

Eiszeitalter und Gegenwart

Vol. 56
No. 1/2
2007

E & G

Quaternary Science Journal



Special issue:

Stratigraphie von Deutschland - Quartär

Special issue editor: T. Litt

(im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission)



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





www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Founded 1948

Office:

D-30655 Hannover, Stilleweg 2, P.O. 510153

E-Mail: deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Web: www.deuqua.de

Banque accounts:

Postbank Hannover: Konto 45303 308, BLZ 250 100 30, BIC: PBNKDEFF, IBAN: DE84 2501 0030 0045 3033 08

Sparkasse Hannover: Konto 2000 806 311, BLZ 250 501 80, BIC: HANSDE2HXXX, IBAN: DE10 2505 0180 2000 8063 11

Executive board

(2006-2010)

President:	MARGOT BÖSE, Berlin
Vice-President:	MARKUS FIEBIG, Wien
	REINHARD LAMPE, Greifswald
Editor E&G:	HOLGER FREUND, Wilhelmshaven
Assistant Editor E&G:	LUDGER FELDMANN, Benningen
Editor GMit Newsletter:	CHRISTIAN HOSELMANN, Wiesbaden
	BIRGIT TERHORST, Wien
Treasurer:	JÖRG ELBRACHT, Hannover
Academic library:	STEFAN WANSA, Halle
Homepage:	JÜRGEN REITNER, Wien
Public relation	FRANK PREUSSER, Bern

Editorial Board E&G – Quaternary Science Journal

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven	ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Schweden)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel	JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Dänemark)
ARNT BRONGER, Kiel	LUDWIG REISCH, Erlangen
JÜRGEN EHLERS, Hamburg	JAN VANDENBERGHE, Amsterdam (Niederlande)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgien)	BERND ZOLITSCHKA, Bremen
WIGART VON KÖNIGSWALD, Bonn	

The subscription rates for DEUQUA membership are as follows:

Ordinary Members	45,- €
Student, retired and unwaged members	20,- €
Institutions	55,- €

In Germany subscription rates are collected by standing order, for all other members subscription rates are due on March 1st paying by banque order on one of the accounts mentioned above. If you want to be a new member of the DEUQUA or you have questions concerning missing volumes of *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, please contact the office in Hannover.

Manuscript Submission: Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstr. 1, D-26382 Wilhelmshaven; E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Front cover image:

Tagebau Delitzsch-Südwest, Sachsen (Aufnahme T. Litt 1994)

Bittelfelder Oberflöz BiO II (Basis), Frühelsterterrasse, Unterer Elstertill, Saalehauptterrasse, 1. und 2. Saaletill (Zeitz- und Leipzig-Phase) Delitzsch SW lignite open cast mine, Saxony (photo T. Litt 1994)

From below: lignite seam BiO II, Early Elsterian Terrace, Lower Elsterian till, Saalian Main Terrace, Saalian till units 1 and 2 (Zeitz Phase and Leipzig Phase)

Welcome to the new Eiszeitalter und Gegenwart!

This volume of *Eiszeitalter und Gegenwart*, the traditional journal of the DEUQUA, the German Quaternary Association, has a new look. Not only the front page is new, but this change also reflects a new ambition: The executive committee has applied for inclusion of *Eiszeitalter und Gegenwart* in the Science Citation Index to make it more attractive for scientists in Germany and our neighbouring countries to publish in our journal. This decision makes it necessary for us to have an English subtitle (*Quaternary Science Journal*) as well as English summaries for each contribution. Both English- and German-language manuscripts will be accepted in future. In addition, we have to publish several volumes per year on a regular basis, so *Eiszeitalter und Gegenwart* will not be a yearbook any more. This volume presenting the stratotypes in Germany is the first within this new frame. We have established an international editorial board as well as an international reviewing system. Some of our future issues will be dedicated to specific subjects, others are open for free contributions. We cordially invite all scientists - and especially young ones - to send us manuscripts on Quaternary topics. We are open to all fields of Quaternary sciences. From this year onwards, all published papers will also be available online via the homepage of our publisher Schweizerbart; the publications from previous years will also be provided at the end of this year at the latest (<http://www.schweizerbart.de>). The DEUQUA welcomes all contributors and readers to our journal and we hope to find a broad acceptance in our aim to promote Quaternary sciences.

Margot Böse
President of the DEUQUA

Berlin, March 2007

Authors are responsible for the content of their manuscripts.

E&G – Quaternary Science Journal is printed by Papierflieger Offsetdruck GmbH,
38678 Clausthal-Zellerfeld – E-Mail: papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

E & G

Quaternary Science Journal

Volume 56 Number 1/2

138 Seite, 6 Abbildungen und 2 Tabellen

Special issue:

Stratigraphie von Deutschland - Quartär

Special issue editor: T. Litt

(im Auftrag der Deutschen Stratigraphischen Kommission)

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Schriftleitung: HOLGER FREUND

Vertrieb:



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

2007

E&G

Quaternary Science Journal

Published for Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Editor: Holger Freund

Contents

Vorwort	1
<i>Preface</i>	
T. LITT	
Das Quartär als chronostratigraphische Einheit	3
<i>The Quaternary as a chronostratigraphical unit</i>	
T. LITT	
Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes	7
<i>Stratigraphical Terms for the Quaternary of the North German Glaciation Area</i>	
T. LITT, K.-E. BEHRE, K.-D. MEYER, H.-J. STEPHAN & S. WANSA	
Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes	66
<i>Stratigraphical terms for the Quaternary of the south German Alpine Foreland</i>	
K.A. HABBE, unter Mitarbeit von D. ELLWANGER & R. BECKER-HAUMANN	
Stratigraphische Begriffe für das Quartär des Periglazialraums in Deutschland.....	84
<i>Stratigraphical Terms for the Quaternary of the Periglacial Area in Germany</i>	
B. URBAN	
Biostratigraphische Begriffe aus der Säugetierpaläontologie für das Pliozän und Pleistozän Deutschlands.....	96
<i>Biostratigraphical Terms from Mammal Palaentology for the Pliocene and Pleistocene in Germany</i>	
W. VON KOENIGSWALD & W.-D. HEINRICH	
Literaturverzeichnis	118
<i>Reference list</i>	



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

<i>Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal</i>	56/1-2	1-2	<i>Hannover 2007</i>
--	---------------	-----	----------------------

Vorwort

Die Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission legt mit diesem Band eine Beschreibung der wichtigsten Stratotypen bzw. stratigraphischen Begriffe für das Quartär Deutschlands vor. In dieser Zusammenstellung werden vor allem klimatostratigraphische Begriffe im Sinne von Kalt- und Warmzeiten berücksichtigt, die Eingang in eine regionale Chronostratigraphie gefunden haben. Ein erster Schritt war die Erarbeitung der Stratigraphischen Tabelle Deutschlands (STD) 2002 (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002), in der für das Quartär eine Korrelation zwischen der globalen chronostratigraphischen Skala, NW-Europa, Norddeutschland, dem nordwestlichen und dem nordöstlichen Alpenraum vorgenommen wurde (siehe Beil. 1). Die STD 2002 (Quartär) berücksichtigt die kontinentale paläoklimatologische Klassifikation in Glaziale und Interglaziale (Erläuterungen vgl. LITT et al. 2005). Die Erarbeitung der Quartärtabelle verdeutlichte die Probleme bei der Verwendung traditionsreicher stratigraphischer Begriffe, die aber im Laufe der Zeit inhaltliche Änderungen erfahren haben bzw. sich regional sogar heterochron gegenüberstehen (z. B. im Alpenvorland, siehe Beil. 1). Eine Bestandsaufnahme unter Berücksichtigung der Forschungsgeschichte war dringend geboten. Die vorliegende Beschreibung der Begriffe stellt also keine „Festschreibung“ dar, sondern widerspiegelt den momentanen Stand der Diskussion. Neben den Punkten Definition, Erstbeschreibung, Typuslokalität, Verbreitung und Datierung wurden unter dem Punkt Bemerkungen bestehende Probleme aufgezeigt.

Der vorliegende Band berücksichtigt vor allem stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes und des süddeutschen Alpenvorlandes, die auch in der STD 2002 (Quartär) verwendet wurden. Überdies wurden einige wichtige klimatostratigraphische Begriffe aus dem Periglazialraum beschrieben. Abgerundet wird der Band durch Begriffe der Säugetierpaläontologie. Lithostratigraphische Begriffe fanden in dieser Zusammenstellung keine Berücksichtigung. Die Subkommission Quartär erarbeitet zur Zeit ein Lithostratigraphisches Lexikon, das zu einem späteren Zeitpunkt veröffentlicht wird.

Allen Mitgliedern der Subkommission* bzw. Autoren sei für das Zustandekommen dieses Bandes und für die konstruktive Diskussion herzlich gedankt. Ein Großteil der Texte ist auch den korrespondierenden Mitgliedern der Subkommission Quartär zur Kenntnis gegeben worden. Sie haben zahlreiche Hinweise und Korrekturen gegeben. Für den Inhalt in der vorliegenden Form sind jedoch die Autoren verantwortlich.

THOMAS LITT
(Vorsitzender der Subkommission Quartär
der Deutschen Stratigraphischen Kommission)

* Gewählte Mitglieder der Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission: THOMAS LITT (Vorsitzender), STEFAN WANSCHA (Sekretär), KARL-ERNST BEHRE, LOTHAR EISSMANN, DIETRICH ELLWANGER, MARKUS FIEBIG, MANFRED FRECHEN, MEBUS A. GEYH, CHRISTIAN HOSELMANN, LUTZ KATZSCHMANN, JOSEF KLOSTERMANN, WIGHART VON KOENIGSWALD, KLAUS-DIETER MEYER, HANS-JÜRGEN STEPHAN, BRIGITTE URBAN

Preface

In this volume, the Quaternary Subcommittee of the German Stratigraphic Commission presents a description of the major stratotypes and stratigraphical terms for the Quaternary in Germany, focusing on climatostratigraphical terms that relate to cold and warm stages and have been incorporated into a regional chronostratigraphy. The first step was the compilation of the Stratigraphical Table of Germany 2002 (STD 2002) (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002), which attempts to correlate Quaternary stratigraphy on the global chronostratigraphical scale with that of northwestern Europe, northern Germany, the northwestern and the northeastern Alps (supplement 1). The STD 2002 (Quaternary) takes into account the continental palaeoclimatological classification into glacials and interglacials (for explanations, see LITT et al. 2005). While compiling the Quaternary table, we became aware of the difficulties involved in using traditional stratigraphical terms whose meanings have shifted over time or which are even regionally heterochronous (in the Alpine forelands, for instance, see supplement 1). It was imperative to review the situation, taking the historical evolution of Quaternary stratigraphy into account. Hence, this terminological description does not intend to be “prescriptive”, but to reflect the current debate. It includes paragraphs on Definition, First description, Type locality, Distribution, Dating, as well as a Comments section addressing current problems.

The present volume primarily considers the stratigraphical terms relating to the Quaternary of the north German glaciation area and the south German Alpine foreland that are also used in the STD 2002 (Quaternary). In addition, some important climatostratigraphical terms from the periglacial area are described, as well as terms from mammal palaeontology. Lithostratigraphic terms were not included here. The Quaternary Subcommittee is presently compiling a lithostratigraphic lexicon to be published at a later date.

Many thanks to all members of the subcommittee* and to the authors for helping to complete this volume and for their constructive discussions. Most of the texts have also been shown to the corresponding members of the Quaternary Subcommittee, who made numerous comments and corrections. However, responsibility for the contents in their present form lies with the authors.

THOMAS LITT
(Chair of the Quaternary Subcommittee
of the German Stratigraphical Commission)

* Elected members of the Quaternary Subcommittee of the German Stratigraphical Commission: THOMAS LITT (Chair), STEFAN WANSA (Secretary), KARL-ERNST BEHRE, LOTHAR EISSMANN, DIETRICH ELLWANGER, MARKUS FIEBIG, MANFRED FRECHEN, MEBUS A. GEYH, CHRISTIAN HOSELMANN, LUTZ KATZSCHMANN, JOSEF KLOSTERMANN, WIGHART VON KOENIGSWALD, KLAUS-DIETER MEYER, HANS-JÜRGEN STEPHAN, BRIGITTE URBAN

Das Quartär als chronostratigraphische Einheit

THOMAS LITT ^{*)}

Das Quartär als System – traditionell als Eiszeitalter aufgefasst – ist ein Intervall, das durch wechselnde klimatische Extreme (Kalt- und Warmzeiten) gekennzeichnet ist und chronostratigraphisch durch die Serien Pleistozän und Holozän untergliedert wird. Der Begriff wurde formal durch DESNOYERS (1829) eingeführt.

Die Grundprinzipien für die Gliederung des Quartärs sind dieselben, die auch für andere chronostratigraphische Einheiten des Phanerozoikum gelten (SALVADOR 1994). Allerdings ist für die Gliederung des Quartärs – im Gegensatz zu anderen Systemen – der Klimawechsel, der in den Sedimentfolgen dokumentiert ist, von entscheidender Bedeutung. Die Klassifikation auf der Grundlage von klimatostratigraphischen Einheiten wie „Glaziale“ und „Interglaziale“ bzw. Warm- und Kaltzeiten besitzt eine lange Tradition und ist in verschiedenen Ländern bzw. Regionen in chronostratigraphischen Standards verankert (GIBBARD & WEST 2000, GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2004, LITT et al. 2005).

Die klimatostratigraphischen Begriffe „Interglazial“ und „Interstadial“ wurden von JESSEN & MILTHERS (1928) aufgrund von paläobotanischen Kriterien definiert, die auch gegenwärtig in Europa allgemein akzeptiert werden. Als Interglazial wird danach ein temperater Abschnitt charakterisiert, dessen klimatisches Optimum mindestens das Klimaniveau des gegenwärtigen Interglazials (Holozän) in derselben Region erreicht hat. Als Interstadial wird ein wärmerer Abschnitt bezeichnet, das entweder zu kurz oder zu kalt war, um das Klimaniveau von einem Interglazial in derselben Region zu erreichen. Von der AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961) wurden für die Klassifikation quartärer Sequenzen folgende Definition eingeführt: „A glaciation is a climatic episode during which extensive glaciers developed, attained a maximum extent, and receded. A stadial is a climatic episode, representing a subdivision of a glaciation, during which a secondary advance of glaciers took place. An interstadial is a climatic episode within a glaciation during which a secondary recession or standstill of glaciers took place. An interglacial is an episode during which the climate was incompatible with the wide extent of glaciers that characterize a glaciation“ (zitiert nach GIBBARD & KOLFSCHOTEN 2004). Die Anwendung dieser glazial geprägten Definitionen ist jedoch problematisch, wenn sie auf Gebiete übertragen werden soll, die nicht direkt von Inlandvereisungen betroffen waren. Überdies haben häufig eher kalte als wirklich glaziale Klimabedingungen die Intervalle zwischen voll entwickelten Interglazialen bestimmt. Deshalb ist mittlerweile der Begriff „Kaltzeit“ mehr gebräuchlich als „Glazial“ (GIBBARD & WEST 2000). Gelegentlich werden auch Begriffe wie Thermomer (relativ warme Perioden mit folgenden Abstufungen: Interglazial, Interstadial, Intervall, Subintervall) und Kryomer (relativ kalte Perioden mit folgenden Abstufungen: Glazial, Stadium, Phase, Staffel) verwendet (LÜTTIG 1965a).

Die Grundeinheiten der chronostratigraphischen Gliederung (Stufe/Alter) sind im Quartär bislang nicht international verbindlich festgelegt und benannt worden. Hierin drückt sich offensichtlich die Schwierigkeit aus, bei der starken zeitlichen und räumlichen Variabilität des Klimas im Quartär Kriterien zu finden, die für die Definition der kleinsten chronostratigraphischen Einheiten auf globaler Ebene verwendet werden können. Die Entwicklung regionaler Stratigraphien mit entsprechenden Stratotypen ist deshalb für das Quartär insbesondere im kontinentalen Bereich unabdingbar. Teilweise werden in Nordwesteuropa Kalt- und Warmzeiten als chronostratigraphische Einheiten im Sinne von

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. THOMAS LITT, Institut für Paläontologie, Universität Bonn, Nussallee 8, 53115 Bonn, Email: t.litt@uni-bonn.de

regionalen Stufen gebraucht (z.B. Holsteinian Stage, Eemian Stage, vgl. GIBBARD & VON KOLFSCHOTEN 2004). Auch in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002): Quartär (LITT et al. 2005) erfolgt die Gliederung in Kaltzeiten und Warmzeiten (Beilage 1). Sie ist also klimatostratigraphisch begründet. Insbesondere bei der Definition und Korrelation von Warmzeiten hat sich die Palynologie durch die Erfassung von Biozonen (Pollen Assemblage Zones, Pollen Abundance Zones) bewährt. Zahlreiche regionalstratigraphische Einheiten und Grenzstratotypen des Quartärs wurden in Deutschland und Europa mittels palyno-stratigraphischer Kriterien definiert.

In den zurückliegenden Jahren wurde die Grenzziehung zwischen Pliozän und Pleistozän kontrovers diskutiert. In Nordwesteuropa (so auch in Nordwestdeutschland) wird bislang der niederländischen Gliederung gefolgt, die Untergrenze des Pleistozäns bzw. des gesamten Quartärs mit der ersten deutlichen Abkühlungsphase zu definieren (Praetiglium), die zu einem markanten Umbau der Flora am Ende des Neogens, nach dem Reuverium, führte (ZAGWIJN 1960, 1963, 1974a). Hierbei kam es zum Aussterben typischer Tertiärgehölze wie *Sequoia*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Sciadopitys* u.a. Dieser klimatisch bedingte Florenwechsel eignet sich für Korrelationen innerhalb Mitteleuropas und ist überdies durch seine Position knapp oberhalb der paläomagnetisch definierten Gauss-Matuyama-Grenze (2,6 Ma v.h.) gut reproduzierbar. Auf dem 27. Internationalen Geologischen Kongress in Moskau 1984 wurde allerdings das Profil von Vrica (Italien) als GSSP für die Untergrenze des Pleistozäns (Top der Olduvai-Magnetozone, 1,8 Ma v.h.) festgelegt (vgl. AGUIRRE & PASINI 1985). Die Zweckmäßigkeit dieser Grenzziehung wurde in den Folgejahren kritisiert, da mit ihr nicht der wirklich erste kalte Klima-Event im späten Känozoikum erfasst wurde (ZAGWIJN 1992, PARTRIDGE 1997, SUC et al. 1997, MAUZ 1998). Die INQUA-Kommission für Quartärstratigraphie, die zum damaligen Zeitpunkt zugleich den Status einer Subkommission innerhalb der Internationalen Kommission für Stratigraphie der IUGS besaß, legte deshalb einen Vorschlag vor, die Untergrenze des Pleistozäns neu zu definieren (Gauss-Matuyama-Grenze, vgl. PARTRIDGE 1997). Den Instruktionen der IUGS folgend, wurde 1998 ein gemeinsames Votum der internationalen Subkommissionen Neogen und Quartär organisiert, wobei allerdings die notwendige 2/3-Mehrheit verfehlt wurde. Somit ist das Profil Vrica als GSSP für die Pleistozän-Basis weiterhin gültig (Beginn des Calabriums). Ein GSSP besitzt nach den internationalen Konventionen für mindestens 10 Jahre Gültigkeit. In der STD 2002: Quartär (Beilage 1) wird deshalb in der Spalte „Globale Gliederung“ diese Grenze berücksichtigt, allerdings setzt in der regionalen Gliederung für das kontinentale Nordwesteuropa (ZAGWIJN 1998) bzw. für Norddeutschland und angrenzende Gebiete (zusammenfassende Übersichten in BENDA 1995) traditionell das Unterpleistozän bereits mit dem Praetiglium ein (vgl. auch HEUMANN & LITT 2002).

Auf dem XII. INQUA-Kongress in Ottawa 1987 wurde von der zuständigen stratigraphischen Kommission vorgeschlagen, die paläomagnetisch definierte Brunhes/Matuyama-Grenze (780 ka) auch als Grenze zwischen Unter- und Mittelpleistozän zu nutzen (RICHMOND 1996). Hierüber besteht international weitgehend Konsens, jedoch steht die Festlegung eines Profils als Grenzstratotyp (GSSP) noch aus.

Die Grenze zwischen Mittel- und Oberpleistozän ist bislang ebenfalls nicht formell definiert. Seit den Arbeiten von WOLDSTEDT (1955) und ZEUNER (1959) wird zumindest in Europa als Oberpleistozän der Zeitraum des letzten Glazials (Weichsel bzw. Würm) und des letzten Interglazials (Eem) akzeptiert. Den Beginn des letzten Interglazials vor ziemlich genau 126 ka als Mittel-Oberpleistozän-Grenze zu nutzen, bekräftigt neuerdings auch GIBBARD (2003), wobei er als Grenzstratotyp (GSSP) die neu bearbeitete Bohrung vom Amsterdam-Terminal (VAN LEEUWEN et al. 2000) vorschlägt (gleichzeitig auch Parastratotyp für das Eemian). Dieser Vorschlag wird gegenwärtig von einer Arbeitsgruppe der Subcommission on Quaternary Stratigraphy geprüft.

In jüngster Zeit ist der Status des Quartärs als formale stratigraphische Einheit im Sinne einer geologischen Periode angezweifelt worden. Es gibt Vorschläge, den Begriff völlig fallen zu lassen und das Neogen als Periode bis in die Gegenwart zu verlängern (mit Miozän, Pliozän, Pleistozän und Holozän als Epochen, z.B. STEININGER 2002, GRADSTEIN et al. 2004). PILLANS (2004) schlägt vor, das Quartär als formale chronostratigraphische Einheit zu erhalten, allerdings als Subperiode des Neogens. Die Untergrenze des Quartärs läge dann bei 2,6 Ma v.h., und die Plio-Pleistozän-Grenze bei 1,8 Ma v.h. bliebe davon unberührt. Eine klare Position beziehen dagegen GIBBARD et al. (2005): Das Quartär behält

den Status einer eigenständigen Periode (mit Pleistozän und Holozän als Epochen). Der Beginn des Quartärs und des Pleistozäns sollte übereinstimmend an der Gauss/Matuyama-Grenze (Untergrenze Gelasium-GSSP bei 2,6 Ma v.h.) festgelegt werden. Das neu zu definierende Pleistozän würde dann das Gelasium mit beinhalten (siehe auch BOWEN & GIBBARD 2006). Das INQUA Executive Committee vertritt mittlerweile ebenfalls diese Auffassung (Open Letter, Quaternary Perspectives 16/1, 2006). Die Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission schließt sich diesem Vorschlag voll und ganz an.

The Quaternary as a chronostratigraphical unit

Keywords: Quaternary, System, Series, Boundaries

The Quaternary as a system – traditionally regarded as an Ice Age – is an interval characterised by alternating climatic extremes (cold and warm stages) and subdivided chronostratigraphically into the Pleistocene and Holocene Series. The term was formally introduced by DESNOYERS (1829).

The basic principles underlying the subdivision of the Quaternary are the same as those applying to other chronostratigraphical units of the Phanerozoic (SALVADOR 1994). In contrast to other systems, however, the Quaternary is subdivided mainly on the basis of climate changes, which are recorded in sediment series. The classification based on climatostratigraphical units such as “glacials” and “interglacials” or warm and cold stages has a long tradition and is firmly rooted in chronostratigraphical standards in various countries and regions (GIBBARD & WEST 2000, GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2004, LITT et al. 2005).

The climatostratigraphical terms “interglacial” and “interstadial” were defined by JESSEN & MILTHERS (1928) on the basis of palaeobotanical criteria that are still generally accepted in Europe at the present time. An interglacial is understood as a temperate period with a climatic optimum at least as warm as the present-day interglacial (Holocene) climate in the same region. An interstadial is defined as a warmer period that was either too short or too cold to reach the climatic level of an interglacial in the same region. The American COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961) introduced the following definition for the classification of Quaternary sequences: “A glaciation is a climatic episode during which extensive glaciers developed, attained a maximum extent, and receded. A stadial is a climatic episode, representing a subdivision of a glaciation, during which a secondary advance of glaciers took place. An interstadial is a climatic episode within a glaciation during which a secondary recession or standstill of glaciers took place. An interglacial is an episode during which the climate was incompatible with the wide extent of glaciers that characterize a glaciation” (quoted after GIBBARD & KOLFSCHOTEN 2004). However, usage of a glacially based nomenclature is problematic if it is applied to non-glaciated regions. In addition, the climatic conditions prevailing in the intervals between fully developed interglacials were frequently cold rather than glacial. This is why the term “cold stage” is now more customary than “glacial” (GIBBARD & WEST 2000). Occasionally terms such as thermomer (relatively warm periods subdivided into interglacial, interstadial, interval, subinterval) and cryomer (relatively cold periods subdivided into glacial, stadial, phase, subphase) are used (LÜTTIG 1965).

