 and ~ 11.5 ka cal BP in Europe: climate reconstructions and AGCM experiments. – Global and Planetary Change, 30: 117–153.

- STEUSLOFF, U. (1937): Spät- und postglaziale Süßwasser-Ablagerungen auf Rügen. III. Bemerkungen zu den Mollusken aus den Ablagerungen des Niedersees. – *Archiv für Hydrobiologie*, 31: 54–57.
- STRAHL, J. (1999): Die Vegetationsgeschichte des Herthamoeres in der Stubnitz (Halbinsel Jasmund, Insel Rügen). – *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge*, 6: 437–477.
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 12: 87–112.
- STRAHL, J. (2008): Pollenanalytische Untersuchung der Bohrung „Am Frauentogsee“, Grapenwerder Bruch bei Penzlin. – *Neubrandenburger Geologische Beiträge*, 8: 30–41.
- STRAHL, J. & KEDING, E. (1996): Pollenanalytische und karpologische Untersuchung des Aufschlusses „Hölle“ unterhalb Park Dwasieden (Halbinsel Jasmund, Insel Rügen), Mecklenburg-Vorpommern. – *Meyniana*, 48: 165–184.
- TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & KÜHN, P. (2004): Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 54: 138–175.
- TURNER, H., KUIPER, J.G.J., THEW, N., BERNASCONI, R. RÜETSCHI, J., WÜTHRICH, M. & GOSTELI, M. (1998): Atlas der Mollusken der Schweiz und Liechtensteins. – *Fauna Helvetica*, 2: 527 pp.
- VAN DER HAMMEN, T. & WIJMSTRA, T. A. (1971): The Upper Quaternary of the Dinkel valley. – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie*, 22: 55–214.
- VAN GEEL, B. (2001): Non-pollen palynomorphs. – In: SMOL, J.P., BIRKS, H.J.B., LAST, W. (Eds.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*, vol. 3: 99–119; Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- VIHBERG, F. (2006): Freshwater ostracod assemblages and their relationship to environmental variables in waters from northeast Germany. – *Hydrobiologia*, 571: 213–224.
- VORREN, K.-D., ELVERLAND, K., BLAAUW, M., RAVNA, E. K. & JENSEN, C. A. H. (2009): Vegetation and climate c. 12 300–9000 cal. Yr. BP at Andøya, NW Norway. – *Boreas*, 38: 401–420.
- ZETTLER, M., JUEG, U., MENZEL-HARLOFF, H., GÖLLNITZ, U., PETRICK, S., WEBER, E. & SEEMANN, R. (2006): Die Land- und Süßwassermollusken Mecklenburg-Vorpommerns. – *Beiträge zur floristischen und faunistischen Erforschung des Landes Mecklenburg-Vorpommerns*: 318 pp.; Schwerin (Obotritendruck).

Geoarchaeological evidence of Holocene human impact and soil erosion on a till plain in Vorpommern (Kühlenhagen, NE-Germany)

Mathias Küster, Fred Ruchhöft, Sebastian Lorenz, Wolfgang Janke

Abstract:

Geoarchaeological investigations close to a glacial kettle-hole provide evidence of human impact on a till plain in Vorpommern in prehistorical and historical times and its geomorphic response. Basal sedimentary fillings of the investigated depression comprise peat, gyttja and aggradational peat reflecting Early to Mid-Holocene hydrological changes. The upper sequence of alternating colluvial and organic layers indicate varying human impact over time. Absolute AMS ¹⁴C-datings of buried peats and mineral horizons with partly high organic matter contents, proven by palynological and archaeological data, reflect interim phases of surface stability. In contrast, the colluvial sands reflect phases of accelerated prehistorical and historical settlement and land use. The sands can be dated relatively to the organic layers as well as linked to the adjacent archaeological finds. The increased erosion processes can thusly be placed during the Late Neolithic Period, the transition from the Late Bronze Age to Early Iron Age, the Medieval Period and finally during the Modern Era. Accumulation of the youngest colluvium leads finally to the filling of the outer portions of the kettle-hole up to the current surface.

[Geoarchäologischer Nachweis des holozänen menschlichen Einflusses und Bodenerosion auf einer Grundmoränenplatte in Vorpommern (NE-Deutschland)]

Kurzfassung:

Geoarchäologische Untersuchungen im Bereich eines glazigenen Solls verweisen auf den holozänen menschlichen Einfluss auf einer Grundmoränenplatte in Vorpommern in prähistorischer und historischer Zeit sowie dessen geomorphologische Rückkopplung. Die basale sedimentäre Füllung der untersuchten Depression besteht aus Torf, Mude und Verlandungstorf und spiegelt früh- bis mittelholozäne hydrologische Schwankungen wider. Die obere Sequenz von wechselnden Kolluvien und organogenen Schichten deutet auf einen variierenden menschlichen Einfluss im Laufe der Zeit hin. Absolute AMS ¹⁴C-Datierungen von begrabenen Torfen und Mineralbodenhorizonten mit zum Teil erhöhten Anteilen organischer Substanz, abgesichert durch palynologische und archäologische Daten, belegen zwischenzeitliche Phasen von Oberflächenstabilität. Hingegen reflektieren die kolluvialen Sande Phasen erhöhter prähistorischer und historischer Besiedlung und Landnutzung. Die Sande können zum einen relativ durch die organogenen Schichten datiert und zum anderen zu den benachbarten archäologischen Funden in Beziehung gebracht werden. Erhöhte Erosionsprozesse werden demnach in das späte Neolithikum, den Übergang späte Bronzezeit zur frühen Eisenzeit, das Mittelalter und letztendlich in die Moderne gestellt. Die Akkumulation des jüngsten Kolluviums führt im Randbereich des Solls zur völligen Verfüllung bis an die rezente Oberfläche.

Keywords:

till plain, soil erosion, Vorpommern, kettle-hole, Holocene, human impact

Addresses of authors: M. Küster, S. Lorenz, W. Janke, University of Greifswald, Institute of Geography and Geology, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, 17487 Greifswald, Germany. E-Mail: mathias.kuester@uni-greifswald.de; F. Ruchhöft, University of Greifswald, Institute of History, Hans-Fallada-Str. 1, 17487 Greifswald, Germany. E-Mail: fred.ruchhoeft@uni-greifswald.de

1 Introduction

Investigations of past human impact on terrestrial environments in Central Europe have been well established by the geosciences over the last five decades. Studies often focus on soil erosion processes, which are anthropogenically induced and triggered by geological forces (BORK et al. 1998; DOTTERWEICH 2005; STARKEL 2005). In contrast to the low mountain ranges, erosion processes within the lowlands of NE-Germany occur preferentially along the transitional zone of landscape components (AMELANG, JANKE & KLIWE 1983). In the range of till plains in Vorpommern, colluvial slope deposits are predominant. Accumulation occurs within river catchments, kettle-holes and other wet depressions (KAISER & JANKE 1998; HELBIG et al. 2002). The formation of colluvial sediments is closely related to the Holocene settlement and land use history. Anthropogenic impacts differ in time and space, so colluviation is evident during different periods and in different accumulation

areas (NILLER 1998). Qualitative comparisons of regional records offer an appropriate instrument for deducing a spatiotemporal model of erosion processes and human impact on a local, regional and global scale (BORK 1983; BORK et al. 1998; BORK 2006; DOTTERWEICH 2008; DREIBRODT et al. 2010). Regional refinements of these general models are important to detect diachronisms due to differences in land use, vegetation and relief development as well as climate (WILKINSON 2003; REIß et al. 2009). For a good understanding of human impact in the past, it is therefore important to blend geoscientific records and archaeological findings into a geoarchaeological context, providing a comprehensive palaeo-perspective of environmental history (KALIS, MERKT & WUNDERLICH 2003; ZOLITSCHKA, BEHRE & SCHNEIDER 2003). The Kühlenhagen site reveals new data concerning land use history, settlement pattern and the landscape's geomorphological response, as an example for till plain sites in Vorpommern (NE-Germany).

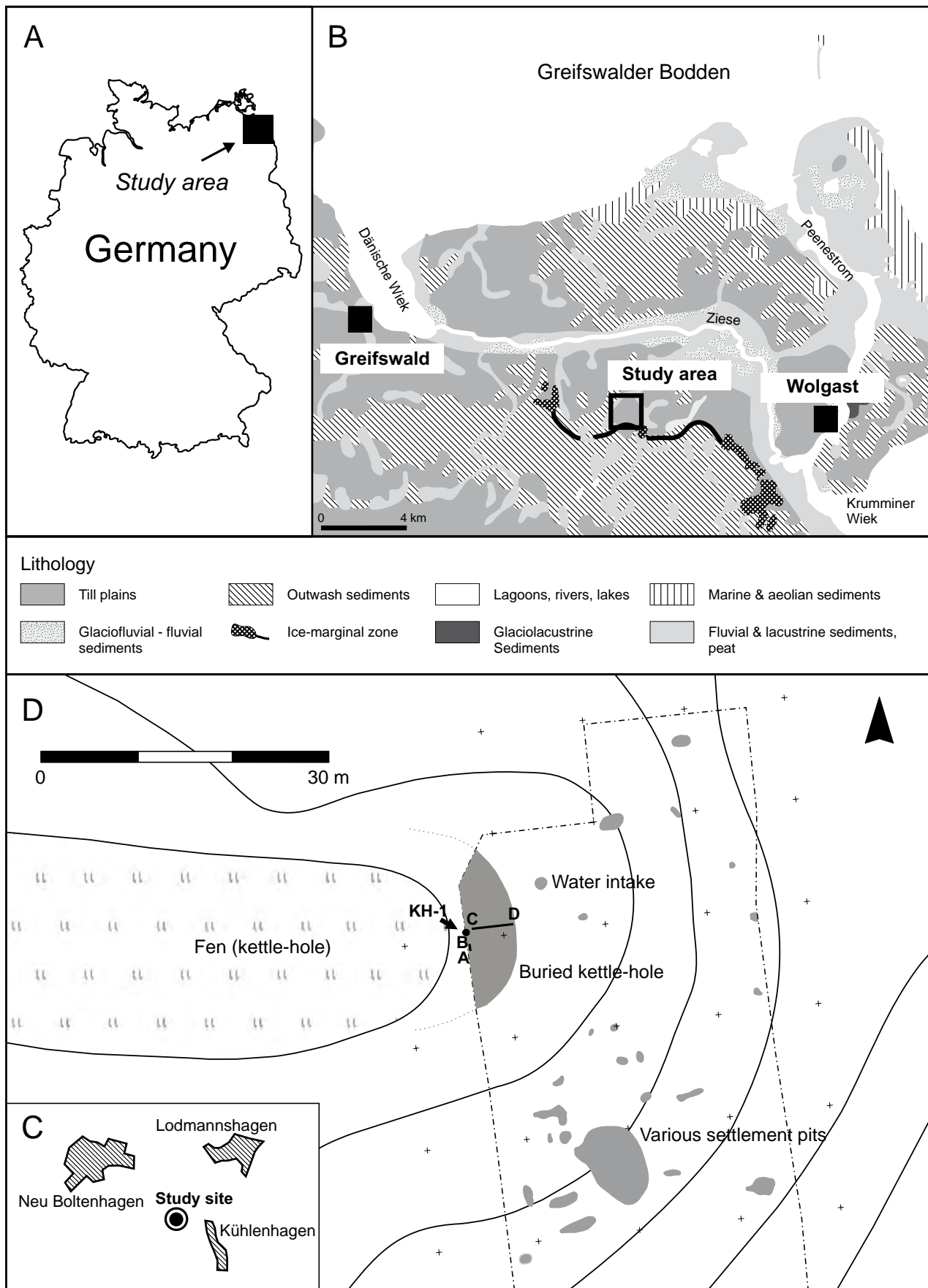


Fig. 1: Location of the study area in Germany (A). The geological situation of the young morainic landscape around the study site in NE-Germany (B; GLA 1996). Geoarchaeological fieldwork took place in the NW of the village Kühlenhagen (C). The archaeological section in the range of the partly buried kettle-hole (D). The investigated exposures (A-B, C-D) and reference core KH-1 are described in detail in Fig. 2.

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes in Deutschland (A). Die geologische Situation der Jungmoränenlandschaft in der Umgebung des Untersuchungspunktes in NE-Deutschland (B; GLA 1996). Die geoarchäologischen Untersuchungen fanden im Nordwesten der Ortschaft Kühlenhagen statt (C). Der archäologische Schnitt im Bereich des teilweise begrabenen Solls (D). Die untersuchten Aufschlüsse (A-B, C-D) und der Referenzkern KH-1 werden näher in Abb. 2 beschrieben.

2 Study area

The investigation area is characterised by flat and undulating till interlocked with outwash plains and transected by river valleys, mainly formed during the Mecklenburgian Phase of the Weichselian glaciation (RÜHBERG et al. 1995, Fig. 1). Periglacial processes during the Late Glacial resulted in cryogenic destratification of glacial surface sediments, sedimentation processes on plain sites including formation of “Geschiebedecksand” (GDS, “cover sands”) and cryogenic sediment structures such as ice-wedges. Nival runoff, solifluction and ablation cause sediment runoff along slopes, resulting in a markable reshaping of glacial topography (HELBIG 1999; KLEWE 2004). River valleys supplemented by tributary valleys (periglacial dry valleys) display major regional differences in elevation of 10–30 m to the adjacent plain sites (JANKE 1983), representing the base level of Holocene erosion processes. As a result of dead ice melting, till plains are appraised by small basins like glacial kettle-holes, and furthermore wet or dry depressions of anthropogenic origin (JANKE & JANKE 1970; KLAFFS, JESCHKE & SCHMIDT 1973).

The Kühnshagen site is located on the edge of a till plain between the towns Greifswald and Wolgast south towards the Ziese Valley, with elevations of 16–30 m a.s.l. (Fig. 1). The further surroundings are currently used by forestry and agriculture.

3 Material and Methods

Field work

In preparation for the construction of the OPAL gas pipeline, archaeological investigations took place at the Kühnshagen site in August 2009. The OPAL is the southern terrestrial connection to the subaquatic Nordstream pipeline from Russia to Central Europe through the Baltic Sea. The investigated section at Kühnshagen of c. 4000 sqm was divided into grids of 10 m x 10 m. All findings of each grid were marked, the exact location noted and recovered. Finds were described and classified in regional archaeological phases according to ENDMANN (2004). At the transition zone of the till plain and an aggradated and marginally filled depression a cross-section was excavated (Fig. 2). The reference faces were cleaned and described after excavation following the guidelines of the IUS Working Group WRB (2006). The exposure was documented in photographs and a scaled drawing. For detailed laboratory analysis a sediment core of 8 cm diameter was recovered close to the cross-section to a depth of 2 m (KH-1, Fig. 1).

Laboratory methods

Dry-bulk-density (DBD) and water content were calculated after sample drying at 105°C based on 4 ml sample cylinder at 5 cm steps. The organic content was determined by loss on ignition (LOI) at 550°C for 2 hours. Afterwards carbonates were removed by (10%) HCl (organic carbon was removed by burning process) for grain-size analysis with a laser particle sizer (Fritsch-Analysette 22). Pollen samples from a buried soil surface horizon (Ahb, IUS Working Group WRB 2006) as an age proof for AMS ¹⁴C-dates were extracted in 1 cm slices from the core and separated by acetolyses (BEUG 2004). Non-arboreal pollen (NAP, spores and algae) were related to the amount of 100 tree pollen. Pollen zones (PZ) are related to FIRBAS (1949) and KAISER et al. (2002). Four radiocarbon datings were determined at organic layers, comprising macrofossil remains from peat and one bulk sample of a mineral horizon rich in organic matter were determined (Tab. 1). Dates were calibrated using CALIB 5.0.1 (STUIVER, REIMER & REIMER 2005).

4 Results

Archaeological finds and settlements

Field investigations yielded 50 finds comprising a typical settlement repertory. Most of them were hardly damaged or moderately preserved, but some of them were significant and gave the opportunity to date the settlement site.

The mapped pits were used for storage purpose, others were mine pits. Adjacent to the pits seven fire places and one oven were documented. Almost 100 m south of the depression four post-holes were found indicating the remains of a double-span house. House types like this (20 m long, 6 m wide) are well documented in Late Bronze Age/Early Iron Age settlement sites in NE-Germany (SCHMIDT 2006).

Some meters beside the investigated depression a water intake was found (Fig. 1). The round pit has an average depth of 1 m and is filled with loamy sands rich in organic matter at the bottom and loamy sands at the top, comprising several fragments of pottery and charcoal. The adjacent sandy till sediments are characterised by stagneric features.

Pottery from the settlement belongs to funnel rim vessels or vessels with bulbous body and slightly grooved rim. Another typical type of ceramic for the site are baking plates. This kind of ceramics is also described in other study sites in NE-Germany, typical for the transition Late Bronze Age to the Early Iron Age (SCHOKNECHT 1978). It is especially significant for the “Usedom-Wolin-Group”, a cultural group of the Early Iron Age in the area around the mouth of the Oder River, at the very northern rim of the Lusatian

Tab. 1: Results of the AMS-dating of buried peats and humic sand samples. * Dates were calibrated using CALIB 5.0.1 (STUIVER, REIMER & REIMER 2005).

Tab. 1: Ergebnisse der AMS-Datierungen von Proben aus begrabenen Torfen und Anmoor. * Die Daten wurden unter Verwendung von CALIB 5.0.1 (STUIVER, REIMER & REIMER 2005) kalibriert.

Core	Depth [cm]	¹⁴ C yr BP	Calibrated age [2σ]*	Material	δ ¹³ C	Laboratory ID
KH-1	90–91	1699 ± 41	245–421 AD	humic sand	-29.4	Erl-13813
KH-1	115–116	2869 ± 42	1133–919 BC	peat	-30.3	Erl-13814
KH-1	162–163	9153 ± 62	8495–8271 BC	peat	-29.5	Erl-13815
KH-1	187–188	8876 ± 61	8238–7792 BC	peat	-28.3	Erl-13816

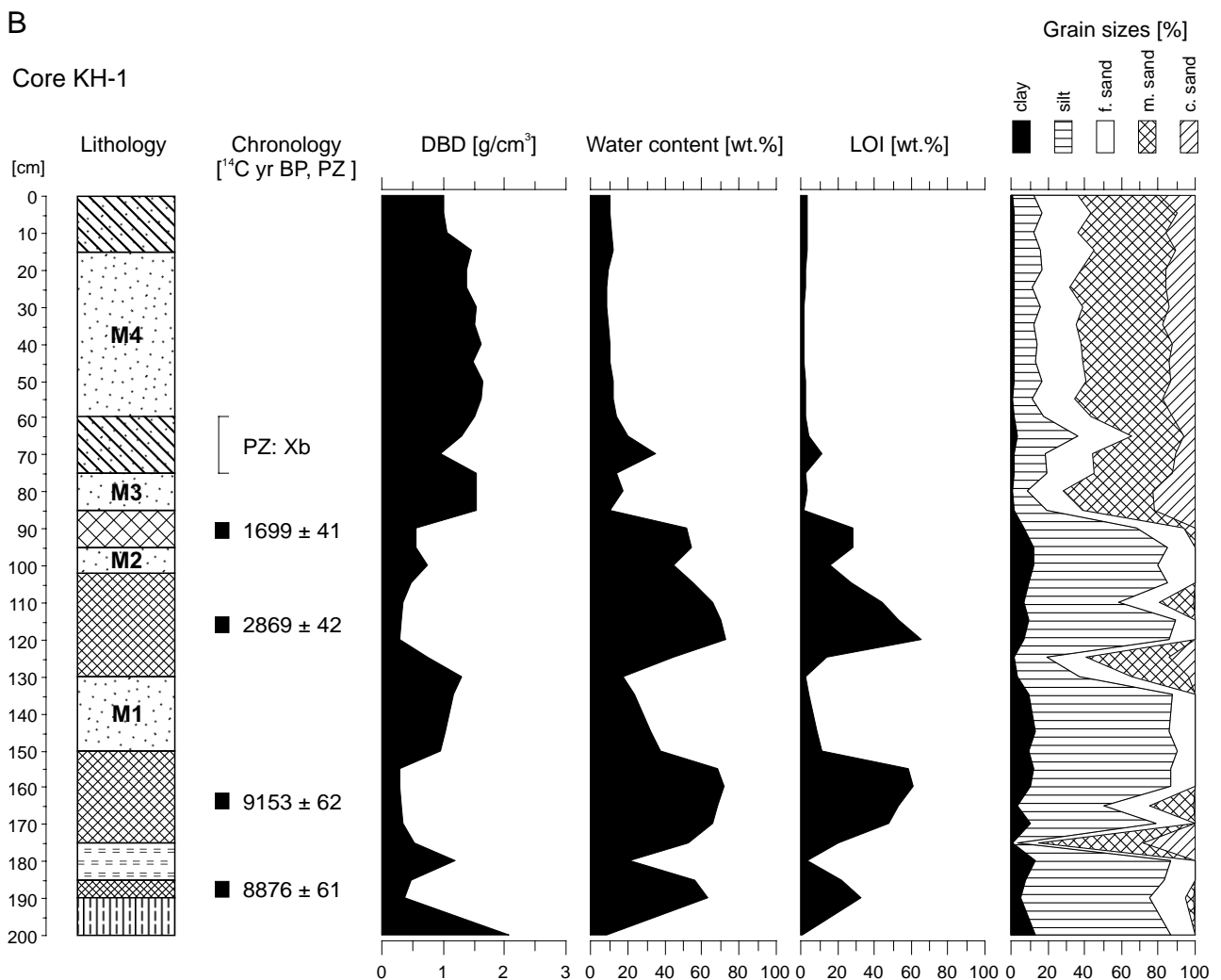
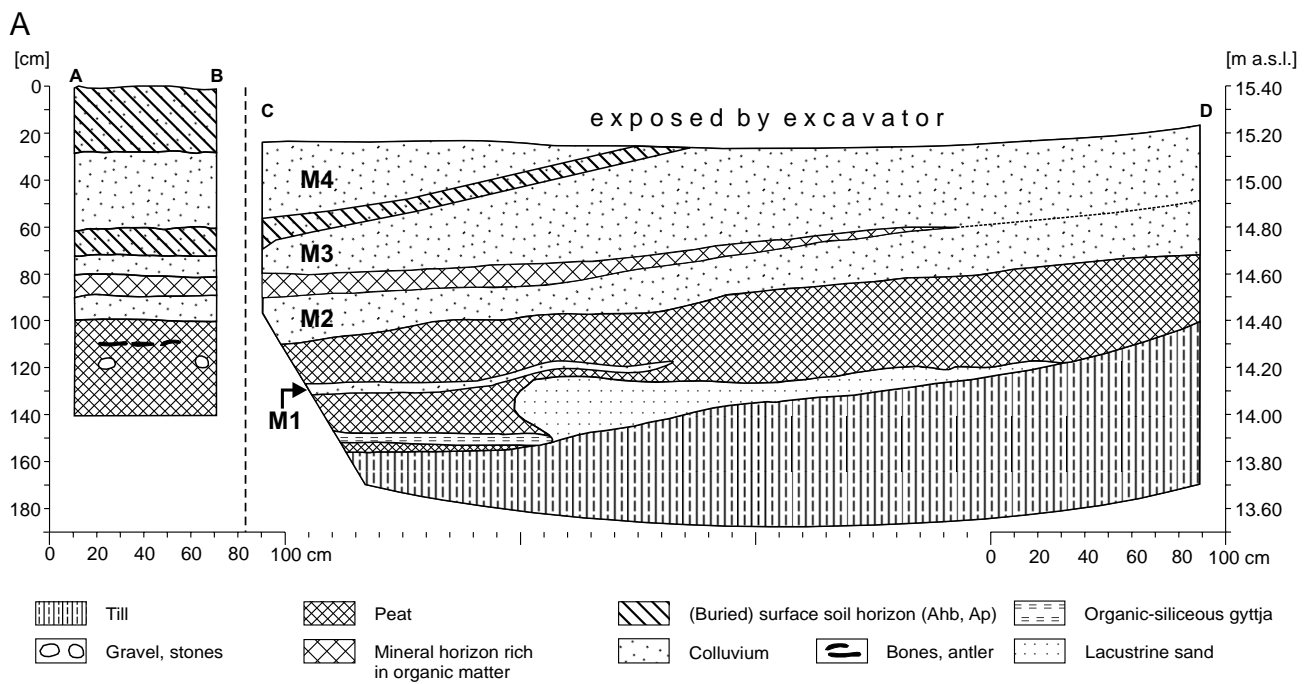


Fig. 2: Detailed drawing of the lithological composition of the kettle-hole in its margin (A). Lithology, chronology and sedimentary parameters of core KH-1 (B).
 Abb. 2: Detaillierte Zeichnung der lithologischen Zusammensetzung im Randbereich des Solls (A). Lithologie, Chronologie und sedimentologische Parameter des Kerns KH-1 (B).

culture, described by HORST (1963) and LAMPE (1981, 1989). Another sign for dating the settlement to this time is the lack of flint artefacts, which are distinctive for the Early Bronze Age (SZCZESIAK 1999).

Sedimentary and palynological records

The basin of the depression is made up of a greyish-blue diamicton, which shows a dominant fine sediment matrix of silt and clay with subordinated gravel and stones (Fig. 2). Stratigraphically it can be classified as glacial till asso-

ciated with the Mecklenburgian Phase of the Weichselian glaciation.

The thin sandy peat layer above is characterised by LOI of c. 32 %. A peat sample reveals a radiocarbon age of 8876 ± 61 yr BP (Tab. 1) and dates the onset of peat formation to the Early Boreal. The absence of thermophilic pollen species and the high abundance of *Betula*, NAP and the total amount of pollen and spores/mm³ indicate a Preboreal palyno-age of that peat (Tab. 2, 187 cm depth).

The coarse detrital gyttja above reflects a rising trend of

Tab. 2: Selected parameters of the palynological analyses of organic layer and the Ahb horizon. * SA – Subatlantic, AT – Atlantic, AT/SB – Atlantic/Subboreal, PB – Preboreal.

Tab. 2: Ausgewählte Parameter der pollenkundlichen Analysen der organischen Horizonte und des fossilen Bodenhorizontes, fAh. * SA – Subatlantikum, AT – Atlantikum, AT/SB – Atlantikum/Subboreal, PB – Präboreal.

Depth [cm]	67	69	71	73	164	174	187
AP [%]	59.2	51.8	64.2	58.6	81.9	94.0	73.7
Shrubs [%]	1.8	4.7	0.6	1.2	5.5	3.2	5.1
NAP [%]	39.0	43.5	35.2	40.2	12.6	2.8	21.2
Pinus	19.0	21.0	21.5	50.2	39.3	71.1	39.6
Betula	3.0	8.0	2.0	3.0	13.5	3.4	41.6
Fagus				1.0			
Quercus	8.0	9.0	6.0	7.0	12.5	4.9	
Tilia		3.0			6.7	7.4	
Ulmus	1.0		1.0		1.0	0.5	2.0
Alnus	3.0	9.0	5.0	10.0	22.0	11.3	1.0
Salix	66.0	50.0	64.5	28.8	4.0	1.5	15.8
Corylus	3.0	8.0	1.0	2.0	6.0	2.5	1.0
Juniperus		1.0					6.0
Wild grasses (undiff.)	5.0	6.0	17.0	12.0	4.8	1.0	5.0
Cyperaceae	7.0	16.0	8.0	6.0	3.9	3.0	20.0
Cereals (sine Secale)	5.0	3.0	3.0	12.0			
Secale	6.0	4.0	1.0	15.0			
Cultural indicators/Weeds	13.0	12.0	4.0	7.0	2.0		
Artemisia sp.	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0		1.0
Chenopodiaceae		1.0	1.0	2.0			
Plantago lanceolata	2.0	3.0			1.0		
Centaurea cyanus	5.0	4.0	1.0	4.0			
Calluna vulgaris	3.0	4.0	1.0	2.0			
Aster-Type	1.0			1.0	1.0		
Fenestrate Compositae	25.0	34.0	17.0	6.0			
Filipendula ulmaria	2.0			3.0		0.5	1.0
Apiaceae	1.0	2.0		2.0			1.0
Typha latifolia					2.0	0.5	
Sphagnum-Type		6.0	2.0	1.0			2.0
Bryophyta-Type (sine Sphagnum)	34.0	100.0	38.0	28.0	64.0	70.0	16.0
Monolete Polypodiales	9.0	9.0	6.0	8.0	26.0	52.0	2.0
Pteridium aquilinum	2.0	1.0	2.0	2.0	2.0		
Lycopodium inundatum	16.0	41.0	30.0	6.0			1.0
Equisetum-Type	11.0	14.0	8.0	4.0	6.7	5.0	22.0
Radiococcus nimbatus-Type		1.0					3.0
Pediastrum sp.							2.0
Botryococcus braunii						1.0	1.0
Pollen+Spores/mm ³ sediment	4.0	4.9	14.2	342.6	435.2	1463.0	87.6
Pollen zones (FIRBAS 1949, KAISER et al. 2002)	Xb	Xb	Xb	Xb	VII/VIII	VI	IV
Chronozones (MANGERUD et al. 1974)	SA	SA	SA	SA*	AT/SB*	AT*	PB*

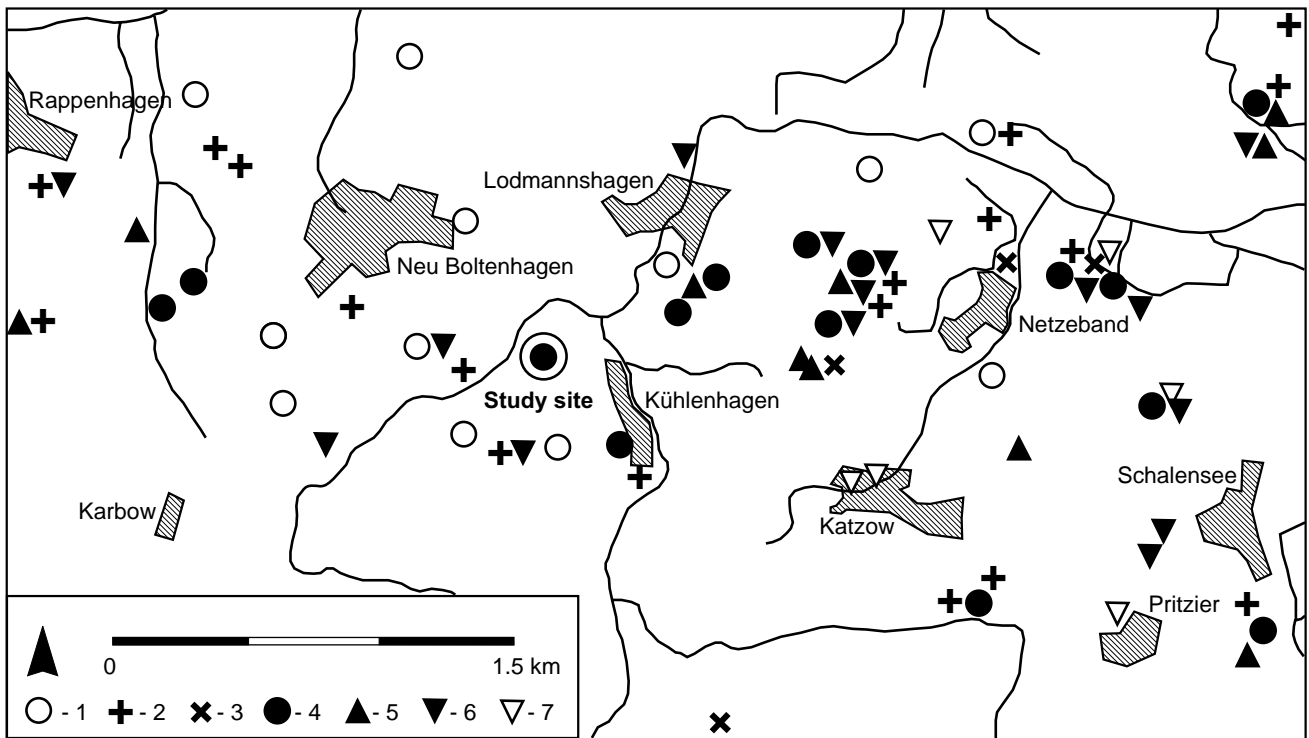


Fig. 3: Prehistorical finds and settlements around Kühlenhagen. 1 Pre-Neolithic undiff., 2 Neolithic, 3 Early Bronze Age, 4 Late Bronze Age, 5 Pre-Roman Iron Age, 6 Roman Empire, 7 Iron smelting.

Abb. 3: Prähistorische Funde und Siedlungen um Kühlenhagen. 1 vorneolithisch undiff., 2 Neolithikum, 3 frühe Bronzezeit, 4 späte Bronzezeit, 5 Vorrömische Eisenzeit, 6 Römische Kaiserzeit, 7 Eisenverhüttung.

water table resulting in sedimentation of lacustrine sediments within the depression. In the same stratigraphic position with an off-set of almost 2 m to the organic gyttja detected in core KH-1 and exposure KH-2 (C-D) a calcareous gyttja was identified during excavation. Thus, one can assume the intermediate existence of a small lake including alternating littoral sedimentation conditions on a small scale. In the shallow fringe wave effects of an open water body resulted in littoral sediment translocation, reflected by worked off lacustrine sands.

Another, c. 20 cm thick peat section above shows maximum LOI values of c. 60 % and consists of reed rhizoms in growing position within a black amorphous matrix. While an AMS sample provides a radiocarbon age of 9153 ± 62 yr BP (Preboreal), the pollen content reveals a forest composition of the Early Atlantic (Tab. 2, 174 cm depth), displayed by a dominant amount of *Pinus*, *Alnus* and *Tilia*. A second pollen sample at 164 cm depth holds a higher proportion of NAP, while the arboreal pollen portion is dominated by *Pinus*, *Betula*, *Quercus* and *Alnus*. Thus we assign this section to the Late Atlantic/Subboreal transition (Tab. 2).

The colluvium M1 (c. 1.50–1.30 m depth) consists predominantly of silt and in the range of the transition to the peat above of sand. Subordinated fine gravel and redeposited plant material (reeds) are included.

The overlying peat is partly mineralised at its base, but it is rich in wood remains and notable stones, gravel and sand in equal stratigraphic position. At c. 1.10 m depth there are single stray sands and several findings of municipal waste. Seventeen bones from sheep and goat and fragments of an elk have been recovered. A radiocarbon age of 2869 ± 42 yr BP dates the peat formation to the Subboreal. This age is proven by the archaeological context, which dates settle-

ment activity at the surrounding and artefacts within the peat to the Late Bronze Age.

The colluvium M2 is characterised by redeposited plant material, sand and fine sediment fraction (clay, silt), while within exposure KH-2 (C-D) fine and medium sand and also gravel could be detected. This indicates a gradual reduction of grain size from the catchment towards basin centre, possibly due to a lowering of transport capacity during run-off (AUERSWALD 1998).

The buried mineral horizon with high organic matter content reflects subsequent intermittent surface stability during wet conditions within the depression, emphasised by rather decomposed macrofossil remains of sedges. A radiocarbon age of 1699 ± 41 yr BP reveals an approximate time mark of layer formation.

Colluvial layer M3 is separated from colluvium M4 by a soil surface horizon (A_{hb}, IUSS WORKING GROUP WRB 2006). The pollen sample at 73 cm depth contains high values of NAP and cereals including *Secale*. While cereals diminish between 67–73 cm depth, weeds increase.

The buried soil surface horizon is related to the Younger Subatlantic (Middle Ages, Tab. 2). Both colluvial units show a grain size distribution dominated by fine and medium sands. The ploughed horizon at the surface (A_p, IUSS WORKING GROUP WRB 2006) reflects current agricultural use at the investigation site.

5 Discussion

The investigated depression can be classified as a glaciogenic kettle-hole due to the record of a basal peat of Early Holocene age, which covers the glacial parent material (till) after meltout processes of stagnant ice during the

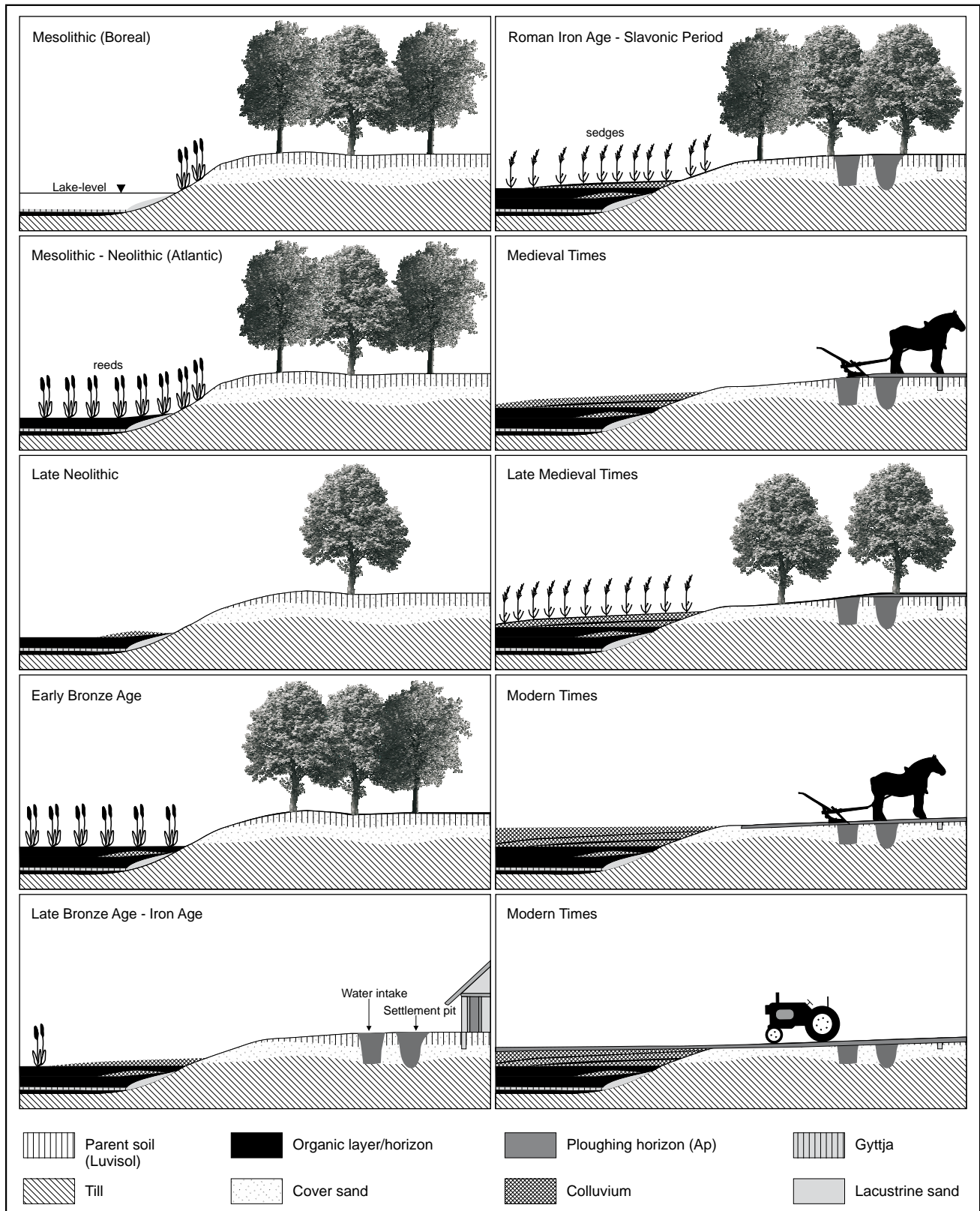


Fig. 4: Idealised model of Holocene landscape development and human impact at Kühlenhagen.

Abb. 4: Idealisiertes Modell zu holozäner Landschaftsentwicklung und menschlichem Einfluss bei Kühlenhagen.

Late Glacial period of the Weichselian glaciation (KLAFS, JESCHKE & SCHMIDT 1973). The change from peat to gyttja points to the existence of an open intermediate and shallow lake (Fig. 4). An increase in the ground water and thus increased water filling into the small closed depression can be concluded for the Boreal. Palaeohydrological studies at various lakes in NE-Germany show similar trends of ris-

ing lake-levels from the Boreal to the Mid-Atlantic (KAISER et al. 2003; LORENZ 2007; KÜSTER 2009; LAMPE et al. 2009). The mineral sand peak (medium and coarse sand) at the gyttja-peat transition and the onset of peat formation itself reflect a shore displacement towards the lake basin due to a drop in lake-level and following aggradation (DIGERFELDT 1986; HARRISON & DIGERFELDT 1993). The pollen values

from the aggradational peat allow this to be clearly distinguished from the Boreal and put it in the Early Atlantic Period. Based on the palynological data, the obtained ^{14}C -age (Erl-13815) from the peat can be regarded as too old possibly due to allochthonous input of older organic material and minerogenic matter during mean erosional processes. Slope erosion during the Early to Mid-Holocene is documented from various sites in Germany, summarised by DREIBRODT et al. (2010).

The accumulation of colluvium M1 shows a first prominent phase of anthropogenic influence in the study area. As a prerequisite for erosional input to the basin, forest clearing resulting in a partly exposed surface in the kettle-hole surroundings must be assumed. The peat above is AMS-dated to the Late Subboreal. This age is proven by findings within the peat at the same depth and the archaeological context of the reconstructed settlement close to the kettle-hole, set to the Late Bronze Age/Early Iron Age. The installation of the water intake close to the depression reflects the importance of water withdrawal for settlement activities during the aggradation process. Because of reconstructed rates of peat growing from regional sites from the Mid-Atlantic to the Subboreal of 0.1 mm/a (KLOSS 1987) and about 0.3 mm/a during the Subboreal (LAMPE et al. 2009) and taking the palynological and radiocarbon datings into account, giving a maximum and minimum age of underlying and overlying peat, the accumulation of the colluvium M1 can be adopted for the Mid-Subboreal, the Late Neolithic Period in this region (ENDTMANN 2004). This period is proven within the study area by many single finds, while at least two places close to Kühlenhagen site can be indicated as small settlements (RUCHHÖFT 2009, Fig. 3). Therefore a geomorphic response on Neolithic human impact is assumed, however evidence of colluvial sediments of this period have not been discovered for the area of Vorpommern, exceptionally demonstrated by KAISER, ENDTMANN & JANKE (2000) in a similar morphological situation in the south of the Darß-Zingst peninsula (southern Baltic coast). The human impact during the Neolithic is more significantly recorded in regional pollen sequences, reflecting secondary succession cycles on small previously agricultural fields (KALIS, MERKT & WUNDERLICH 2003).

After accumulation of colluvium M2 an interim postsedimentary phase of surface stability occurred reflected by the formation of a soil horizon of high organic content within the colluvial parent material under increased groundwater influence at least during the Roman Iron Age. The extracted ^{14}C -age, Erl-13813, gives a minimum age of organic layer formation (LÜDERS 1961; LESSMANN-SCHOCH, KAHRER & BRÜMMER 1991). Therefore a sedimentation period of the colluvium M2 between the Late Bronze Age and the Roman Iron Age can be traced.

Many settlements from the Younger Bronze Age up to the Roman Iron Age were discovered around Kühlenhagen in the last years. Some hundred meters in the south of the investigated depression a Germanic settlement with cemetery from the Late Roman Iron Age was detected (REINEKE 1988; RAUCHFUSS & SCHMIDT 2004). Thus settlement activities from the Younger Bronze Age up to Late Roman Iron Age might be seen as a continual process, indicating that human activities at Kühlenhagen during this period were significant in prehistorical times, resulting in soil erosion processes.

The deposition of both colluvial sediment units on top leads to the final filling of the edge of the kettle-hole. The palynological data of the buried surface horizon indicate an approximate time frame from the Late Medieval to the Early Modern Era giving a maximum age of the colluvium M3, which thus comprises the Slavonic Period up to the German Medieval. Based on a few regional Slavonic findings, the mineral sediment influx is rather explained by soil erosion due to deforestation for areas of settlements and agricultural use during the Eastern Colonisation of the 13th century AD. This is also recorded sedimentologically in adjacent areas in formation of aeolian drift sands (JANKE 1971).

The pollen samples from the buried Ahb horizon give evidence of intense human impact close to the kettle-hole due to forest clearing and subsequent extensive agricultural use. During the Modern Era up to the recent past, soil erosion leads to the final filling of the outer part of the depression up to the present level. Based on numerous colluvial records in adjacent till plains, this period appears to be the dominant historical erosion phase throughout Vorpommern (HELBIG et al. 2002).

6 Conclusions

This study represents qualitative data of the Holocene landscape development in Vorpommern. Thereby geoarchaeological investigations at a glacial kettle-hole give sedimentary evidence of prehistorical and historical phases of soil erosion, reflecting human impact and geomorphological response at a till plain. The first sedimentological fingerprint of human impact at Kühlenhagen is reflected by colluvial sediments dated to the Late Neolithic. However, regional land use intensities were relatively low. An almost continuous settlement process within the investigation area occurred from the Late Bronze Age up to the Late Roman Iron Age. Land use and settlement activities at the transition from the Late Bronze Age to the Early Iron Age led to soil erosion. Taking the density of settlement finds into consideration one can assume that human impact during this prehistorical period was significant. After following moderate to low human influences up to the Slavonic Period, deforestation during the Eastern Colonisation in the 13th century stripped the surface bare initialising a third phase of soil erosion ending in the Late Middle Ages, where an interim phase of surface stability could be reconstructed. Agriculture related soil erosion during the Modern Era led to a final silting of the kettle-hole.

Acknowledgements

We would like to thank Michael Naumann (Hannover) for his support during field work and Christina Hierath (Angermünde) for proofreading English. Finally we are grateful to two reviewers who gave us critical remarks and helpful advice for our manuscript.

References

- AMELANG, K., JANKE, W. & KLIEWE, H. (1983): Formenveränderungen und Substratumlagerungen an Grenzsäumen zwischen Naturraumeinheiten des Küstengebietes. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 32, 1/2: 81–92.

- AUERSWALD, K. (1998): Bodenerosion durch Wasser. – In: RICHTER, G. (ed.): Bodenerosion. Analyse und Bilanz eines Umweltproblems: 33–42; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – 542 S.; München (Pfeil).
- BORK, H.-R. (2006): Landschaften der Erde unter dem Einfluss des Menschen. – 207 S.; Darmstadt (Primus Verlag).
- BORK, H.-R. (1983): Die holozäne Relief- und Bodenentwicklung in Lössgebieten. – In: BORK, H.-R. & RICKEN, W. (eds.): Bodenerosion, holozäne und pleistozäne Bodenentwicklung: Soil erosion, Holocene and Pleistocene soil development: 1–93. Catena Supplement 3; Cremlingen.
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PRIOR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa. – 328 S.; Gotha (Klett-Perthes).
- DIGERFELDT, G. (1986): Studies on past lake-level fluctuations. – In: BERGLUND, B.E. (ed.): Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology: 127–143; Chichester.
- DOTTERWEICH, M. (2005): High-resolution reconstruction of a 1300 year old gully system in northern Bavaria, Germany: a basis for modelling long-term human-induced landscape evolution. – The Holocene, 15, 7: 994–1005.
- DOTTERWEICH, M. (2008): The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment – A review. – Geomorphology, 101: 192–208.
- DREIBRODT, S., LUBOS, C., TERHORST, B., DAMM, B. & BORK, H.-R. (2010): Historical soil erosion by water in Germany: Scales and archives, chronology, research perspectives. – Quaternary International, 222: 80–95.
- ENDTMANN, E. (2004): Die spätglaziale und holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte des östlichen Mecklenburg-Vorpommerns – Eine paläoökologische Studie. – Ph.D.-Thesis, University of Greifswald.
- FIRBAS, F. (1949): Die spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Bd. 1 Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S.; Jena (Fischer).
- GLA – Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern (1996): Übersichtskarte Quartär 1:200.000, Blatt Stralsund, Schwerin.
- HARRISON, S. P. & DIGERFELDT, G. (1993): European lakes as palaeohydrological and palaeoclimatic indicators. – Quaternary Science Reviews, 12: 233–248.
- HELBIG, H. (1999): Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 143, 5/6: 373–386.
- HELBIG, H., de KLERK, P., KÜHN, P. & KWASNIOWSKI, J. (2002): Colluvial sequences on till plains in Vorpommern (NE-Germany). – Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd., 128: 81–100.
- HORST, F. (1963): Ausgrabungen auf dem früheisenzeitlichen Burgwall von Kamminke (Usedom), Kr. Wolgast, im Jahre 1962. – Ausgrabungen und Funde, 8: 186–191.
- IUSS WORKING GROUP WRB (2006): World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. FAO, Rome.
- JANKE, W. & JANKE, W. (1970): Zur Entstehung und Verbreitung der Kleingewässer im nordmecklenburgischen Grundmoränenbereich. – Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung, 10: 3–18.
- JANKE, W. (1971): Beitrag zu Entstehung und Alter der Dünen der Lubminer Heide sowie der Peenemünde-Zinnowitzer Seesandebene. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 20, 1/2: 39–54.
- JANKE, W. (1983): Natürliche Ausstattung, Nutzung und jüngere Landschaftsveränderungen im unteren Peenetal bei Anklam. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 32, 1/2: 57–69.
- KAISER, K. & JANKE, W. (1998): Bodenkundlich-geomorphologische und paläobotanische Untersuchungen im Ryckbecken bei Greifswald. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, 45: 69–102.
- KAISER, K., BOGEN, C., CZAKÓ-PAP, S. & JANKE, W. (2003): Zur Geoarchäologie des mesolithisch-neolithischen Fundplatzes Rothenklempenow am Latzensee in der Ueckermänder Heide (Vorpommern). Greifswalder Geographische Arbeiten, 29: 27–68.
- KAISER, K., ENDTMANN, E. & JANKE, W. (2000): Befunde zur Relief-, Vegetations- und Nutzungsgeschichte in Ackersöllen bei Barth, Lkr. Nordvorpommern. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, 47: 151–180.
- 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.
- KALIS, A.-J., MERKT, J. & WUNDERLICH, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. – Quaternary Science Reviews, 22: 33–79.
- KLAFS, G., JESCHKE, L. & SCHMIDT, H. (1973): Genese und Systematik wasserführender Ackerhohlformen in den Nordbezirken der DDR. – Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung, 13: 287–302.
- KLIEWE, H. (2004): Weichsel-Spätglazial. – In: KATZUNG, G. (ed.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 242–251; Stuttgart (Schweizerbart).
- KLOSS, K. (1987): Zur Genese von Niederungsmooren. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 36, 1/2: 52–54.
- KÜSTER, M. (2009): Holozäne Bodenerosion und Paläohydrologie im Sander des Pommerschen Stadiums bei Blankenförde (Mecklenburg-Strelitz). – Diploma-thesis. University of Greifswald.
- LAMPE, R., LORENZ, S., JANKE, W., MEYER, H., KÜSTER, M., HÜBENER, T. & SCHWARZ, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. Umweltgeschichtlich orientierte Bohrungen 2004–2006 zur Rekonstruktion der nacheiszeitlichen Entwicklung. – In: NATIONALPARKAMT MÜRITZ (ed.): Forschung und Monitoring, vol. 2; Greifswald (Geozon).
- LAMPE, W. (1981): Zur endbronzezeitlichen Besiedlung der Insel Usedom. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg, Jahrbuch 1981: 84–114.
- LAMPE, W. (1989): Jungbronzezeitliche Fundkomplexe mit Kleinbronzen. – Ausgrabungen und Funde, 34: 119–129.
- LESSMANN-SCHOCH, U., KAHRER, R. & BRÜMMER, G.W. (1991): Pollenanalytische und ¹⁴C-Untersuchungen zur Datierung der Kolluvienbildung in einer lößbedeckten Mittelgebirgslandschaft (Nördlicher Siebengebirgsrand). – Eiszeitalter und Gegenwart, 41: 16–25.
- LORENZ, S. (2007): Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. – Ph.D.-Thesis, University of Greifswald.
- LÜDERS, R. (1961): Altersbestimmung an einem doppelten Podsolprofil aus dem Emsland. – Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 94: 47–53.
- 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.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg. – Regensburger Geographische Schriften 31.
- RAUCHFUß, B. & SCHMIDT, J.-P. (2004): Neue Gräber der jüngeren vorrömischen Eisenzeit aus Netzband, Lkr. Ostvorpommern. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, 52: 295–321.
- REINECKE, A. (1988): Studien zur vorrömischen Eisenzeit im Umland der südlichen Ostsee. Forschungsstand – Chronologie – Kulturhistorische Beziehungen. – Ethnographisch-Archäologische Zeitschrift, 21: 129–146.
- REIß, S., DREIBRODT, S., LUBOS, C.C.M. & BORK, H.-R. (2009): Land-use and historical soil erosion at Albersdorf (northern Germany) – Ceased agricultural land use after the pre-historical period. – Catena, 77: 107–118.
- RUCHHÖFT, F. (2009): Archäologische Ausgrabungen im Verlauf der Ostseepipelineanschlussleitung (OPAL) in Mecklenburg-Vorpommern. – unveröff. Grabungsbericht zur Hauptuntersuchung in Kühlhagen, Lkr. Ostvorpommern, Fpl. 7 (OPAL-Nr. 18). Landesamt für Kultur und Denkmalpflege, Abt. Archäologie und Denkmalpflege. Schwerin.
- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., VON BÜLOW, W., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1996): Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. (ed.): Das Quartär Deutschlands: 95–115; Berlin, Stuttgart (Borntreger).
- SCHMIDT, J.-P. (2006): Die jungbronzezeitliche Siedlung von Gützkow, Lkr. Ostvorpommern – Ein Beitrag zu bronzezeitlichen Hausbefunden aus Mecklenburg-Vorpommern. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, 54: 11–52.
- SCHOKNECHT, U. (1978): Jungbronzezeitliche und ältereisenzeitliche Siedlungsgruben bei Waren/Müritz. – Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern. Jahrbuch 1978: 115–132.
- STARKE, L. (2005): Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in Central Europe. – Studia Quaternaria, 22: 27–33.
- STUIVER, M., REIMER, P. J. & REIMER, R. W. (2005). CALIB 5.0.1 [WWW program and documentation].
- SZCZESIAK, R. (1999): Eine bemerkenswerte frühbronzezeitliche Siedlung bei Neuenkirchen, Landkreis Mecklenburg-Strelitz. – In: BUDESHEIM, W. & KEILING, H. (eds.): Zur Bronzezeit in Norddeutschland: 107–122. Beiträge für Wissenschaft und Kultur, 3; Freie Lauenburgische Akademie für Wissenschaft und Kultur; Neumünster.
- WILKINSON, K.N. (2003): Colluvial deposits in dry valleys of southern England as proxy indicators of palaeoenvironmental and land-use change. – Geoarchaeology, 18: 725–755.
- ZOLITSCHKA, B., BEHRE, K.-E. & SCHNEIDER, J. (2003): Human and climate impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives – examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. – Quaternary Science Reviews, 22: 81–100.

Zwei markante Stauchmoränen: Peski/Belorusland und Jasmund, Ostseeinsel Rügen/Nordostdeutschland - Gemeinsame Merkmale und Unterschiede

Alfred O. Ludwig

Abstract:

Structure, architecture and formation of the push moraine near Peski (Belorussia) are described and compared with those of the push moraine on the Jasmund peninsula (Germany, Rügen Island). It is common to both push moraines, that the Upper Cretaceous and Pleistocene sediments – at Peski Tertiary sands additional – are glacially folded and faulted (imbricate structures). The ice rafted folds and slabs in both push moraines resemble to a great extent, while the architectures are fundamentally different. Near Peski an arch-shaped zone of ice pushed ridges had developed at the front of an extensive lobe of the inland ice, but in the Jasmund peninsula region an elevated area must have split the ice stream following the Baltic sea depression into two parts which initially had flown around the elevation and the first pushed ridges. Therefore the glacial compression at Jasmund has started from the flanks of two ice tongues. The interpretation as an acute notched push moraine („Kerbstauchmoräne“) is compared with the idea of a firstly loop-shaped installed zone of ice pushed ridges, which have been reshaped by the ice later on. Furthermore the geological position of both push moraines is discussed in relation to the fault structures below the Quaternary cover as well as to the tectonic reactivations of these faults up to the Pleistocene period.

The glacial deformation near Peski is ascribed to the Sosch-(Warthe-)ice advance, but the formation of the Jasmund push moraine is classified as a Weichselian event (post Brandenburg phase). Characteristic of both events is that they followed a glacial climax after the maximum ice sheet propagation. Obviously these declining climatic periods had provided exceptional soil physical conditions for the ice effects on the underground.

[Two striking push moraines: Peski/Belorusland and Jasmund/Rügen Island, NE Germany – common features and differences]

Kurzfassung:

Strukturen, Architektur und Genese der Stauchmoräne Peski/ Belorusland werden beschrieben und mit der Stauchmoräne Jasmund/Rügen verglichen. In beiden Stauchmoränen sind Oberkreide- und Pleistozänfolgen, bei Peski zusätzlich tertiäre Sande, glazial gefaltet und verschuppt worden. Die Falten und Schuppen gleichen sich in beiden Stauchzonen in den Formen und Ausmaßen weitgehend. In ihrer Architektur unterscheiden sich beide Großstrukturen jedoch prinzipiell voneinander: Bei Peski ist eine bogenförmige Stauchzone an der Stirn eines ausgedehnten Eislobus entstanden; auf Jasmund ist der Eisstrom, der der Ostseesenke gefolgt war, durch ein höher liegendes Areal zweigeteilt worden und hat dieses samt den ersten Stauchwällen zunächst umflossen. Hier ist die Stauchung von den Flanken zweier Eiszungen ausgegangen. Der Interpretation als einer spitzwinkligen Kerbstauchung wird die Vorstellung einer in der Anlage schlingenförmig gerafften Stauchung gegenübergestellt, die später vom Eis überprägt worden ist. Die Lagebeziehungen beider Stauchmoränen zu den Bruchstrukturen im präquartären Untergrund der Region und zu deren neotektonischen Mobilität werden diskutiert.