An internationally standard definition of the basic units of Quaternary chronostratigraphy (stage/age) has not yet been agreed. This is evidently due to the difficulty of finding appropriate criteria to define the smallest chronostratigraphical units at the global scale, given the strong variability of Quaternary climate in space and time. Hence, it is essential to develop regional stratigraphies with corresponding stratotypes for the Quaternary, especially in continental regions. Sometimes cold and warm stages are used as chronostratigraphical units in northwestern Europe in the sense of regional stages (e.g. Holsteinian Stage, Eemian Stage, see GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2004). The Stratigraphical Table of Germany 2002 (STD 2002): Quaternary (LITT et al. 2005) also uses the division between cold and warm stages (supplement 1). It is therefore based on climatostratigraphy. Palynology has proved its worth especially

in the definition and correlation of warm stages by means of biozones (pollen assemblage zones, pollen abundance zones). In Germany and Europe, numerous regional stratigraphical units and boundary stratotypes of the Quaternary were defined with reference to palynostratigraphical criteria.

In the past years the Pliocene/Pleistocene boundary has been a matter of controversy. Hitherto the system used in northwestern Europe (and hence in northwestern Germany) was that of the Netherlands, with the base of the Pleistocene and the entire Quaternary at the first clearly cooler stage (Pretiglian), which led to a distinct floral change at the end of the Neogene, after the Reuverian (ZAGWIJN 1960, 1963, 1974a). At this time some typical Tertiary woody plants became extinct (*Sequoia*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Sciadopitys*, and others). This climate-induced floral change is appropriate for correlations within central Europe and is well reproducible thanks to its position just above the palaeomagnetically defined Gauss-Matuyama boundary (2.6 Ma BP). At the 27th International Geological Congress in Moscow in 1984, however, the section at Vrica (Italy) was chosen as the GSSP for the base of the Pleistocene (top of the Olduvai magnetozone, 1.8 Ma BP, see AGUIRRE & PASINI 1985). In subsequent years this boundary was criticised as inappropriate because it did not include the first really cold climate event in the late Cenozoic (ZAGWIJN 1992, PARTRIDGE 1997, SUC et al. 1997, MAUZ 1998). Therefore, the INQUA Commission for Quaternary Stratigraphy, which at that time had the status of a subcommission within the International Commission for Stratigraphy of the IUGS, proposed that the base of the Pleistocene should be re-defined (Gauss-Matuyama boundary, see PARTRIDGE 1997). Following IUGS instructions, a joint vote of the international Neogene and Quaternary subcommissions was organised in 1998, but the proposal did not obtain the necessary two-thirds majority. So the Vrica section is still the valid GSSP for the basal boundary of the Pleistocene (beginning of the Calabrian). According to international conventions a GSSP remains valid for at least 10 years. In STD 2002: Quaternary (supplement 1) the column "Global Division" includes this boundary; however, in the regional division of continental northwestern Europe (ZAGWIJN 1998) and of northern Germany and adjacent regions (summarised in BENDA 1995), the Lower Pleistocene traditionally begins with the Pretiglian (see also HEUMANN & LITT 2002).

At the XII INQUA Congress in Ottawa in 1987 the stratigraphical commission suggested that the Brunhes-Matuyama boundary (780 ka) should also serve as the boundary between Lower and Middle Pleistocene (RICHMOND 1996). This has met with wide international consensus, yet a boundary stratotype (GSSP) has not yet been established.

Nor has the boundary between Middle and Upper Pleistocene been formally defined. Since WOLDSTEDT (1955) and ZEUNER (1959), the period of the last glacial (Weichselian/Würmian) and the last interglacial (Eemian) is accepted as the Upper Pleistocene, in Europe at least. GIBBARD (2003) is now also in favour of positioning the boundary between the Middle and Upper Pleistocene at the beginning of the last interglacial, about 126 ka ago. He proposes establishing the re-analysed Amsterdam-Terminal borehole (VAN LEEUWEN et al. 2000) as the boundary stratotype (GSSP) (and also the parastratotype for the Eemian). This suggestion is presently being reviewed by a working group of the Subcommission on Quaternary Stratigraphy.

Recently doubts have been raised about the status of the Quaternary as a formal stratigraphical unit, in the sense of a geological period. It has been proposed that the term should be dropped altogether and the Neogene extended into the present (with the Miocene, Pliocene, Pleistocene and Holocene as epochs, e.g. STEININGER 2002, GRADSTEIN et al. 2004). PILLANS (2004) suggests retaining the Quaternary as a formal chronostratigraphical unit, but as a subsystem of the Neogene. The lower limit of the Quaternary would then be at 2.6 Ma BP, and the Plio-Pleistocene boundary at 1.8 Ma BP would not be affected. However, GIBBARD et al. (2005) argue that the Quaternary should retain its status as a full period (with Pleistocene and Holocene as its epochs). The beginning of the Quaternary and the Pleistocene should coincide with the Gauss/Matuyama boundary (GSSP of the Gelasian base at 2.6 Ma BP). The Pleistocene would be redefined to include the Gelasian stage (see also BOWEN & GIBBARD 2006). In the meantime the INQUA Executive Committee also shares this opinion (Open Letter, Quaternary Perspectives 16/1, 2006). The Quaternary Subcommission of the German Stratigraphic Commission fully concurs with this proposal.

Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes

THOMAS LITT, KARL-ERNST BEHRE, KLAUS-DIETER MEYER, HANS-JÜRGEN STEPHAN & STEFAN WANSA^{*}

Einleitung: Norddeutschland und angrenzende Gebiete, beeinflusst durch die skandinavischen Inlandvereisungen, sind klassische Regionen der Quartärgeologie und -stratigraphie. Der Schweizer Geologe VON MORLOT (1844) vermutete bereits, dass die nordischen Vergletscherungen das Erzgebirge in Sachsen erreicht haben könnten. Die Entdeckung der Gletscherschrammen auf triassischem Muschelkalk in Rüdersdorf bei Berlin durch TORRELL (1875) führte zur generellen Akzeptanz der Glazialtheorie in Deutschland. PENCK (1879) vermutete, dass Norddeutschland durch drei voneinander getrennte Vergletscherungen beeinflusst wurde. Die Kartierung der pleistozänen Ablagerungen durch den Preußischen Geologischen Dienst seit 1910 war ein Meilenstein für die Quartärstratigraphie, und die Begriffe „Elster“, „Saale“ und „Weichsel“ wurden in die wissenschaftliche Literatur eingeführt. Quartärgeologen wie L. SIEGERT, W. WEISSERMEL, K. KEILHACK, R. GRAHMANN und P. WOLDSTEDT beschrieben bereits Anfang des 20. Jahrhunderts fundamentale Zusammenhänge der Glazialgeschichte des nordmitteleuropäischen Tieflandes und ihre Korrelation mit fluvialen Prozessen. Die Quartärstratigraphie in Norddeutschland besitzt nicht zuletzt durch das dichte Netz an Bohrungen und durch die gut untersuchten Profilaufschlüsse in den Braunkohlentagebauen eine solide Basis. Von besonderer Bedeutung für die Stratigraphie ist in diesem Gebiet die Verzahnung von glaziärer und periglaziärer Fazies, d.h. die Beziehung zwischen Schotterterrassen, Moränenablagerungen und überdies zwischengeschalteten Interglazialsedimenten. In ihrer vertikalen Abfolge folgen sie in klassischer Weise dem stratigraphischen Grundgesetz.

Die Gliederung für den nicht glazial beeinflussten Zeitraum des Unterpleistozän und des unteren Mittelpleistozän (bis zur Elster-Kaltzeit) basiert in Norddeutschland auf langen kontinentalen Folgen wie Lieth in Schleswig-Holstein (MENKE 1975) und Gorleben in Niedersachsen (MÜLLER 1992). Die Kriterien für die paläoklimatologische Klassifikation in Kalt- und Warmzeiten (Abb. 1) werden vor allem durch die Palynologie bestimmt.

Das aussagefähigste Profil für das nahezu gesamte Unterpleistozän ist die Abfolge von Lieth (MENKE 1975), das in stratigraphischer Superposition den Zeitraum vom Beginn des Praetiglium (Kaltenhörn-Kaltzeit) bis zum Bavel-Komplex (Pinneberg-Warmzeit) hervorragend dokumentiert. Insofern sind in Lieth die Befunde vollständiger als die der einzelnen nicht zusammenhängenden Typusprofile in den Niederlanden. Die Korrelation zwischen Norddeutschland und dem Niederrheingebiet wird von MENKE (1975) sowie von STEPHAN & MENKE (1993) diskutiert (Abb. 2). Als palynologische Charakteristika für das Unterpleistozän in Norddeutschland beschreibt MENKE (1975), dass die typische Pliozän-Flora bereits erloschen ist, jedoch einige Pliozänelemente wie *Tsuga*, *Carya*, *Eucommia* wichtige Differenzialformen gegenüber dem Mittel- und Oberpleistozän darstellen. Klimageschichtlich wird

^{*} Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. THOMAS LITT, Institut für Paläontologie, Universität Bonn, Nussallee 8, 53115 Bonn, Email: t.litt@uni-bonn.de; Prof. Dr. KARL-ERNST BEHRE, Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung, Viktoriastr. 26/28, Postfach 2062, 26360 Wilhelmshaven, Email: behre@nihk.de; Prof. Dr. KLAUS-DIETER MEYER, Engenser Weg 5, 30938 Burgwedel; Dr. HANS-JÜRGEN STEPHAN, Köhlstraße 3, 24159 Kiel, Email: h-j.stephan@freenet.de; Dr. STEFAN WANSA, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, Postanschrift: Postfach 156, 06118 Halle, Email: wansa@lagb.mw.lsa-net.de

zwar ein vielfältiger Wechsel zwischen so genannten Kryo- und Thermomeren deutlich (Lieth als Typusprofil für die entsprechenden klimatostratigraphischen Einheiten), wobei jedoch die Kryomere noch nicht das Ausmaß der mittel- und oberpleistozänen Kaltzeiten bzw. Glaziale erreichten.

Insbesondere die Warmzeiten des oberen Unterpleistozän und des unteren Mittelpleistozän (Bavelium-Komplex und Cromerium-Complex) wurden mittels Bohrungen durch das Deckgebirge des Salzstocks von Gorleben palynostratigraphisch erfasst (MÜLLER 1986, 1992). Durch Überlappung ist der Anschluss an die Lieth-Sequenz gesichert (Abb. 3). Nach den Untersuchungen in Gorleben lassen sich allein für den Cromer-Komplex mindestens fünf Warmzeiten identifizieren (von alt nach jung: Osterholz-, Hunteburg-, zwei unbenannte Thermomere und abschließend die Rhume-Warmzeit, vgl. Abb. 3).

Während des Elster-Glazials ist das nordische Inlandeis bis an den Rand der Mittelgebirge von Sachsen und Thüringen vorgestoßen und hat den Unterharz teilweise überfahren. Der erste Elster-Eisvorstoß erreichte in Mitteldeutschland die größte Ausdehnung aller pleistozänen Vergletscherungen (Abb. 4). Der weitere Verlauf des Eisrandes nach Westen ist unsicher, da die elsterzeitlichen Ablagerungen während des Drenthe-Eisvorstoßes in Niedersachsen großflächig erodiert oder durch jüngere Sedimente überlagert wurden (CASPERs et al. 1995). Die glaziären Ablagerungen werden mit zwei großen Eisvorstößen in Verbindung gebracht, die jedoch nicht durch eine voll entwickelte Warmzeit unterbrochen sind.

Nach dem Zerfall des Elstereises bildeten sich in ehemaligen Rinnen, Exarationswannen und Toteislöchern Seen, in denen Sedimente der Holstein-Warmzeit akkumuliert wurden. Im Gebiet der nordischen Vereisungen sind zahlreiche Vorkommen des Holstein-Interglazials über elsterglazialen Bildungen bekannt, die durch ihre charakteristische Vegetationsentwicklung eine sichere Einstufung und Korrelation erlauben.

Der Saale-Komplex umfasst den Zeitraum vom Ende der Holstein-Warmzeit bis zum Beginn der Eem-Warmzeit (LITT & TURNER 1993). Er ist eine komplexe stratigraphische Einheit mit mehrfachen Kälte- und Wärmeschwankungen, wobei letztere sogar Interglazialcharakter erreichen können (mindestens eine Warmzeit im Sinne von Dömnitz- bzw. Wacken-Warmzeit nach ERD 1965b bzw. MENKE 1968a. URBAN 1995 vermutet die Existenz von zwei Warmzeiten). Diese liegen eindeutig vor der ersten saalezeitlichen Eisbedeckung (Drenthe-Stadium). Warmzeitliche Ablagerungen zwischen den einzelnen Eisvorstößen sind nicht nachweisbar. Die maximale Verbreitung des Drenthe-Inlandeises ist etwa markiert durch die Orte Düsseldorf – Paderborn – Hameln – Goslar – Eisleben – Zeitz – Meißen – Görlitz. Der jüngere markante Saale-Vorstoß wird als Warthe-Stadium bezeichnet (Abb. 4).

Im Gebiet der nordischen Vereisungen ist die Eem-Warmzeit das mit Abstand am besten erforschte Interglazial, dessen Sedimente unmittelbar über saalezeitlichen glaziären Bildungen liegen (sowohl über Drenthe als auch über Warthe). In der Typusregion (Amersfoort-Becken in den Niederlanden, aber auch im Amsterdam-Becken als Parastratotyp) liegen die klassischen Eem-Folgen über Ablagerungen des Drenthe-Vorstoßes. Im gesamten nordischen Vereisungsgebiet werden die Interglazialsedimente vom Eem-Typ von keinen weiteren glaziären Bildungen als denen aus der Weichsel-Kaltzeit überdeckt. Dass zwischen Eiszerfall der ersten saalezeitlichen Eisbedeckung (Drenthe-Stadium) und der Frühweichselzeit mit seinen beiden borealen Interstadialen (Brörup, Odderade) nur ein Interglazial – die Eem-Warmzeit – existiert hat, belegen zahlreiche lange kontinentale Pollenfolgen südlich der Warthe-Linie, die eine lückenlose Abfolge Spätsaale-Eem-Frühweichsel dokumentieren. Die Eem-Profile sowohl in Norddeutschland als auch im angrenzenden nördlichen Mitteleuropa zeigen eine erstaunliche palynologische Übereinstimmung in den Grundzügen der allgemeinen Waldentwicklung (MENKE & TYNNI 1984).

Die Weichsel-Kaltzeit setzt palynostratigraphisch mit dem Wechsel zwischen borealer Vegetation am Ende der Eem-Warmzeit und subarktischer Vegetation ein. Das Früh- und das beginnende Hochweichsel sind durch den mehrfachen Wechsel von Stadialen und Interstadialen gekennzeichnet (Abb. 5), wobei in Norddeutschland noch keine sicheren Nachweise von Vereisungsspuren vorhanden sind. Am wahrscheinlichsten ist der Beginn der Vergletscherung ab ca. 25 ka v.h., möglicherweise drangen aber schon zwischen 70 und 50 ka v.h. Gletscher in den Bereich der westlichen Ostsee vor (STEPHAN 1995). Die Maximalausdehnung der Weichselvergletscherung erreichte den Raum Brandenburg im Osten, weiter westlich den nördlichen Randbereich von Hamburg und nur den östlichen Teil von

Schleswig-Holstein (Abb. 4). Drei Vereisungsphasen sind durch Grundmoränen belegt (Brandenburg-, Pommern- und Mecklenburg-Phase). Mit dem Eiszerfall begann vor ca. 14.500 Jahren v.h. das Weichsel-Spätglazial, das durch einen mehrfachen Wechsel von Kälte- und Wärmeschwankungen gekennzeichnet ist (Abb. 6).

Das Holozän (Beginn vor 11.600 Jahren) wird als eigenständige Serie bzw. Epoche aufgefasst. Die Untergrenze ist mit dem Beginn der Birken-Kiefern-Bewaldung nach der noch spätweichselzeitlichen jüngeren Dryaszeit definiert.

Stratigraphical Terms for the Quaternary of the North German Glaciation Area

Keywords: Stratotypes, Quaternary, North Germany

Northern Germany and neighbouring areas affected by the Scandinavian ice sheets are classic regions of Quaternary geology and stratigraphy. The Swiss geologist VON MORLOT (1844) had already presumed that the Nordic ice could have reached the Erzgebirge (Ore Mountains) in Saxony. The discovery of glacial striae on Triassic Muschelkalk in Rüdersdorf near Berlin by TORRELL (1875) led to wide acceptance of the glacial theory in Germany. PENCK (1879) surmised that three separate glaciations had occurred in northern Germany. The mapping of Pleistocene deposits by the Prussian Geological Survey since 1910 was a milestone for Quaternary stratigraphy, and the terms "Elsterian", "Saalian" and "Weichselian" were introduced into scientific literature. At the start of the 20th century already, Quaternary geologists such as L. SIEGERT, W. WEISSERMEL, K. KEILHACK, R. GRAHMANN and P. WOLDSTEDT described the fundamental context of the glacial history of northern central Europe and its correlation with fluvial processes. Quaternary stratigraphy in Germany has solid foundations, not least due to a dense borehole network and intensively researched sections in open-cast lignite mines. A major stratigraphical factor in this region is the interlocking of glacial and periglacial facies, i.e. the relation between gravel terraces, till deposits, and intercalated interglacial sediments. Their vertical sequence is a classic illustration of key stratigraphical principles.

In northern Germany, subdivision of the non-glaciated period of the Lower Pleistocene and lower Middle Pleistocene (up to the Elsterian glacial stage) is based on long continental sequences like Lieth in Schleswig-Holstein (MENKE 1975) and Gorleben in Lower Saxony (MÜLLER 1992). The criteria for the palaeoclimatic classification into cold and warm stages (Fig. 1) largely derive from palynology.

The most informative section for almost the entire Lower Pleistocene is the Lieth sequence (MENKE 1975), which supplies an excellent stratigraphical record of the period between the start of the Pretiglian (Kaltenhörn cold stage) and the Bavelian Complex (Pinneberg warm stage). In this respect the Lieth data are more complete than those from individual, unrelated type sections in the Netherlands. The correlation between northern Germany and the Lower Rhine region is discussed by both Menke (1975) and STEPHAN & MENKE (1993) (Fig. 2). According to MENKE (1975) the palynological characteristics of the Lower Pleistocene in northern Germany are that the typical Pliocene flora is already extinct, but that some Pliocene elements such as *Tsuga*, *Carya*, or *Eucommia* distinguish it from the Middle and Upper Pleistocene. The climate varied repeatedly between so-called cryo- and thermomeres (Lieth as type section for the corresponding climatostratigraphic units), but the cryomeres in no way matched the Middle and Upper Pleistocene cold stages or glacials in magnitude.

Borehole samples from the sediments above the Gorleben salt dome were studied to establish the palynostratigraphy of the temperate stages of the late Lower Pleistocene and early Middle Pleistocene (Bavelian Complex and Cromerian Complex) (MÜLLER 1986, 1992). These data overlap with those of the Lieth sequence (Fig. 3). The Gorleben results allow at least five warm stages to be identified for the Cromerian Complex alone (from old to young: Osterholz, Hunteburg, two unnamed thermomeres and finally the Rhume warm stage, see Fig. 3).

During the Elsterian glacial stage the Nordic ice sheet reached as far as the edge of the uplands in Saxony and Thuringia and partially overrode the lower Harz. In central Germany, the first Elsterian advance was the most far-reaching of all the Pleistocene glaciations (Fig. 4). It is unclear how the ice margin continued further westward because the Elsterian deposits were heavily eroded or overlain by younger sediments during the Drenthe advance in Lower Saxony (CASPERs et al. 1995). The Elsterian glacial deposits are associated with two major ice advances that were, however, not interrupted by a fully developed interglacial.

After the downmelting of the ice, lakes developed in former channels, exaration basins and dead-ice holes, where sediments of the Holstein interglacial were subsequently deposited. Above these Elsterian glacial features, numerous Holsteinian deposits have been found, which can be securely classified and correlated because of their typical vegetation record.

The Saalian Complex extends from the end of the Holstein warm stage to the start of the Eemian warm stage (LITT & TURNER 1993). It is a complex stratigraphical unit with several oscillations of cold and warm stages, with the latter sometimes approaching interglacial conditions (at least one warm stage like the Dömnitz or Wacken warm stage after ERD (1965b) and MENKE (1968a); URBAN (1995) presumes the existence of two warm stages). These clearly occurred prior to the first Saalian ice cover (Drenthe stage). There is no evidence of warm-stage deposits between the individual ice advances. The maximum extent of the Drenthe inland ice is roughly marked by the towns of Düsseldorf – Paderborn – Hameln – Goslar – Eisleben – Zeitz – Meißen – Görlitz. The younger distinctive Saalian glaciation is known as the Warthe stage (Fig. 4).

In the Nordic glaciation area the Eemian is easily the best researched interglacial; its sediments directly overlie Saalian glacial material (both Drenthe and Warthe). In the type region (Amersfoort Basin in the Netherlands, but also in the Amsterdam Basin as parastratotype), the classic Eemian sequences overlie deposits of the Drenthe ice advance. In the entire Nordic glaciation area, the Eemian-type interglacial sediments are not overlain by glacial sediments, except for those of the Weichselian glaciation. The occurrence of only one interglacial – the Eemian stage – between the ice decay of the first Saalian ice cover (Drenthe stage) and the early Weichselian with its two boreal interstadials (Brörup, Odderade) is confirmed by numerous long continental pollen sequences south of the Warthe line, which document a continuous late Saalian – Eemian – early Weichselian sequence. The Eemian sections in both northern Germany and neighbouring northern central Europe show an astonishing palynological agreement in their general forest development (MENKE & TYNNI 1984).

In palynostratigraphical terms, the Weichselian cold stage starts with the change from boreal vegetation at the end of the Eemian warm stage to subarctic vegetation. The Lower and initial Pleni-Weichselian are characterised by the multiple alternation of stadials and interstadials (Fig. 5), whereby there is no securely based evidence of glaciation in northern Germany. Glaciation most probably started about 25 ka BP; however, it is possible that glaciers already advanced into the western Baltic Sea area between 70 and 50 ka BP (STEPHAN 1995). The maximum limit of the Weichselian ice reached the Brandenburg region in the east, the northern periphery of Hamburg further westward, and only the eastern part of Schleswig-Holstein (Fig. 4). Till deposits provide evidence of three phases of glaciation (the Brandenburg, Pomeranian and Mecklenburg phases). When the ice melted 14,500 years ago, the Weichselian Late Glacial began, characterised by multiple oscillations between cold and warm conditions (Fig. 6).

The Holocene (starting 11,600 years ago) is considered to be an independent series (epoch). Its base is defined as the start of birch and pine forests after the Late Weichselian Younger Dryas.

Altpleistozän Känozoän

1 Definition, Erstbeschreibung

Dieser Begriff wurde erstmals von MENKE (1972) vorgeschlagen und in MENKE & BEHRE (1973) mit

einer kurzen pollenfloristischen Charakteristik für Nordwesteuropa ausgefüllt. Er bezeichnet den „stratigraphischen Großabschnitt vom Beginn des Prätegelen bis - vorläufig - zum Beginn der Kaltzeit prä Osterholz-Warmzeit (Elbe-Kaltzeit)“ (MENKE 1975: 73). Es handelt sich um eine chronostratigraphische und geochronologische Einheit. Mit diesem Begriff wird das Ältestquartär vom folgenden Pleistozän *s.str.* abgetrennt und diesem als gleichwertige Abteilung gegenübergestellt. Es ist nicht identisch mit dem Begriff „Altquartär“. Der wesentlich weitere Begriff Känozoikum wird von dem Begriff Känozän nicht berührt. Eine Gliederung des Känozäns sowohl anhand der Lieth-Serie als auch nach den niederländischen Vorkommen findet sich bei MENKE (1975).

2 Bemerkungen

Der Begriff Känozän wurde von MENKE (1972, 1975) vorgeschlagen, um den Übergangsbereich zwischen Pliozän und Pleistozän *s.str.* klar abzugrenzen. Er ist pollenfloristisch noch durch zahlreiche Tertiärelemente gekennzeichnet, während die Klimaentwicklung sehr ungleichmäßige Schwankungen zeigt, die eine Unterscheidung zwischen klaren Glazialen und Interglazialen oft schwierig macht. Als chronostratigraphische Einheit hat sich der Vorschlag von MENKE allerdings nicht durchgesetzt.

(BEHRE)

Kaltenhörn-Kaltzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Name „Kaltenhörn-Kaltzeit“ erscheint erstmals als neuer Stratotyp bei MENKE (1980) und ersetzt den bis dahin in der Lieth-Serie benutzten Begriff Prätegelen (vgl. auch STEPHAN & MENKE 1993). Das Kaltenhörn bildet die Basis der quartären Schichtfolge. Die eigentliche Beschreibung dieser Kaltzeit innerhalb der Lieth-Serie erfolgte durch MENKE (1975) als Prätegelen *sensu* ZAGWIJN (1957, 1960). Die Pollenflora zeigt eine überwiegend waldlose, aber Ericaceen-reiche Vegetation von boreal-ozeanischem Klimatyp.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität für diesen Begriff hat nach MENKE (1975) Oldenswort in Eiderstedt zu gelten. Dort ist der damals noch Prätegelen genannte Abschnitt in zwei Bohrungen mit 40 bzw. 45 m Mächtigkeit in Form von Sand und Schluff mit z.T. erheblichem organischen Gehalt vorhanden. Das Kaltenhörn schließt dort unmittelbar an das Oberpliozän (Reuverien) an. Typuslokalität für das niederländische Prätegelen ist Meinweg (ZAGWIJN 1957).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Außer in Oldenswort ist die Kaltenhörn-Kaltzeit in Schleswig-Holstein in Lieth nachgewiesen, wo sie ebenfalls die Basis des Quartärs bildet, aber gestört ist. Aus der Korrelation mit dem niederländischen Prätegelen folgt, dass sie auch in Meinweg vorhanden ist.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Aus Analogiegründen fällt der Anfang der Kaltenhörn-Kaltzeit mit dem Quartärbeginn zusammen (ca. 2,6 Ma v.h.).

5 Bemerkungen

Wenn sich in diesem Zeitbereich die Korrelation mit dem niederländischen Unterquartär weiterhin als richtig erweist, behält die Bezeichnung Prätegelen die Priorität.

(BEHRE)

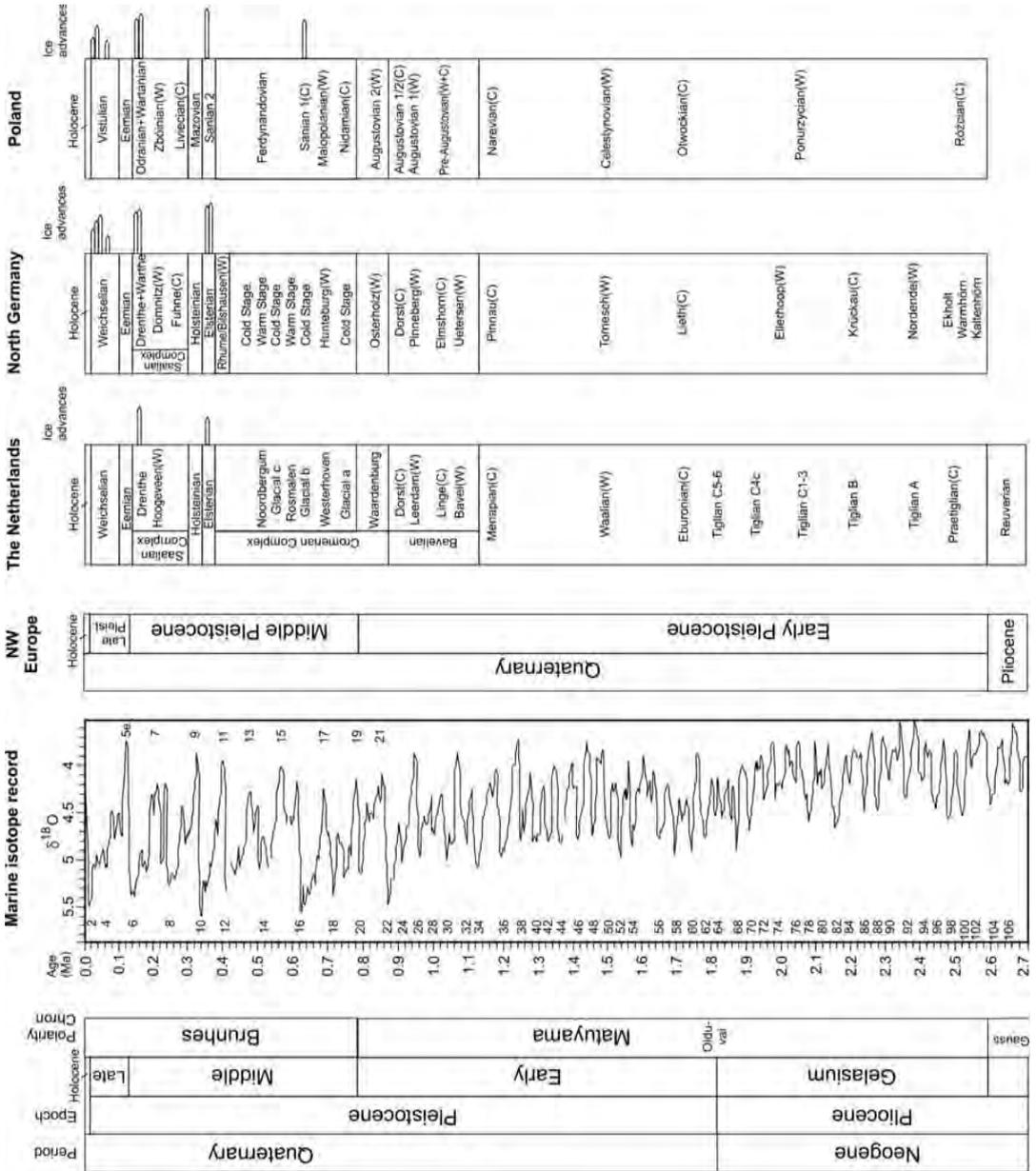


Abb. 1: Stratigraphische Gliederung des Quartärs im nördlichen Mitteleuropa (Norddeutschland und angrenzende Gebiete). Globale Chronostratigraphie und MIS verändert nach GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN (2004), Gliederung in den Niederlanden nach ZAGWIJN (1989), in Norddeutschland nach LITT et al. (2005), in Polen nach LINDNER et al. (2004) (aus LITT 2007).

Fig. 1: Stratigraphic subdivision of the Quaternary in north-central Europe. Global chronostratigraphy and marine isotope record modified after GIBBARD & KOLFSCHOTEN (2004), subdivision of the Quaternary sequences in the Netherlands after ZAGWIJN (1989), in N Germany after LITT et al. (2005), in Poland after LINDNER et al. (2004) (from LITT 2007).

Warmhörn-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Die erste Nennung dieser Warmzeit findet sich als „Meinweg-Thermomer“ in MENKE & BEHRE (1973) als eine Erwärmungsphase am Ende des Prätegelen in Lieth. Die Beschreibung als „Meinweg-Warmzeit“ erfolgte durch MENKE (1975) analog zu den Befunden von ZAGWIJN (1960), wobei sie zeitlich aus dem Tegelen *sensu* ZAGWIJN herausgelöst wurde. MENKE (1980) benannte dann diesen Abschnitt in Warmhörn-Warmzeit um (vgl. auch STEPHAN & MENKE 1993). MENKE (1975) nennt eine Anzahl thermophiler Pollentaxa, die sie als richtige Warmzeit ausweisen. Ein Pollendiagramm wurde bisher nicht veröffentlicht.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität hat der Bremsberg bei Lieth in Elmshorn/Schleswig-Holstein zu gelten. Die Warmhörn-Warmzeit wurde dort in Bohrung Lieth II in 55-59 m Tiefe erfasst. Nach MENKE (1980) ist sie dort jedoch gestört, während sie im benachbarten Oldenswort, wo sie ebenfalls auftritt, nicht vollständig ist.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Außer in Lieth und in Oldenswort ist die Warmzeit mit ähnlicher Pollenführung in Meinweg/Niederlande vertreten (ZAGWIJN 1960). Eine Korrelation mit Rippersroda (MAI et al. 1963) ist wahrscheinlich.

4 Datierung

Die Warmhörn-Warmzeit ist überdeckt von Ablagerungen der Ekholt-Kaltzeit und weiter von der vollständigen Lieth-Serie. Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Der Nachweis der Ekholt-Kaltzeit in Lieth hat MENKE (1975) veranlasst, die darunterliegende Warmhörn-Warmzeit vor das Tegelen zu stellen. Auf diesem Umweg löste MENKE auch die damit korrelierte, von ZAGWIJN (1960) beschriebene Warmzeit in Meinweg (die aber von diesem nicht mit Meinweg-Warmzeit benannt wurde) aus dem Tegelen A, in die sie ZAGWIJN (1963) in seiner Gliederung stellte, heraus.

(BEHRE)

Ekholt-Kaltzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung stammt von DÜCKER & MENKE (1968) nach dem Bächlein Ekholler Au östlich Elmshorn (Lieth). Damit wurde der mehrere Meter mächtige Kaolinsand unter dem Kohleflöz der Norden-de-Warmzeit an der Basis des Aufschlusses Lieth benannt. Das von MENKE (1969) erstmals vorgelegte und in MENKE (1975) erheblich verbesserte Pollendiagramm zeigt sehr hohe Nichtbaumpollenwerte und weist auf arktisches Klima hin. Es ist die ausgeprägteste Kaltzeit der ganzen Lieth-Serie.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg bei Lieth in Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Als Typusprofil hat das von MENKE (1969) bearbeitete und mit einem detaillierten Pollendiagramm (MENKE 1975: Tafel 4) unterlegte Profil von Lieth zu gelten.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Da eine derart ausgeprägte Kaltzeit in der niederländischen Schichtenfolge bislang nicht bekannt ist,

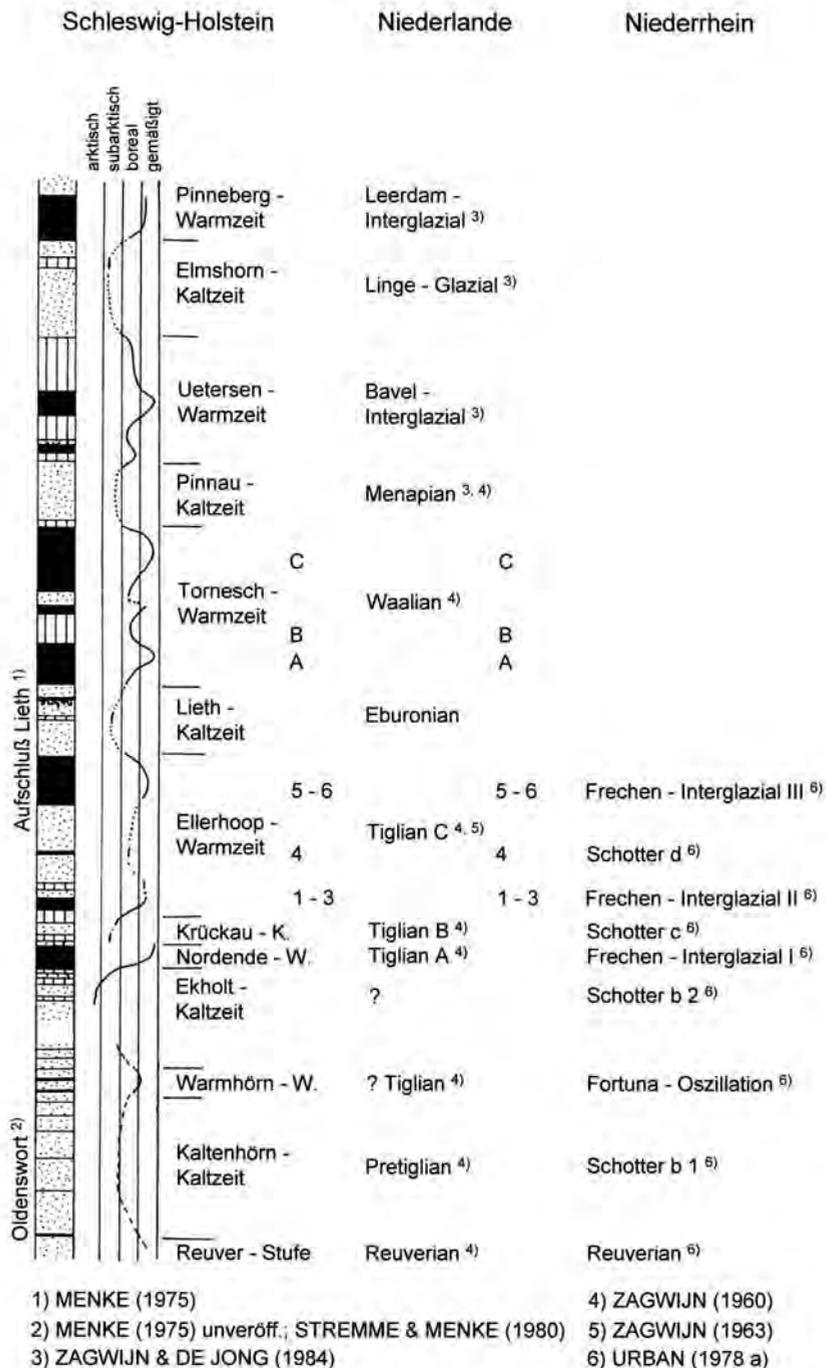


Abb. 2: Stratigraphie des Altpleistozän in Schleswig-Holstein und Korrelation (aus STEPHAN & MENKE 1993).

Fig. 2: Stratigraphy of the Early Pleistocene in Schleswig-Holstein and correlation (after STEPHAN & MENKE 1993).

schloss MENKE (1975) eine Korrelation mit dem Prätegelen aus und stellte die Ekholt-Kaltzeit in ein gegenüber ZAGWIJN (1960) stärker differenziertes Tegelen A.

4 Datierung

Die Ekholt-Kaltzeit liegt im untersten Pleistozän. Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Eine genauere Korrelation mit der niederländischen Unterpleistozän-Gliederung hängt wesentlich davon ab, ob die in einer Bohrung in Lieth unter der Ekholt-Kaltzeit erfasste Meinweg (Warmhörn)-Warmzeit sicher mit dem niederländischen Meinweg gleichgesetzt werden kann. Dafür spricht, dass die den beiden vorangehenden Kaltzeiten Prätegelen bzw. Kaltenhörn eine gleichartige subarktische Vegetation aufweisen. Dann muss die ausgeprägt arktische Ekholt-Kaltzeit im Tegelen A untergebracht werden.

(BEHRE)

Nordende-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Erstmalig wurde die „Nordende-Warmzeit“ von DÜCKER & MENKE (1968) aus kohligem Torf und Mudde im unteren Teil der Lieth-Serie beschrieben, der Name kommt von einer Ortschaft südlich Elmshorn (Lieth). Das Pollendiagramm von MENKE (1975) zeigt eine voll ausgebildete Warmzeit mit warm-gemäßigtem Klima, in der u.a. *Eucommia* und *Pterocarya* sowie als besonderes Tertiärrelikt *Symplocos* auftreten. Nach unten und oben wird die Nordende-Warmzeit durch kaltzeitliche Sande begrenzt.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg bei Lieth in Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Als Typusprofil gilt das von MENKE (1969) erstmals publizierte und von MENKE (1975: Tafel 4) vervollständigte Profil mit detailliertem Pollendiagramm.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In dieser Form ist die Nordende-Warmzeit bisher nur aus Lieth bekannt. MENKE (1975) korreliert sie mit dem niederländischen Tegelen A, löst sie aber wegen des subarktischen Charakters der folgenden Krückau-Kaltzeit aus dem Tegelen heraus.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen liegenden Sedimenten der Ekholt- und hangenden Ablagerungen der Krückau-Kaltzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Krückau-Kaltzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Krückau“ wurde erstmals bei der Beschreibung der Lieth-Serie durch DÜCKER & MENKE (1968) verwendet, benannt nach einem Flüsschen, an dem Elmshorn liegt. Er kennzeichnet die auf die Nordende-Warmzeit folgende Kaltphase. In der ersten eingehenden pollenanalytischen Untersuchung der Lieth-Serie wurde das Krückau von MENKE (1969) als lange Kaltphase mit einem eingeschalteten längeren Interstadial (Ellerhoop) beschrieben. Dieses wurde in der endgültigen Bearbeitung der Lieth-Serie durch MENKE (1975) revidiert, indem das 1969 definierte Krückau in die Folge Krückau-Ellerhoop-Lieth aufgeteilt wurde und die Krückau-Kaltzeit auf die Zone K 0 in MENKE (1969) beschränkt worden ist. Es liegt damit zwischen den Warmzeiten Nordende und Ellerhoop. Das Pollendiagramm im nunmehr gültigen Krückau-Bereich wird von Nichtbaumpollen beherrscht, der Baumpollenanteil ist gering.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg in Lieth bei Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Als Typusprofil gilt die Abfolge mit dem Pollendiagramm in MENKE (1975: Tafel 4). Petrographisch besteht sie aus Sand und limnischer Schluffmudde.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In dieser Form ist die Krückau-Kaltzeit bisher nur aus Lieth bekannt. Nach der stratigraphischen Position wird sie von MENKE (1975) mit dem Tegelen B nach ZAGWIJN (1963) korreliert, ihm entspricht wahrscheinlich auch Donau III nach LONA & BERTOLDI (1973).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen den liegenden Sedimenten der Nordende- und den hangenden Ablagerungen der Ellerhoop-Warmzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Ellerhoop-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Ellerhoop“ findet sich erstmals bei MENKE (1969) als Ellerhoop-Interstadial innerhalb der in dieser Publikation noch weit gefassten Krückau-Kaltzeit in der Lieth-Serie. Bei der endgültigen Bearbeitung der Lieth-Serie durch MENKE (1975) wurde das Ellerhoop zur Warmzeit aufgewertet und dabei ihr pollenanalytisch bestimmter zeitlicher Umfang vergrößert. Per Definition liegt die Ellerhoop-Warmzeit zwischen der 1975 neu definierten, liegenden Krückau-Kaltzeit und der hangenden Lieth-Kaltzeit. Petrographie und Pollenanalysen zeigen eine Abkühlung etwa in der Mitte der Warmzeit. Der Name kommt von einer Ortschaft östlich Elmshorn (Lieth).

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg in Lieth bei Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Als Typusprofil gilt die Abfolge mit dem Pollendiagramm in MENKE (1975: Tafel 4). Petrographisch besteht sie aus Braunkohle mit sandigen und schluffigen Einlagerungen.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In dieser Form ist die Ellerhoop-Warmzeit bisher nur aus Lieth bekannt. Nach der stratigraphischen Position und wegen der Unterbrechung durch ein Kryomer wird sie von MENKE (1975) mit dem Tegelen C nach ZAGWIJN (1963) korreliert, ihm entspricht der Umfang des Tegelen an dessen Typuslokalität Tegelen (VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ 1950).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zu der MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen den liegenden Sedimenten der Krückau- und den hangenden Ablagerungen der Lieth-Kaltzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Lieth-Kaltzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Erstmalig wurde der Begriff „Lieth-Kaltzeit“ von GRUBE (1968) für einen Würgeboden in der Lieth-Serie benutzt. Bei der ersten Bearbeitung der Lieth-Serie hat MENKE (1969) diese periglaziale Schicht zusammen mit den liegenden Schichten in die Krückau-Kaltzeit einbezogen. Mit der Auftrennung dieser Periode durch MENKE (1975) wurde deren jüngerer Teil wiederum als Lieth-Kaltzeit bezeichnet. Stratigraphisch ist sie definiert als Sandschicht mit eingeschlossenem Würge- bzw. Tropfenboden zwischen der Ellerhoop-Warmzeit und dem untersten Flöz der Tornesch-Warmzeit.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg in Lieth bei Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Als Typusprofil gilt die Abfolge mit dem Pollendiagramm in MENKE (1975: Tafel 5).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In dieser Form ist die Lieth-Kaltzeit bisher nur aus Lieth bekannt. Nach der stratigraphischen Position wird sie von MENKE (1975) mit der Eburon-Kaltzeit nach ZAGWIJN (1957, 1963) korreliert. Wegen der Lückenhaftigkeit des von ZAGWIJN (1960) vorgeschlagenen Typusprofils Veghel schlägt MENKE (1975) Lieth als Neotypusprofil für das Eburon vor.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen den liegenden Sedimenten der Ellerhoop- und den hangenden Ablagerungen der Tornesch-Warmzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Tornesch-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Tornesch-Warmzeit“ stammt von MENKE (1969), sie wurde von MENKE (1975) weiter differenziert. Der Name kommt von einer Ortschaft südöstlich Elmshorn (Lieth). Diese Warmzeit ist ein Teil der Lieth-Serie und kann nach den pollenanalytischen Untersuchungen von MENKE (1975) in drei Thermomere mit zwei darin eingeschlossenen Kryomeren untergliedert werden. Die Thermomere sind als Braunkohle, die Kryomere als sandiger Detritus oder Sand ausgebildet.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg in Lieth bei Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Als Typusprofil gilt die Abfolge mit dem Pollendiagramm in MENKE (1975: Tafel 5).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In dieser Form ist die Tornesch-Warmzeit bisher nur aus Lieth bekannt. Nach der stratigraphischen Position wird sie von MENKE (1975) mit der Waal-Warmzeit nach ZAGWIJN (1957, 1960, 1963) korreliert. Wegen der Lückenhaftigkeit des von ZAGWIJN (1960) vorgeschlagenen Typusprofils Veghel schlägt MENKE (1975) Lieth als Neotypusprofil für das Waal vor.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen den liegenden Sedimenten der Lieth- und den hangenden Ablagerungen der Pinnau-Kaltzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Pinnau-Kaltzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Name „Pinnau-Kaltzeit“ erscheint ohne weitere Erklärung erstmals bei MENKE (1970), die Erstbeschreibung erfolgte durch MENKE (1975), etwas ausführlicher danach in MENKE (1980). Benannt ist sie nach einem Flüsschen südlich Elmshorn (Lieth). Es handelt sich um eine relativ dünne Sandschicht zwischen der Tornesch- und der Uetersen-Warmzeit. In den Pollenanalysen fehlen thermophile Sippen.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg bei Lieth in Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Typusprofil ist der Aufschluss in Lieth (Zustand 1970) mit dem Pollenprofil in MENKE (1975: Tafel 5).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In Deutschland ist die Pinnau-Kaltzeit bisher nur aus Lieth bekannt. MENKE (1975) korreliert sie mit dem in ZAGWIJN (1974a) dargestellten Menap I und mit „Günz III“ in Leffe (LONA 1950).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen den liegenden Sedimenten der Tornesch- und den hangenden Ablagerungen der Uetersen-Warmzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Uetersen-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Erstmals ist der Name „Uetersen-Warmzeit“ ohne weitere Erklärung bei MENKE (1970) genannt. Der Name kommt von einer Ortschaft südlich Elmshorn (Lieth). Die Warmzeit ist ein Teil der Lieth-Serie, die Erstbeschreibung erfolgte durch MENKE (1975). Die Pollendiagramme von MENKE (1975) zeigen zu Beginn und zum Ende jeweils ein Thermomer mit thermophilen Pflanzen, das von einem Kryomer unterbrochen wird, in dem jedoch ein subarktischer Zustand nicht erreicht wird.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg bei Lieth in Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Typusprofil ist der Aufschluss in Lieth (Stand 1968) und die dortige Bohrung I, aus denen Pollendiagramme (MENKE 1975: Tafel 3, Tafel 6) vorliegen. Die Warmzeit ist aus zwei Mudde- und Braunkohleschichten aufgebaut, zwischen denen eine sandige Schicht des Kryomers liegt. Nach unten und oben wird dieses Schichtpaket von Sanden der Pinnau- bzw. Elmshorn-Kaltzeit begrenzt.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

MENKE (1975) korrelierte die Uetersen-Warmzeit ursprünglich mit dem bei ZAGWIJN (1974a) nicht näher begründeten Menap II in den Niederlanden. Mit der Beschreibung des Bavel-Interglazials durch ZAGWIJN & DE JONG (1984) ist die Uetersen-Warmzeit mit diesem zu korrelieren. In Deutschland ist sie außerdem durch MÜLLER (1992) in Gorleben nachgewiesen, dort wurde der Lokalname „Marleben“ dafür verwendet.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen den Sedimenten der liegenden Pinnau- und den hangenden Ablagerungen der Elmshorn-Kaltzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Elmshorn-Kaltzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Name „Elmshorn-Kaltzeit“ findet sich ohne nähere Beschreibung erstmals bei MENKE (1970), benannt nach der Stadt Elmshorn in Schleswig-Holstein. Er ist nicht identisch mit der ebenfalls von dort beschriebenen, aber nicht genau definierten Elmshorner Serie (GRUBE 1968). Die Erstbeschreibung erfolgte durch MENKE (1975) ursprünglich als „Menap-Kaltzeit ZAGWIJN (1957) n. emend.“ in der Erwartung der Veröffentlichung einer Menap-Neugliederung, die jedoch nicht erfolgte. Damit wird die MENKESche Option (1975) der Elmshorn-Kaltzeit n.strat. gültig, die dieser seit 1980 auch anwendete. Die sandigen

Schichten dieser Kaltzeit sind von den warmzeitlichen Ablagerungen der Uetersen- und Pinneberg-Interglaziale unter- und überlagert. Eine eingeschaltete Schluffmulde weist subarktische Pollenspektren auf.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg bei Lieth in Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Typusprofil ist die Bohrung Lieth I mit dem Pollendiagramm bei MENKE (1975: Tafel 6).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Nach der Beschreibung des Linge-Glazials im Bavelian durch ZAGWIJN & DE JONG (1984) kann die Elmshorn-Kaltzeit damit korreliert werden. In Deutschland ist sie außerdem in Gorleben durch MÜLLER (1992) nachgewiesen worden.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Wegen der in Superposition liegenden gesamten Lieth-Serie ist die stratigraphische Lage zwischen der liegenden Uetersen- und der hangenden Pinneberg-Warmzeit zweifelsfrei gegeben.