Die glaziale Stauchung bei Peski wird dem Sosch-(Warthe-)eis zugeschrieben, die auf Jasmund der Weichselvereisung. Beide Stauchungen sind nach dem Höhepunkt einer Vereisung, nach der maximalen Eisausbreitung, erfolgt. Diese rückläufigen Kälteperioden boten besonders günstige Voraussetzungen für Einwirkungen des Inlandeises auf den Untergrund.

Keywords:

push moraine, structural elements, formation, Pleistocene, Belorussia, NE Germany

Address of author:

A.O. Ludwig, Auf dem Kiewitt 12/79, D-14471, Potsdam.

1 Einleitung

In die Stauchmoräne bei Peski im Westen Beloruslands sind Oberkreideschichten in die glaziale Deformation einbezogen, ähnlich wie in der Stauchmoräne Jasmund/ Insel Rügen. Der Vergleich beider Stauchmoränen soll die gemeinsamen Merkmale und Unterschiede aufzeigen und glazialgeologisch auswerten. Prof. Dr. E. A. Levkov†, Institut für Geologische Wissenschaften der Akademie der Wissenschaften Beloruslands in Minsk, hat den Bau der Stauchmoräne Peski mit ihren umfangreichen Lagerstätten an Oberkreidekalk (in Schreibkreidefazies mit Flint) in jahrelanger Erkundungsarbeit für die Zementindustrie weitgehend geklärt (LEVKOV 1980 und mündliche Mitteilung 1996 vor Ort). Der folgende Überblick basiert auf den Ergebnissen von Levkov.

2 Die Stauchmoräne bei Peski, Gebiet Grodno, Westbelorusland

2.1 Allgemeines und Architektur der Stauchmoräne Peski

Die Stauchmoräne liegt in Luftlinie ca. 700 km von Jasmund entfernt und ca. einen Breitengrad südlicher (Abb. 1, 2). Ihre flachen, parallelen Hügelketten erheben sich um 15–20 m über das nach SE flach ansteigende und sie umgebende Tiefland (ähnliche Stauchmoränen Beloruslands erheben sich auch nur um 20–30 m über ihre Umgebung). Die Hügelketten bilden einen ca. 25 km langen Stauchmoränenbogen, der dem Sosch-(Warthe-)Eisvorstoß zugeschrieben wird und von diesem noch überfahren worden ist. Die Einzelstrukturen werden von der Sosch-Moräne (u.a. flow



Abb. 1: Lage der Stauchmoränen Peski und Jasmund.

Fig. 1: Locations of Peski and Jasmund push moraines.

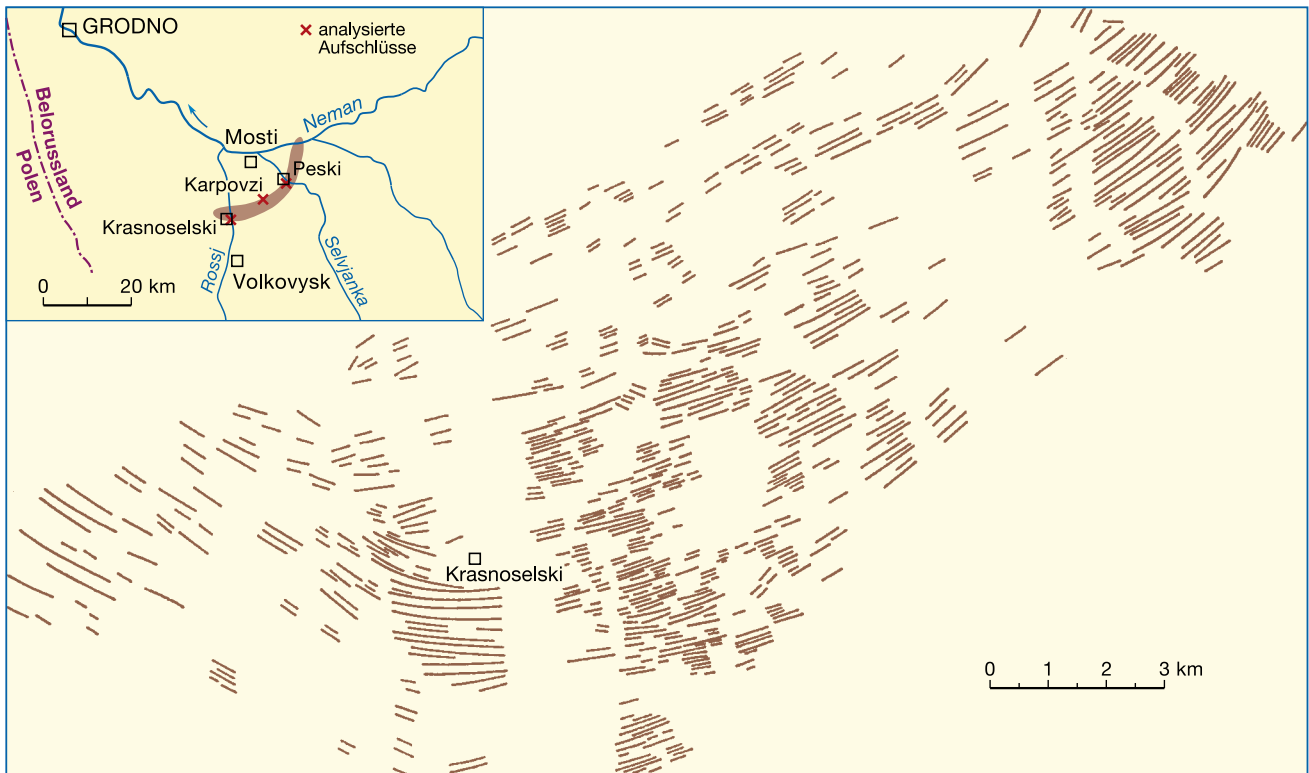


Abb. 2: Grundriss des Falten- und Schuppenbaus der Stauchmoräne Peski, Rayon Grodno (nach LEVKOV 1980); links oben Lage der behandelten Aufschlüsse. Dargestellter Stauchmoränenbogen ca. 25 km.

Fig. 2: Folds and imbricate structures of the push moraine Peski in plan, Grodno region (from LEVKOV 1980); inset: locations of the studied exposures of the Peski push moraine. Outlined ice pushed lobe about 25 km.

till) und fluvioglazialen Sedimenten diskordant überdeckt. Der Außenrand des Sosch-Eises lag ca. 80 km südlich bis südwestlich der Stauchmoräne. Diese ist an einigen Stellen in bis zu 4 km langen und bis 40 m tiefen Gruben für die Kreidegewinnung (Zementindustrie) gut aufgeschlossen. Die Gruben folgen dem Streichen der Stauchungsstrukturen (Abb. 2).

Von der Stauchung betroffen ist eine Schichtfolge von Oberkreide des Campan mit Lagen von Flintknollen, von Sanden des Obereozän, sandig-tonigen Sedimenten des

Neogen (Miozän?) und Ablagerungen des Pleistozän (Abb. 3). Fossilführende Sedimente interstadialer und interglazialer Perioden sind nicht beobachtet worden.

2.2 Innerer Bau (Strukturelemente) und Genese der Stauchmoräne Peski

In dem 3–5 km, maximal 8 km breiten Stauchungsbogen folgen bis zu 20 größere Falten- und Schuppenstrukturen quer zum Streichen aufeinander (anderenorts in Belarusland bis

Peski /Belorussland

Jasmund /Ostseeinsel Rügen /BRD

Präpleistozän nach LEVKOV 1980, Pleistozän: Aufnahme A. O. LUDWIG im Aufschluss Karpovzi, 1986, 1996, siehe Abb. 8a

nach A. O. LUDWIG 2006, Abb. 2, vereinfacht

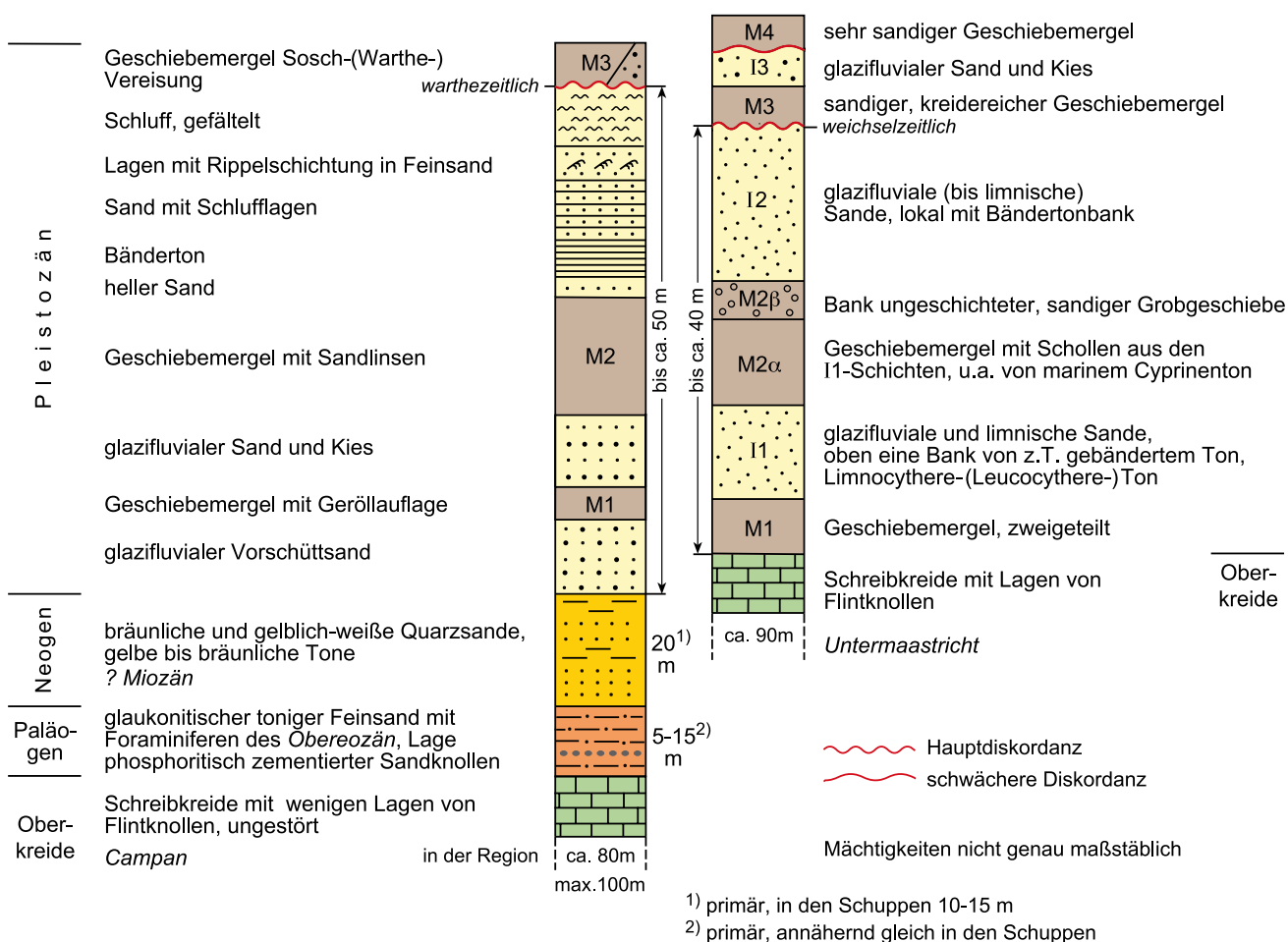


Abb. 3: Die stratigraphischen Normalprofile der glazigen gestörten Schichtfolgen bei Peski / Belorussia und auf der Halbinsel Jasmund / Rügen.
Fig. 3: The stratigraphic sequences, glacially dislocated near Peski / Belorussia and on Jasmund peninsula / Rügen.

zu 22, in der Ukraine bis zu 35, mündliche Mitteilung von Levkov). Das abgescherte und gefaltete beziehungsweise verschuppte Schichtpaket ist etwa auf die Hälfte seiner ursprünglichen Länge verkürzt worden. Für die Stauchmoräne Muskauer Faltenbogen (s. unten) gibt KUPETZ (1997) nach Rückrotation der Schuppen ebenfalls ca. 50% Verkürzung an. Als Strukturelemente kommen vor: stehende isoklinale Falten, Schleppfalten, Kofferfalten, Faltenüberschiebungen bis zu dachziegelartig gelagerten Schuppenstrukturen. Stellenweise, vor allem im Bereich von glazigenen Querstörungen (s. u.), treten wesentlich kompliziertere, schwer zu erfassende und zu deutende Strukturformen auf. Injektivfalten waren in der Stauchmoräne Peski nicht aufgeschlossen. Anderenorts sind in Belorussia Injektivfalten mit Amplituden von 50 bis zu 90 m beobachtet worden (mdl. Mitt. Levkov).

Die Vergenz der Falten- und Schuppenstrukturen ist vom Eis weggewandt, selten umgekehrt. Die Neigung der Schuppen steigert sich in der Regel von 30°-40° auf der Außenseite des Stauchungsgürtels bis auf 90° auf der Innenseite, mit Einfallen in nordwestliche Richtungen, dem Eis zugewandt. Dementsprechend ändert sich die Ausstrichbreite im Kartenbild von 80-100 m innen auf 200-230 m außen. In

der Regel befinden sich die Schichten auf dem Hangendflügel der Strukturen in ihrem ursprünglichen Verband. Das abgescherte und gestauchte Schichtpaket ist bis zu 80 m, bisweilen 160 m über seine ursprüngliche Lage gehoben worden (Abb. 4 u. 5).

Als bemerkenswert erscheint es, dass unter der Basis des obereozänen Sandes auf der Kreide ungeachtet der beträchtlichen Lücke (Maastricht bis einschließlich Mitteleozän fehlen) weder eine Bodenbildung noch eine Anreicherung von Flintknollen noch Verkarstungserscheinungen noch sonstige Merkmale einer Sedimentationsunterbrechung zu beobachten waren. Die in der Kreide heute sichtbaren bis 4,5 m langen Karströhren (Geologische Orgeln) stehen ähnlich wie auf Jasmund vertikal in der Kreide, unabhängig von deren Lagerung (Abb. 6a, b). Sie sind durch die Stauchung nicht verstellt worden sondern erst nach der Stauchung unter der dünnen diskordanten Pleistozänauflage entstanden.

2.3 Aufschlussbeispiele

Einige Aufschlussbilder sollen helfen, die Darstellung zu veranschaulichen: In einer Kreidegrube bei Krasnoselski

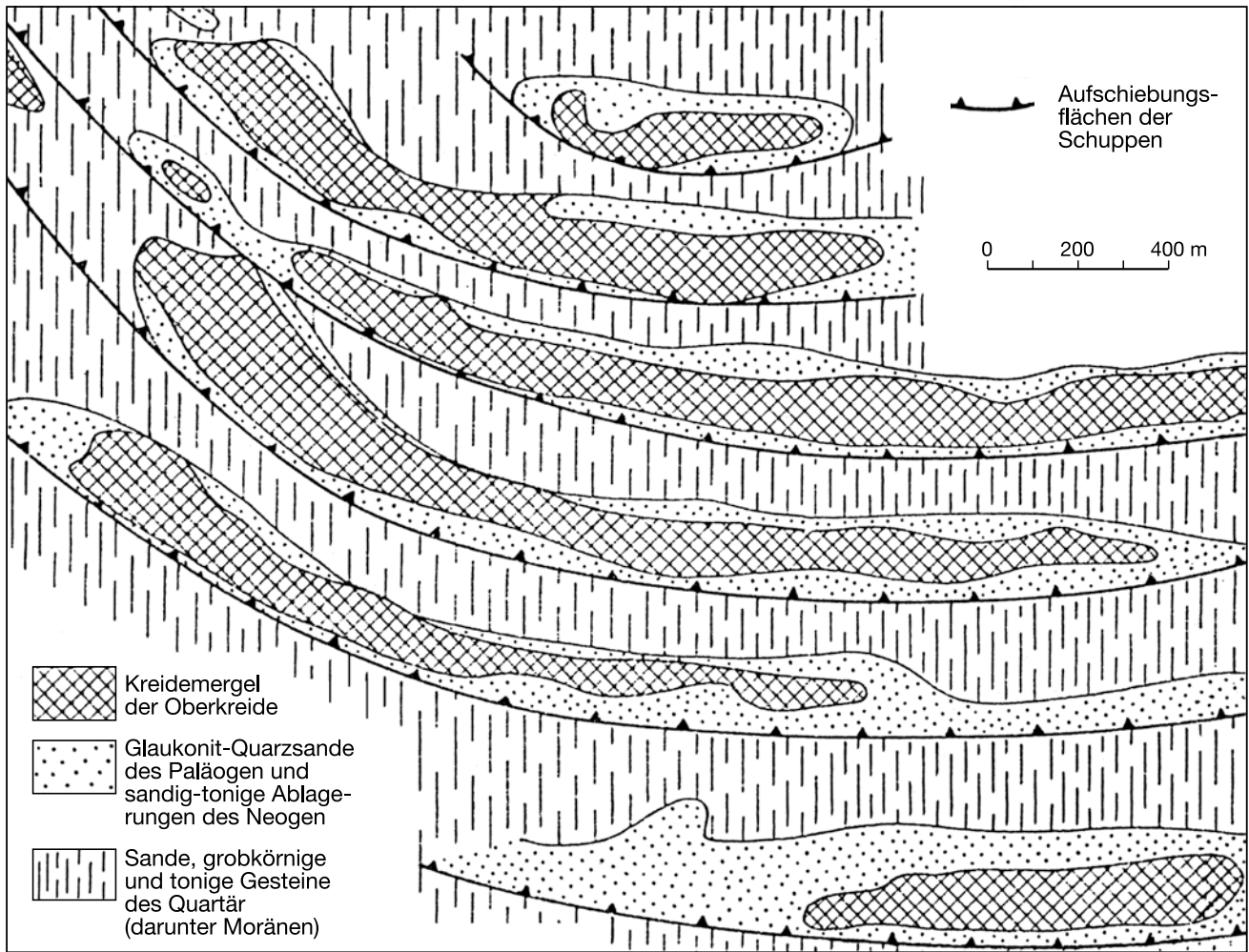


Abb. 4: Geologisches Kartenbild bei Krasnoselski, Südtteil der Stauchmoräne Peski, ohne diskordant auflagerndes Pleistozän (aus LEVKOV 1980).

Fig. 4: Geological map, area near Krasnoselski, southern part of the Peski push moraine, without discordant Pleistocene beds (from LEVKOV 1980).

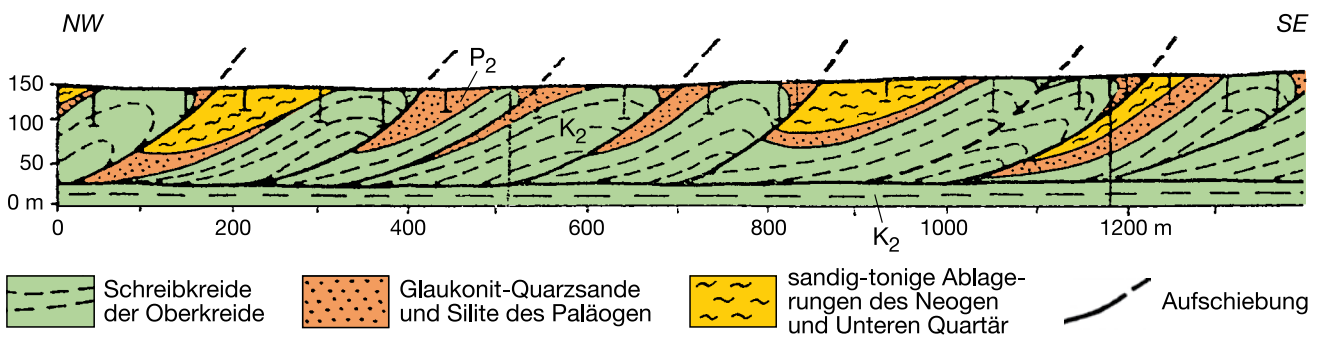


Abb. 5: Geologischer Schuppenbau (Querprofil) der Stauchmoräne Peski (aus LEVKOV 1980).

Fig. 5: Geological structure (transverse section) of the Peski push moraine (from LEVKOV 1980).

(Abb. 2) ist eine breite Kofferfalte angeschnitten. Im Zwickel vor ihrer Stirn zur im Süden folgenden Struktur sind Sande des Paläogen und Neogen fächerförmig steil eingequetscht, mehr oder weniger parallel zu den abtauchenden Flintbändern in der Kreide (Abb. 6a, b). Auf der flacher einfallenden Nordseite ist nur das Paläogen noch über der Kreide angeschnitten. Der diskordante Geschiebemergel ist technisch abgeräumt.

Die südliche Grube bei Karpovzi (Abb. 2) lieferte ein Beispiel für kompliziertere glazigene Deformationen: die Ein-

spießung eines Kreidekeils in die hangenden Obereozän-sande auf dem Hangendflügel einer Kreideschuppe (Abb. 7). Außerdem durchziehen stellenweise Schnüre dieser Sande die Kreide, und in einer gelbgrauen Schmierzone haben sich die Kreide und die Obereozän-sande miteinander vermischt. Schwieriger ist die Deutung der Lagerungsformen zwischen den Kreideschuppen im Detail, da die Kontaktzonen zwischen diesen, für die Kreidegewinnung weniger interessant, in der Regel nicht aufgeschlossen werden. So war es ein Glücksfall, 1986 beim Ort Karpovzi (Abb. 2) ei-

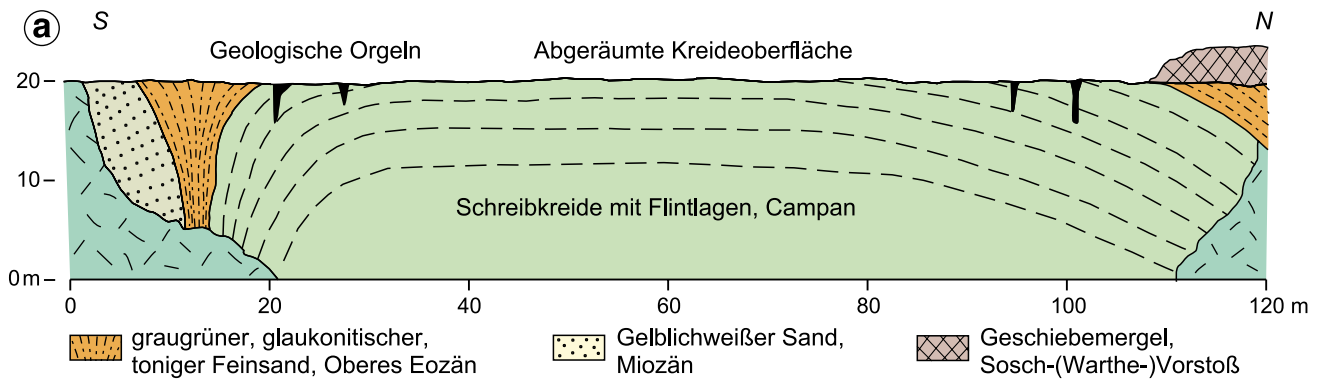


Abb. 6a: Kofferfalte, Kreidegrube bei Krasnoselski (Aufnahme: A. O. LUDWIG 1986).

Abb. 6b: Steil gestellte paläogene und neogene (hell) Sande vor der Stirn der Kofferfalte der Abb. 6a, Kreidegrube bei Krasnoselski (Foto: A. O. LUDWIG 1986).

Fig. 6a: Coffey fold, chalk pit near Krasnoselski (sketched: A. O. LUDWIG 1986).

Fig. 6b: Steeply set up Paleogene and Neogene (light) sand beds in front of the coffer fold presented in fig. 6a, chalk pit near Krasnoselski (photo: A. O. LUDWIG 1986).

nen frischen Anschnitt quer zum Streichen zwischen zwei Falten-(Schuppen-)strukturen dokumentieren zu können (Abb. 8 a, b). Das seltene Profil gibt Einblick in den Deformationsmechanismus, der sonst weitgehend aus Bohrprofilen abgeleitet werden musste.

Das Querprofil zeigt im Norden und Süden steil aufgerichtete Schichten (Oberkreide bis erster Geschiebemergel der Pleistozänfolge) und in der Mitte Muldenstellung der höheren Glieder des Pleistozäns. Südlich des Muldenzentrums hatte sich eine Mobilzone entwickelt in der Schichten unterdrückt beziehungsweise in ihrer Mächtigkeit reduziert worden sind. Das trifft zu auf den fluvioglazialen Sand zwischen den Geschiebemergeln I und II, den Geschiebemergel II und den Sand mit Schlufflagen zwischen Meter 50 und 60. In der Mobilzone sind die Schichten stark verpresst und mehr oder weniger vermischt worden, vor allem der

Bänderton und Teile des hangenden Sandes mit Schlufflagen, die bei der Deformation als Schmiermittel gewirkt haben. Anscheinend sind auch Anteile vom Geschiebemergel II darin enthalten. Die starke Kompression im Inneren der Mulde hat diese leicht beweglichen Sedimente auf dem Südflügel vor allem nach oben ausgequetscht, während andere Schichten und Schichtteile in der Tiefe verblieben sind. Offen bleibt, ob diese Quetschzone nur auf den jüngeren Teil der Pleistozänfolge, der sich eng an das Muldenzentrum anschließt, beschränkt ist – ähnliche Deformationsbilder sind aus Norddeutschland bekannt – oder, ob die mobile Zone Teil einer tiefergreifenden eistektonischen Störzone im Kontaktbereich zwischen zwei Falten oder Schuppen ist. Der in anderen Aufschlüssen der Stauchmoräne Peski beobachtete diskordante Geschiebemergel des Sosch-Eisvorstoßes fehlt hier. Nur grobe glazifluviale Sedi-



Abb. 7: Komplizierte glazigene Deformation von Kreide-Paläogen-Schichten in einer Kreidegrube bei Karpovzi (Foto: A. O. LUDWIG 1986).

Fig. 7: More complicated glacial deformation of chalk and Paleogene beds in a chalk pit near Karpovzi (photo: A. O. LUDWIG 1986).

mente schließen in erosiv diskordanter Auflage das Profil zum Hangenden hin ab. Das stauchende Eis hat keine lückenlose Geschiebemergeldecke hinterlassen.

2.4 Architektur und Genese der Stauchmoräne Peski

Die Architektur der Stauchmoräne ist sehr regelmäßig, geradezu lehrbuchmäßig gestaltet. Es liegt ein Dehnungsbogen vor, gebildet an der Stirn eines großen Gletscherlobus (Abb. 2 u. 9). Im Landschaftsbild hebt sich der Stauchmoränenbogen noch durch flache parallele Rücken hervor, die 15–20 m über die Umgebung aufragen. Mit der Vergrößerung seines Radius bei der Stauchung war notwendig eine Weitung des Bogens (eisauswärts konvexer Dehnungsbogen) verbunden. Diese Dehnungen sind durch Querstreckung der beim Zusammenschub unter Kompression stehenden Schichten kompensiert worden, sodass quer zum Streichen keine Lücken aufgerissen sind. Gleichzeitig ist beim Zusammen- und Vorschub durch das andringende Eis Material nach oben, in Richtung des geringsten Widerstands, ausgequetscht und sind die Falten und Schuppen zunehmend steiler aufgerichtet worden, auf der Innenseite des Bogens stärker als außen.

Andererseits hat das Eis benachbarte Abschnitte der vom Untergrund abgescherten Schichtfolge unterschiedlich stark zusammengeschoben, abhängig von den materiellen Inhomogenitäten im Eis und daraus folgenden Bewegungsinhomogenitäten (innere Reibung und Bodenreibung) und von den topographischen, bodenmechanischen und klimatischen Parametern in seinem Vor- und Umfeld.

Folge des ungleichmäßig starken Zusammenschubs benachbarter Bogenabschnitte zusammen mit der Weitung des Bogens ist eine Quergliederung des Stauchungsbogens durch Querstörungen mit seitlichen Versätzen an den Grenzen benachbarter Sektoren. Diese Versätze sind als horizontale Flexuren oder Rupturen (Scherungszonen) ausgebildet (Abb. 9). Dabei wird das radiale Spaltensystem des Gletscherlobus bis zu einem gewissen Grade in den Stauchungsgürtel vor der Gletscherstirn übertragen. Außerdem kommen kompliziertere, schwer zu erfassende und zu deutende Deformationen vor. Die Querstrukturen bilden Schwächezonen. Das in diesen aufgelockerte Gesteinsgefüge widersteht der fluviatilen Ausräumung weniger. Ausgeprägteren Schwächezonen folgen die Flüsse Selvjanka und Rossj (Abb. 2 u. 9). Die Querversätze, an denen die Falten- und Schuppenstrukturen abreißen, haben die Länge der Kreidegruben im Streichen der Schichten bestimmt. Im Dehnungsbogen der Stauchmoräne Peski messen die Kreidegruben in der Regel um 2, maximal 4 km. Im Muskauer Faltenbogen (ohne Kreideanteile, s. u.) sind die Schuppenstrukturen auf ähnliche Erstreckungen zu verfolgen (KUPETZ 1997).

Im Hinterland jeder derartigen Stauchmoräne in Belorussland findet sich eine Geländedepression, die das Areal bezeichnet, aus dem die gestauchten Schichtpakete herzu-leiten sind.

Ein in den Ausmaßen vergleichbares Objekt ist die sehr gut untersuchte Stauchmoräne Muskauer Faltenbogen (im engeren Sinne) südöstlich von Cottbus (KUPETZ 1997). Sie bildet den äußersten (südlichsten) und jüngsten einer Staf-

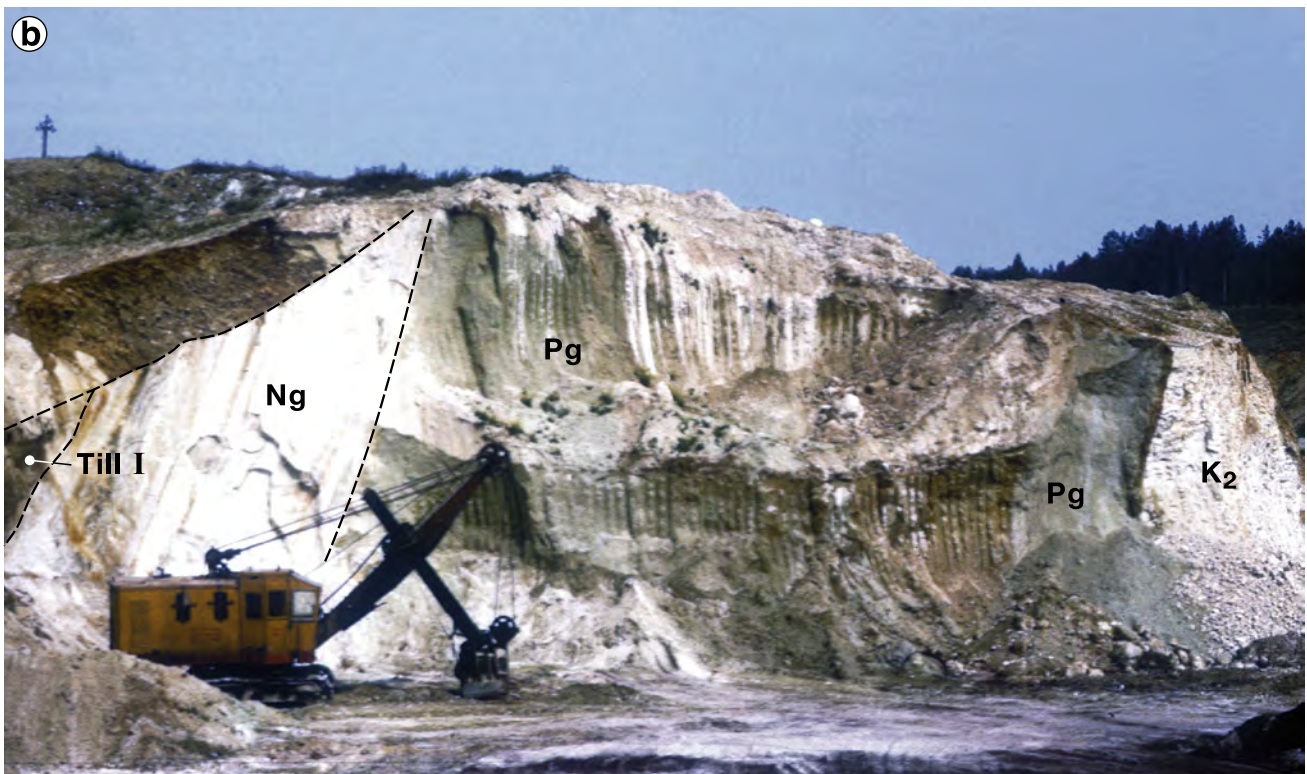
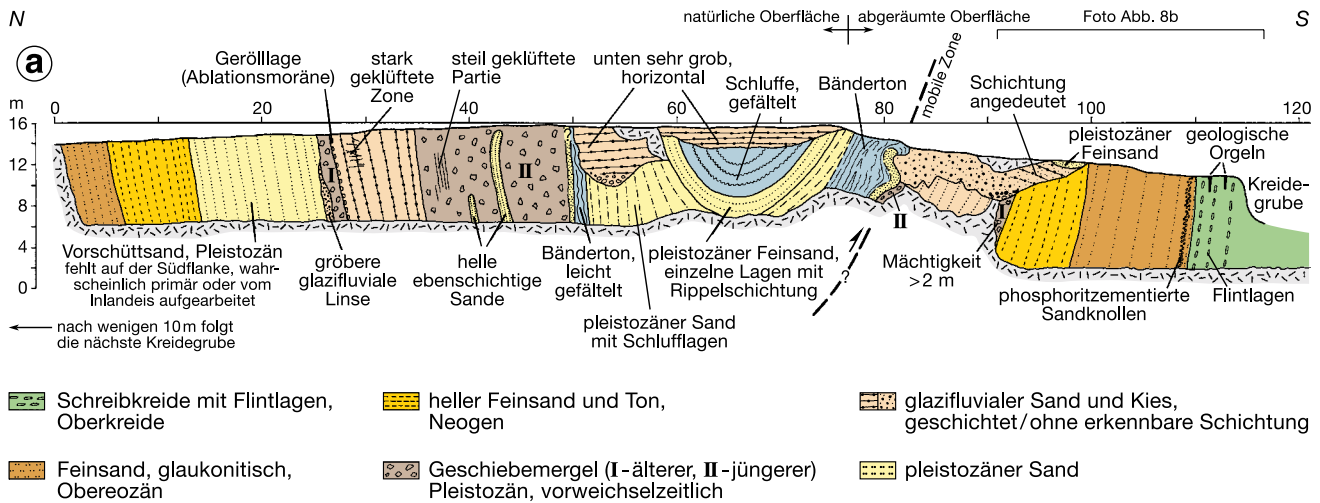


Abb. 8a: Geologisches Querprofil durch die Pleistozän- und Tertiärfolge zwischen zwei Kreidestrukturen bei Karpovzi (geologische Aufnahme: A. O. LUDWIG 1986).

Abb. 8b: Steil gestellte Kreide-Tertiär-Schichten und Geschiebemergel I unter diskordant aufgelagertem fluvioglazialem Sand und Kies; Südteil des Profils der Abb. 8a; Karpovzi, K₂ – Oberkreide, Pg – Paläogen, Ng – Neogen (Foto: A. O. LUDWIG 1986).

Fig. 8a: Geological profile crossing the Pleistocene and Tertiary sequences between two chalk structures near Karpovzi (geological sketch: A. O. LUDWIG 1986).

Fig. 8b: Steep set up Cretaceous-Tertiary beds and till I discordant superimposed by Pleistocene sand and gravel; southern part of profile fig. 8a; Karpovzi, K₂ – Upper Cretaceous chalk, Pg – Paleogene, Ng – Neogene (photo: A. O. LUDWIG 1986).

fel von drei hintereinander liegenden Stauchmoränenbögen. Diese sind während zunehmend nach S ausgreifender Vorstoßetappen des Elster-II-Eises entstanden. Das Eis folgte auch hier einer flach nach S schwach ansteigenden Hohlform des Geländes. Der Muskauer Faltenbogen zeigt ebenfalls die Architektur und Merkmale eines Dehnungsbogens mit Weitungen quer zum Streichen der Strukturen. An diesen sind die Schichten bis zu 100 m gegeneinander versetzt. Den Stauchungsbogen durchbricht die Neiße in nördlicher Richtung.

Das strukturelle Inventar ist in den Formen und Dimensionen dem in der Stauchmoräne Peski ähnlich, desgleichen die Verkürzung auf ca. 50% der ursprünglichen Länge und die Tiefenlage der Abscherzone im Untergrund. Einzelne Schuppenstrukturen halten im Streichen bis zu 3 km Länge und mehr aus. Im Unterschied zur Stauchmoräne Peski sind im Muskauer Faltenbogen weniger feste feinklastische Sedimente und Braunkohleflöze deformiert worden, Schreibkreide fehlt. Demgemäß treten plastisch-fließende Verformungen (Falten), besonders auf der Innenseite des

Faltenbogens, stärker hervor als rupturelle (Schuppen). Erstere sind nach KUPETZ (1997) unter dem randlichen Eis entstanden, letztere vor der Stirn des Eislobus. Die eisnahen Schuppen sind ebenfalls steiler gelagert als die eisferneren.

Überliefert ist im Muskauer Faltenbogen nur der stark gekappte Rest der Stauchmoräne. Außer den Eisübergängen (Elster- und Saale-Eis) haben Erosion und Verwitterung während der späteren Wärme- und Kälteperioden das Stauchmoränenrelief weitgehend eingeebnet.

3 Die Stauchmoräne Jasmund

3.1 Allgemeines

Die Stauchmoräne Jasmund ist kleiner dimensioniert als die Stauchmoräne Peski, jedoch nehmen ihre Strukturelemente mit mehreren 10 m bis >100 m ähnliche Ausmaße ein. Auch die Strukturformen beider Stauchmoränen gleichen sich weitgehend (Abb. 10 u. 11). Aufgeschlossen ist die Stauchmoräne Jasmund weniger gut als die Stauchmoräne Peski, jedoch sind einige Erkundungsfelder, vor allem im Südteil von Jasmund und im Norden, beim Ort Gummanz, von GROTH für die Kreideindustrie näher untersucht worden. Seine Ergebnisse haben die Kenntnisse über den Bau in diesen Teilen der Stauchmoräne bedeutend erweitert und die strukturelle Interpretation sehr gefördert (GROTH 1961, 2003). Die gestauchte Schichtfolge zeigt Abb. 3.

Für die erkundeten Gebiete ist ein relativ regelmäßiger Schuppenbau mit im Süden W- und im Norden SW-Verzogenen ermittelt worden und mit bis zu 15 Kreideschuppen hintereinander. Im Nordflügel, bei Gummanz, erstreckt sich mit 1500 m die im Streichen längste erkundete Kreideschuppe (GROTH 2003). Der größte industrielle Aufschluss, der Kreidetagebau Wittenfelde, liegt am Rande der Kernzone der Stauchmoräne (Hochjasmund).

Im unter Naturschutz gestellten Kernteil der Stauchmoräne (ca. 4 km N-S- und ca. 5 km E-W-Erstreckung) gibt es sehr wenige Aufschlüsse, nur alte, kleine Kreidegruben. Die wenigen Streich- und Fallwerte von dort zeigen ein unregelmäßigeres Bild, wie das für diesen Teil, der unter der stärksten Kompression und Quetschung gestanden hat, nicht anders zu erwarten ist. Nur das Kreidekliff an der Ostküste von Jasmund schließt die Kernzone auf, jedoch im ungünstigen, sehr spitzwinkligen Anschnitt der glazigenen Strukturen (s. LUDWIG 1954/55: Abb. 9). Südlich der Kernzone der Stauchmoräne sind vor allem Schuppenstrukturen mit mehr oder weniger steil stehenden W-vergerten und nach SE fallenden Schichten ausgebildet. Im Kreidetagebau Wittenfelde, am Südrand der Kernzone, war auch eine Mulde angeschnitten, deren steil aufgerichtete Schenkel die Kreide-Pleistozänfolge unter dem diskordanten M3-Geschiebemergel im normalen Verband zeigten. Außerdem weisen in diesem Tagebau Verbiegungen der Schuppenenden, auch bis zum Abriß und Verschiebung nach Nordwesten, auf Versätze an Querstörungen hin (GROTH 1961).

3.2 Zum inneren Bau der Stauchmoräne Jasmund

Auch der geringere Aufschlussgrad lässt für die Stauchmoräne Jasmund schon eine wesentlich kompliziertere Architektur im Vergleich zur Stauchmoräne Peski erkennen.

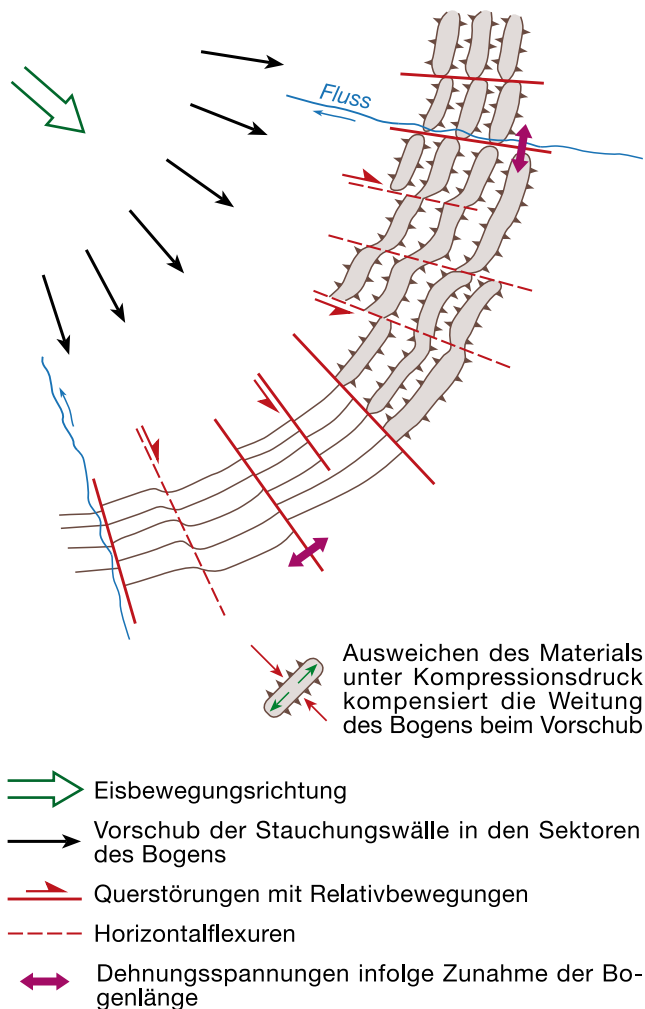


Abb. 9: Architekturmuster (schematisch) des Stauchmoränenbogens (Weitungsbogen) bei Peski.

Fig. 9: Architecture (schematic) of the arcuate push moraine near Peski.

Das schematische Profil durch den Südteil von Jasmund zeigt die vorherrschenden Strukturelemente, die denen der Stauchmoräne Peski gleichen: stehende Isoklinal-, Überschiebungs-, Schlepp- und Pilzfalten (Abb. 10 u. 11) mit Übergängen zu dachziegelartig gelagerten Schuppen.

Eine Besonderheit stellt die leicht nach NE, gegen die Hauptbewegungsrichtung des Eises geneigte Falte des Pleistozänstreifens 4 am Kliff nördlich von Sassnitz dar (Abb. 10, rechte Seite). Durch eine Einbiegung zur Mündung des Lenzer Baches ist sie nahezu rechtwinklig angeschnitten. Diese Strukturform wiederholt sich im Kliff nach N mehrfach. Der spitzwinklige Anschnitt verzerrt dort die Muldenform stark und täuscht fast horizontale Lagerung der Schichten vor (LUDWIG 1954/55: Abb. 9) (Abb. 12 u. 13). Daneben treten am Kliff kompliziertere Deformationsbilder auf. Wiederholt sind in den Kreidewänden des Kliffs Übergänge von rupturellen zu plastisch-fließenden Versätzen kleinerer Dimensionen vom Verlauf der Flintlagen abzulesen.

Für die Interpretation der Architektur der Stauchmoräne ist es wichtig, dass am Ostkliff das Streichen der Strukturen aus südnördlicher Richtung dem Kliffverlauf folgend nach N in nordwestliche Richtung abbiegt, unter Fallen nach SW, und dass nordwestlich vom Königsstuhl

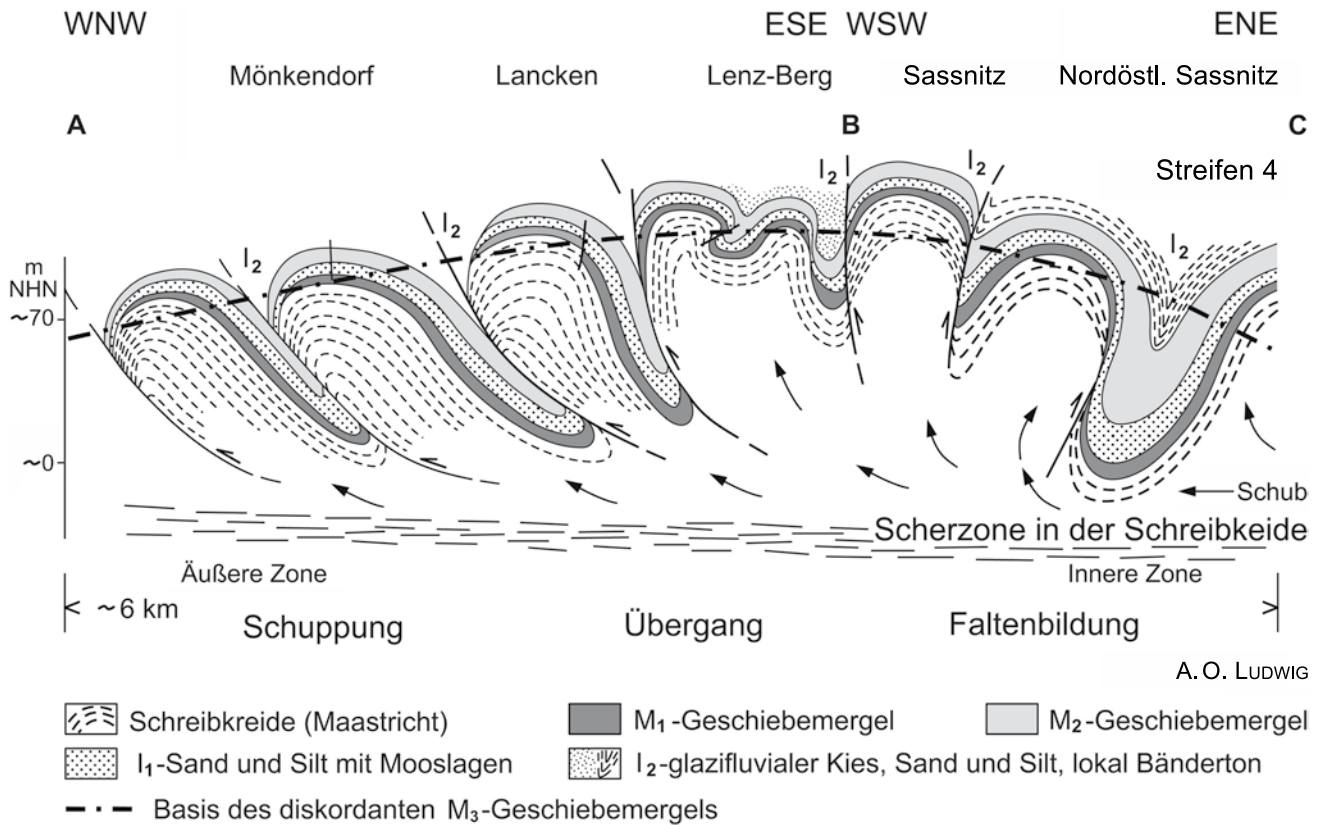


Abb. 10: Schematisches Profil durch den Südteil der Stauchmoräne Jasmund: Mönkendorf bis Streifen 4 am Kliff nördlich von Sassnitz (ohne diskordanten M₃-Geschiebemergel, stark überhöht). Die Schleppefalte des Streifens 4 bildet eines der Hauptstrukturelemente der Stauchmoräne (Lage siehe Abb. 14).

Fig. 10: Schematic profile across the southern part of the Jasmund push moraine: Mönkendorf up to stripe 4 at the cliff coast north of Sassnitz (without the discordant layered M₃ till unit, strongly exaggerated). The drag fold at Pleistocene stripe 4 shows one of the main structural elements of the push moraine Jasmund (Location see fig. 14).



Abb. 11: Pilzfalte (Kreide - M₁ - I₁ - Schichten) im auflässigen Kreidebruch Lenz-Berg bei Sassnitz (Foto: A. O. LUDWIG ~1953).

Fig. 11: Mushroom shaped fold (chalk - M₁ - I₁ - beds) in the abandoned chalk pit Lenz-Berg near Sassnitz (photo: A. O. LUDWIG ~1953).



Abb. 12: Streichen der Flintbänder in der Kreide am Ostseeboden unterhalb des Königsstuhls, Stauchmoräne Jasmund (Blick vom Hochufer, Foto: A. O. LUDWIG 1960).

Fig. 12: Strike of the flint layers within the chalk at the Baltic Sea floor below the Königsstuhl cliff, push moraine Jasmund (seen from up the cliff, photo: A. O. LUDWIG 1960).

das Fallen in nordöstliche Richtung umschlägt (Abb. 14). Das nordwestliche Streichen der Schichten in den dort SW-vergenten Falten und Schuppen mit nordöstlichem Fallen setzt sich im Nordteil der Stauchmoräne nach W gegen Glowé hin fort. Es wird von zunehmender Auflösung der Strukturen und Verschleppung von losgelösten Kreideschollen begleitet. Größere Kreideschollen haben noch ihnen aufgelagerte ältere Glieder der Pleistozänfolge im Huckepack mitgeschleppt (LUDWIG 2005). Außer den Aufschlüssen am Nordkliff haben das die Bohrungen und Aushubarbeiten für den im vergangenen Jahrhundert geplanten Kanaldurchstich von der Tromper Wiek zum Großen Jasmunder Bodden gezeigt.

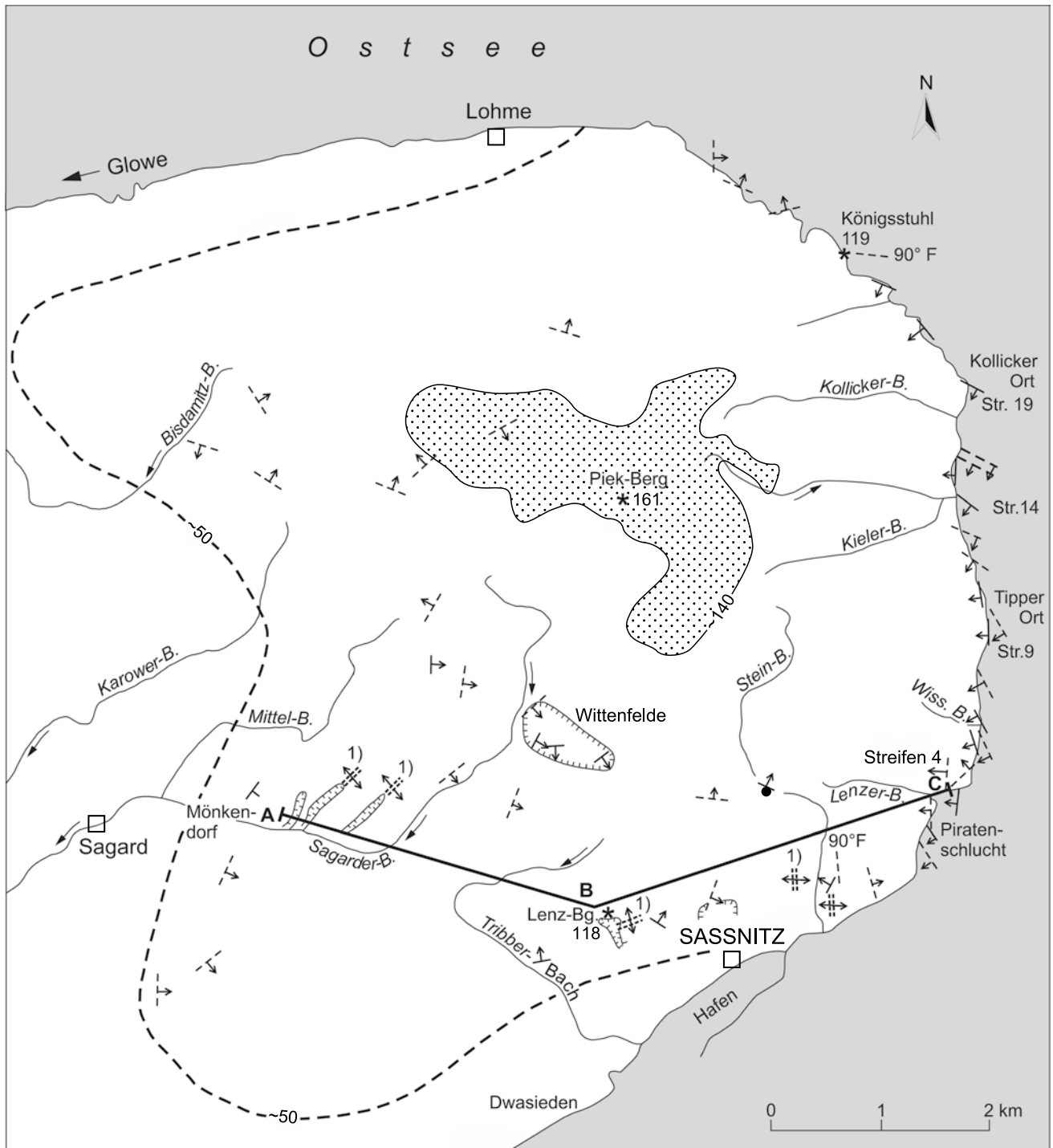
3.3 Architektur und Genese der Stauchmoräne Jasmund

Mangels hinreichender Aufschlüsse ist immer wieder, besonders seit GRIPP (1947), die Morphologie der Halbinsel Jasmund herangezogen worden. Vorausgesetzt wird dabei, dass die aus der topographischen Karte herausgelesenen Höhenrücken den inneren Bau der Stauchmoräne abbilden, und dass sie aufragende Kreiderücken markieren. Das trifft für die verschiedenen Teile der Stauchmoräne in unterschiedli-



Abb. 13: Kreideklippe "Große Wissower Klinte" nördlich Sassnitz, am 24.02.2005 abgebrochen, rechts davon Pleistozän, Streichen spitzwinklig zum Kliff (Foto: A. O. LUDWIG 1956).

Fig. 13: Chalk cliff "Große Wissower Klinte" north of Sassnitz, fallen down on the 24th of February 2005, Pleistocene beds right side the chalk, strike acute-angled to the cliff contour (photo: A. O. LUDWIG 1956).



- | | | | |
|--|---------------------------|--|-------------------------------------|
| | auffällige Kreidegruben | | Bohrungen bis > 100m Pleistozän |
| | Grenze Kreide/Pleistozän | | Höhe (m über NHN) |
| | Flintbänder in der Kreide | | ~50 Isohypse (m über NHN) |
| | Kreidesattel | | Gebiet mit Flächen > 140 m über NHN |
- A - B - C** Lage des Profils (Schema) der Abb. 10

Abb. 14: Streichen und Fallen der Grenzfläche Kreide / Pleistozän (M1-Geschiebemergel) und der Flintbänder in den Kreideschichten der Stauchmoräne Jasmund (nach A. O. LUDWIG 1954/55).

Fig. 14: Strike and dip of the boundary chalk / Pleistocene beds (M1 till unit) and of the flint layers within the chalk in the push moraine Jasmund (after A. O. LUDWIG 1954/55).

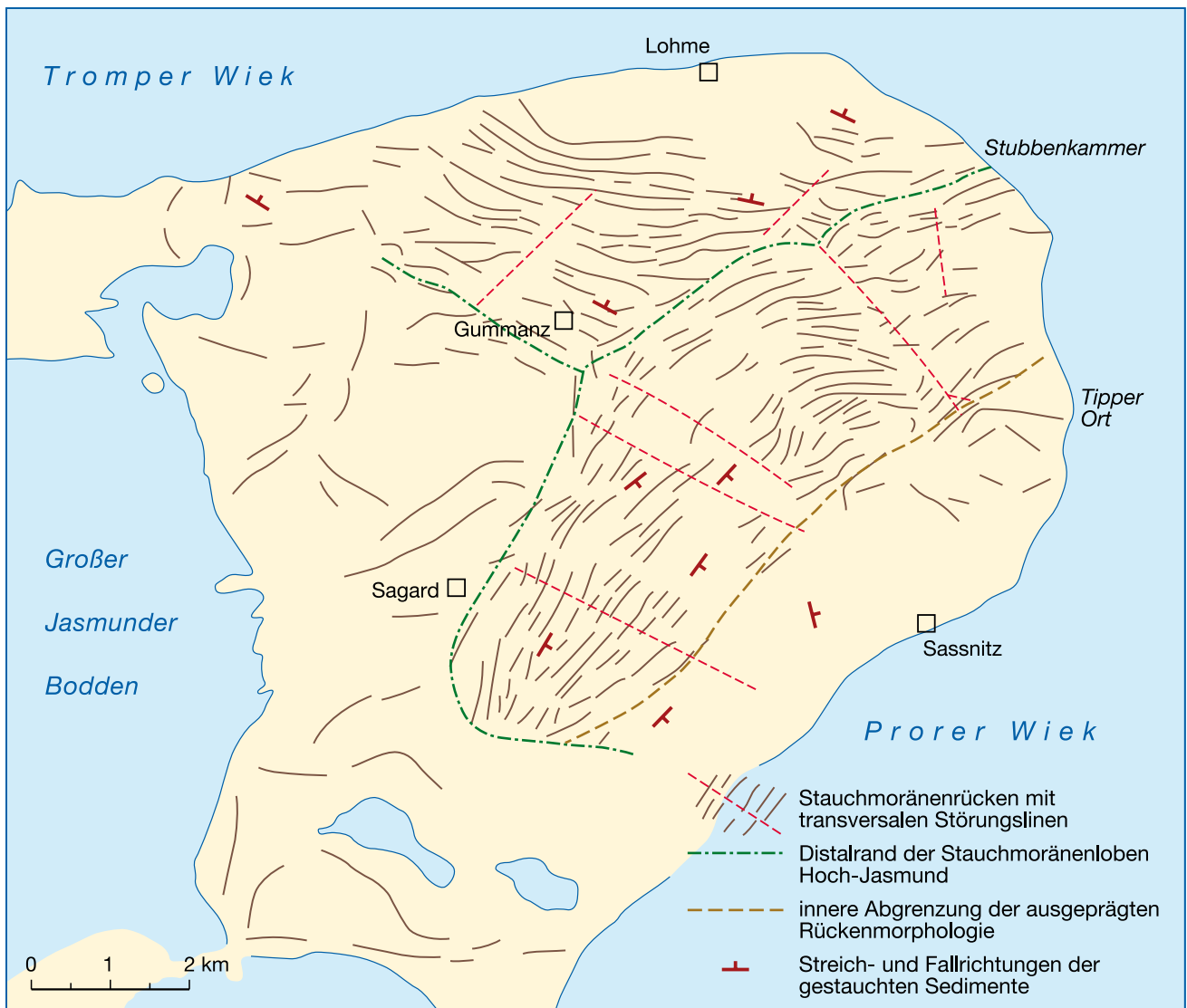


Abb. 15: Stauchrücken-Muster von Hochjasmund (vor allem nach STEINICH 1972 und GROTH 2003).