(BEHRE)

Pinneberg-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Erstmalig wird der Name „Pinneberg-Warmzeit“ noch ohne weitere Erklärung bei MENKE (1970) genannt, namengebend ist das südöstlich von Elmshorn (Lieth) gelegene Städtchen Pinneberg. Die Erstbeschreibung findet sich bei MENKE (1975); die Pinneberg-Warmzeit bildet als Baunkohleschicht den oberen Abschluss der Lieth-Serie und liegt dabei auf den Sanden der Elmshorn-Kaltzeit. Die Pollenanalysen zeigen die Entwicklung bis zu thermophiler Waldvegetation, dann bricht das Profil ab.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Kalkgrube Meinert am Bremsberg bei Lieth in Elmshorn/Schleswig-Holstein. Dort ist ein Subrosionsbecken im Unterpleistozän aufgefüllt worden. Typusprofil ist die Bohrung Lieth I mit dem Pollendiagramm bei MENKE (1975: Tafel 6).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Seit der Beschreibung des Leerdam-Interglazials durch ZAGWIJN & DE JONG (1984) in den Niederlanden kann die Pinneberg-Warmzeit mit diesem korreliert werden. In Deutschland konnte sie durch MÜLLER (1992) außerdem in Gorleben nachgewiesen werden.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Als Abschluss der Lieth-Serie an der Typuslokalität sowie durch die Position in der wohl vollständigen Gorleben-Serie unterhalb der Osterholz-Warmzeit ist die stratigraphische Lage der Pinneberg-Warmzeit unmittelbar vor dem Cromer-Komplex sichergestellt.

(BEHRE)

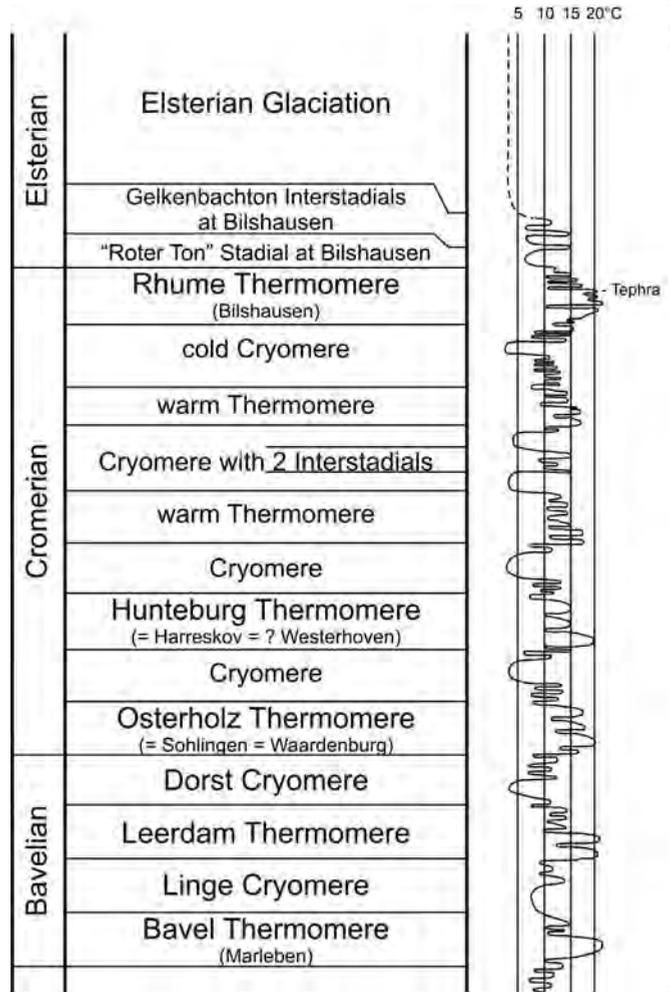


Abb. 3: Stratigraphie und rekonstruierte mittlere Julitemperatur zwischen Menap und Elster in Niedersachsen (nach MÜLLER 1992).

Fig. 3: Schematic diagram of the stratigraphy and reconstructed mean July temperature between Menapian and Elsterian in Lower Saxony (after MÜLLER 1992).

Dorst-Kaltzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Das „Dorst-Glazial“ wurde von ZAGWIJN & DE JONG (1984) in den Niederlanden nach einem Dorf unweit Breda als Teil des Bavel-Komplexes beschrieben. Es handelt sich um pollenarme Sande mit Kräuterdominanz über dem Leerdam-Interglazial.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist der Aufschluss Bavel III mit dem zugehörigen Pollendiagramm in ZAGWIJN & DE JONG (1984). Eine Mudde des Leerdam-Interglazials wird von humosen Sanden der Dorst-Kaltzeit überlagert, darüber folgen Ablagerungen der Weichsel-Kaltzeit.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Ablagerungen der Dorst-Kaltzeit sind in Deutschland aus Gorleben als Sande zwischen den Pinneberg (Leerdam)- und Osterholz-Warmzeiten erbohrt worden (MÜLLER 1992).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Zuordnung zur MIS-Zeitskala ist bisher nicht möglich.

5 Bemerkungen

Durch die in Gorleben angetroffene kontinuierliche Folge vom Alt- zum Mittelpleistozän scheint die Lage der Dorst-Kaltzeit in dieser Grenzposition gesichert.

(BEHRE)

Cromer-Komplex (Syn.: Cromerium)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff stammt von der Ortschaft Cromer in Norfolk, East Anglia (GB). Als stratigraphische Einheit wurde er von REID (1882, 1890) eingeführt und verwendet. Er klassifizierte einen Teil der dort aufgeschlossenen präglazialen Sequenz als „Cromer Forest-bed Serie“ und gliederte diese in „Lower Freshwater Bed“, „Forest-bed“ (estuarine) und „Upper Freshwater Bed“. REID (1882, 1890) erkannte bereits, dass die Ablagerungen des Forest-bed unter temperaten Klimabedingungen gebildet wurden. Lange Zeit erfolgten keine weiteren substanziellen Beiträge zur Stratigraphie des Cromer Forest-bed, obwohl der Begriff „Cromerian“ weite Verbreitung in der Literatur zur europäischen Pleistozänstratigraphie als interglaziale Stufe unmittelbar vor der ältesten, weit verbreiteten nordischen Vergletscherung (Elster/Anglian) fand. Erst WEST & WILSON (1966) publizierten neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläoökologie des Cromer Forest-bed, wobei sie zwei deutlich voneinander getrennte Warmzeiten unterscheiden. Eine ausführliche Dokumentation der stratigraphischen Gliederung der „Cromer Forest-bed Formation“ liegt in der Monographie von WEST (1980) vor. Die jüngere Warmzeit bezeichnet WEST (1980) als „Cromerian“ (Cromer-Interglazial *sensu stricto*) und die ältere Warmzeit als „Pastonian“. Letztere gehört jedoch nach neueren Untersuchungen von GIBBARD et al. (1991) nicht in das ältere Mittelpleistozän, sondern in das Unterpleistozän.

In den Niederlanden wird das Cromerium mittlerweile als komplexe stratigraphische Einheit zwischen altpleistozänem Bavel-Komplex und dem Elster-Glazial aufgefasst (ZAGWIJN et al. 1971, ZAGWIJN 1985). Somit sind die stratigraphischen Konzepte zwischen den Regionen England und Niederlande eigentlich inkompatibel.

2 Typuslokalität, Typusregion

Das Typusprofil befindet sich in West Runton/Norfolk, GB, die Typusregion ist East Anglia (Norfolk, Suffolk) mit seinen Kliffprofilen (WEST 1980, 1996).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

ZAGWIJN et al. (1971) sowie ZAGWIJN (1985, 1996) untergliedern den Cromer-Komplex der niederländischen Quartärstratigraphie in vier eigenständige Interglaziale: Interglazial I (Wardenburg, gehört noch in die invers magnetisierte Matuyama-Zone), Interglazial II (Westerhoven), Interglazial III (Rosmalen) und Interglazial IV (Noordbergum). Bisher ist allerdings die Korrelation zwischen dem Cromer-Interglazial *s. str.* in West Runton mit einem der niederländischen Interglaziale des Cromer-Komplexes nicht überzeugend gelungen. WEST (1996) korreliert das Cromerian in East Anglia mit dem Interglazial IV (Noordbergum). Allerdings wird dieser Korrelationsvorschlag nicht durch die Kleinsäugerstratigraphie gestützt, denn Noordbergum enthält *Arvicola cantianus*, in West Runton wurde aber *Mimomys savini*

geborgen (STUART 1996, vgl. auch VON KOENIGSWALD & HEINRICH, in diesem Band). Die Korrelation wird noch komplizierter durch den Fund von *Arvicola cantianus* aus nach WEST (1980) spät-cromerzeitlichen (*s. str.*) Ablagerungen in Ostend (Norfolk, East Anglia). Die Konsequenz wäre, dass entweder der Faunenwechsel von *Mimomys savini* und *Arvicola cantianus* während des Cromerium (*s. str.*) stattgefunden hat oder die verschiedenen Sequenzen aus East Anglia, die WEST (1980) dem Cromerium (*s. str.*) zuordnet, nicht nur zu einem Interglazial gehören. ZAGWIJN (1996) korreliert deswegen das niederländische Noordbergum mit Cromer/Ostend (beide Vorkommen mit *Arvicola*) und das niederländische Westerhoven mit Cromer/West-Runton (mit *Mimomys*).

Die stratigraphische Gliederung des älteren Mittelpleistozäns in NW Deutschland ist durch die benachbarten Niederlande beeinflusst. Interglazialvorkommen mit nahezu vollständig dokumentierter Vegetationsentwicklung aus Osterholz (GRÜGER 1968), Hunteburg (HAHNE et al. 1994a) und Bilshausen (MÜLLER 1965, 1992) werden mittlerweile als dem Cromer-Komplex zugehörig betrachtet (MÜLLER 1992). Wegen der Unvollständigkeit der Warmzeiten des Cromer-Komplexes in den Niederlanden ist eine Korrelation mit den in NW Deutschland bekannten Vorkommen mitunter problematisch. Die wohl vollständigste Folge des Cromer-Komplexes in NW Deutschland ist das Bohrprofil mit Sedimenten eines Subrosionsbeckens über dem Salzdom in Gorleben (MÜLLER 1986, 1992). In stratigraphischer Superposition, allerdings mit fragmentarischer Überlieferung, wurden fünf Warmzeiten palynologisch dokumentiert: Osterholz-Warmzeit als ältestes Thermomer des Cromer-Komplexes, gefolgt von der Hunteburg-Warmzeit und zwei weiteren, allerdings von MÜLLER unbenannten Warmzeiten sowie der Rhume (Bilshausen)-Warmzeit als jüngstes Interglazial vor der Elster-Kaltzeit. GRÜGER et al. (1994) beschreiben anhand einer Kernbohrung in Göttingen (Ottostraße) drei palynologisch nachweisbare Warmzeiten interglazialen Charakters in vertikaler Abfolge. Nach paläomagnetischen Daten gehören die Ablagerungen in die Brunhes-Zone. Durch Ausschluss von Holstein und Eem stellen GRÜGER et al. (1994) die Folge in den Cromer-Komplex, wobei jedoch eine sichere Zuordnung zu den bekannten Cromer-Warmzeiten derzeit nicht möglich ist. In Voigtstedt (Thüringen) beschreibt ERD (1965a, 1970, 1973) zwei Warmzeiten, die er dem Cromer-Komplex zuordnet (ältere Artern-Warmzeit und jüngere Voigtstedt-Warmzeit, diese mit *Mimomys savini*, vgl. VON KOENIGSWALD & HEINRICH, in diesem Band). Allerdings sind auch die Befunde in Voigtstedt wegen der fragmentarischen Überlieferung von jeweils nur wenigen warmzeitlichen Pollenspektren bei schlechter Sporomorphenerhaltung nicht geeignet, die Gliederung und Korrelation innerhalb des Cromer-Komplexes zu erhellen.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen für den Beginn des Cromer-Komplexes nicht vor. Das Interglazial I (Wardenburg) in den Niederlanden sowie das offenbar gleichaltrige Osterholz-Interglazial in NW Deutschland sind invers magnetisiert (Matuyama). ZAGWIJN (1996) vermutet für diese Warmzeit eine Korrelation mit der MIS 21.

Die jüngste Warmzeit des Cromer-Komplexes in NW Deutschland ist die Rhume-Warmzeit (bzw. Bilshausen-Warmzeit als Synonym), die von BITTMANN & MÜLLER (1996) mit dem Kärlich-Interglazial (Mittelrhein-Gebiet) korreliert wird. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen und konventionelle $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsdatierungen des mit dem Kärlich-Interglazial verbundenen Brockentuffs zeigen nach VAN DEN BOOGARD et al. (1989) übereinstimmende Alter um 400 ka (MIS 11).

5 Bemerkungen

Die zahlreichen Versuche bzw. Vorschläge zur Gliederung und Korrelation des Cromer-Komplexes sind mittlerweile sehr unübersichtlich. Es besteht die Gefahr, dass diese komplexe stratigraphische Einheit als Sammelbecken für fragmentarische und nicht näher einzuordnende mittelpleistozäne Warmzeitfolgen fungiert. Eine Revision ist dringend nötig, wobei lange kontinentale Folgen wie Gorleben hierfür ein hohes Potenzial besitzen, da der Wechsel zwischen Kalt- und Warmzeiten in stratigraphischer Superposition überliefert ist. Leider ist bislang eine detaillierte Dokumentation und Interpretation der örtlichen Befunde von Gorleben nicht erfolgt.

Osterholz-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Die „Osterholz-Warmzeit“ wurde erstmalig in einem Erdfall im Osterholz bei Elze entdeckt und von GRÜGER (1968) mit einem Pollendiagramm dokumentiert. Kennzeichnend sind u.a. hohe Werte von *Eucommia*. Die stratigraphische Einordnung erfolgte nach pollenanalytischen Gesichtspunkten zunächst allgemein in den Cromer-Komplex.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist das Waldstück Osterholz bei Elze südlich von Hannover. Salzauslaugung im liegenden Gipskeuper führte dort zu einer Subrosionsssenke, in der sich Seekreideablagerungen eines interglazialen Sees fanden. Das fast vollständige Pollendiagramm von GRÜGER (1968) kennzeichnet die Osterholz-Warmzeit.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Ein gleich altes Vorkommen aus einem Erdfall im Elm südöstlich von Braunschweig wurde ebenfalls von GRÜGER (1968) pollenanalytisch untersucht. Wenige meist fragmentarisch erhaltene Interglaziale werden nach den pollenanalytischen Befunden überdies hier eingeordnet. Hierzu gehört vor allem das von ZAGWIJN et al. (1971) aus Waardenburg/Niederlande beschriebene Vorkommen, das zwar nur ein Bruchstück ist, jedoch *Eucommia* führt. Stratigraphisch genau an der erwarteten Stelle und ebenfalls mit *Eucommia* wurde das Osterholz-Interglazial von MÜLLER (1992) über dem Salzstock von Gorleben nachgewiesen. Dieser Autor benutzt dort auch die Zweitbezeichnung „Sohlingen-Warmzeit“, denn aus einer Kiesgrube nordwestlich von Sohlingen sind ebenfalls zeitgleiche Ablagerungen überliefert (HOMANN & LEPPER 1994).

4 Datierung

Die Waardenburg-Warmzeit, von der die Osterholz-Warmzeit ein Pendant ist, fällt nach ZAGWIJN et al. (1971) in die erste Cromer-Warmzeit. In den Niederlanden hat sie eine inverse Matuyama-Magnetisierung. ZAGWIJN (1996) korreliert sie mit MIS 21. In Sohlingen hat FROMM (1994) an entsprechenden Interglazialsedimenten ebenfalls eine überwiegend inverse Magnetisierung nachgewiesen.

5 Bemerkungen

Das Osterholz-Interglazial stellt die mit Abstand vollständigste erste Cromer-Warmzeit dar. Da es als erstes beschrieben wurde, sollte es allgemein namengebend sein.

(BEHRE)

Mittelpleistozän Hunteburg-Warmzeit

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Hunteburg-Warmzeit“ stammt vom gleichnamigen Ort nordöstlich von Osnabrück in Niedersachsen. Die Definition und Erstbeschreibung erfolgten in der Publikation von HAHNE et al. (1994a) und beziehen sich auf mittelpleistozäne Seeablagerungen aus einer Forschungsbohrung, die nach pollenanalytischen Untersuchungen eine vollständige Warmzeit (Hunteburg-Interglazial) erbracht haben. Lithostratigraphisch liegen die Interglazialsedimente unter Ablagerungen der Saale-Kaltzeit (Mittelterrasse und Schmelzwassersande des Drenthe-Stadiums) und möglicherweise noch älteren Fließerden (Elster-Kaltzeit?). Die Hunteburg-Warmzeit wird von HAHNE et al. (1994a) in neun Pollenzonen untergliedert und in den Cromer-Komplex gestellt.

2 Typuslokalität

Die Bohrung Hunteburg wurde 1985 in der dem Wiehengebirge unmittelbar nördlich vorgelagerten Niederung abgeteuft. Der Bohrpunkt liegt ca. 18 km nordöstlich von Osnabrück, im äußersten SW des Gebietes der Topographischen Karte 1:25 000, 3515 Hunteburg, und etwa 45 m über NN. Die Sedimente der Hunteburg-Warmzeit wurden in einer Tiefe von 56,0 bis 51, 59 m erbohrt (HAHNE et al. 1994a).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

HAHNE et al. (1994) sehen gewisse Probleme bei der Korrelation der Hunteburg-Warmzeit mit einer der pollenstratigraphisch definierten Warmzeiten (I bis IV) des Cromer-Komplexes in den Niederlanden. Gute Korrelationsmöglichkeiten bestehen jedoch nach HAHNE et al. (1994a) bzw. HAHNE (1996) mit den jütländischen Interglazialvorkommen von Harreskov und Ølgod (ANDERSEN 1965). Überdies sieht HAHNE (1996) aus palynostratigraphischer Sicht Übereinstimmung mit dem Ferdinandov-Interglazial in Polen (JANZYK-KOPIKOVA 1975). ZAGWIJN (1996) korreliert jedoch die Hunteburg-Warmzeit mit dem niederländischen Westerhoven (Interglazial II) sowie mit dem Harreskov-Interglazial, dem unteren Teil der Ferdinandov-Warmzeit und mit dem Cromerian *s. str.* (mit *Miomys savini*). MÜLLER (1992) verwendet in Kenntnis der zum damaligen Zeitpunkt noch unpublizierten Befunde von Hunteburg den Namen dieser Warmzeit für das dem Osterholz unmittelbar folgende Thermomer in der Folge von Gorleben (und als Synonym für Harreskov sowie mit Fragezeichen für Westerhoven).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Paläomagnetische Untersuchungen von FROMM (1994) zeigen jedoch eine inverse Polarität aus dem Hunteburg-Interglazial, woraus zwei Datierungsmöglichkeiten in Erwägung gezogen werden, nämlich die Zeit vor der Brunhes-Zone vor 780 ka oder ca. 100.000 Jahre später im Lishi-Event innerhalb der Brunhes-Zone.

5 Bemerkungen

In den Niederlanden liegt die Brunhes-Matuyama-Grenze nach ZAGWIJN et al. (1971) innerhalb des Cromer-Komplexes zwischen Interglazial I (Waardenburg) und Interglazial II (Westerhoven). Mit der Wardenburg- bzw. der zeitgleichen Osterholz-Warmzeit ist jedoch Hunteburg keinesfalls zu korrelieren (abweichende Sukzession und Fehlen von *Eucommia* in Hunteburg). Die zunächst von MÜLLER (1992) und ZAGWIJN (1996) vermutete Korrelation zwischen Westerhoven und Hunteburg wird durch die inverse Magnetisierung in Hunteburg problematisch. Als einfachste Lösung böte sich nach FROMM (1994) eine Einstufung der Hunteburg-Warmzeit zwischen den Warmzeiten I und II der niederländischen Gliederung an (also noch innerhalb Matuyama). Die alternative Lösung wäre, dass in Hunteburg ein inverses Event innerhalb der Brunhes-Zone erfasst wurde (sog. Lishi-Event, vgl. FROMM 1994). Dann wäre die Korrelation mit Westerhoven nicht ausgeschlossen.

(LITT)

Rhume-Warmzeit (Syn.: Bilshausen-Warmzeit)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Rhume-Warmzeit“ wurde von LÜTTIG & MAARLEVELD (1962) nach einem Flüsschen im südlichen Niedersachsen eingeführt. Er bezieht sich auf interglaziale Ablagerungen (sog. Kohleton) unmittelbar vor Sedimenten der Elster-Kaltzeit (sog. Roter Ton), die in einer Tongrube in Bilshausen (nordöstlich von Göttingen) aufgeschlossen waren. LÜTTIG & REIN (1954) nahmen zunächst eine pollenstratigraphische Gleichstellung mit Cromer Forest-bed vor und bezeichneten die warmzeitlichen Ablagerungen als „Cromer- (Günz/Mindel-) Interglazial von Bilshausen“. Um voreilige

Parallelisierungen zu vermeiden, schlagen später LÜTTIG & MAARLEVELD (1962) die Bezeichnung „Rhume-Warmzeit“ vor. Detaillierte pollenanalytische Untersuchungen eines Bohrkerns mit jährlich geschichteten Sedimenten aus Bilshausen durch MÜLLER (1965) verdeutlichen, dass durch LÜTTIG & REIN (1954) nur der jüngere Teil des Interglazials erfasst wurde. MÜLLER (1965) definiert den Beginn der Rhume-Warmzeit mit dem Übergang zwischen „Waldfreier Zeit“ (Abschnitt a) und der „Frühen Wiederbewaldungszeit“ (Abschnitt b), während das Ende der Warmzeit durch die Grenze zwischen „Fichten-Birken-Kiefern-Zeit“ (Abschnitt k) und der schon elsterzeitlichen „Tundrenzeit“ (Abschnitt l) eindeutig erfasst wird.