Fig. 15: Pattern of the push moraine ridges of Hochjasmund (mainly after STEINICH 1972 and GROTH 2003).

chen Graden zu – abgesehen von den subjektiven Einflüssen auf die Verbindung der Höhen zu Höhenrücken. Manchmal weicht ihr Verlauf vom Streichen der Kreidestrukturen ab (s. auch STEINICH 1972). Schließlich haben folgende Prozesse das Relief noch verändert: der Eisübergang, teils glättend, teils ausräumend, die vom übergehenden Eis aufgesetzten Ablagerungen sowie Rutschungen und Bodenfließen bis zur Festlegung der Lockergesteine durch die holozäne Vegetationsdecke, um nur die wichtigsten Einflüsse zu nennen.

Unter diesen Bedingungen gibt auch die kartierte Kreideverbreitung (bis 2 m tief) keinen näheren Aufschluss über den inneren Bau der Stauchmoräne. Am stärksten ist die Kreide im Osten, auf der steilen Luvseite der Stauchmoräne freigelegt, nach Westen ausgewalzt und verschleppt worden (auch die ursprüngliche, inzwischen von der See zurück geschnittene Luvseite muss steil gewesen sein).

Dennoch sind die Beziehungen zwischen den Stauchungsstrukturen und der Morphologie nicht gänzlich verwischt worden. Besonders im Nordteil der Stauchmoräne mit den NE-fallenden Schuppen verlaufen die Hügelzüge noch ziemlich strukturkonform. Südlich der Kernzone, vor allem im SW ist bei flacherem Relief diese Beziehung weniger aus-

geprägt. Weitgehend ausgelöscht ist sie im Bereich der Ostküste. Dort prägen E-W-gerichtete Taleinschnitte, die zu den Strukturen quer verlaufen, das Relief. Dieses spiegelt die Strukturen im Kliff nicht wieder. Die Geländerücken müssten dort sonst nordsüdliche Richtungen einnehmen.

Unter Vernachlässigung dieser Befunde vom Ostkliff werden morphologisch eine nördliche und eine südliche Gruppe von E-W verlaufenden Höhenrücken unterschieden, die im W nach NW und nach SW bogenförmig abschnen (Abb. 15). Sie werden als spitzwinklige Kerbstauchung zwischen einem nördlichen und einem südlichen Teileisstrom interpretiert. Die WSW ausgerichtete Kerbe wird durch das Umschlagen der Fallrichtung am Kliff nordwestlich vom Königsstuhl markiert.

Dass die Stauchmoräne Jasmund letztlich zwei Eisströmen, die, vor allem ihre Flanken, mehr oder weniger gegeneinander gewirkt haben, ihre Entstehung verdankt, ist nicht zu bestreiten. Jedoch hat LUDWIG (1954/55) bereits auf die Diskrepanz zwischen glazigener Struktur und Morphologie im Bereich des Ostkliffs hingewiesen. Diese passt nicht zum Modell einer spitzwinkligen Kerbarchitektur. Ebenso wenig passen die dort nach E bis NE gerichteten Vergenzen dazu,

zunächst vom Eis im N und S umflossen (temporärer Nunatak) und nach weiterem Eisanstau überflossen worden. Im Unterschied zum Dehnungsbogen der Stauchmoräne Peski ging die Entwicklung auf Jasmund von einem Kompressionsbogen zwischen zwei Teileisströmen aus. In diesem hat die Verkürzung der Bogenlänge beim Vorschub der Gesteinspakete die Kompressionsspannungen, die beim Zusammenschub der Strukturelemente entstanden waren, verstärkt und ein Ausweichen des Materials nach den Seiten zugunsten der Ausquetschung nach oben verhindert (Abb. 16 a u. c). Deshalb tritt die Stauchmoräne Jasmund mit Höhen bis 161 m über ihre Umgebung noch nach dem Eisübergang (ähnlich die Stauchmoräne Møns Klint, ohne Eisübergang) morphologisch stärker in Erscheinung als die Stauchmoräne Peski. Das Ausquetschen des Materials nach oben hatte analog zu den Salzstöcken lokal Dehnungen zur Folge. Darauf wiesen einzelne Risse, offene und auch mit Kreidebruchstücken und „Ton“ verfüllte Spalten in den Kreidegruben hin (Kreidegruben Galitz und Küster'scher Bruch, WAHNSCHAFF 1882, zitiert in LUDWIG 1954/55, STEINICH 1972).

Den Kompressionsbogen des Anlagestadiums haben ähnlich wie im Bogen Peski Querstörungen gegliedert. Diese werden in den Querversätzen der Strukturen „Streifen“ am Ostkliff deutlich. Lokal zeichnen sie sich auch im Innern der Stauchmoräne ab (s. u.) (KEILHACK 1914 tektonisch interpretiert; LUDWIG 1954/55 und STEINICH 1972 glazitektonisch interpretiert).

Beim weiteren Zusammenschub hat das Eis, das nördlich und südlich der Hochlage stärker und rascher vordrang, die frühen Stauchwälle überformt. Vor allem wurden die schwächer herausgehobenen Flanken der frühen Anlage vom Eis überwältigt, an der Kernzone entlang nach W geschleppt und an Seitenverschiebungen und Flexuren auseinandergezogen. Zugleich entwickelte sich ein Übergang zu unvollständigen Dehnungsbögen an den Flanken der im N und S weiter vordringenden Eisströme. Neue Falten- und Schuppenstrukturen wurden mit abnehmender Intensität und Steilstellung außen an die Kernzone angebaut (Abb. 16 a, c). Die Analogien zu endogenen Falten- und Überschiebungsgürteln sind auffallend (SCHARF 1933, LUDWIG 1954/55, BERTHELSEN 1979).

Dieses Modell stützen folgende Befunde: Im Nordflügel der Stauchmoräne verlaufen die Hügelzüge WNW. Wie GROTH (2003) gezeigt hat, zeichnen diese die glazigenen Strukturen und deren Schleppung nach W entlang dem südlich vorgelagerten, entgegen gerichteten Stauchungsbogen (im hier vorgestellten Modell die Kernzone der Stauchmoräne, Verf.) noch relativ gut nach. Hier hat der Eisstrom, der die frühen Stauchwälle umfloss, zwischen seiner Südflanke und der Kernzone einen unvollständigen Dehnungsbogen angefügt. Dessen größte Höhen liegen im E, wo die Stauchung deutlich gegen das südlich gelegene Hindernis Kernzone gerichtet war. Gegen NW wird der Bogen mit wachsendem Abstand von dem Widerlager im S niedriger. Zudem hat das später übergehende Eis dort die Strukturen zunehmend überformt und zerstört.

Ähnliche Beziehungen zwischen den Strukturen und der Form der Geländeoberfläche hat CARLÉ (1938) festgestellt: die größten Stauchfalten liegen im Bereich der höchsten Geländeerhebungen (Mövenbergkliff, Schönhagenkliff). Das ist auch an den Stauchmoränen Ristinge Klint und Stol-

tera, beide vom Eis gekappt, jedoch ohne diskordanten Geschiebemergel, zu beobachten (KÖSTER 1960, LUDWIG 1964).

Der Südflügel der Stauchmoräne ist an einer breiteren Zone mit rupturellen und nichtrupturellen seitlichen Verschiebungen gegen den Kern abgesetzt. Diese Zone markiert hier den Übergang vom Kompressionsbogen im Kern zum unvollständigen Dehnungsbogen südlich davon, an der Nordflanke des südlichen Teileisstroms. Dessen westvergenter Schuppenbau tritt morphologisch weniger in Erscheinung. Er ist vom übergehenden Eis stärker eingeschliffen worden und wird ebenfalls durch Querstörungen untergliedert.

Den etwas späteren Anbau dieses Flügels macht die Entwicklung seines Rücklandes bis zur Küste deutlich: Dort sind Kreideschollen verbreitet, die zum Teil in I2-Schichten eingepresst worden sind (GROTH 2003). Sie entstammen offenbar glazigenen Strukturen mit Kreideanteilen, die das M3-Eis zuvor weiter ostwärts geschaffen hatte und wieder zerstört hat. Danach sind unter der wachsenden Auflast der I2-Vorschütt-sedimente und des andrängenden M3-Eises die westlich dieser Schollenzone folgenden Schuppenstrukturen im Südflügel der Stauchmoräne aufgepresst und zusammengeschoben worden. Das geschah im Fortbau der Stauchmoräne nach außen. Damit sind auch die Strukturen des Südflügels gegenüber der Kernzone zeitlich verzögert an diese angefügt worden. Festzuhalten ist, dass der Stauchungsprozess damals auch in der Kernzone noch nicht abgeschlossen gewesen sein musste, aber auf die Versteilung der Strukturen beschränkt war. Für einen weiteren Fortbau der Kernzone nach außen (Westen) war das Hindernis zu stark geworden. Diese Prozesse haben sich zeitlich mehr oder weniger überlappt.

Die intensive Durcharbeitung der Kreide- und Pleistozänschichten im Rücken der Schuppenzone im Südflügel der Stauchmoräne zeigt das Kliff zwischen Dwasieden und Mukran im Nordwesten der Prorer Wiek. Hier handelt es sich um betont horizontale Verknetungen und Auswalgungen der Schichten mit Kreideanteilen bis zur Schlierenbildung wie sie die Bewegungsdynamik an der Basis des vordringenden Inlandeises entstehen lässt. In der Nähe des Eisrandes wirken Vorschub und Belastung weitgehend gemeinsam. Ähnliche Deformationen sind im Kliff südlich vom Ort Vitt an der Südflanke des Kreidekomplexes am Kap Arkona entwickelt (LUDWIG 1954/55, Taf. IV, Abb. 3–6, 1964 und 2006) und an der Südflanke der Stauchmoräne Møns Klint (HOUMARK-NIELSEN 1994).

Die auf Jasmund lokal bis einige 10 m mächtigen, generell eisrandnahen I2-Sedimente, unter anderem Bänderschluße, sind in der kurzen Spanne zwischen der Ablagerung des M2-Geschiebemergels und der Stauchung durch das M3-Eis, in einigen Vorkommen noch während der Stauchung, zum größten Teil rasch und in großer Mächtigkeit glazifluvial aufgeschüttet worden. Der Eisrand war in der Nähe verblieben und dort hatte sich das Eis tiefer in den Untergrund, bis in die Kreide, eingeschürft. Das war im Ansatz zum erneuten Vorstoß geschehen, der die Stauchmoräne geschaffen und die diskordante M3-Moräne hinterlassen hat. Der M2-Geschiebemergel enthält noch keine Kreideschollen, nur Schollen pleistozäner Sedimente (Cyprinenton, Limnocythere-Ton u. a.). Die I2-Schichten führen schon wenig über dem M2-Geschiebemergel Kreide- und Flintmaterial erheblich reichlicher als dieser (LUDWIG 1964).

Südlich des Südflügels der Stauchmoräne hat das Eis das in der Prorer Wiek aufgeschürfte Material weiter nach Westen verfrachtet und zu den Höhen im Raum von Bergen aufgehäuft (LUDWIG 2004).

GRIPP (1955) hat von morphologischen Untersuchungen in Schleswig-Holstein ausgehend schon Stauchungen an Einbuchtungen des Eisrandes als schlingenförmige Eisrandkerben ausgeschieden. In der Stauchmoräne Jasmund sah er eine „Schlingengabel“, verband aber damit eine spitzwinklige Kerbstauchung im Zwickel zwischen zwei gegeneinander gerichteten Eisloben.

Das Modell der mehrphasigen Stauchung mit schlingenförmiger Anlage im Kern und verzögertem Anbau des Nord- und des Südflügels ermöglicht eine plausiblere Erklärung der E bis NE-Vergenzen der glazigenen Strukturen im Ostkliff. Mit der starken Aufpressung der Schichten im Zentrum des Schlingenbogens staute sich das Eis vor dem wachsenden Hindernis und auch der mitwachsende Druck konnte die Strukturen innerhalb des Kompressionsbogens nur zusammenpressen und steiler aufrichten, vor allem auf der Luvseite. Das Material wich, dem geringsten Widerstand folgend, nach oben aus. Das kann bis zur leichten Neigung der aufquellenden Falten gegen die Eisstirn vor der Kernzone der Stauchmoräne geschehen und dürfte für den Bereich des Ostkliffs einschließlich seines inzwischen an die See verlorenen Teils zutreffen. Unter Bezug auf die Darstellungen von GRIPP (1929, Hamburger Spitzbergen-Expedition) erwähnt CARLÉ (1938) glazigene Stauchfalten, die auf das Eis zu gerichtet waren. Diese Neigung der Strukturen gegen das Eis versteht sich zwanglos, da das Eis seine größte Mobilität und Vorschubkraft in seinen unteren Partien erreicht, dort, wo der Einfluss der Bodenreibung sich verliert. Es entsteht eine Art von Unterschiebungen (LUDWIG 1954/55).

Der steile Zusammenschub der Schichten in der Kernzone der Stauchmoräne geht auch aus Brunnenbohrungen im Steinbachtal nördlich von Sassnitz (südlich bis südwestlich vom Schlossberg, auflässige Kiesgrube) hervor (Abb. 14). Die tiefsten dieser Bohrungen reichen bis 102 m (Hy SAD I/1914, Landesbohrdatenspeicher LUNG MV) und 116 m unter Terrain, das ist bis 20 m unter den Ostseespiegel. Diese Bohrungen haben nur Pleistozänsedimente durchsunken.

Der schwache letzte Eisvorstoß im südwestlichen Ostseegebiet hat nur in tieferen Randteilen von Nordügen deutliche Spuren hinterlassen und auf Jasmund nur niedrige Teile der NW-Flanke der Stauchmoräne überfahren. Hochjasmund blieb eisfrei. Wahrscheinlich haben Toteisfelder das Vordringen des M4-Eises im Raum Rügen verhindert (LUDWIG 2004). Der nördliche Arm dieses Eisvorstoßes hat die Stauchmoräne Dornbusch (Hiddensee) geschaffen, das nochmalige Anschwellen des südlichen Armes in der Oderbucht die Stauchmoränen der Inseln Usedom und Wolin.

Eine Stauchung unter dem Eis als Haupttakt der glazigenen Strukturbildung ist für die Stauchmoräne Jasmund aus gravitativen, strukturellen und morphologischen Gründen nicht zu vertreten: Da die deformierten Gesteinsmassen höhere Dichte haben als das Eis (auch mit etwas Schutt beladenes) ist eine so stark morphologisch wirksame und steile Aufstauchung wie im Falle der hochaufragenden Stauchmoräne Jasmund (ähnlich Møn) unter einer Inlandeisdecke kaum vorstellbar. Die dafür notwendige Hubleistung müsste allein durch den Abbau von potentieller Energie im Eis er-

bracht werden. Dagegen ist das Hervorpressen von Gestein am Eisrand unter der zunehmenden Last durch das anwachsende vordringende Eis physikalisch plausibel und von rezenten Gletschern bekannt. Dort wirken Belastung und Vorschub zusammen. Auf die Beteiligung von Grundbrüchen deuten oft eisausträts ansteigende Strukturen in den deformierten Schichten hin, die quasi die im Eis zu dessen Rand hin ansteigenden Scherflächen fortsetzen (KUPETZ 1997).

Strukturell spricht gegen eine Bildung der Stauchmoräne Jasmund unter dem Eis, dass die Schmelzwassersande und -kiese der I2-Schichten zusammen mit den älteren pleistozänen Schichten und der Schreibkreide in die Stauchung einbezogen sind (Abb. 3). In der (auflässigen) Kiesgrube am Schlossberg nördlich von Sassnitz reichen sie bis in 118 m NHN. Ihr Reichtum an Flintgeröll und Kreidebröckchen – im Unterschied zum liegenden M2-Geschiebemergel – zeigt, dass die Kreide kurz vorher schon am Eisrand aufgeschürft worden und der Zerstörung durch Schmelzwässer ausgesetzt war (LUDWIG 1954/55).

Eindeutig unter übergehendem Eis entstandene glazigene Strukturen zeigen im wesentlichen horizontale, in Richtung der Eisbewegung gestreckte Durchbewegungsbilder mit Sedimentverknüpfungen, liegenden Falten, Auswälvungen bis zur Bildung von Schlieren und Boudinagen (BERTHELSEN 1979) sowie Lösung und Verdriftung von Schwärmen von Sedimentschollen. Derartige Strukturen finden sich oft auch in vom Eis überwältigten Flankenregionen von Stauchmoränen. Beispiele liefern die Kliffstrecken zwischen Sassnitz und Mukran/Jasmund (LUDWIG 1954/55, 1964, Abb. 31), bei Klintholm/Insel Møn (HOUMARK-NIELSEN 1994), der Insel Poel/Westmecklenburg (LUDWIG 1964, RÜHBERG 1969), der Insel Greifswalder Oie (KNAUST 1995). Oft belegt eine diskordante Geschiebemergeldecke den Eisübergang.

Eine deutlich von Geländeunebenheiten vorgezeichnete Lobierung zeigt auch die Rehburger Eisrandlage (Norwestdeutschland). Sie bildet eine Kette von sieben W-E verlaufenden Stauchmoränenbögen mit ausgeprägten Stauchungen in einigen ihrer Zwickel. Dort hat der spätere Eisübergang die morphologischen Effekte weitgehend ausgelöscht. In den einzelnen Stauchungsbögen nimmt die Intensität der Deformation ebenfalls von innen nach außen ab (Schuppung bis flachwellige Faltung) (RICHTER et al. 1951).

3.5 Bemerkungen zur Morphologie

Auch die Morphologie im Bereich der Ostküste (Luvseite) fügt sich dem vorgestellten Modell zwanglos ein. Dabei ist davon auszugehen, dass das anwachsende Eis auf die Stauchungswälle der Kernzone nicht in geschlossener Front übergegriffen hat, sondern dass es auf der steilen Luvseite zunächst schmale Eiszungen auf das frisch geschaffene Hindernis, den temporären Nunatak, hinaufgeschoben hat. Diese folgten bevorzugt den ausgeprägteren Querstörungszonen, an denen die glazigenen Strukturen seitlich versetzt und die Gesteinsgefüge gelockert worden waren. Entlang dieser Querzonen haben die aufsteigenden Eiszungen kurze U-Täler aufgeschürft. Unter den späteren periglazialen Bedingungen waren diese Täler teilweise aufgefüllt worden, bis die Vegetationsdecke das Material festgelegt hatte. Im humiden Klima des Holozäns haben die Bäche in die flachen Talböden V-förmige Talübertiefungen eingeschnitten (LUDWIG 1954/55).

Die Rücken zwischen den ungefähr E-W verlaufenden Bachtälern queren die glazigenen Strukturen im Kliffbereich. Dort, auf der Luvseite der Stauchmoräne, ist die E-W-Morphologie stärker vom übergehenden Eis geprägt worden als von den Strukturen. Diese haben die Geländeformen in den an die Kernzone angefügten Flankenbereichen der Stauchmoräne deutlicher mitbestimmt.

Gemäß der steilen Form der Luvseite der Stauchmoräne, die der Küstenrückgang nur im unteren Teil des Kliffs verstärkt hat, liegen ihre höchsten Flächen, über 140 m NHN, und die Wasserscheide näher an der Luvseite. Nach E entwässern nur kurze Bäche, nach W (und S) erheblich längere (Abb. 14 u. 16a). Das Areal mit den höchsten Flächen biegt im E nach S ab und begleitet in einigem Abstand bogenförmig die Kontur des Ostkliffs. Offenbar spiegelt sich darin bis zu einem gewissen Grade der Kompressionsbogen der Anlage mit seinen besonders hoch herausgepressten Gesteinspaketen wider. Die scharfen Richtungsänderungen des Sagarder-, Tribber- und Steinbaches aus nordsüdlichen in ostwestliche beziehungsweise westöstliche Laufabschnitte (Abb. 14) dürften an Querstörungszonen gebunden sein. Zwischen beiden Seiten des E-W-Abschnittes des Sagarder Baches haben die Erkundungsarbeiten horizontale Versätze der nördlichen Schuppenstrukturen nach W ergeben (GROTH 2003).

Die hohe Aufragung der Kernzone der Stauchmoräne Jasmund über ihre Umgebung im Vergleich zur Stauchmoräne Peski geht auf die doppelte Einengungswirkung bei der Stauchung im Kompressionsbogen zurück: einmal beim Zusammenschub der Schichten zu den Falten- und Schuppenstrukturen und zum anderen Mal beim Vorschub vor allem der Flanken des vom Untergrund abgesicherten Gesamtkomplexes gegen zentralere Teile des Kompressionsbogens der Anlagephase. Die betroffenen Schichten wurden dabei zwangsläufig höher nach oben ausgepresst als im Dehnungsbogen bei Peski.

Das Gebiet mit den höchsten Aufragungen, über 140 m NHN, folgt nicht genau der Naht zwischen dem Kern- und dem nördlichen Flankenteil der Stauchmoräne. Das lässt darauf schließen, dass die stauchenden Kräfte des nördlichen Eisstromes das Material nicht so stark herausgepresst haben wie das zuvor im Ostbogen der Schlinge geschehen war.

In der Südflanke werden diese Höhen nicht erreicht. Dort ist die Grenze zum Kern der Stauchmoräne als breitere Zone mit seitlichen Versätzen ausgebildet (s. GROTH 2003). Außerdem war der Zusammenschub dort stärker nach W als gegen den Kern der Stauchmoräne gerichtet.

4 Beziehungen der Stauchmoränen Peski und Jasmund zur Struktur und zur neotektonischen Mobilität ihres Untergrunds

4.1 Stauchmoräne Peski

Die Landschaftsformen in Belarusland werden im wesentlichen von den glazialen Formen bestimmt. Diese sind weitspannigen tektonischen Strukturen aufgesetzt, deren Entwicklung bis ins Quartär reicht. Infolge langzeitiger tektonischer Aufwölbung Westbelorusslands liegt im Raum Peski der kristalline Untergrund nur 200–300 m, lokal nur 100 m unter Terrain (LEVKOV 1980). Das Kristallin wird von Oberkreide transgressiv überlagert. Lokal liegt Paläo-

gen unmittelbar auf dem Kristallin. Dessen Oberfläche und die Schichtgrenzen der Decksedimente einschließlich der Pleistozänbasis steigen nach S bis SE zum Ukrainischen Plateau hin leicht an. Die Mächtigkeit der Kreide wächst nach W bis zur Grenze nach Polen von 80 auf 150 m an.

Das Gebiet um Peski zeichnet sich durch langfristige, bis zur Gegenwart andauernde tektonische Hebungstendenzen aus. Die Hebungen werden nach der großen Lücke zwischen dem Kristallin und der auflagernden Oberkreide an der lückenhaften Oberkreide-Tertiärfolge deutlich (unvollständiges Campan, lokal wenig Maastricht, Tertiär erst ab Obereozän vorhanden und Neogen wahrscheinlich ebenfalls lückenhaft).

Auf die Beteiligung ruptueller Vertikalbewegungen während der Oberkreide weist ein Konglomeratgeschiebe mit Granatgneisgeröllen hin (Fundpunkt s. Abb. 17). Dieses Geschiebe ist lithologisch den Konglomeraten in der Oberkreide von Schonen/Südschweden sehr ähnlich. Die Foraminiferenfauna in der Kreidematrix des Geschiebes wies Santon-Alter für das Konglomerat aus (Prof. HERRIG, Greifswald, in LUDWIG & LEVKOV 1989). Das bedeutet, dass damals Kristallin in der Region zumindest lokal freigelegt worden war, und dass zur Zeit der mehraktigen bruchtektonischen Bewegungen während der Oberkreide in der Westeuropäischen Tafel sowie am Südwestrand der Osteuropäischen Tafel und auch östlich davon innerhalb der Tafel Rupturen reaktiviert worden waren. Der Fundpunkt des Geschiebes liegt – wohl kaum zufällig – in der Nähe einer nach LEVKOV & KARABANOV (1996) auch neotektonisch aktiven, SW-NE gerichteten Hauptbruchzone (Brest-Minsk-Witebsk) (Abb. 17).

In der folgenden Entwicklung sind die Tertiärsedimente bis auf kleine Restflächen erosiv und exarativ abgetragen worden. Das ist ebenfalls ein Hinweis auf eine relative Hochlage dieser Region Westbelorusslands zu diesen Zeiten. In Übereinstimmung damit weisen die Isobasen der neotektonischen Hebung (in Belarusland seit dem Ende des Oligozän gerechnet) im Bereich der SW-NE Hauptbruchzone einen erhöhten Gradienten aus. Die Lage der Stauchmoräne Peski im Bereich dieser Zone ist auffällig, und auch das Flussnetz lehnt sich an das Bruchnetz im Untergrund an. Vor allem deuten unvermittelte Änderungen der Laufrichtung, zum Beispiel des Neman, auf differenzierte junge Vertikalbewegungen von Krustenblöcken in diesem Raum hin. Die Wasserscheide zwischen Ostsee und Schwarzem Meer verläuft einige 10 km südlich bis südöstlich von Peski (Abb. 17). Diese Lagebeziehungen können nicht als rein zufällig gewertet werden. LEVKOV & KARABANOV (1996) nehmen für das Mittelpleistozän eine tektonische Reaktivierung von Brüchen an, die von glaziostatischen Vertikalbewegungen überlagert worden sind. Die glaziostatischen Anteile am Gesamteffekt lassen sich bisher nicht näher bestimmen.

4.2 Stauchmoräne Jasmund

4.2.1 Zur Frage einer tektonischen Hochlage Jasmunds vor der Stauchung

Als Ursache für die Bildung der Stauchmoräne Jasmund ist wiederholt eine tektonische Hebung angenommen worden, die das Relief verstärkt und Angriffsflächen für das vordringende Eis geschaffen hatte. Da das Eis mehr-

mals über die Region Jasmund hinweggeglitten war, ohne auf den Kreideuntergrund nennenswert einzuwirken (M1- und M2-Eis und frühere Eisdecken) wurde das tektonische Ereignis in der kurzen Zeitspanne zwischen der Ablagerung des M2-Geschiebemergels und dem Andringen des M3-Eises angesetzt. Dieses tektonische Konzept ist mit dem Argument abgelehnt worden, dass in den Bohrungen in Ostrügen an der Oberkreidebasis keine vertikalen Sprünge festzustellen sind, nur ein leichter stufenloser Anstieg gegen SW. Dieses ist nicht schlüssig. Da die gestauchten Schichten etwa auf die Hälfte zusammengeschoben und wahrscheinlich auch insgesamt noch ein Stück von ihren Wurzeln weggeschoben worden sind, müssen die vermissten tektonischen Versätze im Seegebiet östlich um Jasmund gesucht werden. Dort steht nur eine Bohrung, und das reicht nicht aus, um eine tektonische Anhebung während des Pleistozän auszuschließen. Auch der zeitliche Ansatz im mehr oder weniger eisfreien Intervall vor der Stauchung ist nicht zwingend. Schließlich muss eine Hochlage zur Einbuchtung und Teilung des Ostseegletschers in die beiden stauenden Eisströme geführt haben. Die hoch herausragende Insel Bornholm, in >80 km Distanz von Jasmund, dürfte zu weit entfernt gelegen sein, um als Strompfeiler allein noch als Ursache für diese Teilung gewirkt zu haben. Für die schlingenförmige Anlage der Stauchmoräne Jasmund kommt eher eine näher gelegene oder näher heranreichende Geländeerhebung in Frage.

Eine relative Hochlage des Gebiets von und um Jasmund im Pleistozän zeichnet sich wie folgt ab: Während das Cyprinentonmeer der Weichselkaltzeit nördliche Teile Rügens überflutet hat, fehlen auf Jasmund in den stratigraphisch äquivalenten I1-Schichten marine Einschaltungen. Nur im Küsterschen Kreidebruch (STRUCKMANN 1879) und bei Kluckow am Nordkliff (STEINICH 1992) sind einzelne umgelagerte marine Mollusken, mit limnischen Faunenresten vermischt, gefunden worden. Das deutet darauf hin, dass dieser Raum während des I1-Intervalls höchstens randlich und kurzzeitig marin beeinflusst war.

Weiter fanden sich eine Scholle Cyprinenton mit mariner Fauna im M2-Geschiebemergel im Pleistozänstreifen 5 am Kliff nördlich von Sassnitz (LUDWIG 1964) und drei Schollen mit vergleichbarem Mikrofossilinhalt im Kliff der Insel Greifswalder Oie in der Oderbucht (OBST & ANSORGE 2010). Zusammen mit dem stratigraphisch wahrscheinlich äquivalenten marinen Ton, der nordnordwestlich von Rügen im Seegebiet von Kriegers Flak um -40 m wenig tiefer als in Nordrügen erbohrt worden ist (ANJAR et al. 2010), ergibt sich, dass das Cyprinentonmeer im N und E um Rügen herum nach S bis in die Oderbucht gereicht hat. Damit zeichnete es eine damals schon bestehende Depression im Odermündungsgebiet nach. Diese hat während der Weichselvereisung den Vorstoß des Odeergletschers weit nach S ermöglicht und die entsprechend weite Ausbuchtung der Pommerschen Eisrandlage nach S.

Zusammen mit Schollen aus anderen I1-Schichten, zum Beispiel des Limnocythere-Tons, zeigen die Schollen im M2-Geschiebemergel von Jasmund und Arkona, dass das M2-Eis schon pleistozäne Schichten aufgeschürft, aber – nach dem geringen Gehalt an Kreidematerial im M2-Geschiebemergel zu urteilen – noch nicht wesentlich tiefer in den Untergrund gewirkt hat.

Ein weiteres Indiz für die relative Hochlage des Raumes Jasmund im Pleistozän liefert die Abtragung der Paläogen- und der Pleistozänsedimente bis zur Saale-Vereisung, während im Seegebiet östlich davon und in der Oderbucht Paläogensedimente mindestens bis zum Vorstoß des stauenden M3-Eises erhalten geblieben waren. Über Rügen hinaus nach Norden waren sie ursprünglich bis ins südliche Schweden verbreitet, und dazwischen sind nördlich von Rügen im Seegebiet von Kriegers Flak paläogene Kalke unter dem Pleistozän in tieferer Position noch erhalten (LUDWIG 2001, ANJAR et al. 2010). Ferner lagern in SW-Rügen auf Campan-Kreide noch einige Meter Eozänsedimente (HAUPT 1996). Während Glazialschollen paläogener Sedimente im Pleistozän von Südostrügen, auf der Insel Greifswalder Oie und in der südlichen Umrandung der Oderbucht zusammen mit Tertiärgeschieben häufig vorkommen (KNAUST 1995, LUDWIG 1999) sind aus dem Pleistozän von Jasmund (und von Wittow) keine Tertiärschollen, nur Tertiärgeschiebe bekannt geworden.

Die relative Hochlage von Jasmund im Pleistozän geht weiter daraus hervor, dass unter der M1-Geschiebemergeldecke (Abb. 3), die dem Warthe-Eisvorstoß zugeordnet wird, höchstens sehr geringe Reste prä-warthezeitlichen Pleistozäns (Geschiebemergel) erhalten sind, die PANZIG (1991) anhand von Geschiebezählungen ausgeschieden hat. Der M1-Geschiebemergel könnte aber auch erst ins frühe Weichselglazial gehören, da in der hangenden I1-Folge Spuren der Eem-Warmzeit fehlen, und weil es in Mecklenburg-Vorpommern Hinweise auf eine Moräne gibt, die älter als das Brandenburger Stadium der Weichsel-Vereisung ist, ähnlich wie in Nordpolen (MÜLLER 2004).

4.2.2 Untergrundstrukturen und neotektonische Entwicklung im Raum Rügen

Der Raum Rügen mit dem vor allem östlich angrenzenden Gebiet ist tektonisch durch ein engräumiges Bruchschollenmosaik geprägt, das im späten Paläozoikum angelegt und danach wiederholt aktiviert worden ist. In neotektonischer Zeit, seit dem frühen Oligozän, zeichnet es sich durch differenzierte Hebungen aus, oft in Fortsetzung älterer Hebungsbewegungen (SCHLÜTER et al. 1997, LUDWIG 2001). Maßgebend für die strukturelle Entwicklung im Raum Rügen seit dem späten Paläozoikum ist das Zusammentreffen zweier tektonisch sehr aktiver Hauptstrukturzonen der europäischen Erdkruste: des Südwestrandes der Osteuropäischen Tafel (OET) mit der Tornquist-Sorgenfrei-Zone im NW (TSZ) und der dazu seitlich versetzten Tornquist-Teisseyre-Zone im SE (TTZ) mit der meridionalen Schwächezone mit Senkungscharakter, die ausgehend von Nordböhmen über das Zittauer Becken und die Täler von Neiße und Unterer Oder nördlich der Oderbucht auf die TTZ zuläuft (LUDWIG 2001) (Abb. 19). Jasmund liegt im SW-Vorfeld beider neotektonisch aktiven Strukturen.

Während der Oberkreide hatte noch die Dänisch-Polnische Senke den Südwestrand der OET markiert. Seit der Wende ins frühe Tertiär wurde die Senkung in der Tafelrandzone von einer ausgeprägten Inversionstektonik abgelöst. In der TSZ führte die Inversion zur engräumig differenzierten Hebung von Leistenschollen (Schonen, Bornholm und nach SE darüber hinaus), in der seitlich ver-



Abb. 17: Position der Stauchmoräne Peski in Beziehung zum geologischen Untergrund, Bruchstrukturen und neotektonische (+ glazialisostatische) Mobilität (nach LEVKOV & KARABANOV 1996, Flüsse und Eisrandlagen ergänzt).

Fig. 17: Position of the Peski push moraine in relation to ruptures in the underground and neotectonic (+glacioisostatic) movements (from LEVKOV & KARABANOV 1996, rivers and moraines complemented).

setzten TTZ zur Bildung einer weitspannigeren Wölbungsstruktur, die von Brüchen begrenzt und untergliedert wird (Pommerisch-Kujawischer Wall). Dabei ist die TTZ an der Adler-Kamien-Störung auf die Oberkreide in ihrem südwestlichen Vorfeld aufgeschoben (THOMAS & DEEKS 1994, SCHLÜTER et al.1997) und die Basis der Oberkreide gegen W angehoben sowie leicht schräggestellt worden (Abb. 18).

Reste von Eozän auf Kreide des Campan in Halbgräben in SW-Rügen und von Oligozänsedimenten im Halbgraben von Möckow-Dargibell belegen postoligozäne Bruchbewegungen (Abb. 18 u. 19) und eine Reaktivierung des Vorpommern-Störungssystems (NNW-SSE). An diesem endet der Grimmener Wall im Osten (HAUPT 1996, KRAUSS & MAYER 2004). Nach Norden schließt sich das Öresund-Störungs-

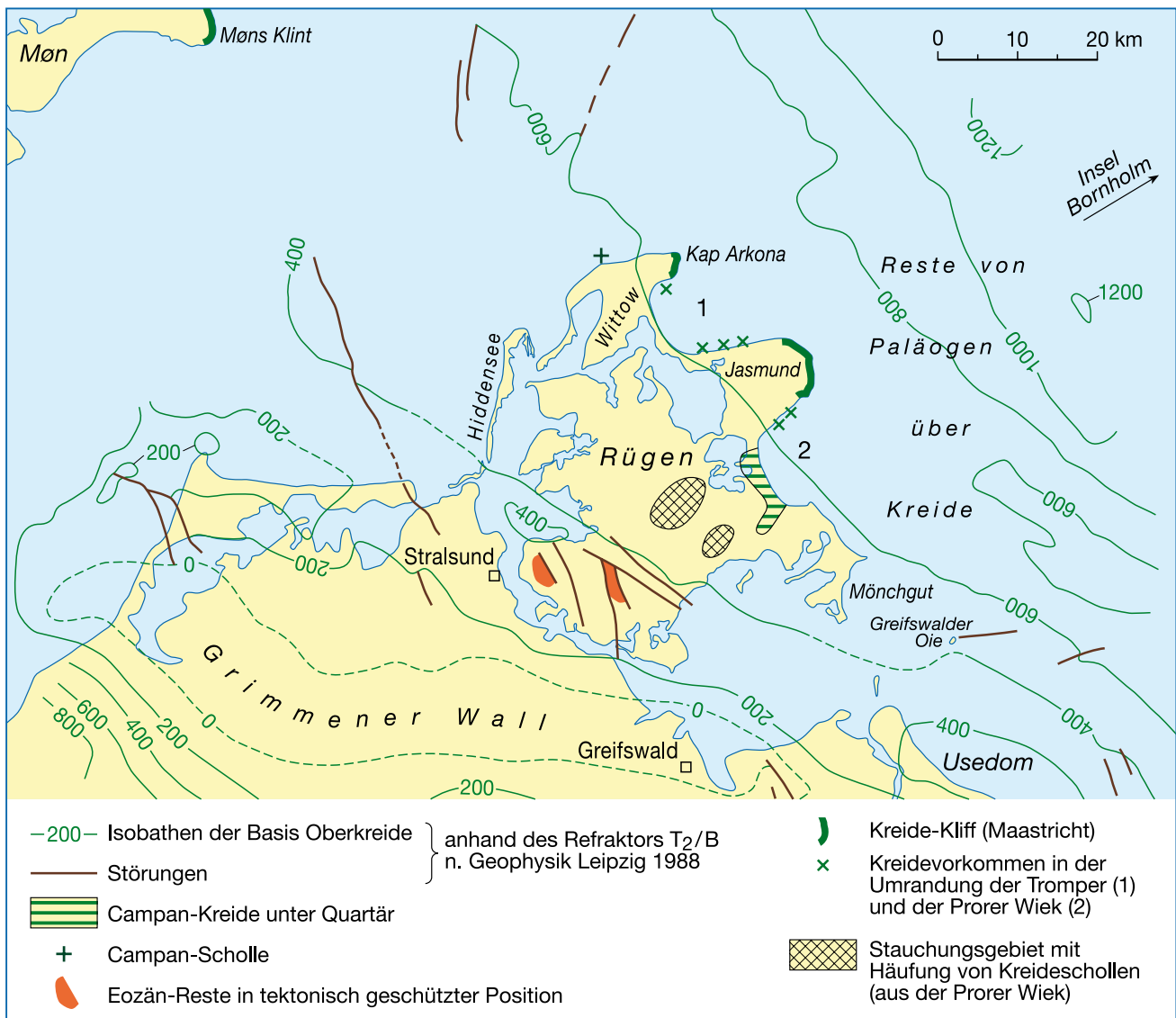


Abb. 18: Strukturelle Situation an der Basis der Oberkreide (zitiert nach KRAUSS 1993, Abb 14, ergänzt).

Fig. 18: Structural situation at the base of the Upper Cretaceous beds (from KRAUSS 1993, Fig. 14, supplemented).

system an, das östlich an der Stauchmoräne Møn vorbei gegen Kopenhagen zieht und abgestuft die Kreide nach Westen angehoben hat.

Die Schichtlücken in der oberkretazisch-känozoischen Folge geben den vorwiegenden Hebungscharakter in der Region zu erkennen, im Gegensatz zur relativen Senkung im Bereich der meridionalen Zone, die von Süden an den SW-Rand der OET heranreicht (Abb. 19). In der Senkungszone sind in der Oderbucht Tertiärsedimente bis ins Pleistozän (und Holozän?) erhalten geblieben, ihr folgten der Odergletscher des Pommerschen Eisvorstoßes nach Süden und die Transgression des Cyprinontenmeeres östlich um Rügen herum bis in die Oderbucht (s. 4.2.1). Noch heute zeichnet eine Rinne im Ostseeboden, die dicht an Jasmund vorbei nach Norden läuft, den Lauf einer Ur-Oder nach. Die Anhebung der Oberkreideschichten gegen Rügen ist in Fortsetzung älterer Hebungstendenzen sicher nicht bruchlos geschehen. Die Brüche sind im Seegebiet östlich von Jasmund zu suchen. Dabei müssen keine spektakulären Bruchstufen entstanden sein, weil tektonische Impulse durch plastisch-fließende Deformationen der Kreide ge-

dämpft werden können. Kleinere tektonische Versätze löst die Seismik aber nicht auf.

Die neotektonische Karte (GARETSKY et al. 2001) weist ebenfalls eine neotektonische Hebung für den Raum Rügen aus. Inwieweit pleistozäne Anteile darin enthalten sind, ist allerdings schwer abzuschätzen.

Auch die von STEINICH (1972) festgestellte prä-M1-zeitliche, engräumige, tektonisch interpretierte Zerblockung der später glazigen deformierten Oberkreide von Jasmund gibt keinen näheren Anhalt für die zeitliche Einordnung dieser Vorgänge. Der scharf wechselnde Anschnitt unterschiedlicher stratigraphischer Niveaus der Kreide (bis mehrere 10 m) unter der Pleistozänbasis (M1-Geschiebemergeldecke) auf Jasmund und die daraus resultierende sehr engräumige Zerblockung könnten schon während der voraufgegangenen größeren Eisbelastungen geschaffen worden sein, indem oberste Kreideschichten damals bereits leicht gefaltet und abgeschliffen, aber nicht völlig abgeschert worden waren, so dass die Basis der Kreide davon unberührt geblieben ist.

Die Hochlage von Rügen und speziell von Jasmund im Vergleich zur Umgebung fügt sich der neotektonischen

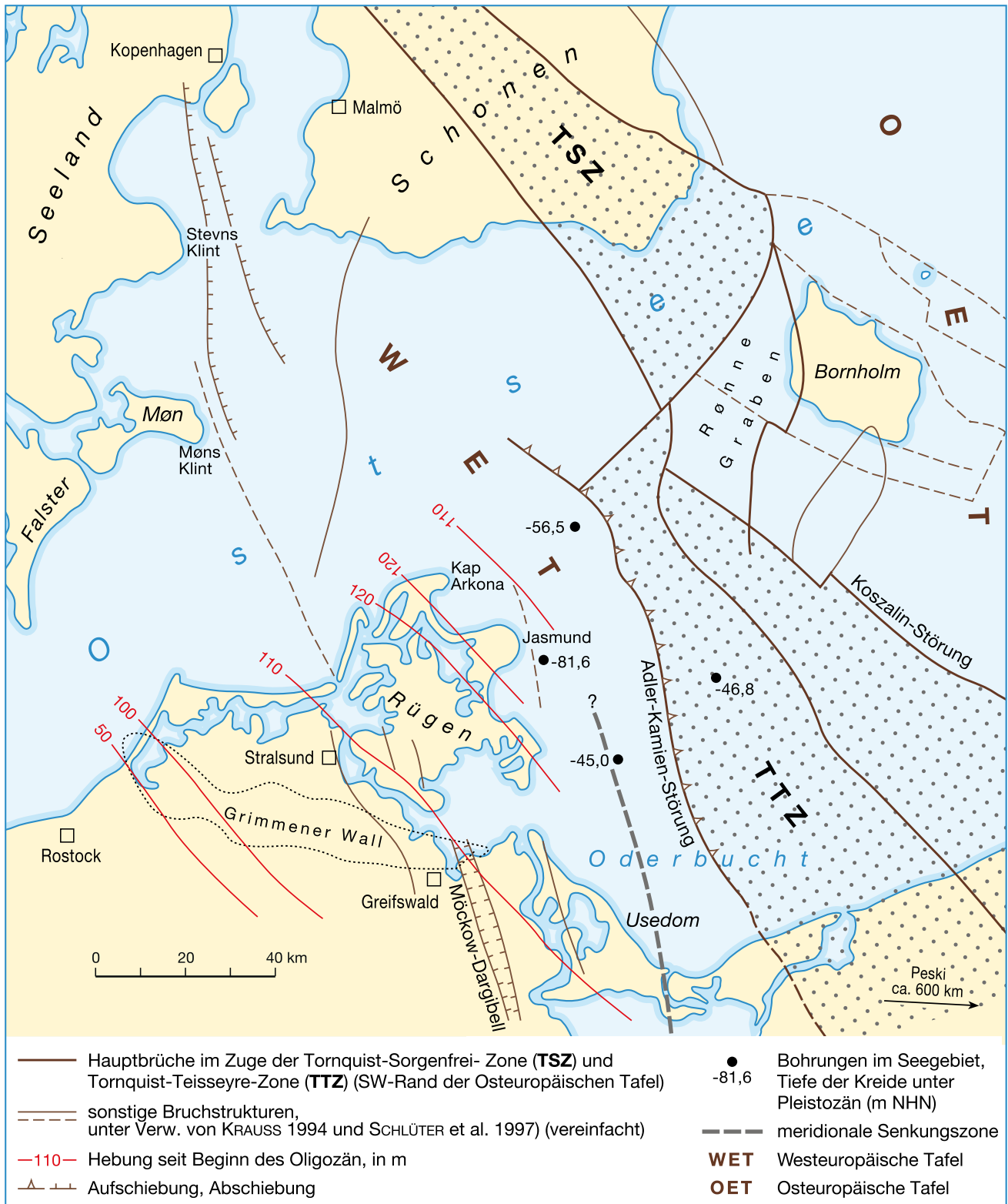


Abb. 19: Position der Stauchmoräne Jasmund in Beziehung zum geologischen Untergrund (Bruchstrukturen und neotektonische [+ glazialisostatische] Bewegungen). (Neotektonische Hebungen nach GARETSKY et al. map 1, 2001; Bohrungen nach SCHLÜTER et al. 1997).

Fig. 19: Position of the Jasmund push moraine in relation to the geological underground (ruptures and neotectonic movements). (Neotectonic uplift after GARETSKY et al. map 1, 2001; bore holes after SCHLÜTER et al. 1997).

Entwicklung der Region zwanglos ein. In Fortsetzung älterer tektonischer Hebungstendenzen ist in neotektonischer Zeit der relativ erhöhte Kreidesockel der Insel geschaffen worden, der die Pleistozänauflage trägt (LUDWIG & SCHWAB 1995). Die Abnahme der Hebungintensität im Laufe des Tertiärs und die Kürze der Zeitspanne für das

Pleistozän lassen keine spektakulären reliefverstärkenden tektonischen Impulse erwarten, die bedeutende Angriffsflächen für das Eis geformt hätten. Die geologischen Befunde lassen solche auch nicht erkennen. Jedoch sind begrenzte vertikale Versätze und/oder Aufwölbungen nicht auszuschließen (Abtrag des Tertiärs und der älteren Pleis-

A. O. LUDWIG	Peski (nach LEVKOV 1980, LEVKOV & KARABANOV 1996 und mündliche Mitteilungen)		Jasmund (STEINICH 1992a, b, GROTH 1961, 2003, LUDWIG 2005, 2006)	
Form	Weiträumiger Stauchmoränenbogen		Schlingenförmige Stauchung zwischen zwei Eisloben	
Alter	Sosch-(Warthe)		Weichsel	
Bogenumfang	geologisch intensiv erkundet	ca. 30 km	Nordflügel ohne an der Nord- und Südflügel Ostküste abradierte Teile	ca. 7,5 km 4 km
Breite quer zum Bogen (Streichen)		3–5 km lokal 8 km	Nord- und Südflügel ähnlich 3–4 km	
Glazigen gestörte Schichtfolge	Pleistozän Paläo- und Neogen Kreide; Campan	bis 50 m bis 25 m bis 50 m	Pleistozän – Kreide; Maastricht, stratigraphisch	bis 40 m – bis 90 m
Schuppen, Falten usw.	Anzahl quer zum Streichen, dazu einige kleine, nicht näher untersucht	bis 20	in Gruppen bis zu 15	
Mächtigkeit der zusammengesetzten Schichtfolge		80–130 m	sehr wechselnd	max. 200 m
Lagerung (Fallen)	Außenseite des Bogens Innenseite des Bogens	30–40°N bis 90°	äußere Erkundungsfelder, NW-Flügel innere Erkundungsfelder, SW-Flügel am Ostkliff schwach überkippt zum Eis	um 45° NE bis 90° SE steil W
Kreideanteil	ungefähr halbe Mächtigkeit bis etwas mehr		mehr als die Hälfte	
Aufragung	über die umgebende Landschaft	15–20 m	über NHN (Ostseespiegel)	bis 161 m
Kreidegruben	Länge im Streichen Breite bei steiler Lagerung Tiefe	2–4 km 80–100 m 40 m		bis 1,5 km 20–70 m einzelne bis 40 m

Abb. 20: Die Stauchmoräne Peski im Vergleich mit der Stauchmoräne Jasmund.

Fig. 20: Push moraine Peski compared with push moraine Jasmund.

tozänsedimente). Die Hochlage des Kreidesockels von Rügen ist das Ergebnis längerer Entwicklung und nicht erst von tektonischen Impulsen im Intervall vor der Bildung der Stauchmoräne Jasmund. Im Verein mit den Hebungen der Halbinsel Schonen ist auch die Einschnürung der südlichen Ostsee zwischen diesen beiden Blöcken entstanden.

Wahrscheinlich haben auch die glazialisostatischen Ab- und Aufbewegungen der Erdkruste in der Region differenzierte Verschiebungen im Bruchschollenmosaik unter der Kreide ausgelöst und das Relief lokal zusätzlich verstärkt; denn schon die Befüllung von Talsperren führt zu messbaren isostatischen Effekten. Dabei konnten auch angesammelte tektonische Spannungen gelöst werden. In Nordschweden sind im Verlauf der glazialisostatischen Hebung im Anschluss an die Eisentlastung vertikale Versätze bis zu 10 m (extrem 20 m) beobachtet worden (LAGERBÄCK 1990). Glazialisostatisch ausgelöste Versätze benachbarter Bruchschollen waren im Gebiet von Rügen und damit im Raum von Jasmund schon während der Vereisungen möglich, die der Bildung der Stauchmoräne vorausgegangen waren. Allerdings sind die glazialisostatischen Anteile von den neotektonischen Anteilen nicht zu trennen (ähnlich im Gebiet

von Peski, s. 4.1). Auch glazialisostatisch entstandene Reliefzüge waren bis zur Stauchung den erosiven und exarativen Überformungen ausgesetzt.

Soweit aufragende Angriffsflächen für die glazigenen Deformationen eine Rolle gespielt haben, müssen sie nicht zwangsläufig auf akute reliefverstärkende tektonische Akte im Intervall vor der Stauchung zurückgeführt werden. Vielmehr können aus den tektonischen Vorlagen, die seit dem frühen Tertiär mindestens bis ins weichselzeitliche Pleistozän geschaffen worden waren, längerfristig die Hebungskerne erosiv und exarativ herausmodelliert, das heißt passiv morphologisch verstärkt worden sein; denn erst das Zusammenspiel der längerperiodisch gesteuerten tektonischen mit den kürzerperiodisch gesteuerten erosiv-exarativen Prozessen hat die Geländeformung in der Region vor der Stauchung bestimmt.

Die Hebunggebiete sind ungeachtet ihrer tektonischen oder/und glazialisostatischen Entstehung während der vorausgegangenen Eisübergänge mindestens bis zur Ablagerung der M1-Geschiebemergeldecke (Warthe-Eisvorstoß?, s. 4.2.1) abgeschliffen worden, ohne dass in der Region eine Verebnung erreicht worden war. Zur Zeit des Cyprinen-

tonmeeres müssen zwischen dem damals nicht überfluteten Jasmund und dem benachbarten Meeresboden Höhenunterschieden bis zu wenigen 10 Metern bestanden haben. So sind schon für die Zeit vor dem M3-Eisvorstoß Hohlformen im Bereich des Arkonabeckens und der Oderbucht vorauszusetzen, in denen sich größere Eismassen zum erneuten Vorstoß ansammeln und diese Hohlformen weiter ausarbeiten konnten. Die Hochlage dazwischen hat zur Teilung des Ostseegletschers in einen Eisstrom nördlich um Rügen herum und einen in der Oderbucht nach Süden abzweigenden Eisstrom beigetragen.

Da die früheren Eisübergänge über den Raum Jasmund ohne tiefgreifende Einwirkungen auf den Untergrund geblieben waren, obwohl sich eine relative Hochlage schon über längere Zeit entwickelt hatte, kann das endogen-exogene Wechselspiel die Voraussetzungen für die Bildung der Stauchmoräne und ihre Lokalisierung zunächst nur zum Teil geschaffen haben. Die Stauchung müssen weitere Faktoren begünstigt und ausgelöst haben.

4.2.3 Die Stauchung als Funktion des Klimaverlaufs und seiner Folgeprozesse

Der Vergleich der Stauchmoräne Jasmund mit der Stauchmoräne Peski bestätigt die Erfahrung, dass die Stauchung nicht vom gestauchten Gesteinsmaterial schlechthin abhängt, sondern von dessen bodenmechanischen Eigenschaften. Diese haben sich im Rhythmus der pleistozänen Klimaschwankungen geändert, mit zeitlichen Verzögerungen wie sie für den Eisauf- und -abbau (und weitere Folgeprozesse) zutreffen. Demzufolge werden umfangreiche glazigene Deformationen dann ausgelöst, wenn im Gefolge der klimatischen Entwicklung im Bereich der Eisstirn der dafür günstige bodenmechanische Zustand erreicht wird. Bei beiden Stauchmoränen fällt die Deformation in die Periode der generellen Wiedererwärmung nach der klimatischen Wende zur Wiedererwärmung im Laufe einer Kaltzeit (ähnlich beim Muskauer Faltenbogen, jedoch schon nach der maximalen Ausbreitung des Elster-Eises, s. KUPETZ 1997).

Während des Anlaufs einer Vereisungsperiode bis zum Kälteoptimum hatte sich im Vorland vor der nahenden Eisdecke ein tiefgründiger Dauerfrostboden entwickelt, über den das Eis ohne bedeutende Einwirkungen hinweggeglitten war. Bereits unter der isolierenden Eisdecke, und verstärkt nach der Klimawende, haben der von unten und oben auftauende Dauerfrostboden und der Grad der Wassersättigung (Porenwasserdruck) der Schichten darunter sowie ihre Neigung zum Eis hin (ungünstige Drainageverhältnisse) gute bodenmechanische Voraussetzungen für die Stauchung geschaffen (LEVKOV 1980, PIOTROWSKI & WINDELBERG 2003). Mit deren Erreichen war jeweils vor allem der Zeitpunkt der Stauchung bestimmt. In der südlichen Ostsee war dieser für die Bildung von Stauchmoränen günstige Zustand während der Schwundperiode des Weichseleises nach dem Brandenburger Stadium an mehreren Stellen erreicht und hat außer im Gebiet von Jasmund – nicht streng gleichzeitig – zur Bildung der Stauchmoränen der Inseln Hiddensee und Møn, am Kap Arkona (weitgehend zerstört), weiter nach Westen der Stoltera (westlich von Warnemünde), der Kühlung, der Insel Poel,

an den Klützer Höveds, und am Ristinge Klint (Insel Langeland, Dänemark) geführt, um nur einige aus dem Küstengebiet zu nennen.

Die reliefverstärkenden, längerperiodischen endogenen (und glazialisostatisch modifizierende) Prozesse haben zwar für die glazigene Deformation günstige topographische Verhältnisse geschaffen und die Orte der Stauchungen mitbestimmt; für die Zeitpunkte der Stauchungen aber war die Entwicklung dafür günstiger bodenmechanischer Eigenschaften maßgebend, die vom kürzerperiodischen pleistozänen Klimagang und seinen Folgeprozessen (Auf- und Abbau des Dauerfrostbodens und der Eisdecken, Glazialisostase) gesteuert worden ist. Erst das Zusammentreffen dieser günstigen Voraussetzungen hat die glazigenen Deformationen größeren Stils in Gang gesetzt. Die endogen und erosiv-exarativ geformte topographische Vorlage war nicht erst kurz vor dem Andrängen des stauenden Eises entstanden, das trifft nur auf die exogen gesteuerten günstigen bodenmechanischen Eigenschaften des Untergrunds zu.

5 Vergleich beider Stauchmoränen und Folgerungen

Der Hauptunterschied zwischen beiden Stauchmoränen zeigt sich in den Architekturen:

- Peski: ein regelmäßig entwickelter Dehnungsbogen vor der Stirn eines ausgedehnten Lobus des Inlandeises in einer weiten, flach ansteigenden Landschaft; unkomplizierte Bogenarchitektur.

- Jasmund: Stauchung in der Kerbe zwischen zwei Eisloben, die in stärker reliefiertes Gelände vorgestoßen sind; kompliziertere Anordnung der Strukturelemente, besonders im über die Umgebung höher herausgedrückten Kern der Stauchmoräne; die Anlage als Kompressionsbogen zwischen den Flanken der beiden Eisloben mit Anbau zweier unvollständig entwickelter Dehnungsbögen im N und S erklärt die Diskrepanz zwischen Struktur und Morphologie am Ostkliff von Jasmund besser als das Modell einer spitzwinkligen Kerbstauchung.