2 Typuslokalität

Das Typusprofil der Rhume-Warmzeit befindet sich auf dem Gelände der ehemaligen Ziegeleigrube Jacobi in Bilshausen, Kr. Duderstadt, nordöstlich von Göttingen (LÜTTIG 1965b). In der von MÜLLER (1965) bearbeiteten Kernbohrung 1/62 wurde der „Kohleton“ zwischen 8,5 m und 21,3 m Sedimenttiefe erfasst. Reproduzierbare Ergebnisse liegen durch eine weitere Bohrung in Bilshausen vor (Bohrung 1/78, Kohleton zwischen 37 m und 48 m, vgl. MÜLLER 1992).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

MÜLLER (1986) erwähnt zeitgleiche Sedimente im Deckgebirge des Salzstockes Gorleben, nordöstliches Niedersachsen (Bohrung GoHy 940/944). Überdies sind aus einer Bohrung in Salzderhelden (BK 20), 25 km nördlich von Bilshausen, torfige Ablagerungen palynologisch bearbeitet worden, die in den jüngeren Abschnitt der Rhume-Warmzeit eingeordnet werden (MÜLLER 1992). BITTMANN & MÜLLER (1996) korrelieren den jüngeren Teil der Rhume-Warmzeit in Bilshausen mit dem Kärlich-Interglazial im Mittelrhein-Gebiet. ZAGWIJN (1996) hält eine Korrelation zwischen Kärlich und Bilshausen einerseits sowie Noordbergum (Interglazial IV des Cromer-Komplexes in den Niederlanden) andererseits für wahrscheinlich.

4 Datierung

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen und konventionelle $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsdatierungen des mit dem Kärlich-Interglazial verbundenen Brockentuffs zeigen nach VAN DEN BOOGARD et al. (1989) übereinstimmende Alter um 400 ka (MIS 11). Nach Jahresschichtenzählungen dauerte die Rhume-Warmzeit etwa 27.000 Jahre (MÜLLER 1992).

5 Bemerkungen

MÜLLER (1992) korrelierte die Rhume-Warmzeit von Bilshausen mit der sog. Voigtstedt-Warmzeit nach ERD (1965a) in Thüringen, deren Ablagerungen unter elsterglazialen Sedimenten liegen. Allerdings wurde von ERD (1965a) dort nur das Ende der Warmzeit palynologisch erfasst, und die wenigen warmzeitlichen Spektren bei schlechter Pollenerhaltung (Beschreibung von ERD 1973: 1090) sind kaum geeignet für die Definition eines eigenständigen Palyno-Stratotyps. Die Korrelation von MÜLLER (1992) basierte lediglich auf dem Vorkommen von Tanne in Bilshausen und Voigtstedt. Im Liegenden der pollenanalytisch untersuchten Lehmzone befinden sich Sande und Schluffe der Voigtstedt-Warmzeit, aus denen der größte Teil der Voigtstedter Wirbeltierfauna stammt. Wegen des Vorkommens von *Mimomys savini* müssen die Ablagerungen der Voigtstedt-Warmzeit jedoch älter als die von Noordbergum (Cromer IV, mit *Arvicola cantianus*) sein, wodurch auch die Korrelation Bilshausen – Voigtstedt nicht zu halten ist (vgl. VON KOENIGSWALD & HEINRICH, in diesem Band). Eine Neubearbeitung der Lokalität Voigtstedt wäre dringend geboten.

(LITT)

Elster-Kaltzeit (Syn.: Elster-Eiszeit, Elster-Zeit, Elster-Glazial)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Elster-Eiszeit“ für den vorher üblichen Begriff „Erste Eiszeit“ wurde zuerst von KEILHACK (1910) in seinen Erläuterungen zur GK 25 Teltow verwendet (SCHWAB et al. 1994). Sie gilt für den Zeitraum der ältesten quartären Vergletscherung, die im gesamten nordmitteleuropäischen Vereisungsgebiet nachgewiesen werden konnte (EHLERS 1994). Die Elster-Eiszeit bzw. Elster-Kaltzeit beginnt mit der Abkühlung nach dem letzten Interglazial des Cromer-Komplexes und endet mit der Erwärmung am Beginn des Holstein-Interglazials.

Nach der lithostratigraphischen Definition durch die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie (SEQS) von 1977 folgt die „Elster-Formation“ über den Ablagerungen des Voigtstedt-Interglazials und ist begrenzt durch die überlagernden Bildungen des Holstein-Interglazials (MEYER 1981).

Die bisherige Korrelation des Voigtstedt-Interglazials mit dem jüngsten Interglazial des Cromer-Komplexes beruht nur auf der relativen Konkordanz der Schichtenfolge Voigtstedt/Elster an der Typuslokalität und auf palynologischen Befunden aus dem oberen Abschnitt der Warmzeit (ERD 1965a). Die Kleinsäugerfauna mit *Mimomys savini* spricht eher dafür, dass das Interglazial von Voigtstedt in einen älteren Abschnitt des Cromer-Komplexes einzuordnen ist (VON KOENIGSWALD & HEINRICH 1999), was aufgrund der subrosiv beeinflussten Sedimentation und Lagerung plausibel wäre (EISSMANN 1994). Damit ist die in Voigtstedt definierte Untergrenze der Elster-Kaltzeit in Frage gestellt.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität wurde von KEILHACK (1910) nicht benannt. Namensgebend war die Weiße Elster, ein rechter Nebenfluss der Saale in Mitteldeutschland. Hier sind die Bildungen der „Ersten Eiszeit“ weit verbreitet und wurden durch SIEGERT & WEISSERMEL (1911) erstmals detailliert beschrieben (WOLDSTEDT 1950). KEILHACK wählte die Bezeichnung offenbar in Kenntnis der Untersuchungen von SIEGERT & WEISSERMEL (nach EHLERS 1994).

Auf Beschluss der SEQS von 1977 wurde das Profil von Voigtstedt als Lecto-Stratotyplokalität für das Elster-Glazial gewählt (MEYER 1981). Die Elster-Formation besteht an der Typuslokalität vom Liegenden zum Hangenden aus folgenden Abschnitten: subarktischer Teil der „Lehmzone“ (limnisch), Sande und Kiese der Helme („Obere Kiese“), glazilimnische warvige Tone, Grundmoräne, glazifluviale Sande und Kiese (STEINMÜLLER 1977).

Die festgelegte Typuslokalität ist aus folgenden Gründen problematisch: Die stratigraphische Stellung der liegenden Ablagerungen bzw. des Voigtstedt-Interglazials ist unsicher (s. o.).

Das hangende Holstein-Interglazial ist aus einer Bohrung in das Profil projiziert worden.

Die Elster-Kaltzeit ist weit verbreitet durch zwei glaziäre Zyklen vertreten, von denen in Voigtstedt nur der ältere vorkommt. Das Profil befindet sich außerhalb der Verbreitung des jüngeren Elster-Inlandeises.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Elsterglaziäre Ablagerungen sind in Nord- und Mitteldeutschland weit verbreitet. Sie reichen bis zur Maximalausdehnung des Elster-Inlandeises, die in Sachsen-Anhalt, Thüringen und Sachsen in etwa durch die „Feuersteinlinie“ markiert wird. Sie verläuft am nördlichen Harzrand entlang nach Osten bis zum Bodetal und quert dann den Unterharz. Südlich des Harzes stieß das Eis in großen Loben nach Westen vor und überfuhr das Thüringer Becken bis Bad Langensalza – Erfurt – Weimar. Der weitere Verlauf der Maximalausdehnung ist über Jena, Weida nach Zwickau verfolgbar und von dort am Fuße des Erzgebirges entlang über Chemnitz – Roßwein nach Freital und weiter in das Elbsandsteingebirge und das Lausitzer Bergland. Vom Nordharzrand nach Westen sind elsterzeitliche Sedimente bis Seen – Alfeld – Rinteln und im Emsland nachgewiesen. Die Grenze der Elster-Vergletscherung ist in Niedersachsen und Nordrhein-Westfalen nicht eindeutig fixierbar.

Vom Elbe-Weser-Dreieck über weite Teile Nord- und Mitteldeutschlands bis in die Lausitz sind zwei glaziäre Zyklen der Elster-Kaltzeit überliefert, ohne dass diese durch Warmzeit-Sedimente getrennt sind. EISSMANN (1994) geht von zwei großen Eisvorstößen aus, zwischen denen die fluviatile Aktivität auflebte und das Eis wahrscheinlich mehrere 100 km zurückgeschmolzen ist (Miltitzer Intervall) und spricht ihnen (in EISSMANN 1997) unter Vorbehalt den Rang „relativ autonomer Stadien“ zu. Die überregionale Korrelation der Zyklen ist jedoch nicht belegt. Es ist also noch unsicher, ob die Zyklen zwei durch eine deutliche Abschmelzphase getrennte Inlandeisvorstöße repräsentieren oder ob sie durch geringer dimensionierte, aufeinanderfolgende Eisrandverschiebungen entstanden sind.

4 Datierung

Die Untergrenze der Elsterkaltzeit entspricht dem Ende des jüngsten Cromer-Interglazials (wohl Rhume/Bilshausen = Kärlich), das nach absoluten Datierungen mit MIS 11 korreliert (VAN DEN BOOGARD et al. 1989). Die Obergrenze der Elster-Kaltzeit entspricht der Untergrenze des Holstein-Interglazials, das nach absoluten Datierungen mit MIS 9 korreliert (GEYH & MÜLLER 2005). Somit würde sich eine Einstufung der Elster-Kaltzeit in MIS 10 ergeben (etwa zwischen 400 ka und 320 ka v.h.).

5 Bemerkungen

Der von einigen Autoren verwendete Begriff „Elster-Komplex“ ist unzutreffend, da die Elster-Kaltzeit durch keine Warmzeit geteilt ist. Die Voigtstedt-Warmzeit und die vorausgehende Helme-Kaltzeit gehören nicht zur Elster-Kaltzeit (MEYER 1981). Die von K. ERD als intraelsterzeitlich angesehenen Interglazialsedimente von Ummendorf (Oberes Allertal) lagern über der zweiten Elster-Grundmoräne und sind daher jünger als die Elster-Kaltzeit (STRAHL 1999).

(WANSA)

Zwickau-Phase (Syn.: Zwickauer Phase)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Zwickauer Phase“ wurde zuerst von EISSMANN (1969, 1970) verwendet. Die Zwickau-Phase ist der Zeitraum des ersten und am weitesten nach Süden reichenden Inlandeisvorstoßes der Elster-Kaltzeit in Mitteldeutschland (EISSMANN 1975). Er beginnt mit der Abkühlung nach dem letzten Interglazial des Cromer-Komplexes und endet mit dem Rückschmelzen des Inlandeises nach der Maximalausdehnung. Die Ablagerungen der Zwickau-Phase umfassen frühelsterzeitliche Flussschotter (Frühelsterterrasse, siehe Punkt 5) und Schmelzwasserbildungen sowie die erste (untere) Elster-Grundmoräne. Die Untergrenze wird von den Ablagerungen der jüngsten Warmzeit des Cromer-Komplexes gebildet (Rhume), die Obergrenze durch die Schmelzwasserbildungen des Miltitz-Intervalls.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität ist noch nicht benannt worden. Als Typusregion gilt das Gebiet zwischen Saale und Elbe, in dem sich die elsterglaziale Sedimentsukzession der Zwickau- und der Markranstädt-Phase zuordnen lassen (EISSMANN 1969, 1975).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bildungen der Zwickau-Phase sind in Mitteldeutschland weit verbreitet und reichen bis an den Rand der Mittelgebirge von Thüringen und Sachsen („Feuersteinlinie“). In Thüringen wird die Maximalausdehnung synonym auch als Erfurt-Phase (UNGER 1995) bezeichnet. Der Kannawurfer Halt und der Greußener Halt sind Zwischenhalte des zur Maximalausdehnung vorrückenden Eises im Thüringer Becken (UNGER 1974). Der Nachweis äquivalenter Bildungen in anderen Gebieten ist unsicher, da die überregionale Korrelation der elsterglazialen Zyklen nicht belegt ist (vgl. „Elster-Kaltzeit“).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Teile der als Frühelsterterrassen bezeichneten Ablagerungen wurden mehrphasig akkumuliert und können auch cromerzeitliche Anteile enthalten (GROSSE & FISCHER 1989). Andere Teile sind in etwa zeitgleich zum Eisvorstoß entstanden und verzahnen sich mit den glaziären Sedimenten (UNGER 1974). Eine eindeutige zeitliche Zuweisung der Ablagerungen ist i.d.R. nicht möglich. Als Bildungen der Zwickau-Phase sollten deshalb im mitteldeutschen Vereisungsgebiet, vergleichbar der Gliederung des Saale-Komplexes (vgl. LITT & TURNER 1993), nur glaziäre Sedimente angesehen werden.

Der glaziäre Zyklus des ersten Elster-Eisvorstoßes in Mitteldeutschland soll künftig als „Zwickau-Glaziär-Formation“ bezeichnet werden.

(WANSA)

Miltitz-Intervall (Syn.: Miltitzer Intervall)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Miltitzer Intervall“ wurde zuerst von EISSMANN (1975) verwendet. Das Miltitz-Intervall umfasst den Zeitraum zwischen der Zwickau- und der Markranstädt-Phase der Elster-Kaltzeit in Mitteldeutschland. Lithostratigraphisch ist das Miltitz-Intervall an den „Miltitzer Horizont“ bzw. das „Miltitzer Zwischensediment“ gebunden (EISSMANN 1975), das sich aus Schmelzwasserablagerungen und sog. „Rückzugsschottern“ bzw. „Mischschottern“ aufbaut, d. h. fluviatilen Ablagerungen mit erhöhter nordischer Geröll-Komponente. Die Untergrenze wird durch die Grundmoräne der Zwickau-Phase gebildet, die Obergrenze durch den Vorstoßbänderton oder die Grundmoräne der Markranstädt-Phase.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typusregion wurde bisher nicht benannt. Als Typusregion gilt das Gebiet zwischen Saale und Elbe, in dem sich die elsterglaziale Sedimentsukzession der Zwickau- und der Markranstädt-Phase zuordnen lassen (EISSMANN 1975).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bildungen des Miltitz-Intervalls sind in Mitteldeutschland weit verbreitet und bis fast an den Rand des zweiten Elster-Inlandeises nachweisbar. Zwei durch Schmelzwasserbildungen des Miltitz-Intervalls getrennte Elster-Grundmoränen sind zwischen Unstrut und Neiße vielfach belegt. Unsicher ist bisher, ob sich die beiden elsterglazialen Zyklen Mitteldeutschlands mit denen anderer Gebiete korrelieren lassen (siehe „Elster-Kaltzeit“).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Die Ablagerungen des Miltitz-Intervalls sind generell kaltklimatisch entstanden, Belege für wärmeres Klima sind nicht bekannt. Zu vermeintlichen intraelsterzeitlichen Inter-glazialsedimenten siehe „Elster-Kaltzeit“, Punkt 5.

(WANSA)

Markranstädt-Phase (Syn.: Markranstädter Phase)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Markranstädter Phase“ wurde zuerst von EISSMANN (1969, 1970) verwendet. Die Markranstädt-Phase ist der Zeitraum des zweiten Inlandeisvorstoßes der Elster-Kaltzeit in Mitteldeutschland (EISSMANN 1975). Er beginnt mit dem Wiedervorstoß des Inlandeises nach dem Miltitz-Intervall und endet mit dem erneuten Rückschmelzen und dem Übergang zum späten Elsterglazial. Die Ablagerungen der Markranstädt-Phase umfassen die zweite (obere) Elster-Grundmoräne und den liegenden Vorstoßbänderton. Die Untergrenze wird von den Schmelzwasserablagerungen des Miltitz-Intervalls gebildet, die Obergrenze durch die Schmelzwasserbildungen des „Spätelsterglazials“ (EISSMANN 1975).

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität ist bisher nicht benannt worden. Als Typusregion gilt das Gebiet zwischen Saale und Elbe, in dem sich die elsterglaziale Sedimentsukzession der Zwickau und der Markranstädt-Phase zuordnen lassen (EISSMANN 1969, 1975).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bildungen der Markranstädt-Phase sind in Mitteldeutschland weit verbreitet. Sie sind bis an den Rand des zweiten Elster-Inlandeises nachweisbar, der am nördlichen Harzrand von der Randlage des ersten Eisvorstoßes (Zwickau-Phase) abspaltet und über Sangerhausen in Richtung Naumburg verläuft. Zwischen Saale und Elbe bleibt der zweite Vorstoß nur wenige Kilometer bis Zehnerkilometer hinter der Maximalausdehnung des ersten zurück (EISSMANN 1994). In der Oberlausitz ist örtlich unsicher, welcher der beiden Vorstöße am weitesten nach Süden reichte. Zwei durch Schmelzwasserbildungen getrennte Elster-Grundmoränen sind zwischen Unstrut und Neiße vielfach nachgewiesen. Unsicher ist bisher, ob sich die beiden elsterglazialen Zyklen Mitteldeutschlands mit denen anderer Gebiete korrelieren lassen (siehe „Elster-Kaltzeit“).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Der glaziäre Zyklus des zweiten Elster-Eisvorstoßes in Mitteldeutschland soll künftig als „Markranstädt-Glaziär-Formation“ bezeichnet werden. Im Hangenden der zweiten Elster-Grundmoräne tritt örtlich noch eine weitere elster-kaltzeitliche Moränenbank auf, so dass EISSMANN (1997) den zweiten Vereisungszyklus (Markranstädt-Phase) in den älteren (Markranstädter) Eisvorstoß und den jüngeren (Dahlener) Eisvorstoß gliedert.

(WANSA)

Offleben I-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Offleben I-Interstadial“ wurde zuerst von URBAN et al. (1988) verwendet. Das Offleben I-Interstadial ist das erste Interstadial der späten Elster-Kaltzeit im Tagebau Schöningen. Palynologische Untersuchungen an humosem Schluff belegen eine Bewaldung mit Kiefer, Fichte und Birke, in vernässten Standorten auch mit Erle (URBAN et al. 1988).

Die Untergrenze wird durch klastische Ablagerungen aus der späten Elster-Kaltzeit gebildet, die Obergrenze durch grobklastische Bildungen, die die Sedimente der Interstadiale Offleben I und II trennen.

2 Typuslokalität, Typusregion

Das Offleben I-Interstadial ist bisher nur aus dem Tagebau Schöningen südlich von Helmstedt bekannt. Da sich das Interstadial in den Sedimenten nur unvollständig abbildet, ist die Festlegung als Typuslokalität jedoch problematisch.

Zwischen der Elster-Grundmoräne und limnischen Bildungen der Holstein-Warmzeit ist eine vielgliedrige Sedimentfolge ausgebildet. Sie beginnt im Liegenden mit Schmelzwasserablagerungen und Schwemmlöss. Darüber folgen die Bildungen des Offleben I-Interstadials: ca. 5 m mächtiger humoser Beckenschluff, der durch Einschaltungen von tonigem Schluff („Bröckelton“) und Torf gegliedert ist. Er wird von bis 2 m mächtigen Sanden und Kiesen überlagert, die von URBAN et al. (1988) unter Vorbehalt als niveofluviatile Bildungen eines kurzen Stadials interpretiert wurden. Im Hangenden schließen sich an: limnische humose Ablagerungen des Offleben II-Interstadials, gröberes klastisches Material („Feinsandserie“) eines Stadials, Beckenablagerungen des Esbeck-Interstadials, Fließerde einer Kaltphase und pollenanalytisch belegte Seeablagerungen der Holstein-Warmzeit.

Das Offleben I-Interstadial ist nach dem pollenanalytischen Befund durch relativ kühle und trockene interstadiale Klimaverhältnisse charakterisiert. URBAN et al. (1988) halten fünf lokale Pollenzonen aus: *Pinus-Betula-Picea-Zone* (Zone OF 1), *Pinus-Picea-Betula-Zone* (Zone OF 2), *Pinus-Betula-Poaceae-Zone* (Zone OF 3), *Alnus-Pinus-Zone* (Zone OF 4), *Pinus-Poaceae-Zone* (Zone OF 5).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Vergleichbare Profile in anderen Gebieten sind nicht bekannt.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Die Pollensukzession lässt keine Klimaentwicklung erkennen, Anfangs- und Endphase des Interstadials sind nicht belegt. Die Interstadiale Offleben I und II sind pollenanalytisch nicht unterscheidbar. Die Trennung der interstadialen Ablagerungen beruht nur auf sedimentologischem Befund und ist möglicherweise nicht klimatisch verursacht.

(WANSA)

Offleben II-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Offleben II-Interstadial“ wurde zuerst von URBAN et al. (1988) verwendet. Das Offleben II-Interstadial ist das zweite Interstadial der späten Elster-Kaltzeit im Tagebau Schöningen. Es ist lediglich durch zwei Pollenspektren aus humosem Schluff belegt, die eine dem Offleben I-Interstadial sehr ähnliche Bewaldung mit Kiefer, Fichte und Birke anzeigen (URBAN et al. 1988).

Die Untergrenze wird durch grobklastische Ablagerungen gebildet, die die Sedimente der Interstadiale Offleben I und II trennt. Die Obergrenze ist durch klastische Bildungen des nachfolgenden Stadials gegeben („Feinsandserie“).

2 Typuslokalität, Typusregion

Das Offleben II-Interstadial ist bisher nur aus dem Tagebau Schöningen südlich von Helmstedt bekannt. Da sich die Definition lediglich auf zwei Pollenspektren gründet, ist die Festlegung als Typuslokalität jedoch problematisch.

Zwischen der Elster-Grundmoräne und limnischen Bildungen der Holstein-Warmzeit ist eine vielgliedrige Sedimentfolge ausgebildet. Sie beginnt im Liegenden mit Schmelzwasserablagerungen und Schwemmlöss. Darüber folgen humose limnische Ablagerungen des Offleben I-Interstadials. Sie werden von bis 2 m mächtigen Sanden und Kiesen überlagert, die von URBAN et al. (1988) unter Vor-

behalt als niveofluviatile Bildungen eines kurzen Stadials interpretiert wurden. Im Hangenden lagern bis 3 m starke, teilweise humose Schluffe, aus denen die pollenanalytischen Befunde des Offleben II-Interstadials stammen. Die Schluffe enthalten zwei ca. 20 cm mächtige Torflagen. Darüber schließen sich an: gröberes klastisches Material („Feinsandserie“) eines Stadials, Beckenablagerungen des Esbeck-Interstadials, Fließerde einer Kaltphase und pollenanalytisch belegte Seeablagerungen der Holstein-Warmzeit.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Vergleichbare Profile in anderen Gebieten sind nicht bekannt.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Das Interstadial Offleben II ist lediglich durch zwei Pollenspektren belegt. Die Interstadiale Offleben I und II sind pollenanalytisch nicht unterscheidbar. Die Trennung der interstadialen Ablagerungen beruht nur auf sedimentologischem Befund und ist möglicherweise nicht klimatisch verursacht.

(WANSA)

Esbeck-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Esbeck-Interstadial“ wurde zuerst von URBAN et al. (1988) verwendet. Das Esbeck-Interstadial ist das dritte Interstadial der späten Elster-Kaltzeit im Tagebau Schöningen. Palynologische Untersuchungen an humosem Schluff belegen eine Bewaldung mit Kiefer und Birke (URBAN et al. 1988).

Die Untergrenze wird durch klastische Bildungen („Feinsandserie“) des vorhergehenden Stadials gebildet, die Obergrenze durch eine Fließerde der nachfolgenden Kaltphase.