- Ungeachtet der sehr unterschiedlichen Architektur der beiden Stauchmoränen gleichen sich die Formen und Dimensionen ihrer Strukturelemente weitgehend. Das bestätigt die Regel, dass der Stil und der Zeitpunkt der glazigenen Deformation maßgeblich von der Entwicklung der bodenmechanischen Eigenschaften der Schichten im Gefolge des Klimaablaufs bestimmt werden.

- In beide Stauchmoränen sind Oberkreideschichten (Schreibkreidefazies mit Flintlagen) in die Stauchung einbezogen.

- Beide Stauchmoränen sind vom stauenden Eis überfahren, aber nicht eingeebnet worden.

- Beide Stauchmoränen unterscheiden sich im Alter, sie sind aber beide jeweils nach der maximalen Eisausbreitung einer Eiszeit entstanden, die Stauchmoräne Peski nach dem Maximum der Dnepr-(Saale) Vereisung, Sosch-Vorstoß, die Stauchmoräne Jasmund nach dem Maximum der Weichsel-Vereisung (nach dem Brandenburg-Stadium), wahrscheinlich beim Pommerschen Eisvorstoß.

Diese Klimaabschnitte zur generellen Wiedererwärmung hin boten die günstigsten bodenmechanischen Bedingungen für glazigene Deformationen großen Stils. Das

wird durch bedeutende weitere Stauchmoränen dieser Perioden im südwestlichen Ostseegebiet und in Westbelarusland unterstrichen.

- Die Entwicklung der bodenmechanischen Eigenschaften der Schichtpakete im jeweiligen Eisrandgebiet (vor und unter dem Eis) folgt den extremen pleistozänen Klimaschwankungen. Sie hat die glazigenen Deformationen maßgeblicher beeinflusst als das von den topographischen Verhältnissen ausgegangen ist.

- Beide Stauchmoränen stehen in deutlicher Beziehung zum tektonischen Strukturmuster und den langfristig vorherrschenden tektonischen Hebungstendenzen in ihrer Region, die mindestens bis ins Pleistozän angedauert haben.

- Diese Gemeinsamkeiten in den Beziehungen zu den strukturellen Gegebenheiten des Untergrunds und zu den neotektonischen Hebungstendenzen bestehen ungeachtet der erheblich tieferen Lage des Grundgebirges im Raum Rügen im Vergleich zur geringen bei Peski und ungeachtet der sehr unterschiedlichen Architekturen der beiden Stauchmoränen.

- Beide Stauchmoränen (und andere) sind das Ergebnis des komplizierten räumlichen und zeitlichen Zusammenwirkens längerperiodisch gesteuerter endogener Vertikalbewegungen, die günstige topographische Ansätze für die Stauchungen geschaffen haben, und kürzerperiodischer exogener Prozesse, die letztlich von den extremen Klimaschwankungen während des Pleistozän gesteuert worden sind.

Dank

Den Herren Prof. Dr. E.A. Levkov† und Dr. A.K. Karabanov, beide Institut für geologische Wissenschaften der Akademie der Wissenschaften Belarusslands in Minsk, danke ich für ihre sachkundigen Führungen durch die großartigen Aufschlüsse bei Peski, den beiden Gutachtern für ihre Anregungen und ergänzenden Literaturhinweise. Außerdem gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. A. Brauer (Deutsches GeoForschungsZentrum Potsdam) für die Gewährung zeichentechnischer Unterstützung, Frau M. Dziggel und Herrn A. Hendrich für die druckreife Gestaltung der Abbildungen.

Literatur/References

- ANJAR, J., LARSEN, N. K., BJÖRCK, S., ADRIELSSON, L. & FILIPSSON, H. L. (2010): MIS 3 marine and lacustrine sediments at Kriegers Flak, southeastern Baltic Sea. – *Boreas*, 39: 360–366.
- BERTHELSEN, A. (1979): Recumbent folds and boudinage structures formed by subglacial shear: An example of gravity tectonics. – *Geologie en Mijnbouw*, 58(2): 253–260.
- BRINKMANN, R. (1953): Über die diluvialen Störungen auf Rügen. – *Geologische Rundschau*, 41: 231–241.
- CARLÉ, W. (1938): Das innere Gefüge der Stauch-Endmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränenengebiets. – *Geologische Rundschau*, 29: 27–51.
- GARETSKY, G. et al.(eds.)(2001): Neogeodynamics of the Baltic sea depression and adjacent areas. IGCP project 346. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 8: 5–12 und Map 1 West sheet.
- GRIPP, K. (1947): Jasmund und Moen eine glazialmorphologische Untersuchung. – *Zeitschrift für Erdkunde*, 1: 175–182.
- GRIPP, K. (1955): Eisbedingte Lagerungsstörungen. – *Geologische Rundschau*, 43: 39–45.
- GROTH, K. (1961): Die Lagerungsformen und -verhältnisse der Kreideschollen im Kreidekalkvorkommen Wittenfelde auf Jasmund (Rügen). – *Geologie*, 10: 803–810.
- GROTH, K. (2003): Zur glazitektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen. – *Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern*: 39–49.
- HAUPT, J. (1996): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Verbreitung der unter dem Quartär anstehenden Bildungen mit Tiefenlage der Quartärbasis, 1:500 000. – Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, 1. Aufl.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1994): Late Pleistocene stratigraphy, glaciation chronology and Middle Weichselian environmental history from Klintholm, Møn, Denmark. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 41: 181–202.
- KATZUNG, G. (2004): 4.5.8 Kliff der Greifswalder Oie. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*: 325–327, Stuttgart (E. Schweizerbart).
- KEILHACK, K. (1914): Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. – *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 33(I): 114–158.
- KNAUST, D. (1995): Die geologische Entwicklung der Ostseeinsel Greifswalder Oie. – *Terra Nostra*, 6: 47–69.
- KÖSTER, R. (1960): Wulfener Berg und Ristinge Bank, ein glazialtektonischer Vergleich. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 112: 515–532.
- KRAUSS, M. (1993): Zur stofflichen und strukturellen Entwicklung und Situation im Untergrund der Insel Rügen. – In: Rügen, Bornholm, Exkursionsführer der Gesellschaft für Geowissenschaften e.V. Berlin, 05.–10.10.1993 auf Rügen und Bornholm: 15–32.
- KRAUSS, M. & MAYER, P. (2004): Das Vorpommern Störungssystem und seine regionale Einordnung zur Transeuropäischen Störung. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 32: 227–246.
- KUPETZ, M. (1997): Geologischer Bau und Genese der Stauchmoräne Muskauer Faltenbogen. – *Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge*, 4(2): 1–20.
- LAGERBÄCK, R. (1990): Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden. – *Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar*, 112: 333–354.
- LEVKOV, E. A. (1980): *Glazitektonika*. – 279 S.; Minsk (Nauka i tehnika) (russ.).
- LEVKOV, E. A. & KARABANOV, A. K. (1996): *Neogeodynamics and Glaciotectonics of Belarus (guide book)* – 6th International Meeting of the IGCP Project 346 „Neogeodynamica Baltica“ Minsk 1996: 9 p.
- LUDWIG, A. O. (1954/55): Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Greifswald, Math.-Nat. R. IV*: 251–288.
- LUDWIG, A.O. (1964): Untersuchung des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. – *Geologie, Beiheft*, 42: 143 S.
- LUDWIG, A. O. (1999): Glazialschollen am Westrand der Oder-Bucht (südliche Ostsee). – *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge*, 6: 419–427.
- LUDWIG, A.O. (2001): Die neotektonische Ausgestaltung des südlichen Ostseeraumes. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 29: 149–167.
- LUDWIG, A. O. (2004): Zur Bildung der Stauchmoräne Dornbusch/Insel Hiddensee. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 32: 255–269.
- LUDWIG, A. O. (2005): Zur Interpretation des Kliffanschnitts östlich von Glowe/Insel Rügen (Ostsee). – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 33: 263–272.
- LUDWIG, A. O. (2006): Cyprinenton und I1-Folge im Pleistozän von Nordost-Rügen und der Insel Hiddensee (südwestliche Ostsee). – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 34(6): 349–377.
- LUDWIG, A. O. & LEVKOV, E. A. (2001): Ein Konglomeratgeschiebe als Hinweis auf differenzierte Schollenbewegungen in der westlichen Osteuropäischen Tafel während der Oberkreide. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 17: 935–946.
- LUDWIG, A. O. & SCHWAB, G. (1995): *Neogeodynamica Baltica* – ein internationales Kartenprojekt (IGCP-Projekt Nr. 346). – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 2: 47–57.
- MÜLLER, U. (2004): 4.2 Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*: 234–242, Stuttgart (E. Schweizerbart).
- OBST, K. & ANSORGE, J. (2010): Exkursion G – Die Greifswalder Oie – ein einzigartiges Vorkommen von präpleistozänen Schollen und Geschieben in einer hochdeformierten quartären Abfolge. – In: LAMPE, G. & LORENZ, S. (eds.): *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern*: 132–158; Greifswald (Geozon Science Media).

- PANZIG, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 19: 331–346.
- PEDERSEN, S. A. S. (2000): Superimposed deformation in glaciotectonics. – *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 46: 125–144.
- PIOTROWSKI, J. & WINDELBERG, S. (2003): Glazialtektonik und weichselzeitliche Ablagerung in Zentral-Fünen Dänemark. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 53: 39–54.
- RICHTER, W., SCHNEIDER, H. & WAGER, R. (1951): Die saalezeitliche Stauchmoräne von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 102(I): 60.75.
- RÜHBERG, N. (1969): Die Geologie der pleistozänen Schichtenfolge am Westkliff von Poel. – *Geologie*, 18: 626–637.
- SCHARF, W. (1933): Das norddeutsche Diluvium in eistektonischer Betrachtung. – *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, 53: 828–850.
- SCHLÜTER, H.-U., BEST, G., JÜRGENS, U. & BINOT, F. (1997): Interpretation reflexionsseismischer Profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaledonischem Becken in der südlichen Ostsee – erste Ergebnisse. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 148: 1–32.
- STEINICH, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen). – *Geologie, Beiheft 71/72*: 207 S.
- STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 20: 125–154.
- STRUCKMANN, C. (1879): Briefliche Mitteilung an W. Dames. – *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft*, 31: 788.
- THOMAS, S. A. & DEEKS, N. R. (1994): Seismic evidence for inversion tectonics in the strike-slip regime of the Tornquist zone, Southern Baltic Sea. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, 22: 33–45.

Middle Weichselian interstadial deposit at Petäjäselkä, Northern Finland

Pertti Sarala, Tiina Eskola

Abstract:

An inter-till stratified sediment deposit with intervening organic layer was identified at Petäjäselkä, northern Finland. The deposit lay under a peat bog and was itself underlain by a 3-m thick basal till bed. Sampling by percussion drilling revealed an intervening 1–15 cm thick organic layer between stratified sands at 5.5–6.0 m depth. The pollen composition of the organic layer was dominated by *Pinus-Betula* and its radiocarbon age was $35,300 \pm 600$ BP (^{14}C). The estimated age of the sands under the organic layer, determined by the OSL method, was 72.6 ± 21.3 ka and 58.1 ± 17.0 ka at two different sampling points, while that of the sand above the organic material was 31.8 ± 5.6 ka at one of these points. Based on these dating results, the inter-till stratified sands with intervening organic layer represent the Middle Weichselian interstadial. This provides further evidence of an ice-free period in northern Finland, in the centre of the Scandinavian Ice Sheet, during the Middle Weichselian.

[Interstadiale Ablagerungen des Mittel-Weichsel aus Petäjäselkä, Nord-Finnland]

Kurzfassung:

In Petäjäselkä (Nord-Finnland) wurde ein geschichtetes Sedimentpaket mit einer zwischengeschalteten Organiklage nachgewiesen, welches in Till der Grundmoräne eingebettet war. Die Grundmoräne hatte eine Mächtigkeit von 3 m und wurde von einem Moor überlagert. Durch Rammkernbohrungen war dann eine 1–15 cm mächtige Organiklage nachweisbar, die in Tiefen von 5.5–6.0 m jeweils in Sanden eingebettet war. Der organische Horizont ist durch eine *Pinus-Betula*-Gemeinschaft und ein absolutes Alter von $35,300 \pm 600$ BP (^{14}C) gekennzeichnet. Die unterlagernden Sande wurden an zwei Lokalitäten per OSL auf Alter von 72.6 ± 21.3 ka und 58.1 ± 17.0 ka datiert. Für den überlagernden Sand wurde per OSL an einer der Lokalitäten ein Alter von 31.8 ± 5.6 ka bestimmt. Den Datierungsergebnissen zufolge repräsentieren die in den Till eingebetteten Sande mit dem Organikhorizont ein Interstadial des Mittel-Weichsel. Desweiteren lässt sich daraus für Nord-Finnland eine eisfreie Phase während des Mittel-Weichsels im Zentrum des Skandinavischen Eisschildes ableiten.

Keywords:

Quaternary, Middle Weichselian, interstadial, glacial stratigraphy, Finland

Addresses of authors: P. Sarala*, Geological Survey of Finland, P.O. Box 77, FI-96101 Rovaniemi, Finland. T. Eskola, Institute of Geosciences, University of Oulu, P.O. Box 3000, FI-90014, Finland. *Corresponding author E-Mail: pertti.sarala@gtk.fi

1 Introduction

The Middle Weichselian interstadials in the central part of the Scandinavian Ice Sheet (SIS) have been studied extensively during the past decade (HELMENS et al. 2000, OLSEN 2002, HOUMARK-NIELSEN & KJÆR 2003, LUNKKA et al. 2004, SVENDSEN et al. 2004, KALM 2006, ALEXANDERSON & MURRAY 2007, KRZYSZKOWSKI & KUSZELL 2007, SATKUNAS et al. 2009, ENGELS et al. 2010). In Finland, particular attention has been focused on the stratified inter-till layers observed mainly in northern and western Finland (MÄKINEN 2005, SARALA 2005, HELMENS et al. 2007, AURI et al. 2008, SALONEN et al. 2009, SARALA et al. 2010). The aim of the present study was to find further evidence on the extent and timing of the Weichselian interstadials. The main method used was stratigraphical interpretation, supported by Optically Stimulated Luminescence (OSL) and radiocarbon (^{14}C) dating. Paleontological studies were conducted on material from the organic layer.

The study sites in Finland were mainly old stratigraphical key sites at which organic-stratified sediment interlayers have been observed (e.g. HIRVAS 1991). These sites were first studied during the 1970s and 1980s, when dating was based on interpretation and correlation of paleontological records (pollen and diatoms) rather than the ^{14}C method or

various luminescence methods. This was due to the limitations and/or unreliability of those methods at that time (NENONEN 1995). However, some new observations were made during the past decade in other contexts, e.g. during test excavations, till sampling and other surficial geological research carried out in poorly studied areas (SARALA et al. 2005, SARALA 2008).

One of the new study sites is Petäjäselkä in northern Finland, where an inter-till stratified sediment deposit with intervening organic layer was found in a peat bog. Petäjäselkä is located in the Central Finnish Lapland, about 150 km inside the Arctic Circle (Fig. 1). This area was the core component of the SIS and the site of the latest ice divide zone (SARALA & OJALA 2008). A percussion drilling programme for geochemical exploration of the till was carried out in the area in 2005 and organic material was found in two of the drilling holes. In 2008, these two sampling sites were re-sampled by percussion drilling.

2 Methods

Sampling was carried out using percussion drilling with plastic tubes 3.7 cm in diameter (Fig. 2) and 1 m in length. The sediment cores were logged and the results described in the stratigraphy log (Fig. 3) using lithofacies classifica-

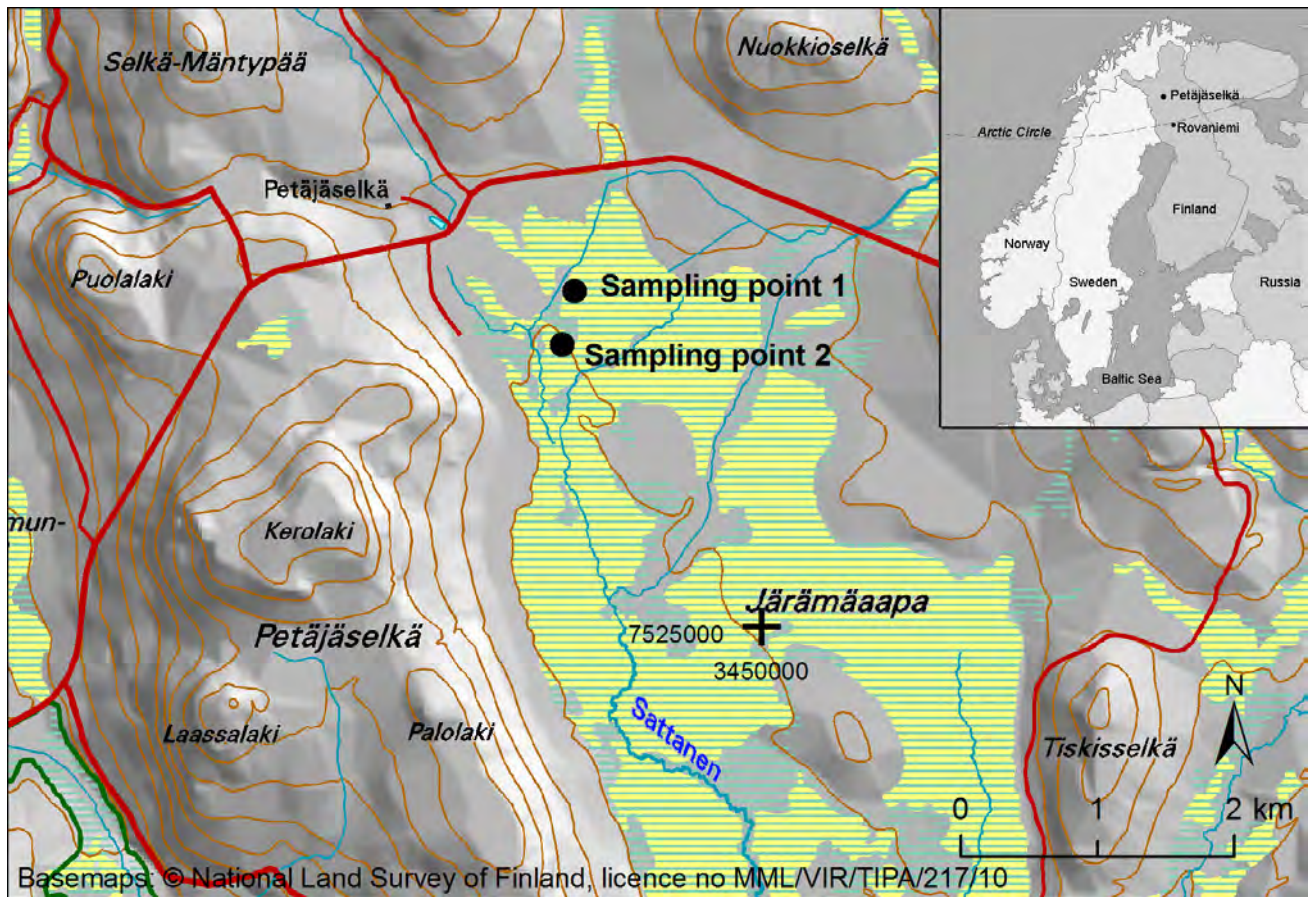


Fig. 1. Location of the study area and the two sampling sites in the Järämäaapa peat bog, Petäjäselkä, northern Finland.

Abb. 1. Lage des Untersuchungsgebietes und der beiden Probenahmestellen im Järämäaapa Moor bei Petäjäselkä, Nord-Finnland.

tion. One sample from the organic layer was analyzed for pollen content and the total pollen count (ΣP) was calculated from the percentage of terrestrial plants (trees, shrubs, dwarf shrubs and herbs). Spores were calculated from the total pollen count and spores ($\Sigma P + \text{spores}$). A pollen diagram was compiled using the Tilia (GRIMM 1991–1993) and TGView (GRIMM 2004) software.

Samples were taken for dating from the organic layer (^{14}C dating) and from the stratified sediments above and below that layer (OSL dating). Samples for OSL dating were covered with black plastic bags to avoid damage by sunlight. The dating analysis, using quartz grains, was based on the SAR protocol described by MURRAY & WINTLE (2000) and was performed in the Dating Laboratory of the University of Helsinki, Finland. ^{14}C dating was performed on bulk samples at the Poznań Radiocarbon Laboratory, Poland.

3 Results

3.1 Stratigraphy

The sampling sites are situated in a peat bog area and the stratigraphy is as follows (Fig. 3):

Unit 1. At the bottom there is a silty, massive or slightly laminated, brown till unit with a thickness of more than 1 m. The till is compact and hard to penetrate with percussion drilling. Stone content is low and pebbles are small and rounded.

Unit 2. Should be indent the basal till changes gradually to a 1-m thick, gray and massive till unit. The composition of the till matrix is still silty, but the stone content and stone size is greater.

Unit 3. This is followed by a 1-m thick stratified gravelly and/or sandy deposit that includes the intervening organic layer (Fig. 2). The bottom of the deposit consists of a sand layer (20–30 cm thick) that is mainly massive, although some graded beddings can be found as a mark of streaming water. Above this there is a sharp transition to the organic layer (Fig. 2b). The organic layer is 1–15 cm thick and its structure is massive. Above the organic layer there is a gradual transition to an approx. 40–50 cm thick deposit of massive and sandy gravels.

Unit 4. Above the gravels is a 1.5–3 m thick till unit composed mainly of sandy or silty matrix with some thin sandy layers. Stone content is low but some larger boulders (diameter 20–50 cm) are present. The transition between this unit and that both above and below is gradual.

Unit 5. On the top of the profile lies a modern, Holocene peat cover of 2–3 m depth. In mire classification the peat type is aapa mire, the most common type in central Finnish Lapland. The peat in aapa mires is most typically composed of brown moss (Bryales) and residues of sedge-like plants. The surface vegetation of the mire is composed of mosses such as *Sphagnum* spp. and sedges such as *Carex* spp., but also many sprigs of e.g. Arctic birch (*Betula nana*). One of the typical plants is bogbean (*Menyanthes trifoliata*).



Fig. 2. a) Percussion drilling in Järämäapa and b) longitudinal section of 3.5 cm diameter percussion drilling core from Järämäapa, showing the 1 cm thick organic layer between sands and gravels (January 2008. Photos: P. Sarala).

Abb. 2. a) Schlagbohrgerät in Järämäapa und b) Längsschnitt Bohrkern aus dem Järämäapa Moor (Durchmesser 3.5 cm) mit der 1 cm mächtigen Organiklage zwischen Sanden und Kiesen (Januar 2008, Fotos: P. Sarala).

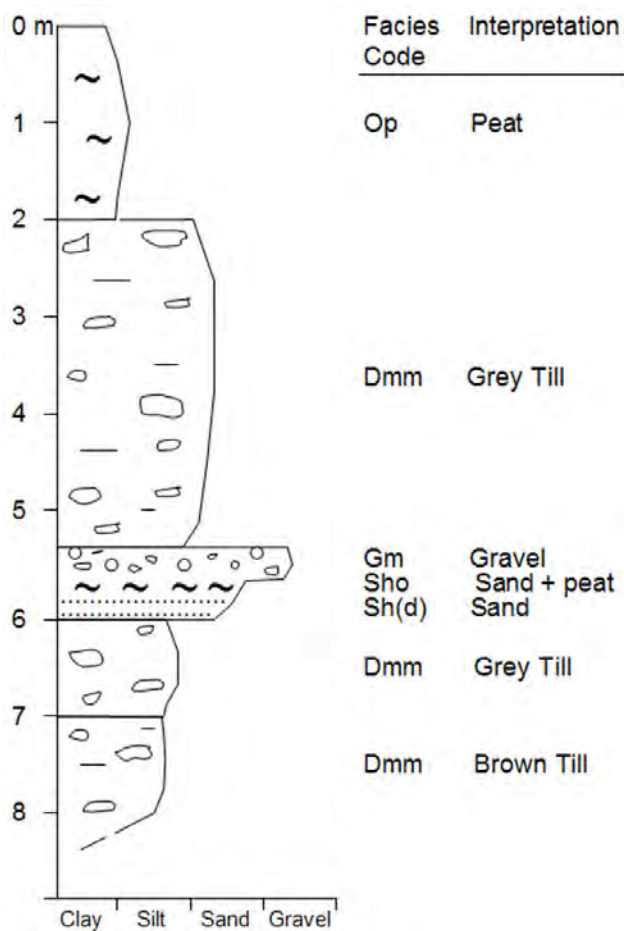


Fig. 3. Stratigraphy of the Järämäapa area as shown by the stratigraphy log of the sediment core at sampling point 2. The inter-till sediment is 1–2 m thick, with an intervening 1–15 cm thick organic layer.

Abb. 3. Stratigraphie des Järämäapa Moors wie sie aus der Schichtenfolge an der Probenahmestelle 2 ableitbar ist. Das Sedimentpaket im Geschiebemergel ist 1–2 m dick und wird durch eine 1–15 cm dicke Organiklage gegliedert.

3.2 Pollen composition of the inter-till deposit

Pollen analyzes carried out on the organic layer (Fig. 4). The percentage of tree pollens in the total pollen count in the layer was quite constant, varying from 67.8% to 74.3%. *Pinus* was the dominant tree pollen, comprising 30.8–42.6%, while *Betula* comprised 29.1–33.3%. Other tree pollens present were *Alnus* (1.2–2.0%), *Picea* (0.6–3.0%) and *Populus* (0.3%). One pollen grain of *Quercus* and one of *Carpinus* were also found (probably long-distance transportation). The non-arboreal pollen (NAP) was from shrubs such as *Betula nana* (0.5–2.3%), *Salix* (<0.5%) and *Juniperus* (<0.5%) and dwarf shrubs such as *Empetrum* (<0.5%), *Ledum* (<0.5%) and *Vaccinium* (0.5%). Cyperaceae was the dominant herb family, comprising 17.9 to 27.7% of total pollen. Low levels of pollen from different herbs (e.g. *Filipendula*, *Juncus*, *Poaceae*, *Potentilla*, *Ranunculaceae*, *Rubus idaeus*, *Rumex acetosella*, *Solidago*) were also present. Spores of *Lycopodium annotinum* (<0.5%), Polypodiaceae (<1%), *Selaginella selaginoides* (<0.5%) and *Sphagnum* (3.1–14.2%) were identified.

3.3 Age of the deposit

Three gravel/sand samples were dated, one from under the organic layer at each of the two sampling points and one from above the organic layer at sampling point 1. The OSL age of the sand under the organic layer was found to be 72.6 ± 21.3 ka and 58.1 ± 17.0 ka for sampling point 1 and 2, respectively, although having relatively wide variations. The OSL age of the sand above the organic layer (sampling point 1) was 31.8 ± 5.6 ka.

^{14}C dating was carried out on material from the organic layer, at a depth of about 6.4 m at sampling point 1 and 5.5 m at sampling point 2. The age of the peat at sampling point 1 was $35,300 \pm 600$ BP. However, the other sample

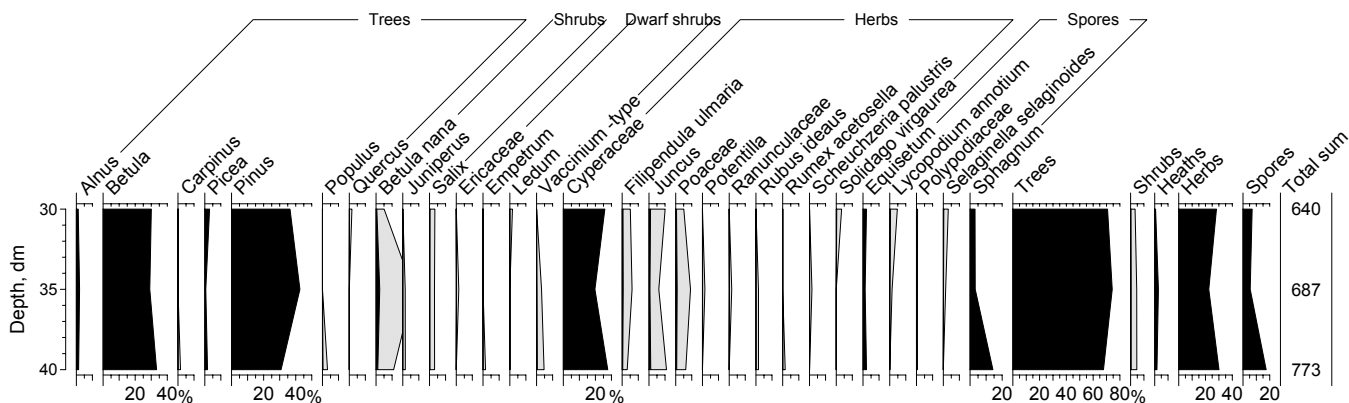


Fig. 4. Pollen diagram of the 15 cm thick organic layer at sampling point 2, Järämäaapa. Grey curves show 10 x magnifications.