2 Typuslokalität, Typusregion

Das Esbeck-Interstadial ist aus dem Tagebau Schöningen südlich von Helmstedt beschrieben worden. Da sich die Klimaentwicklung in den Sedimenten nur unvollständig rekonstruieren ließ, ist die Festlegung als Typuslokalität problematisch. Profile in der Nachbarschaft sind zwar detaillierter palynologisch untersucht worden, doch ist die Korrelation mit dem Ort der Erstbeschreibung nicht gesichert (Pkt. 3).

Im Tagebau Schöningen ist zwischen der Elster-Grundmoräne und limnischen Bildungen der Holstein-Warmzeit eine vielgliedrige Sedimentfolge ausgebildet. Sie beginnt im Liegenden mit Schmelzwasserablagerungen und Schwemmlöss. Darüber folgen humose limnische Ablagerungen der Interstadiale Offleben I und II, die durch Sande und Kiese getrennt werden. Im Hangenden schließen sich gröbere klastische Bildungen („Feinsandserie“) eines Stadials an. Sie bilden das Liegende der bis 4 m mächtigen Schluffe, in deren basalem Teil das Esbeck-Interstadial pollenanalytisch nachgewiesen wurde. Die Schluffe enthalten vereinzelt Torf in Lagen oder Linsen. Darüber lagern eine Fließerde der nachfolgenden Kaltzeit und pollenanalytisch belegte Seesedimente der Holstein-Warmzeit.

URBAN et al. (1988) halten zwei lokale Pollenzonen des Esbeck-Interstadials aus: *Pinus-Betula*-Zone (Zone E 1) und *Pinus-Betula-Poaceae*-Zone (Zone E 2). Die Initialphase des Interstadials ist nicht überliefert. Dagegen lässt sich die Klimaverschlechterung am Ende des Interstadials gut durch die Pollensukzession belegen.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Das im benachbarten Baufeld Esbeck des Tagebaus Schöningen aufgeschlossene Interstadial-Vorkommen wurde nach eingehenden palynologischen Untersuchungen dem Esbeck-Interstadial zugeordnet

(URBAN et al. 1991). Dies ist insofern unsicher, als die pollenanalytische Charakterisierung des Esbeck-Stadials am Ort der Erstbeschreibung für Korrelationen zu ungenau ist und im Baufeld Esbeck keine Sedimente der älteren spätelsterzeitlichen Interstadiale Offleben I und II angetroffen wurden.

Das Profil der späten Elster-Kaltzeit beginnt im Baufeld Esbeck über der Elster-Grundmoräne mit mächtigen glazilimnischen und glazifluviatilen Bildungen. Darüber lagern 3 m mächtige humose Schluffe mit eingeschalteten kleinen Torflagern. Dieses Sedimentpaket wird von einer Rinnenstruktur abgeschnitten, die stark lithologisch wechselnde Bildungen der späten Elster-Kaltzeit und der Holstein-Warmzeit enthält (URBAN et al. 1991).

In den humosen Schluffen ist eine nahezu vollständige Sukzession eines Kiefern-Birken-(Fichten)-Interstadials überliefert, die in fünf lokale Pollenzonen gegliedert wird (URBAN et al. 1991): Poaceae-Cyperaceae-*Artemisia*-Zone (Zone ESB 1), *Betula-Artemisia*-NBP-Zone (Zone ESB 2), Poaceae-NBP-*Betula*-Zone (Zone ESB 3), *Pinus-Betula-Picea*-Zone (Zone ESB 4), *Pinus*-Cyperaceae-NBP-Zone (Zone ESB 5).

Vergleichbare Profile in anderen Gebieten sind nicht bekannt.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Das im Baufeld Esbeck beschriebene Esbeck-Interstadial ist das einzige Interstadial der späten Elster-Kaltzeit, das durch eine Pollensukzession von der Anfangs- bis zur Endphase hinreichend belegt ist. Wegen der unsicheren Korrelation mit dem Spätelster-Profil aus dem Tagebau Schöningen ist die genaue stratigraphische Position des Interstadials innerhalb der späten Elster-Kaltzeit fraglich.

(WANSA)

Holstein-Warmzeit (Syn.: Holstein-Interglazial)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung stammt von GEIKIE (1894), der interglaziale marine Ablagerungen als „Holstein beds“ bezeichnete. PENCK (1922) hielt sie fälschlicherweise für eine Transgression zwischen Eem und Holozän. GRAHLE (1936) korrigierte diese Auffassung und verwendete den Begriff für das sog. Marine Interglazial I (nach GOTTSCHKE 1898). Durch die Bearbeitung des Profils Hamburg-Hummelsbüttel (mit Lauenburger Ton im Liegenden) durch HALLIK (1960) wurde erstmals marines Holstein *sensu* GRAHLE palynologisch definiert und mit limnisch-terrestrischen Interglazialvorkommen korreliert. Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit ist von verschiedenen Bearbeitern beschrieben und regional unterschiedlich palynostratigraphisch definiert worden (ERD 1970, MÜLLER 1974a). Nach einem Beschluß der INQUA-Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie - SEQS (JERZ & LINKE 1987) wird die Untergrenze des Holstein-Interglazials durch den Übergang von subarktischen (noch spätelsterzeitlichen) zu borealen Verhältnissen festgelegt, während die Obergrenze durch den Übergang von borealen zu subarktischen Klimazeugen (Beginn der Fuhne-Kaltzeit) definiert wird.

2 Typuslokalität, Typusregion

Nach einem Beschluß der SEQS gilt das Unterelbe-Gebiet als Typregion (JERZ & LINKE 1987). Im westlichen Stadtgebiet von Hamburg (Kernbohrung Hamburg-Dockenhuden) wurde in einer elsterzeitlichen Rinne über spätelsterzeitlichem Lauenburger Ton konkordant limnisches Holstein nachgewiesen, das von marinem sowie limnisch-fluviatilem Holstein überlagert wird (JERZ & LINKE 1987, LINKE 1993). Die Interglazialablagerungen werden diskordant von saalezeitlichen, glaziären Sedimenten (glazifluviale Sande und Grundmoräne) überdeckt. Von der SEQS wurden als Typusprofile für die Untergrenze des Holstein-Interglazials vorgeschlagen: marines Milieu in

Eggerstedter Holz in Schleswig-Holstein, limnisches Milieu in Hamburg-Dockenhuden (vgl. auch LINKE & HALLIK 1993) und in Bossel westlich Hamburg (MÜLLER & HÖFLE 1994). Das Ende des Holstein-Interglazials (Beginn des Saale-Komplexes) ist in der Typusregion nicht erfasst worden. Es ist in den limnischen Profilen in Munster-Breloh (MÜLLER 1974a) und Pritzwalk (ERD 1970) gut ausgebildet und dokumentiert.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Im Gebiet der nordischen Vereisung sind zahlreiche Vorkommen des Holstein-Interglazials über elsterglazialen Bildungen (häufig über elsterglazialen Rinnenfüllungen) bekannt. Wichtige Profile mit fast vollständiger Sequenz sind: Gröbern-Schmerz (EISSMANN et al. 1995) und Rossendorf (ERD et al. 1987). In zahlreichen Holstein-Vorkommen wurde *Pterocarya* und *Azolla filiculoides* nachgewiesen. Zur Ausdehnung des Holstein-Meeress vgl. EHLERS (1988), STREIF (1990), RÜHBERG et al. (1995).

4 Datierung

Mit Hilfe von $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Daten ist eine verlässliche Synchronisierung mit MIS 9 erfolgt, entsprechend der Zeitspanne um 320-310 ka v. h. (GEYH & MÜLLER 2005). Aufgrund von Jahresschichtenzählungen in Munster-Breloh kommt MÜLLER (1974a) zu einer Gesamtdauer des Holstein-Interglazials von 15.000 Jahren.

5 Bemerkungen

Der Begriff „Holstein-Komplex“ im Sinne von CEPEK (1968) ist wegen der eindeutigen Abgrenzung der Holstein-Warmzeit s. str. unzweckmäßig und sollte nicht weiter verwendet werden (vgl. LITT & TURNER 1993, LITT et al. 2005).

(LITT)

Saale-Komplex (Syn.: Saale-Zeit)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Saale-Eiszeit“ wurde von STOLLER (1910, Erläuterungen 1911) auf der GK 25 Ebstorf (2918) für den vorher üblichen Begriff „Vorletzte Eiszeit“ verwendet; ein Andruck dieser Karte (Ex. 4 Bibliothek LBEG) trägt bereits die Jahreszahl 1909. Desgleichen verwendet KEILHACK (1910) diese Bezeichnung in den Erläuterungen zur GK 25 Spandau und Teltow. Eine Neudefinition des Saale-Komplexes erfolgte durch Beschlüsse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie in den Jahren 1986 und 1992 (JERZ & LINKE 1987, LITT & TURNER 1993). Danach umfasst der Saalekomplex den Zeitraum vom Übergang zwischen Holstein-Warmzeit und Fuhne-Kaltzeit (Grenze zwischen borealer und subarktischer Phase) bis zum Beginn der Eem-Warmzeit (Birken-Zeit, Zone I nach SELLE 1962 sowie MENKE & TYNNI 1984).

Nach diesen Festlegungen erweist sich die Saale-Zeit als komplexe Einheit mit mehrfachem Wechsel von Kälte- und Wärmeschwankungen, letztere mit Interglazialcharakter (URBAN 1997), jedoch nicht durch glaziäre Sedimente getrennt und eindeutig vor der ersten Eisbedeckung im Drenthe-Stadium. Warmzeitliche Ablagerungen zwischen den einzelnen Eisvorstößen sind nicht nachweisbar.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität wurde seinerzeit nicht genannt, die betreffenden Beschreibungen beruhen auf Bohrungen. Bislang erfolgte auch keine Neufestlegung an einzelnen Profilen. Nach der Namengebung gilt das Saalegebiet in Mitteldeutschland als Typusregion.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die maximale Verbreitung des Eises des ältesten Saale-Vorstößes ist etwa markiert durch die Orte

Düsseldorf – Paderborn – Hameln – Goslar – Eisleben – Zeitz – Meißen - Görlitz. Die Reichweite und Benennung der einzelnen Stadien wird unterschiedlich gehandhabt. Im extraglaziären Bereich sind fluviatile und periglaziäre Sedimente flächenhaft verbreitet.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Die Untergrenze fällt mit dem Ende des Holsteins (MIS 9) zusammen, also etwa mit 300 ka, die Obergrenze mit dem Beginn des Eem bei 130 ka (MIS 5e). Eine Korrelation des Saale-Komplexes mit MIS 8, 7 und 6 ist daher wahrscheinlich.

5 Bemerkungen

Die Korrelation der verschiedenen Abschnitte des Saale-Komplexes ist mit vielen Unsicherheiten behaftet.

(MEYER)

Fuhne-Kaltzeit (Syn.: Fuhne-Kälteschwankung)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung (nach einem Flüsschen in Sachsen-Anhalt) wurde von KNOTH (1964) als „Fuhne-Kälteschwankung“ eingeführt und bezieht sich auf eine Abkühlung nach dem Holstein-Interglazial, die durch kaltklimatische Akkumulation der Schotter des sog. Edderitzer Saale-Mulde-Laufes mit syngenetischen Verbrodelungen und Eiskeilen gekennzeichnet ist und von einer intensiven Verwitterung mit Bodenbildung abgeschlossen wird (sog. 2. Mittelterrasse, vor der Saale-Vereisung). Zeitgleiche pollenführende Ablagerungen zeigen, dass es zur Entwaldung und zur Herausbildung einer subarktischen Vegetation kam (ERD 1970, 1973). Auch sedimentologisch ist der Übergang zu kaltklimatischen Bedingungen durch klastische Ablagerungen mit teilweise periglaziären Erscheinungen mehrfach belegt (CEPEK 1967). Die Untergrenze wird durch das Ende des Holstein-Interglazials definiert, während die Obergrenze mit dem Beginn einer weiteren Warmzeit (Dömnitz/Wacken) vor der eigentlichen Saale-Glaziation beschrieben wird.

2 Typuslokalität

Die Typuslokalität Edderitz in Sachsen-Anhalt belegt nach KNOTH (1964) eine Mehrphasigkeit der Aufschotterung zwischen Holstein und Saale-Glaziation, die durch eine starke Verwitterung (Edderitzer Boden) unterbrochen wurde.

In der Bohrung Pritzwalk (Brandenburg) wurde erstmals sowohl die Untergrenze als auch die Obergrenze sedimentologisch als auch palynologisch erfasst (CEPEK 1965, 1967, ERD 1970, 1973).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Neben Edderitz (Sachsen-Anhalt) und Pritzwalk (Brandenburg) wurde die Fuhne-Kaltzeit in Wacken (Schleswig-Holstein) durch feinsandige Sedimente beschrieben, die im oberen Bereich Tropfenböden aufweisen (sog. Mehlbek-Kaltzeit nach DÜCKER 1969). Im Tagebau Schöningen wurde die Fuhne-Kaltzeit im Hangenden der Holstein-Sedimente erfasst (URBAN et al. 1988).

4 Datierung

Nach U/Th-Daten der liegenden Holstein-Warmzeit in Bossel (GEYH & MÜLLER 2005) und der hangenden Dömnitz-Warmzeit in Schöningen (URBAN 1995) ist eine Korrelation der Fuhne-Kaltzeit mit MIS 8 wahrscheinlich.

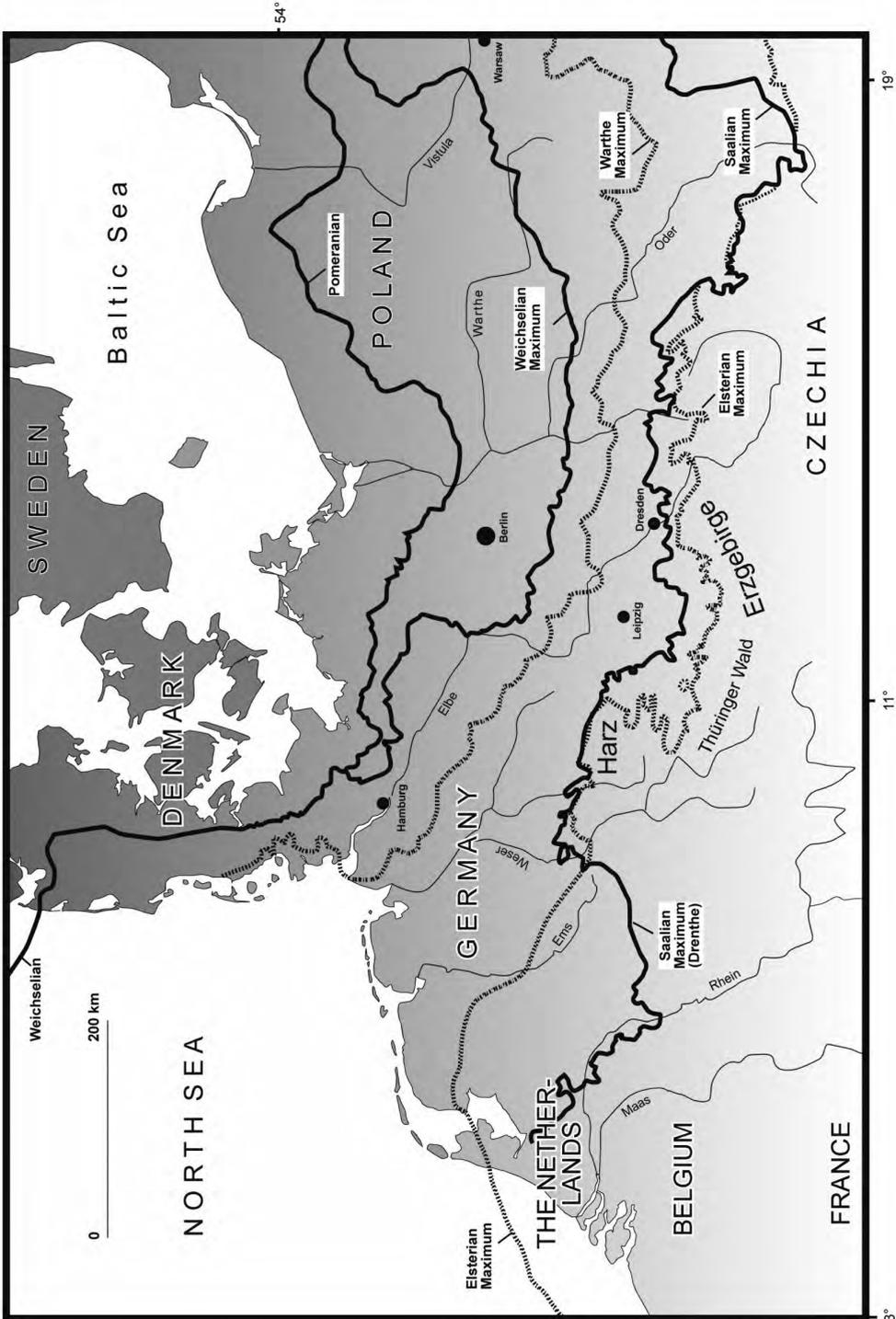


Abb. 4: Glaziale Randlagen und Endmoränen im nördlichen Mitteleuropa (verändert nach EHLERS et al. 2004).

Fig. 4: Glacial limits and end moraines in north-central Europe (modified after EHLERS et al. 2004).

5 Bemerkungen

ERD et al. (1987) untergliedern die Fuhne-Kaltzeit über dem Holstein-Interglazial in Rossendorf in Fuhne A und Fuhne B, beide getrennt durch ein Interstadial (A/B). URBAN et al. (1991) beschreiben in Schöningen drei Interstadiale über Holstein (Missau Interstadial I und II sowie Interstadial SU A).

(LITT)

Dömnitz-Warmzeit (Syn.: Wacken-Warmzeit)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Dömnitz-Warmzeit“ (nach einem Fließchen in der Brandenburger Region Prignitz) wurde von CEPEK (1965) und ERD (1965b) aufgrund von Bohrungen in Pritzwalk/Prignitz als neue stratigraphische Einheit zwischen Holstein-Warmzeit und unmittelbar nachfolgender Fuhne-Kaltzeit einerseits und dem ersten saalezeitlichen Eisvorstoß (Saale 1) andererseits eingeführt. Die Untergrenze der Dömnitz-Warmzeit wird von ERD (1970, 1973) palynologisch mit dem Übergang arktischer bis subarktischer Pollenspektren am Ende der Fuhne-Kaltzeit (Zone 1) und der borealen Zone 2 definiert. Die Dömnitz-Warmzeit ist in der Bohrung von Pritzwalk/Prignitz unvollständig dokumentiert. Nur der untere Teil der warmzeitlichen Vegetationsentwicklung konnte pollenanalytisch erfasst werden, der aber eindeutig Interglazialcharakter aufweist (mit Eichenmischwald, Hasel, Hainbuche). Bemerkenswert ist das Auftreten des Wasserfarns *Azolla filiculoides*.

2 Typuslokalität

Die Typuslokalität ist Pritzwalk/Prignitz in Brandenburg (Bohrung Pritzwalk 1E/61, CEPEK 1965, 1967, ERD 1965b, 1970, 1973). Die Abgrenzung zwischen Holstein-Interglazial und Dömnitz-Warmzeit ist im Typusprofil Pritzwalk durch 23 m kaltzeitliche Feinsande der Fuhne-Kaltzeit gesichert. Überdies ist die Grenze Holstein/Fuhne und Fuhne/Dömnitz durch pollenführende Schichten dokumentiert.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Wie in Pritzwalk (Brandenburg) wurden in Wacken (Schleswig-Holstein) warmzeitliche Ablagerungen (sog. Wacken-Warmzeit nach MENKE 1968a) über holsteinzeitlichen Sedimenten beschrieben, die durch kaltzeitliche Sande getrennt waren. Aufgrund pollenanalytischer Kriterien ist eine Korrelation zwischen Dömnitz- und Wacken-Warmzeit sehr wahrscheinlich. Im Tagebau Schöningen (Niedersachsen) beschreiben URBAN et al. (1991) warmzeitliche Sedimente zwischen Elster- und Drenthe-Moräne als „Schöningen-Interglazial“, die palynologisch von der Holstein-Warmzeit unterschieden, jedoch mit der Dömnitz- bzw. Wacken-Warmzeit korreliert werden.

4 Datierung

U/Th-Datierungen von Ablagerungen der Schöningen-Warmzeit im Tagebau Schöningen liegen zwischen 180 und 227 ka v.h. (URBAN 1995). Eine Korrelation der Dömnitz-Warmzeit mit MIS 7 wäre somit wahrscheinlich, sofern die Korrelation mit Pritzwalk korrekt ist.

5 Bemerkungen

Das Pollendiagramm der „Schöningen-Warmzeit“ (URBAN et al. 1991) kann allerdings nicht so ohne weiteres mit Wacken und Dömnitz verglichen werden, da in Schöningen gerade die Frühphase des Interglazials fehlt. Es handelt sich im gegebenen Falle auch um Pollenspektren aus fluviatil geprägten Sedimenten mit Torfen und klastischen Bildungen. Hierbei sind Hiaten nicht auszuschließen. Eine eindeutige palynologische Charakterisierung der „Schöningen-Warmzeit“ ist anhand der pollenanalytischen Befunde von URBAN et al. (1991, Fig. 6, Profil P1) problematisch, wenn die geringe Summe der ausgezählten Pollen und Sporen berücksichtigt wird. In den meisten warmzeitlichen Spektren wird nicht einmal die Gesamtsumme von 200 Sporomorphen erreicht. Dies ist für eine statistische

Auswertung unzulänglich und ermöglicht keine reproduzierbaren Ergebnisse. Dennoch bleibt die Korrelation der Schöningen-Warmzeit mit Wacken und Dömnitz wahrscheinlich.

URBAN (1995, 2007) beschreibt im Tagebau Schöningen neben Holstein- und Dömnitz- (bzw. Schöningen) Interglazial eine weitere Warmzeit zwischen Elster- und Saale-Grundmoräne, die sie als „Reinsdorf-Interglazial“ bezeichnet und zwischen die beiden vorgenannten Warmzeiten stellt. Hier ist jedoch die stratigraphische Position nicht gesichert, sondern konstruiert. Die Einführung eines neuen Stratotyps „Reinsdorf-Interglazial“ ist überdies nach den Prinzipien der Stratigraphie (SALVADOR 1994) unzulässig, da im Tagebau Schöningen nicht die Untergrenze (boundary stratotype) dieser Warmzeit definiert werden kann. Nachdem die neuen Pollendiagramme von URBAN (2007) aber die gesamte *Abies*-Phase abdecken und dazu am Ende des Interglazials auch *Fagus*, *Pterocarya* und cf. *Celtis* auftreten, muss das „Reinsdorf“ sehr wahrscheinlich in das Holstein eingeordnet werden.

(LITT & BEHRE)

Delitzsch-Phase (Syn.: Delitzscher Phase)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Delitzsch-Phase“ wurde, einem Vorschlag von EISSMANN (mdl. Mitt.) folgend, von LITT & TURNER (1993) in die Literatur eingeführt. Die Delitzsch-Phase umfasst den Zeitraum zwischen der Wacken/Dömnitz-Warmzeit und der Zeitz-Phase. Sie stellt somit den tiefsten Abschnitt des oberen Teils des Saale-Komplexes dar. Die Delitzsch-Phase ist durch fluviatile Ablagerungen des Hauptterrassen-Komplexes im Saale-Elbe-Gebiet belegt. Die Liegendgrenze wird von fluviatilen bis limnischen Ablagerungen der Dömnitz-Warmzeit gebildet, die Hangendgrenze durch den kontinuierlichen Übergang der fluviatilen zur glazilimnischen Sedimentation der Zeitz-Phase.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität ist noch nicht benannt worden. Als Typusregion gilt das Saale-Elbe-Gebiet, in dem der Hauptterrassen-Komplex 30 - 40 % der Gesamtfläche einnimmt und einen wichtigen lithostratigraphischen Leithorizont bildet.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bildungen der Delitzsch-Phase sind in den mitteldeutschen Flusstälern weit verbreitet. Darüber hinaus ist davon auszugehen, dass ein großer Teil der frühsaalezeitlichen Flussablagerungen im nördlichen Mitteleuropa während der Delitzsch-Phase akkumuliert wurde. EISSMANN (mdl. Mitt.) hat den Raum Lochau - Schkeuditz mit dem Tal der Weißen Elster zwischen Halle und Leipzig zur Beschreibung des Lithostratotyps der Saalesequenz vorgeschlagen (LITT & TURNER 1993).

4 Datierung

Aus dem oberen Teil des Hauptterrassen-Komplexes der Mulde im ehemaligen Tagebau Delitzsch-SW liegt ein korrigiertes TL-Alter von 150 ± 21 ka vor (KRBETSCHKE & STOLZ 1994).

5 Bemerkungen

Die Bezeichnung „Delitzsch-Phase“ wird in chronostratigraphischem Sinne verwendet und entspricht der Hauptakkumulationsphase der Hauptterrasse der mitteldeutschen Flüsse (entspricht der Mittelterrasse in Niedersachsen). Sie darf nicht zum Drenthe-Stadium gerechnet werden, sondern geht diesem voraus.

(WANSA)

Drenthe-Stadium (Syn.: Drenthe-Stadial, Drenthe-Zeit)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Drenthe-Stadium umfasst die glaziäre Abfolge zwischen dem Ende des Bantega-Interstadials bzw. der Dömnitz-Warmzeit und dem Warthe-Stadium. VAN DER VLERK & FLORSCHÜTZ (1950) gebrauchten den Begriff „Drenthien“ für den Zeitraum zwischen dem „Needian“ (= Holstein) und Eem. Später erfolgte eine Einschränkung und Abänderung in „Drenthe-Formation“ (ZAGWIJN 1961). WOLDSTEDT (1954a) hat mit dem Begriff „Drenthe-Abschnitt“ den älteren Teil der Saale-Vereisung bezeichnet.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität wurde seinerzeit nicht benannt. Typusregion ist das Grundmoränenplateau der Provinz Drenthe in den östlichen Niederlanden.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die maximale Verbreitung der glaziären Sedimente des Drenthe-Stadiums ist in Deutschland identisch mit der des maximalen Saale-Vorstoßes. Die Untergliederung und Benennung der einzelnen Abschnitte des Drenthe-Stadiums wird unterschiedlich gehandhabt, z.B. wird das „Jüngere Drenthe-Stadium“ in Niedersachsen (MEYER 1965) in Hamburg „Niendorfer Stadium“ (GRUBE 1967), in Schleswig Holstein (STEPHAN, zuletzt 1998) „Kuden-Vorstoß“ genannt und dort bereits zum Warthe-Stadium gerechnet. Das Drenthe-Stadium wird in Brandenburg im Allgemeinen mit dem „Älteren Saale-Stadium“ (LIPPSTREU et al. 1995) korreliert, das nach geschiebeanalytischen Befunden wahrscheinlich dem „Haupt-Drenthe“ Niedersachsens entspricht (EHLERS et al. 2004). Im mitteldeutschen Randpleistozän der Saale-Vereisung wird das Ältere Saale-Stadium in die Zeitz-Phase und Leipzig-Phase gegliedert.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Eine Korrelation mit MIS 6 ist wahrscheinlich.

5 Bemerkungen

Eine Korrelation des Drenthe-Stadiums bzw. des Älteren Saale-Stadiums mit der „Saale-Kaltzeit im engeren Sinne“ („Saale I-Glazial“) sensu CEPEK (1967) ist nur bedingt möglich. CEPEKS Gliederung beruhte hauptsächlich auf der Geschiebefazies der Grundmoränen, deren stratigraphische Relevanz stark überschätzt wurde (LIPPSTREU et al. 1995). Das Ältere Saale-Stadium ist im Wesentlichen an den Unteren Grundmoränenkomplex Brandenburgs gebunden, der eine weitaus variabelere Geschiebezusammensetzung aufweist als CEPEKS SI-Grundmoräne.

Eine Korrelation der verschiedenen Abschnitte des Drenthe-Stadiums ist mit vielen Unsicherheiten behaftet.

(MEYER & WANSA)

Zeitz-Phase (Syn.: Zeitzer Phase)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Zeitzer Phase“ wurde zuerst von EISSMANN (1975) verwendet. Die Zeitz-Phase ist der Zeitraum des ersten und am weitesten nach Süden reichenden Inlandeisvorstoßes des Saale-Komplexes in Mitteldeutschland (EISSMANN 1975). Er beginnt mit der Entwicklung des Eisstausees vor dem vorstoßenden Eis und endet mit dem Rückschmelzen nach der Maximalausdehnung. Die Ablagerungen

der Zeitz-Phase umfassen den Böhlen-Lochauer Bänderton, die 1. Saale-Grundmoräne und Ablagerungen der Eisrandlagen (z. B. Zeitzer Randlage, Grimmaer Randlage). Die Untergrenze wird von der Hauptterrasse (Delitzsch-Phase) gebildet, die im Hangenden kontinuierlich in feinkörnige Stauseesedimente (Beckenschluff, „Bänderton“) übergeht. Im Hangenden grenzen die Ablagerungen der Zeitz-Phase an Schmelzwasserbildungen des Pomßen-Intervalls bzw. Bruckdorf-Horizontes (siehe Pkt. 5).

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität ist noch nicht benannt worden. Als Typusregion gilt die Leipziger Tieflandsbucht, in dem sich die saaleglazialen Sedimentsukzessionen der Zeitz- und der Leipzig-Phase zuordnen lassen (EISSMANN 1975). EISSMANN (mdl. Mitt.) hat den Raum Lochau - Schkeuditz mit dem Tal der Weißen Elster zwischen Halle und Leipzig zur Beschreibung des Lithostratotyps der Saalesequenz vorgeschlagen (LITT & TURNER 1993).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bildungen der Zeitz-Phase sind in Mitteldeutschland weit verbreitet und reichen bis an den Außenrand der Saale-Eisbedeckung. Der Eisvorstoß war Süd-orientiert. Der Maximalstand verlief am Nord- und Ostrand des Harzes entlang und weiter über Eisleben, Querfurt, Naumburg, Zeitz, Grimma, Döbeln, Kamenz nach Görlitz. Vermutlich entspricht die Zeitz-Phase einem älteren Abschnitt des Hauptdrenthe-Vorstoßes in Niedersachsen.

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Der Begriff „Zeitz-Phase“ kennzeichnet einen Abschnitt im oberen Teil des Saale-Komplexes und wird in chronostratigraphischem Sinne verwendet (LITT & TURNER 1993).

Da der Eisrückzug im nachfolgenden Pomßen-Intervall wahrscheinlich nur 50 - 70 km betrug (EISSMANN 1995), werden die glazifluviatilen und glazilimnischen Bildungen im Hangenden der 1. Saale-Grundmoräne meist der Zeitz-Phase als Nachschütt- bzw. der Leipzig-Phase als Vorschüttbildungen zugerechnet (Bruckdorfer Horizont nach MANHENKE & GROSSE 1970). Der glaziäre Zyklus des ersten Saale-Eisvorstoßes in Mitteldeutschland soll künftig als „Zeitz-Glaziär-Formation“ bezeichnet werden.

(WANSA)

Pomßen-Intervall (Syn.: Pomßener Intervall)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Pomßener Intervall“ wurde zuerst von EISSMANN (1975) verwendet. Das Pomßen-Intervall umfasst die Abschmelzphase zwischen den Eisvorstößen der Zeitz- und Leipzig-Phase im Oberen Teil des Saale-Komplexes in Mitteldeutschland. Lithostratigraphisch ist das Pomßen-Intervall im Wesentlichen an Schmelzwassersedimente sowie glazifluviatile/fluviatile Mischschotter des Bruckdorfer Horizontes (MANHENKE & GROSSE 1970) gebunden. Die Mischschotter belegen eine kurze Wiederbelebung der südlichen Flüsse (Bruckdorfer Basalschotter, Pomßener Mischschotter, EISSMANN 1975). Die Untergrenze der Ablagerungen des Pomßen-Intervalls wird von der Grundmoräne der Zeitz-Phase bzw. den überlagernden Eisstauseesedimenten gebildet (Unterer Bruckdorfer Bänderton nach JUNGE et al. 1999), die Obergrenze vom Bruckdorfer Bänderton i. e. S. bzw. Oberen Bruckdorfer Bänderton nach JUNGE et al. (1999) an der Basis der ersten Grundmoräne der Leipzig-Phase.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität ist noch nicht benannt worden. Als Typusregion gilt die Leipziger Tieflandsbucht (EISSMANN 1975). EISSMANN (mdl. Mitt.) hat den Raum Lochau - Schkeuditz mit dem Tal der Weißen Elster zwischen Halle und Leipzig zur Beschreibung des Lithostratotyps der Saalesequenz vorgeschlagen (LITT & TURNER 1993).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bildungen des Pomßen-Intervalls sind in Mitteldeutschland westlich der Elbe weit verbreitet. Sie reichen von der Linie Zörbig - Bitterfeld - Belgern im Norden, wo sich die Grundmoränengabel der Zeitz- und Leipzig-Phase schließt (EISSMANN 1994, 1995), bis nahe an den Maximalstand der Zeitzer Phase (EISSMANN 1975).

4 Datierung

Aus dem Bruckdorfer Horizont im Tagebau Delitzsch-SW liegt ein korrigiertes TL-Alter von 141 ± 16 ka vor (KRBETSCHKE & STOLZ 1994).

5 Bemerkungen

Der Begriff „Pomßen-Intervall“ wird in chronostratigraphischem Sinne verwendet, kennzeichnet aber nur eine kurze Abschmelzphase des Inlandeises. Der Eisrückzug betrug wahrscheinlich 50 - 70 km (EISSMANN 1995). Die Ablagerungen des Intervalls sind generell kaltklimatisch entstanden, Belege für wärmeres Klima sind nicht bekannt. Die Schluffe, Sande und Kiese stellen überwiegend Vor- bzw. Nachschüttbildungen dar und werden deshalb meist der vorhergehenden oder nachfolgenden Vereisungsphase zugerechnet. Zudem werden die Eisvorstöße der Leipzig-Phase (bzw. -Subphase) seit den 1990er Jahren als Eisrandoszillationen interpretiert (EISSMANN 1994), so dass der Begriff Pomßen-Intervall nur noch eingeschränkte Bedeutung besitzt. Seine Berechtigung gründet sich insbesondere auf das Vorkommen der glazifluviatil/fluviatilen Pomßener Mischschotter.

(WANSA)

Leipzig-Phase (Syn: Leipziger Phase, Leipzig-Subphase)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Leipziger Phase“ wurde zuerst von EISSMANN (1969, 1970) verwendet. Die Leipzig-Phase ist der Zeitraum des zweiten und dritten Inlandeisvorstoßes des Saale-Komplexes in Mitteldeutschland (EISSMANN 1975). Er beginnt mit der Entwicklung des Stausees vor dem vorstoßenden zweiten Inlandeis (Bruckdorfer Vorstoß) und endet mit dem Rückschmelzen nach dem dritten Vorstoß (Breitenfelder Vorstoß). Die Ablagerungen der Leipzig-Phase umfassen bei vollständiger Ausbildung zwei glaziäre Sedimentationszyklen mit Vorschüttbildungen, Grundmoräne und Nachschüttbildungen sowie Ablagerungen der Eisrandlagen. Wesentliche lithostratigraphische Schichtglieder vom Liegenden zum Hangenden sind der Obere Bruckdorfer Bänderthon, die 2. Saale-Grundmoräne (heute: 2. Saale-Grundmoräne, untere Bank; EISSMANN & MÜLLER 1979), Schmelzwassersedimente des Breitenfeld-Horizontes (MANHENKE & GROSSE 1970) mit dem Breitenfelder Bänderthon, die 3. Saale-Grundmoräne (heute: 2. Saale-Grundmoräne, obere Bank; EISSMANN & Müller 1979). Die Untergrenze wird von den Schmelzwasserablagerungen des Bruckdorf-Horizontes (Pomßen-Intervall) gebildet. Im Hangenden lagern in der Regel diskordant weichselzeitliche Sedimente, örtlich limnische Eem-Bildungen. Im chronostratigraphischen Sinne folgt nach der Leipzig-Phase das Seyda-Intervall, das durch mächtige Schmelzwassersedimente im mittleren Elbe-Gebiet belegt ist.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität ist noch nicht benannt worden. Als Typusregion gilt die Leipziger Tieflandsbucht,

in der die beiden Sedimentationszyklen voll entwickelt sind (EISSMANN 1975). EISSMANN (mdl. Mitt.) hat den Raum Lochau - Schkeuditz mit dem Tal der Weißen Elster zwischen Halle und Leipzig zur Beschreibung des Lithostratotyps der Saalesequenz vorgeschlagen (LITT & TURNER 1993).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bildungen der Leipzig-Phase sind in Mitteldeutschland westlich der Elbe weit verbreitet. Sie reichen von der Linie Petersberg - Bitterfeld - Belgern im Norden, wo sich die Grundmoränengabel der Zeitz- und Leipzig-Phase schließt (EISSMANN 1994, 1995), bis über Halle und Leipzig hinaus, in Randbereichen der Leipziger Tieflandsbucht örtlich bis nahe an den Maximalstand der Zeitz-Phase. Der jüngere glaziäre Zyklus mit der 2. Saale-Grundmoräne, obere Bank tritt lückenhaft im Rückland der Petersberger, Breitenfelder und Tauchaer Endmoräne auf, etwa bis zur Linie Köthen – Eilenburg, d. h. teilweise noch nördlich der erwähnten Grundmoränengabel. Die Eisvorstöße waren Südwestorientiert. Nördlich der Grundmoränengabel sowie östlich der Elbe ist nur eine Saale-Grundmoräne des Drenthe-Stadiums verbreitet. Die Leipzig-Phase ist wohl mit einem jüngeren Abschnitt des Hauptdrenthe-Vorstößes in Niedersachsen zu korrelieren. Eine Korrelation mit dem Jüngeren Drenthe-Eisvorstoß ist unwahrscheinlich, da dieser mit der kreidereichen Fazies der Warthe-Grundmoräne in Brandenburg in Verbindung stehen dürfte (LIPPSTREU et al. 1995, EHLERS et al. 2004).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Der Begriff „Leipzig-Phase“ kennzeichnet einen Abschnitt im oberen Teil des Saale-Komplexes und wird in chronostratigraphischem Sinne verwendet (LITT & TURNER 1993). Seit Mitte der 1990er Jahre wird die Leipzig-Phase zunehmend als Subphase angesehen, da sich herausgestellt hat, dass die jüngeren Saale-Eisvorstöße in den Halle-Leipziger Raum eher als Eisrandoszillationen zu interpretieren sind (EISSMANN 1994). Die glaziären Zyklen des zweiten und dritten Saale-Eisvorstoßes in Mitteldeutschland sollen künftig als „Leipzig-Glaziär-Formation“ bezeichnet werden.

(WANSA)

Seyda-Intervall (Syn.: Seydaer Intervall)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Seydaer Intervall“ wurde zuerst von MÜLLER (1988) verwendet. Das Seyda-Intervall umfasst die Abschmelzphase zwischen der ersten und zweiten Saale-Vergletscherung des mittleren Elbegebiets. MÜLLER (1988) interpretiert die 1. Saale-Grundmoräne als Bildung der Zeitz- und Leipzig-Phase (Drenthe-Stadium), räumt aber auch die Möglichkeit ein, dass die 1. Moräne zur Zeitz-Phase und die 2. Moräne zur Leipzig-Phase gehören könnte. In diesem Fall würden sich Seyda-Intervall und Pomßen-Intervall entsprechen. EISSMANN (1994) stützt die Auffassung von MÜLLER (1988) und stellt das Seyda-Intervall zwischen die Leipzig-Phase und die Fläming-Phase bzw. zwischen das Drenthe-Stadium und das Warthe-Stadium. Lithostratigraphisch ist das Seyda-Intervall an die Seyda-Folge gebunden (MÜLLER 1988), die aus mächtigen glazifluviatilen Ablagerungen mit glazilimnischen Anteilen besteht. Ihre Untergrenze wird durch die 1. Saale-Grundmoräne des mittleren Elbe-Gebiets gebildet, die Obergrenze durch die 2. Saale-Grundmoräne.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität wurde bisher nicht benannt. Als Typusregion gilt das mittlere Elbe-Gebiet zwischen Riesa und Dessau (MÜLLER 1988).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Sofern das Seyda-Intervall tatsächlich den Zeitraum zwischen dem Drenthe- und dem Warthe-Stadium repräsentiert, sind äquivalente Schmelzwasserbildungen im nördlichen Mitteleuropa weit verbreitet (siehe Punkt 5).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten von Sedimenten des Seyda-Intervalls liegen nicht vor.

5 Bemerkungen

Der Begriff „Seyda-Intervall“ wird in chronostratigraphischem Sinne verwendet. Er kennzeichnet wahrscheinlich die Abschmelzphase zwischen dem Drenthe-Stadium und dem Warthe-Stadium, in der sich der aktive Eisrand vielleicht bis in den Ostseeraum zurückverlagerte. Sofern dies eindeutig bewiesen würde, könnte die Bezeichnung „Seyda-Intervall“ überregionale Bedeutung erlangen. Die Sedimente des Intervalls sind generell kaltklimatisch entstanden. Sie stellen Vor- bzw. Nachschüttbildungen dar und werden deshalb oft der vorhergehenden oder nachfolgenden Vereisungsphase zugeordnet. Belege für wärmeres Klima sind nicht bekannt.

(WANSA)

Warthe-Stadium (Syn.: Warthe-Stadial, Warthe-Zeit)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Warthe-Stadium umfasst die glaziäre Abfolge zwischen dem Drenthe-Stadium und der Eem-Warmzeit. WOLDSTEDT (1927) führte den Begriff zunächst als „Warthe-Vereisung“ für die Fläming-Zone ein, abgeändert 1928 in „Warthe-Vorstoß“ und 1929 in „Warthe-Stadium“.

2 Typuslokalität, Typusregion

Eine Typuslokalität wurde seinerzeit nicht benannt. Typusregion ist das Endmoränengebiet im oberen Warthe-Raum bei Lodz.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die maximale Ausdehnung des Warthe-Stadiums ist nach WOLDSTEDT (1927) morphologisch durch den Verlauf der Endmoränen vom Warthe-Lobus über die Niederlausitz, den Fläming, den Südrand der Altmark über die Lüneburger Heide ins mittlere Schleswig-Holstein gegeben. Lithostratigraphisch sind die zugehörigen Glaziärsedimente durch ostbaltische Geschiebegemeinschaften gekennzeichnet (HESEMANN 1934, LÜTTIG 1958, MEYER 1983).

Das Warthe-Stadium wird in Brandenburg im Allgemeinen mit dem „Jüngeren Saale-Stadium“ (LIPPSTREU et al. 1995) korreliert, das auch als „Fläming-Phase“ (EISSMANN 1994) bezeichnet wird. Der ältere Abschnitt dieses Stadiums entspricht nach geschiebeanalytischen Befunden wahrscheinlich der Jüngeren Drenthe in Niedersachsen (EHLERS et al. 2004).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Nach grober Schätzung des Drenthe-Alters wird für das Warthe-Stadium ein Alter zwischen 150-130 ka angenommen, bis zum Beginn des Eems. Die Korrelation sowohl von Drenthe als auch von Warthe mit MIS 6 ist wahrscheinlich.

5 Bemerkungen

Die Reichweite der Warthegletscher wird unterschiedlich bewertet.

Eine Korrelation des Warthe-Stadiums bzw. des Jüngeren Saale-Stadiums mit der „Fläming-Kaltzeit“ („Fläming-Glazial“, „Fläming-Kryomer“, „SII-Glazial“) und der „Lausitzer Kaltzeit“ („Lausitzer Glazial“, „Lausitz-Kaltzeit“, „SIII-Glazial“) sensu CEPEK (1967) ist problematisch. CEPEKS Gliederung beruhte hauptsächlich auf der Geschiebefazies der Grundmoränen, deren stratigraphische Relevanz stark überschätzt wurde (LIPPSTREU et al. 1995). Das Jüngere Saale-Stadium Brandenburgs ist im Wesentlichen an den Oberen Grundmoränenkomplex gebunden, der teilweise ähnliche Geschiebezusammensetzungen aufweist wie der Untere Grundmoränenkomplex. Danach kann die SII-Grundmoräne CEPEKS beiden Grundmoränenkomplexen angehören. Zudem hat die sog. SIII-Grundmoräne oft weichselzeitliches Alter, da im Liegenden Eem-Sedimente nachgewiesen wurden (RÜHBERG et al. 1995, MÜLLER 2004).

(MEYER & WANSA)

Jungpleistozän

Eem-Warmzeit

(Syn.: Eem-Interglazial)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Eem-Warmzeit“ stammt von HARTING (1874), der interglaziale Sedimente nach einem Flüsschen in der Umgebung von Amersfoort (Niederlande) benannte. Zunächst verwendete man den Terminus nur für marine Ablagerungen der letzten Warmzeit in Dänemark, Norddeutschland und den Niederlanden (MADSEN et al. 1908). Später wurde er auch auf zeitgleiche terrestrische Ablagerungen ausgedehnt (JESSEN & MILTHERS 1928), wobei bereits die Pollenanalyse für die biostratigraphische Einstufung bzw. Korrelation eine entscheidende Rolle spielte. Gegenwärtig basiert die Palynostratigraphie der Eem-Warmzeit in Deutschland auf verschiedenen Gliederungsvorschlägen je nach regionalen Besonderheiten (in NW-Deutschland zunächst Pollenzonen von SELLE 1962 und BEHRE 1962, später MENKE & TYNNI 1984; in NO-Deutschland ERD 1973, in Mitteldeutschland LITT 1994). Die Untergrenze wird allgemein mit dem Übergang zwischen spätsaalezeitlicher subarktischer zu borealer Vegetation (Beginn *Betula*-Pollenzone) und die Obergrenze mit dem Übergang zwischen borealer zu subarktischer (schon weichselzeitlicher) Vegetation gekennzeichnet.

2 Typuslokalität, Typusregion

Die Umgebung von Amersfoort gilt als Typusregion der Eem-Warmzeit. Aus dem Amersfoort-Becken liegen pollenanalytische Untersuchungen von ZAGWIJN (1961) vor, die allerdings nicht den Beginn der Warmzeit erfassen (zur Diskussion über die Stratotyp-Lokalität in Amersfoort siehe CLEVERINGA et al. 2000). Als neuer Parastratotyp wurde die Bohrung in Amsterdam-Terminal vorgeschlagen, da dort die Untergrenze des Eem dokumentiert ist (VAN LEEUWEN et al. 2000).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Im Gebiet der nordischen Vereisung ist die Eem-Warmzeit das am besten erfasste Interglazial, dessen Sedimente unmittelbar über den örtlich jeweils jüngsten saalezeitlichen glaziären Bildungen liegen (sowohl über Drenthe wie in der Typusregion als auch über Warthe). Sie werden von keinen weiteren glaziären Bildungen als denen aus der Weichselkaltzeit überdeckt. Sowohl in Deutschland als auch im angrenzenden nördlichen Mitteleuropa ergibt sich eine erstaunliche Übereinstimmung in den Grundzügen der allgemeinen Waldentwicklung. Profile mit vollständiger Eem-Folge wurden in Rederstell, Schleswig-Holstein (MENKE & TYNNI 1984), Bispingen, Niedersachsen (MÜLLER 1974b), Quakenbrück, Niedersachsen (HAHNE et al. 1994b), Gröbern, Sachsen-Anhalt (LITT 1994), und Kittlitz, Brandenburg (ERD 1973) beschrieben. Zur Ausdehnung des Eem-Meeres vgl. HÖFLE et al. (1985).

4 Datierung

Gegenwärtig besteht Übereinstimmung hinsichtlich einer Verknüpfung der Eem-Warmzeit mit dem marinen Isotopenstadium 5e. Der Beginn der Warmzeit liegt somit bei 126 ka, das Ende vor 115 ka

vor heute. Aufgrund von Jahresschichtenzählungen nimmt MÜLLER (1974b) eine Gesamtdauer des Eem-Interglazials von 11.000 Jahren an.