Abb. 4. Pollendiagramm der 15 cm mächtigen Organiklage an Probenahmestelle 2 im Järämäaapa Moor. Die grauen Kurven zeigen die 10fache Überhöhung.

was contaminated with peat from the bottom of the modern mire and was found to have an age of $6,900 \pm 60$ BP, i.e. from the Holocene period.

The ages are in line with the stratigraphy, which indicates deposition of the bottommost sediments at the end of the Early Weichselian, followed by Middle Weichselian sedimentation.

4 Discussion

Northern Finland is situated in the central part of SIS and has been influenced by several cold periods since the Early Weichselian (SVENDSEN et al. 2004). There were at least two glaciation phases during the Early and/or Middle Weichselian period, with an intervening period of about 20 ka (HELMENS et al. 2000, 2007, SARALA 2005). For that reason, older stratified sediments have been available for younger erosion and re-deposition processes. The mixture of older and younger sediments is probably the reason for the rather large variation in the oldest OSL ages. However, the finite radiocarbon age of the organic layer is reliable and indicates the relative age of deposition. It confirms Middle Weichselian origin, although there is a possibility of earlier organic matter formation if the layer was contaminated by the younger carbon during later glacial processes or it was influenced by the groundwater. The radiocarbon age can also be somewhat older in calendar years but still correlates well with other age determinations of the Middle Weichselian deposits in northern Finland and Sweden (e.g. KORPELA 1969, HELMENS et al. 2000, 2007, HÄTTESTRAND & ROBERTSSON 2010). The Middle Weichselian interstadial deposits in central and southern Lapland have also been described by MÄKINEN (2005), SARALA (2005, 2008) and SARALA et al. (2010).

Should be indent the majority of the pollen grains in the inter-till organic layer were somewhat decayed and crumbling, but still clearly identifiable. The organic matter was most probably transported and re-deposited in the sediment. For that reason, interpretation of the vegetation is quite difficult. However, the general spectrum of modern pollen samples from northern Fennoscandia suggests either tundra vegetation or open birch (sparse) forest (PRENTICE 1978, SEPPÄ et al. 2002). The pollen levels of *Pinus*

and *Betula* suggest that the timberline for *Pinus* and *Betula* cannot be far away from the Petäjäselkä site (PRENTICE 1978, HICKS 2001, SEPPÄ et al. 2002).

The same rich composition of tree pollen has been reported for example at Sokli, eastern Finnish Lapland (HELMENS et al. 2000, BOS et al. 2009). HELMENS et al. (2000) reported relatively high proportions of *Pinus* and *Betula* pollen (borehole 900, depth 7.81–7.07 m). The high amount of *Juniperus* and *Cyperaceae* pollen indicates the same vegetation environment. BOS et al. (2009) studied clay-silt lacustrine sediments at Sokli, dated early MIS 3 (so-called Tulppio Interstadial) and found similarities e.g. with the values of *Betula*, *Alnus*, *Picea* and *Cyperaceae*. Those authors concluded that there is a possibility of secondary origin tree pollen from older (e.g. Eemian) deposits.

Pollen records for Riipiharju, northern Sweden, are to some degree comparable (Riipiharju II, LPAZ2) (HÄTTESTRAND & ROBERTSSON 2010). A significant difference from the Petäjäselkä profile is the absence of *Pinus* pollen. However, it should be noted that comparisons between these sites are not straight-forward, because in the case of Sokli and Riipiharju the sample material mainly consisted of mineral material instead of organic material.

The inter-till organic sediment layer is only about 1 m thick at the Petäjäselkä site and for that reason is scarcely representative of the whole 40-ka deposition history. The layer indicates re-deposition in separate phases. However, the stratigraphy is supported by the chronological data and indicates the occurrence of ice-free period(s) during the Middle Weichselian.

5 Conclusions

The stratigraphical studies at Petäjäselkä form part of a larger project aimed at updating the knowledge of glacial chronology in the central part of the SIS in northern Finland. Another aim is to provide new evidence about the existence and number of Weichselian interstadials. Our dating results for Petäjäselkä proved that the inter-till stratified deposit with intervening organic layer represents the Middle Weichselian interstadial. The ice-free period could have lasted at least 20 ka and the vegetation represents *Pinus* and *Betula*-dominated forests that are still typical of

the area. The organic sediment deposit at Petäjäseltä and other interstadial deposits found in central and southern Finnish Lapland clearly show that northern Finland was ice-free at least once during the Middle Weichselian period.

6 Acknowledgements

Support for the study was provided by the Geological Survey of Finland and the University of Oulu. Mr. Kalervo Rauhala, Mr. Kauko Mokko and Mr. Jukka Takalo are thanked for their assistance during the sampling. Three anonymous referees are acknowledged for the constructive criticism of the manuscript. Dr. Mary McAfee corrected the English of the manuscript.

7 References

- ALEXANDERSON, H. & MURRAY, A.S. (2007): Was southern Sweden ice free at 19–25 ka, or were the post LGM glacial sediments incompletely bleached? – *Quaternary Geochronology*, 1–4: 229–236.
- AURI, J., BREILIN, O., HIRVAS, H., HUHTA, P., JOHANSSON, P., MÄKINEN, K., NENONEN, K. & SARALA, P. (2008): Tiedonanto eräiden myöhäispleistoseenikerrostumien avainkohteiden ajoittamisesta Suomessa. – *Geologi*, 60: 68–74.
- BOS, J.A.A., HELMENS, K.F., BOHNCKE, S.J.P., SEPPÄ, H. & BIRKS, H.J.B. (2009): Flora, vegetation, and climate at Sokli, northeastern Fennoscandia, during the Weichselian Middle Pleniglacial. – *Boreas*, 38: 335–348.
- ENGELS, S., HELMENS, K.F., VÄLIRANTA, M., BROOKS, S.J. & BIRKS, J.B. (2010): Early Weichselian (MIS 5d and 5c) temperatures and environmental changes in northern Fennoscandia as recorded by chironomids and macroremains at Sokli, northeast Finland. – *Boreas*, 39: 689–704.
- GRIMM, E. (1991–1993): TILIA 2.0 version b.4 (computer software). Illinois State Museum.
- GRIMM, E. (2004): TGView version 2.0.2 (computer software). Illinois State Museum.
- HÄTTESTRAND, M. & ROBERTSSON, A.-M. (2010): Weichselian interstadials at Riipiharju, northern Sweden – interpretation of vegetation and climate from fossil and modern pollen records – *Boreas*, 39: 296–311.
- HELMENS, K., RÄSÄNEN, M., JOHANSSON, P., JUGNER, H. & KORJONEN, K. (2000): The Last Interglacial–Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland). – *Quaternary Science Review*, 19: 1605–1623.
- HELMENS, K., JOHANSSON, P., RÄSÄNEN, M., ALEXANDERSON, H. & ESKOLA, K. (2007): Ice-free intervals continuing into marine isotope stage 3 at Sokli in the central area of the Fennoscandian glaciations. – *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 79: 17–39.
- HICKS, S. (2001): The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 117: 1–29.
- HIRVAS, H. (1991): Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. – *Geological Survey of Finland, Bulletin*, 354: 123 p.
- HOUMARK-NIELSEN, M. & KJÆR, K.H. (2003): Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. – *Journal of Quaternary Science*, 18: 769–786. DOI: 10.1002/jqs.802
- KALM, V. (2006): Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciation. – *Quaternary Science Review*, 25: 960–975.
- KORPELA, K. (1969): Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (nördliches Nordfinnland) im Licht von submoränen Sedimenten. – *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, A III* 99: 1–108.
- KRZYSZKOWSKI, D. & KUSZEL, T. (2007): Middle and Upper Weichselian Pleniglacial fluvial erosion and sedimentation phases in Southwestern Poland, and their relationship to Scandinavian ice sheet build-up and retreat. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 17–38.
- LUNKKA, J.P., JOHANSSON, P., SAARNISTO, M. & SALLASMAA, O. (2004): Glaciation of Finland. – In: Ehlers, J. & Gibbard, P.L. (Ed.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*: 93–100, Elsevier.
- MÄKINEN, K. (2005): Dating the Weichselian deposits of southwestern Finnish Lapland. – *Geological Survey of Finland, Special Paper*, 40: 67–78.
- MURRAY, A. & WINTLE, A. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements*, 32: 57–73.
- NENONEN, K. (1995): Pleistocene stratigraphy and reference sections in southern and western Finland. – PhD thesis, Geological Survey of Finland: 94 p. + 7 original papers, Kuopio.
- OLSEN, L. (2002): Mid and Late Weichselian, ice-sheet fluctuations north-west of the Svartisen glacier, Nordland, northern Norway. – *Norges geologiske undersøkelse, Bulletin*, 440: 39–52.
- PRENTICE, I. C. (1978): Modern pollen spectra from lake sediments in Finland and Finnmark, north Norway. – *Boreas*, 7: 131–153.
- SALONEN, V.-P., KAAKINEN, A., KULTTI, S., MIETTINEN, A., ESKOLA, K.O. & LUNKKA, J.P. (2008): Middle Weichselian glacial event in the central part of the Scandinavian Ice Sheet recorded in the Hitura pit, Ostrobothnia, Finland. – *Boreas*, 37: 38–54. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2007.00009.x.
- SARALA, P. (2005): Glacial morphology and dynamics with till geochemical exploration in the ribbed moraine area of Peräpohjola, Finnish Lapland. – PhD thesis, Geological Survey of Finland: 17 p. + 6 original papers, Espoo.
- SARALA, P. (2008): New OSL dating results in the central part of Scandinavian Ice Sheet. – In: LISICKI, S. (ed.): *Quaternary of the Gulf of Gdansk and Lower Vistula regions in northern Poland, sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography*. International field symposium of the INQUA Peribaltic Group, Frombork, September 14–19, 2008. Warszawa, Polish Geological Institute, 49–50.
- SARALA, P.O., JOHANSSON, P.W., JUNGNER, H. & ESKOLA, K.O. (2005): The Middle Weichselian interstadial: new OSL dates from southwestern Finnish Lapland. – In: Kolka, V. & Korsakova, O. (eds.): *Quaternary geology and landforming processes: proceedings of the international field symposium, Kola Peninsula, NW Russia, September 4–9, 2005*. Apatity, Kola Science Centre RAS, 56–58.
- SARALA, P. & OJALA, V.J. (2008): Implications of complex glacial deposits for till geochemical exploration: Examples from the central Fennoscandian ice sheet. – In: STEFÁNSSON, Ó. (ed.): *Geochemistry Research Advances, Chapter 1*: 1–29. Nova Publishers, New York.
- SARALA, P., PIHLAJA, J., PUTKINEN, N. & MURRAY, A. (2010): Composition and origin of the Middle Weichselian interstadial deposit in Veskonniemi, Finnish Lapland. – *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59 (2): 117–124. DOI: 10.3176/earth.2010.2
- SATKUNAS, J., GRIGIENE, A., JUSIENE, A., DAMUSYTE, A. & MAZEIKA, J. (2009): Middle Weichselian palaeolacustrine basin in the Venta river valley and vicinity (northwest Lithuania), exemplified by the Purviai outcrop. – *Quaternary International*, 207: 14–25.
- SEPPÄ, H., NYMAN, M., KORHOLA, A. & WECKSTRÖM, J. (2002): Changes of tree-lines and alpine vegetation in relation to post-glacial climate dynamics in northern Fennoscandia based on pollen and chironomid records. – *Journal of Quaternary Science*, 17: 287–301.
- SVENDSEN, J., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, J., FUNDER, S., GATAULLIN, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H., INGOLFSSON, O., JAKOBSSON, M., KJÆR, K., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., LUNKKA, J.-P., LYSÅ, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOV, A., MURRAY, A., MÖLLER, P., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O., POLYAK, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M., SPIELHAGEN, R. & STEIN, R. (2004): Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. – *Quaternary Science Reviews*, 23: 1229–1271.

Instruction to Authors

Basically the manuscript shall be submitted in electronic form and has to include the name and the address of the first author. Please use a standard word processor in .rtf, .odt or .doc-format (LaTeX files on request). As character set please use the standard fonts Times Roman, Helvetica or Courier with 1.5 line spacing.

For the submission please use our online system at www.quaternary-science.net. After the login you can upload your manuscript as well as separate figures and tables.

Manuscript style

The acceptable languages are English and German. Manuscripts in German have to contain an English subtitle, an abstract in English and English keywords. The rules of the new German spelling reform apply to German texts.

Manuscripts should be arranged in the following order:

- I Short but concise title
- II Full names, full address and e-mail
- III 5 to 10 keywords that describe the contents of your paper
- IV An abstract of up to 200 words in German and English. The translated abstract should carry the translated title in square brackets,
- V Clearly structured text. For chapter numbering use Arabic numerals.
- VI The reference list has to be arranged alphabetically and should conform to the examples given below.

References have to be inserted in the text as brief quotations, the name of the author has to be set in small CAPITALS, the year of publication in brackets e.g. MÜLLER (2006). If more than one publication of the same author in the same year is cited, identify each citation as follows: MÜLLER (2006a, 2006b). Where three or more authors are listed in the reference list, please cite in the text as MÜLLER et al. (2006). Papers with up to three authors should be cited as MÜLLER & MEYER (2006) or MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). If a special page or figure of a paper should be cited, use following citation style: MÜLLER (2006: 14) or MÜLLER (2006, Fig. 14).

Scientific names of flora and fauna (*gender*, *sub-gender*, *species*, *sub-species*) have to be written in *italics*. Use small CAPITALS for the author (*Armeria maritima* WILLD.)

- Do not justify your text, use a ragged left alignment.
- Do not use automatic hyphenation.
- Do not use any automatic formatting.
- Do not use pagination.

Do not insert images, tables and photos into the text, it should be added as separate files. Captions of figures and tables in German and English should be placed at the end of the manuscript.

Illustrations

Supply each figure as a separate file with the name of the author. Illustrations should be reducible to a column width (8.4 cm) or type area (17.2 x 26 cm). The lettering has to be easily readable after reduction. Where a key of symbols is required, include this in the figure, not in the caption of the figure. Avoid fine lines (hairlines) and grey-shading/halftones. All figures may be colored. There are no additional costs.

For printing all illustrations have to be supplied electronically. Please use for pixel-based images (photos) the .tif-format with a resolution of at least 450 dpi and for vector-based illustrations (graphs, maps, tables) the .eps-format. Greatly reduced .jpg-files or .pdf-files or figures included in word-documents are not accepted.

References [examples]

Papers:

- SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 19: 250–261.
- EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärenentwicklung im norddeutschen Tiefland. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 7: 451–462.
- ZAGWIJN, W.H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): *The Middle Pleistocene in Europe*: 145–172; Rotterdam (Balkema).
- MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Iceman. – *Journal of Quaternary Science*, 19: 423–430. DOI: 10.1002/jqs.850

Books:

- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Please do not use abbreviations of the journal names.

Specimen copies

Authors receive 2 printed specimen copies. The electronic version is available as download free.

For further questions about the submission of manuscripts please contact the production editor.

Das Manuskript ist grundsätzlich in elektronischer Form einzureichen und muss mit Namen und Adresse des Erstautoren versehen sein. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf, .odt oder .doc-Format (LaTeX-Dateien auf Anfrage). Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand.

Zur Einreichung nutzen Sie bitte unser Online Submission System unter www.quaternary-science.net. Nach dem Login steht Ihnen hier eine Upload-Funktion für das Manuskript und die Abbildungs-Dateien zur Verfügung.

Manuskriptform

Als Publikationssprachen sind Englisch und Deutsch zugelassen. Manuskripte in deutscher Sprache müssen einen englischen Untertitel tragen sowie eine englische Kurzfassung und englische Keywords beinhalten. Für die deutschen Texte gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform.

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen:

- I Kurze, aber prägnante Überschrift
- II Ausgeschriebener Vor- und Nachname, Post- und E-Mail-Adresse
- III 5 bis 10 englische Keywords, die den Inhalt des Manuskriptes widerspiegeln.
- IV Deutsche und englische Kurzfassung des Textes mit einer Länge von bis zu 200 Wörtern. Der englische Untertitel des Manuskriptes ist der englischen Kurzfassung in eckigen Klammern voranzustellen.
- V Klar gegliederter Text. Kapitelnummerierungen sind mit arabischen Ziffern zu versehen.
- VI Alphabetisch geordnete Literaturliste. Die Zitierweise muss der unten angegebenen Form entsprechen.

Im fortlaufenden Text sind Literaturhinweise als Kurzzitate einzufügen, der oder die Autorennamen sind in KAPITÄLCHEN-Schrift zu setzen, das Erscheinungsjahr in Klammern, z. B. MÜLLER (2006). Werden von einem Autor mehrere Arbeiten aus einem Jahr zitiert, so sind diese durch Buchstaben zu unterscheiden: MÜLLER (2006a, 2006b). Bei mehr als drei Autoren kann et al. verwendet werden: MÜLLER et al. (2006). Arbeiten mit bis zu drei Autoren werden folgendermaßen zitiert: MÜLLER & MEYER (2006) oder MÜLLER, MEYER & SCHULZ (2006). Sind mit der Zitierung bestimmte Seiten oder Abbildungen gemeint, müssen diese genau angegeben werden: MÜLLER (2006: 14) oder MÜLLER (2006: Fig. 14).

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 (*Armeria maritima* WILLD.).

Bitte keinen Blocksatz verwenden, sondern linksbündigen Satz.
Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.
Bitte alle automatischen Formatierungen in Ihrer Textbearbeitung deaktivieren.
Bitte keine Seitenzählung.

Abbildungen, Tabellen und Fotos nicht in den Text einbauen, sondern separat als Datei beifügen. Abbildungsunterschriften in Deutsch und Englisch am Ende des Manuskripttextes platzieren.

Abbildungen

Bitte fügen Sie jede Abbildung als separate Datei mit einem eindeutigen Namen bei. Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 8,4 cm) oder Satzspiegel (= 17,2 x 26 cm) zulassen. Die Beschriftung muss nach der Verkleinerung noch gut lesbar sein. Sollte eine Legende nötig sein, so binden Sie diese in die Abbildung ein. Bitte vermeiden Sie Haarlinien oder Grauwerte. Alle Abbildungen können farbig sein. Es entstehen keine Mehrkosten.

Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Bitte verwenden Sie für pixelbasierte Abbildungen (Fotos) das .tif-Format mit einer Auflösung von mindestens 450 dpi und für vektorbasierte Abbildungen (Diagramme, Maps, Tabellen) das .eps-Format. Stark reduzierte .jpg oder .pdf-Dateien sowie in Text-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert.

Zitierweise [Beispiele]

Aufsätze:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter und Gegenwart, 19: 250–261.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 7: 451–462.

ZAGWIJN, W.H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (ed.): The Middle Pleistocene in Europe: 145–172; Rotterdam (Balkema).

MAGNY, M. & HAAS, J.N. (2004): A major widespread climatic change around 5300 cal. yr BP at the time of the Alpine Ice man. – Journal of Quaternary Science, 19: 423–430. DOI: 10.1002/jqs.850

Monographische Werke, Bücher:

EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

Bitte keine Abkürzungen der Zeitschriftentitel verwenden.

Belegexemplare

Autoren erhalten 2 gedruckte Belegexemplare. Die elektronische Version steht zum kostenlosen Download zur Verfügung.

Bei weiteren Fragen zur Manuskripteinreichung wenden Sie sich bitte an die technische Redaktion (s. Impressum).

German Quaternary Association

The German Quaternary Association (DEUQUA) eV is an association of German-speaking Quaternary Scientists. The aim of the association is to promote the Quaternary Science, to represent it in public, to intensify the contact to applied science as well as to advice public and political boards in quaternary issues.

Furthermore, the association has set itself the task of operating the contacts between the Quaternary Scientists and related organizations at home and abroad.

The DEUQUA published annually several editions of "E&G – Quaternary Science Journal". In that journal research results from the field of Quaternary Science are published. In addition, developments in the DEUQUA are announced in the "Geoscience messages" (GMIT). GMIT is published quarterly.

Every two years, the German Quaternary Association held the DEUQUA-Conference. At this conference the latest research results of the Quaternary Science are presented and discussed.

Deutsche Quartärvereinigung

Die Deutsche Quartärvereinigung (DEUQUA) e.V. ist ein Zusammenschluss deutschsprachiger Quartärwissenschaftler und wurde 1949 gegründet. Der Verein hat zum Ziel die Quartärwissenschaft zu fördern, sie in der Öffentlichkeit zu vertreten, den Kontakt zu angewandter Wissenschaft zu intensivieren sowie öffentliche und politische Gremien in quartärwissenschaftlichen Fragestellungen zu beraten. Desweiteren hat der Verein sich zur Aufgabe gemacht, die Kontaktpflege der Quartärforscher untereinander und zu verwandten Organisationen im In- und Ausland zu betreiben.

Die DEUQUA veröffentlicht jährlich mehrere Ausgaben von „E&G – Quaternary Science Journal“. Dort werden Forschungserkenntnisse aus dem Bereich der Quartärwissenschaft publiziert. Zusätzlich werden Entwicklungen in der DEUQUA vierteljährlich in den Geowissenschaftlichen Mitteilungen (GMIT) bekannt gemacht.

Im zweijährigen Turnus veranstaltet die Deutsche Quartärvereinigung e.V. die DEUQUA-Tagung. Diese bietet ein Forum, in welchem aktuelle Forschungsergebnisse aus dem Bereich der Quartärwissenschaften vorgestellt und diskutiert werden.

Committee / Vorstand



PRESIDENT / PRÄSIDENTIN

PROF. DR. MARGOT BÖSE
Freie Universität Berlin
Malteserstr. 74-100
D-12249 Berlin, Germany
Tel.: +49 [0]30-838-70 37 3
E-Mail: m.boese [at] fu-berlin.de

VICE PRESIDENTS / VIZEPRÄSIDENTEN

UNIV.-PROF. MAG. DR. CHRISTOPH SPÖTL
Institut für Geologie und Paläontologie
Universität Innsbruck
Innrain 52
A-6020 Innsbruck, Österreich
Tel.: +43 [0]512-507-5593
Fax: +43 [0]512-507-2914
E-Mail: christoph.spoetl [at] uibk.ac.at

PROF. DR. LUDWIG ZÖLLER
Fakultät II – Lehrstuhl für Geomorphologie
Universität Bayreuth
Universitätsstrasse 30
D-95440 Bayreuth, Germany
Tel.: +49 [0]921-55 2266
Fax: +49 [0]921-55 2314
E-Mail: ludwig.zoeller [at] uni-bayreuth.de

TREASURER / SCHATZMEISTER

DR. JÖRG ELBRACHT
Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie
Stilleweg 2
D-30655 Hannover, Germany
Tel.: +49 [0]511-643-36 13
E-Mail: joerg.elbracht [at] lbeg.niedersachsen.de

EDITOR-IN-CHIEF / SCHRIFTFÜHRUNG (E&G)

PD DR. HOLGER FREUND
ICBM – Geoecology
Carl-von-Ossietzky Universität Oldenburg
Schleusenstr 1
D-26382 Wilhelmshaven, Germany
Tel.: +49 [0]4421-94 42 00
E-Mail: holger.freund [at] uni-oldenburg.de

ARCHIVIST / ARCHIVAR

DR. STEFAN WANSA
Landesamt für Geologie und Bergwesen
Sachsen-Anhalt
Postfach 156
D- 06035 Halle, Germany
Tel. +49 [0]345-5212-12 7
E-Mail: wansa [at] lagb.mw.sachsen-anhalt.de

ADVISORY BOARD / BEIRAT

DR. CHRISTIAN HOSELMANN
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Postfach 3209
D-65022 Wiesbaden, Germany
Tel.: +49 [0]611-69 39 92 8
E-Mail: christian.hoselmann [at] hlug.hessen.de

DR. DANIELA SAUER
Institut für Bodenkunde und Standortslehre
Universität Hohenheim
Emil-Wolff-Str. 27
D-70593 Stuttgart, Germany
Tel.: +49 [0]711-459-22 93 5
E-Mail: d-sauer [at] uni-hohenheim.de

PROF. DR. FRANK PREUSSER
Department of Physical Geography and
Quaternary Geology
Stockholm University
10961 Stockholm, Sweden
Tel. +46 8 674 7590
E-Mail: frank.preusser [at] natgeo.su.se

PROF. DR. REINHARD LAMPE
Institut für Geographie und Geologie
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
Friedrich-Ludwig-Jahn-Strasse 16
D-17487 Greifswald, Germany
Tel: +49 [0]3834-86-45 21
E-Mail: lampe [at] uni-greifswald.de

PROF. DR. BIRGIT TERHORST
Geographisches Institut
Universität Würzburg
Am Hubland
D-97074 Würzburg, Germany
Deutschland
Tel. +49 [0]931-88 85 58 5
E-Mail: birgit.terhorst [at] uni-wuerzburg.de

Reorder / Nachbestellung

The volumes 6–7, 11–17, 19–28 and 30–58 are currently available. All other volumes are sold out. A reduced special price of 10,- € per edition is up to and including volume 55. The regular retail price applies from vol. 56/1–2. The complete content is searchable at www.quaternary-science.net.

1951–2006

Vol. 6–7, 11–17, 19–28, 30–55 each volume 10,- €

2007 Price

Vol. 56 No 1–2	Special issue: Startigraphie von Deutschland – Quartär	54,- €
Vol. 56 No 3	Pfälzerwald, pollen types and taxa, Oberösterreich, Riß-Iller, Schatthausen	27,- €
Vol. 56 No 4	Nußloch, Rangsdorfer See, Lieth/Elmshorn, Gardno Endmoräne/Debina Cliff	27,- €

2008 Price

Vol. 57 No 1–2	Special issue: Recent progress in Quaternary dating methods	54,- €
Vol. 57 No 3–4	Special issue: The Heidelberg Basin Drilling Project	54,- €

2009 Price

Vol. 58 No 1	Surface Exposure Dating, Bodensee, Living Fossil, Hochgebirgsböden	27,- €
Vol. 58 No 2	Special issue: Changing environments – Yesterday, Today, Tomorrow	27,- €

2010 Price

Vol. 59 No 1–2	Baltic Sea Coast, Rodderberg Crater, Geiseltal, Wettersteingebirge, Møn, Argentina	54,- €
----------------	--	--------

2011 Price

Vol. 60 No 1	Special issue: Loess in Europe	27,- €
Vol. 60 No 2–3	Special issue: Glaciations and periglacial features in Central Europe	54,- €
Vol. 60 No 4	Special issue: Quaternary landscape evolution in the Peribaltic region	27,- €

The prices are understood plus shipping costs. VAT is included.

Subscription / Abonnement

Title: E&G – Quaternary Science Journal
Print-ISSN: 0424-7116
Issues per volume: 2

Prices [EUR] print per volume

End customers: 50,46 € (Free for DEUQUA-Members)
Wholesalers, booksellers: 32,80 €
Scientific libraries: 47,94 €
VAT is not included.

Postage [EUR] per volume

within Germany: 2,50 €
World (Surface): 6,80 €
World (Airmail): 7,70 €

Special offer

Libraries which subscribe our journal can receive the volumes 1951–2006 for free. Only shipping costs have to be paid.

Order address

Geozone Science Media
po box 3245
D-17462 Greifswald
Germany

tel.: +49 (0)3834-80 14 80
fax: +49 (0)3834-80 14 81
e-mail: [info \(at\) geozone.net](mailto:info@geozone.net)
web: www.geozone.net

Contents

- 399 DOI 10.3285/eg.60.4.00
Foreword
Reinhard Lampe, Sebastian Lorenz
- 400 DOI 10.3285/eg.60.4.01
Jungquartäre Flussterrassen am mittleren Lech zwischen Kinsau und Klosterlechfeld – Erste Ergebnisse
Benjamin Geßlein, Gerhard Schellmann
- 414 DOI 10.3285/eg.60.4.02
Stratigraphy of Late Quaternary fluvial terraces at the confluence of the Lech and Danube valleys
Patrick Schielein, Gerhard Schellmann, Johanna Lomax
- 425 DOI 10.3285/eg.60.4.03
Zur Struktur von Eskern in Schleswig-Holstein, unter besonderer Berücksichtigung des „Esker-Kames-Systems Forst Steinburg“ in morphologischer Hochlage
Alf Grube
- 434 DOI 10.3285/eg.60.4.04
The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Rügen, Baltic Sea) – new results based on multi-proxy studies
Annette Kossler, Jaqueline Strahl
- 455 DOI 10.3285/eg.60.4.05
Geoarchaeological evidence of Holocene human impact and soil erosion on a till plain in Vorpommern (Kühlenhagen, NE-Germany)
Mathias Küster, Fred Ruchhöft, Sebastian Lorenz, Wolfgang Janke
- 464 DOI 10.3285/eg.60.4.06
Zwei markante Stauchmoränen: Peski/Belorussland und Jasmund, Ostseeinsel Rügen/ Nordostdeutschland – Gemeinsame Merkmale und Unterschiede
Alfred O. Ludwig
- 488 DOI 10.3285/eg.60.4.07
Middle Weichselian interstadial deposit at Petäjäselkä, Northern Finland
Pertti Sarala, Tiina Eskola