5 Bemerkungen

Die Diskussion um die Möglichkeit, dass Pollensequenzen vom Eem-Typ in unterschiedlicher stratigraphischer Position auftreten könnten (z.B. FUHRMANN 1989), ist irreführend. Aufgrund der Beziehungen zwischen Lithostratigraphie und Biostratigraphie in der Typusregion und im gesamten Gebiet der nordischen Vereisung existiert nur ein Interglazial zwischen Drenthe und Frühweichsel, das Eem. Dies betrifft auch die Einstufung des Interglazials von Neumark-Nord (entgegen der Interpretation von SEIFERT 1990 sowie MANIA 1990). Die Korrelation der lokalen Pollenzonen von Neumark-Nord mit Pollenzonen typischer Eem-Folgen ist unproblematisch (vgl. LITT 1994). Wie in der Typusregion der Eem-Warmzeit in den Niederlanden befinden sich auch in Neumark-Nord die interglazialen Sedimente unmittelbar über der Drenthe-Moräne, und sie werden von keinen weiteren saalezeitlichen glaziären Sedimenten überdeckt. Der Begriff „Treene-Warmzeit“ als Stratotyp zwischen Drenthe und Warthe im Sinne von PICARD (1959) ist auch hinfällig geworden. Erneute Untersuchungen am Typusprofil der sog. Treene-Warmzeit bei Husum zeigen, dass sie ein Pseudonym der Eem-Warmzeit ist (MENKE 1985). ERD (1970) führte die sog. Uecker-Warmzeit als neuen interglazialen Stratotyp ein und korrelierte sie mit der sog. Treene-Warmzeit. Die Ablagerungen liegen jedoch nicht zwischen saalezeitlichen Grundmoränen, sondern zwischen glazigenen Sedimenten der Elster- und Weichsel-Kaltzeit. Nachuntersuchungen von HERMSDORF & STRAHL (2006) verdeutlichen, dass es sich um eine lagerungsgestörte Folge handelt. Auch die Vegetationsabfolge ist dadurch verfälscht. Offenbar handelt es sich um gestörte eemzeitliche Sedimente. Somit ist die Ausweisung des Röpnersdorfer Profils als „Locus typicus“ eines neuen Warmzeittyps ebenfalls abzulehnen.

(LITT)

Weichsel-Kaltzeit

(Syn.: Weichsel-Eiszeit, Weichsel-Zeit, Weichsel-Komplex, Weichsel-Glazial)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung „Weichsel-Eiszeit“ geht wahrscheinlich auf einen Vorschlag von KEILHACK zurück (s. WOLDSTEDT 1928). Seit 1909 wird sie bei den Kartierern der Preußischen Geologischen Landesanstalt verwendet und erscheint in Publikationen des Staatlichen Geologischen Dienstes (HARBORT, MONKE & STOLLER 1909, Legende zum Blatt Ebstorf, Lieferung 156, der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Ländern), desgleichen in der dazu gehörenden Erläuterung aus dem Jahre 1911 (Erläut. z. geol. Kt. Blatt Ebstorf usw., S. 17 und 27). Von KEILHACK (1910) wird sie bei der lithostratigraphischen Gliederung von vier Bohrungen im SW von Berlin gemeinsam mit den Bezeichnungen Saale- und Elster-Eiszeit verwendet.

2 Typuslokalität, Typusregion

Der Name wurde offenbar bezogen auf das untere Weichseltal, wo Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit über marinen Ablagerungen des „letzten Interglazials“ liegen.

Eine Neudefinition erfolgte durch WOLDSTEDT (1929) unter Begrenzung auf das glazialmorphologisch definierte Jungmoränengebiet.

Typusregion: Unteres Weichseltal (INQUA-SEQS 1979; MEYER 1981). Ein Typusprofil wurde nicht benannt.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Im Gebiet der nordeuropäischen Vereisungen und im begleitenden periglaziären Gürtel gehören alle Ablagerungen zwischen der Eem-Warmzeit und dem Holozän zur Weichsel-Kaltzeit. Glaziäre Ablagerungen bedecken weite Teile Skandinaviens und umgreifen in einem breiten Gürtel die heutige Ostsee (Jungmoränengebiet).

Für den westlichen Teil des Verbreitungsgebietes wurde vom Geologischen Landesamt Schleswig-Holstein das Lübecker Becken als Paratypus-Region vorgeschlagen, wo eine vielschichtige Sequenz weichselzeitlicher Ablagerungen zwischen marinen Schichten des Eems und des Holozäns liegen. Weitere vergleichbare Vorkommen finden sich südlich von Wismar und Rostock (RÜHBERG et al. 1995).

4 Datierung

Die Weichsel-Kaltzeit umfaßt MIS 5d bis MIS 2 und entspricht damit dem Zeitraum von ca. 115.000 bis ca. 11.600 Jahren v.h. (DANSGAARD et al. 1993, LITT et al. 2001, RASMUSSEN et al. 2006).

5 Bemerkungen

Nach längerer Diskussion, wohin das Fläming-Stadium zu stellen sei - zur Saale- oder zur Weichselzeit, oder etwa eine eigene Eiszeit sein könnte - entschied sich WOLDSTEDT (1928) (Internationaler Geologenkongress in Kopenhagen), die Grenze des weichselzeitlichen Gebietes an den Rand des Landschaftsteiles mit den offenen Seen zu legen. Hiermit wählte er eine Grenzziehung, die bereits viel früher KLOCKMANN (1884) und GEIKIE (1894: pl.X) vornahmen, die das Fläming-Stadium damit zur vorletzten Vereisung stellten.

Im neueren Schrifttum wird zunehmend der Begriff „Weichsel-Kaltzeit“ benutzt, um damit zu verdeutlichen, dass die eigentliche Eiszeit mit Gletscherablagerungen im Großteil des Gebietes mit weichselzeitlichen Sedimenten nur einen relativ kurzen Zeitraum der gesamten Kaltzeit einnimmt. Außerdem sind einige wärmere Abschnitte (Interstadiale) in der Weichsel-Zeit eingeschaltet. Von einigen Wissenschaftlern wird diese Zeit deshalb „Weichsel-Komplex“ genannt. Dem Weichsel-Glazial entspricht das Würm-Glazial des alpinen Bereiches.

(STEPHAN)

Herning-Stadial (WF I)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Herning-Stadial stellt die erste Kaltphase nach dem Eem und damit den Beginn des Weichselglazials dar. In Mitteleuropa war das Herning weitgehend unbewaldet. Nach oben schließt sich das Brörup an. Erstmals als „Herning-Stadial“ benannt wurde es von ANDERSEN (1980) nach der bereits von JESSEN & MILTHERS (1928) untersuchten Lokalität Herning in Mittel-Jütland/Dänemark. Beschrieben wurde es als noch unbenanntes Kryomer von ANDERSEN (1961).

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist Brörup Hotel Bog, als Typusprofil hat die dortige Bohrung BP 1 (STA) mit dem zugehörigen Pollendiagramm zu gelten (ANDERSEN 1961).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

An mehreren Lokalitäten liegen zwischen Eem und Brörup limnische pollenführende Sedimente vor, so u.a. in Rederstall (MENKE & TYNNI 1984), Oerel (BEHRE & LADE 1986) und Groß Todtshorn (CASPER & FREUND 1997) sowie in Mitteldeutschland in Gröbern (LITT 1994). Das gleiche gilt für Süddeutschland, wo das in Grande Pile (Ostfrankreich) als Melisey I benannte Stadial dem Herning entspricht.

4 Datierung

Das Herning-Stadial entspricht dem MIS 5d.

5 Bemerkungen

Das von ANDERSEN (1961, 1980) innerhalb des Herning abgegrenzte baumlose Rodebaek-Interstadial ließ sich in Deutschland bisher nicht nachweisen.

(BEHRE)

Amersfoort-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Das „Amersfoort-Interstadial“ wurde erstmals von ANDERSEN et al. (1960) benannt und von ZAGWIJN (1961) beschrieben. Es stellt den Beginn des ersten großen Unterweichsel-Interstadials mit Birken- und Kiefernwäldern dar und wurde von den damaligen Autoren als getrennt vom folgenden Brörup gesehen. In mehreren Unterweichselprofilen liegt zwischen dem Amersfoort und dem Brörup *s.str.* eine Abkühlungsphase, die jedoch noch bewaldet war, in anderen fehlt diese. Die inzwischen zahlreichen Untersuchungen ließen das Amersfoort als die Frühphase des Brörup erkennen, die nur in Profilen mit deutlichem Klimarückschlag noch nomenklatorisch als Amersfoort vom Brörup im engeren Sinne abgetrennt wird. Damit ist das Amersfoort kein eigenständiges Interstadial mehr.

2 Typuslokalität

Typuslokalität für das Amersfoort ist Amersfoort Tunnel Pit in den Niederlanden, Typusprofil die Bohrung 3, in der es als Torf ausgebildet ist (ZAGWIJN 1961).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In Brörup-Profilen Westeuropas, die eine klimatische Dreiteilung aufweisen, wird die untere Wärmeperiode vielfach noch als Amersfoort bezeichnet.

4 Datierung

Das Amersfoort-Interstadial fällt in den Beginn des marinen Isotopenstadiums MIS 5c.

5 Bemerkungen

Die früher vorgenommene Korrelation des Amersfoort mit einem unbewaldeten Rodebaek-Interstadial in Dänemark ist entfallen.

(BEHRE)

Brörup-Interstadial (WF II)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Brörup-Interstadial stellt das erste große Unterweichsel-Interstadial dar. Die Erstbeschreibung erfolgte durch ANDERSEN (1957, 1961). Der Begriff „Brörup-Interstadial“ erscheint erstmals bei ANDERSEN et al. (1960). Nach den Pollenanalysen ist das Brörup in Dänemark und Norddeutschland (vgl. Punkt 3) durch boreale Mischwälder gekennzeichnet, in denen zunächst für längere Zeit Baumbirken, danach für etwa ebenso lange Zeit Waldkiefern vorherrschen. Wichtig sind auch erhebliche Anteile an Fichte und Lärche sowie geringere von Erle. Wärmeliebende Bäume fehlen.

2 Typuslokalität

Die Typuslokalität ist das Brörup Hotel Bog in Mitteljütland/Dänemark, wo sie bereits von JESSEN & MILTHERS (1928: Taf. XIII) entdeckt worden ist. Typusprofil ist BP 1 (STA) (ANDERSEN 1957, 1961).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In Nordwestdeutschland ist das Brörup an zahlreichen Stellen angetroffen worden, in optimaler Form als bis zu über 1 m mächtiger Torf (vgl. die Karte bei CASPERS & FREUND 1997). Besonders vollständig ist es in Odderade (AVERDIECK 1967, 1998), Osterwanna (BEHRE 1974) und Rederstall (MENKE & TYNNE 1984) sowie in Mitteldeutschland in Gröbern (LITT 1994) und in der Niederlausitz in Kittlitz (ERD 1973). Darüber hinaus ist es in Süddeutschland sowie in anderen europäischen Ländern verbreitet. In Frankreich entspricht es dem St.Germain I, in dem die wärmeliebenden Arten bereits eine große Rolle spielen.

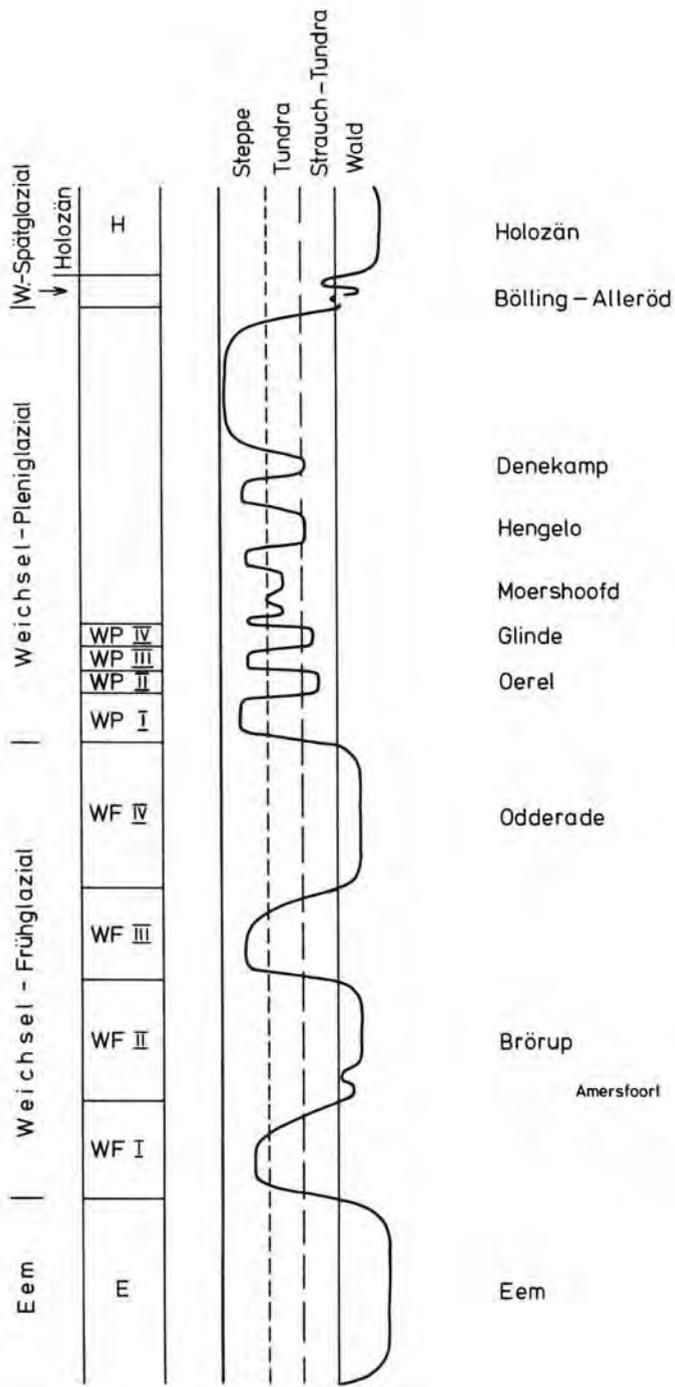


Abb. 5: Schematische Darstellung des Vegetationscharakters im norddeutschen Tiefland während des Jungpleistozäns und Holozäns (aus BEHRE & LADE 1986).

Fig. 5: Schematic diagram of the stratigraphy and vegetation development in northern Germany during the Young Pleistocene and Holocene (after BEHRE & LADE 1986).

4 Datierung

Das Brörup-Interstadial repräsentiert im terrestrischen Bereich das marine Isotopenstadium MIS 5c. Jahresschichtenzählungen aus einem Teilbereich der Kieselgur in Rederstell lassen auf eine Gesamtdauer des Brörup zwischen 5.800 und 10.500 Jahren schließen (GRÜGER 1991). Wegen Unvollständigkeit der Profile ist eine genauere Bestimmung der Dauer unmöglich.

5 Bemerkungen

Die bereits Interglazial-ähnliche Ausbildung des St. Germain I in SO-Frankreich (Grande Pile) hat längere Zeit zu Diskussionen im Hinblick auf eine Gleichzeitigkeit geführt. Die Korrelierung von Brörup und St. Germain I kann inzwischen jedoch als gesichert gelten.

(BEHRE)

Rederstell-Stadial (WF III)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Rederstell-Stadial wurde erstmals von MENKE (in STREMMER & MENKE 1980) als das zwischen den Interstadialen Brörup und Odderade liegende Stadial definiert, näher beschrieben wurde es dann von MENKE & TYNNI (1984). Es handelt sich überwiegend um Sandlagen, die meist erheblich mächtiger sind als die der vorangegangenen und nachfolgenden Stadiale und in diesem Zeitbereich offenbar vegetationsfrei waren. Der jüngere Teil des Stadials wird mehrfach von pollenführenden Mudden eingenommen, die Analysen weisen dort auf eine Grastundra mit späterem Übergang zur Strauchtundra hin.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist das Profil Rederstell I in Rederstell, Kreis Dithmarschen (MENKE & TYNNI 1984). Dort liegt das Stadial in sandiger Form zwischen den als Kieselgur ausgebildeten Interstadialen Brörup und Odderade.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Das Rederstell ist in Norddeutschland und darüber hinaus überall nachweisbar, wo Odderade in Superposition über Brörup liegt. Besonders genannt seien Odderade (AVERDIECK 1967, 1998), Oerel (BEHRE & LADE 1986), Groß Todtshorn (CASPER & FREUND 1997) und in Mitteldeutschland Gröbern (LITT 1994).

4 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor. Nach Pollenanalysen ist von einer Zuordnung zu MIS 5b auszugehen.

5 Bemerkungen

Durch die regelmäßige definitionsgerechte Position zwischen den Interstadialen Brörup und Odderade ist die Existenz dieses Stadials gesichert.

(BEHRE)

Odderade-Interstadial (WF IV)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Odderade-Interstadial ist das zweite große Unterweichsel-Interstadial. Es wurde von AVERDIECK (1963) erstmals benannt und von AVERDIECK (1967) beschrieben. Es ist meist als Torf ausgebildet, der zwischen stadialen Sandschichten eingebettet ist. Die Pollendiagramme zeigen für Norddeutschland einen borealen Wald, der mit einer kurzen Baumbirkenphase einsetzt und anschließend von der Kie-

fer beherrscht wird. Lärche und Fichte sowie sehr wenig Erle sind ebenfalls vertreten. Im Gegensatz zum Brörup breiten diese sich erst in der Kiefernphase aus. Mit dem Odderade-Interstadial endet das Unterweichsel.

2 Typuslokalität, Typusregion

Die Typuslokalität liegt bei dem Dorf Odderade im Kreis Dithmarschen, als Typusprofil ist die Bohrung Odderade 5 mit dem Pollendiagramm von AVERDIECK (1967) (Neubearbeitung AVERDIECK 1998) zu nennen. An der Profilstelle liegt das Odderade als Torf mit einer Mächtigkeit von 0,95 m in Superposition über Eem und Brörup, von letzterem durch eine über 1 m mächtige Sandschicht getrennt. Das Odderade-Interstadial von der gleichen Stelle wurde von DÜCKER (1967) als Nordhastedt-Interstadial bezeichnet. In gleicher Position und ähnlicher Ausbildung sowie mit fast gleichen Pollendiagrammen wurde das Odderade inzwischen an verschiedenen Orten Nordwestdeutschlands nachgewiesen; genannt seien Rederstall (MENKE & TYNNI 1984), Oerel (BEHRE & LADE 1986) und Groß Todtshorn (CASPER 1997).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Neben den verschiedenen Vorkommen in Nordwestdeutschland wurde das Odderade in guter Ausbildung in Mitteldeutschland in Gröbern (LITT 1994) und in der Niederlausitz in Kittlitz (ERD 1973) nachgewiesen. Ebenso wurde es in Süddeutschland, der Schweiz und Ostfrankreich mehrfach gefunden, dort aber mit z.T. viel wärmeliebenden Gehölzen. Als Bezeichnung wird dort z.T. ebenfalls Odderade oder auch nach französischem Vorbild St. Germain II benutzt (vgl. u.a. WELTEN 1981, WOILLARD 1975).

4 Datierung

Aus den Profilen von Oerel in Nordwestdeutschland gibt es vom Ende des Odderade-Interstadials zwei konventionelle ^{14}C -Daten um 60.000 ^{14}C -Jahre v.h. (BEHRE & VAN DER PLICHT 1992), die als Minimalwerte anzusehen sind. Nach der MIS-Zeitskala endete das Odderade-Interstadial um 74.000 Jahre v.h. entsprechend MIS 5a.

5 Bemerkungen

Während im eigentlichen Mitteleuropa das Odderade den Charakter eines bewaldeten Interstadials hat, kommt es bereits in Ostfrankreich (Grande Pile) einem von wärmeliebenden Bäumen geprägten Interglazial nahe, was lange Zeit zu Verwirrungen geführt hat.

(BEHRE)

Schalkholz-Stadial (WP I)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Schalkholz-Stadial ist als die zwischen dem Odderade- und dem Oerel-Interstadial liegende Kaltphase definiert, die als meist pollenfreie Sandschicht auftritt und zumindest in Norddeutschland eine vegetationslose Phase repräsentiert. Erstmals beschrieben wurde sie durch MENKE (in STREMMER & MENKE 1980). Mit dem Schalkholz-Stadial beginnt das Mittelweichsel.

2 Typuslokalität, Typusregion

Die Typuslokalität ist Schalkholz, Kreis Dithmarschen. Dort liegt die entsprechende Schicht auf einem Boden des Odderade-Interstadials und unter einem Boden, der von MENKE (in STREMMER & MENKE 1980) als Keller-Interstadial beschrieben und dem Oerel-Interstadial gleichgesetzt wurde. Da wegen mangelnder absoluter Datierung diese Gleichsetzung nicht völlig zwingend ist, muss eine Paratypuslokalität mit sicherem Oerel über Odderade und dazwischen liegenden stadialen Sanden benannt werden; als solche wurde Oerel gewählt, das auch Typuslokalität für das Oerel-Interstadial ist (BEHRE & LADE 1986, BEHRE 1989).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Das Schalkholz-Stadial ist in Nordwestdeutschland an allen Fundorten von Oerel über Odderade nachweisbar (CASPER & FREUND 1997). Darüber hinaus bildet es in der Regel die Basis der über dem Odderade liegenden pleistozänen Sedimente.

4 Datierung

Nach den konventionellen ^{14}C -Daten des Oerel-Interstadials endete das Schalkholz-Stadial vor 57.700 ^{14}C -Jahre v.h. (BEHRE & VAN DER PLICHT 1992), entsprechend MIS 4.

5 Bemerkungen

Durch die regelmäßige definitionsgerechte Position zwischen den Interstadialen Odderade und Oerel ist die Existenz dieses Stadials gesichert.

(BEHRE)

Oerel-Interstadial (WP II)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Oerel-Interstadial wurde von BEHRE & LADE (1986) als solches benannt und eingehend beschrieben. Der zugehörige Torf wurde vorher bereits von SELLE & SCHNEEKLOTH (1965) entdeckt und als „oberes Interstadial von Oerel“ bezeichnet. Es handelt sich an der Typuslokalität um einen in sandige Sedimente eingeschalteten reinen Nieder- bis Hochmoortorf von 80 cm Mächtigkeit. Das Pollendiagramm weist auf eine baumfreie Strauchtundra.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist die Senke von Oerel bei Bremervörde im Kreis Rotenburg/Wümme. Dort wurde ein drenthezeitliches Toteisloch aufgefüllt; über dem Eem liegen hier vier weichselzeitliche Interstadiale in Superposition, von denen das Oerel das dritte ist. Typusprofil ist OE 61 mit den Pollendiagrammen von BEHRE & LADE (1986).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Dem Oerel vergleichbare Interstadiale wurden in gleicher Position in Norddeutschland inzwischen mehrfach gefunden. Dabei entwickelte sich im 50 km entfernten Groß Todtshorn die Stratigraphie in gleicher Weise bis zum Hochmoortorf (CASPER 1997). Auf Grund der vergleichbaren geologischen Position ist das Oerel wahrscheinlich mit dem von MENKE (1976) aus Schleswig-Holstein als „Keller-Interstadial“ beschriebenen Boden zeitgleich. In Süddeutschland entsprechen dem Oerel wahrscheinlich die Vorkommen des Dürnten-Interstadials (nach WELTEN 1982), z.B. in Samerberg (GRÜGER 1979). Dort ist dieses Interstadial jedoch bereits bewaldet (vgl. hierzu WELTEN 1981, BEHRE 1989).

4 Datierung

Vom Typusprofil in Oerel liegen sechs dicht beieinander liegende konventionelle Radiokarbonaten vor, nach denen dieses Interstadial in den Zeitraum zwischen 53.500 und 57.700 ^{14}C -Jahren v.h. fällt (BEHRE & VAN DER PLICHT 1992). Es ist das erste Interstadial (WP II) im Mittelweichsel und fällt an den Beginn des MIS 3.

5 Bemerkungen

Da das Oerel-Interstadial wie auch das Dürnten fast immer in Superposition über dem Odderade-Interstadial gefunden wurde, lässt sich ein dazwischen liegendes weiteres Interstadial weitgehend ausschließen.

(BEHRE)

Ebersdorf-Stadial (WP III)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Ebersdorf-Stadial ist durch die zwischen den Interstadialen Oerel und Glinde liegende Sandschicht gekennzeichnet, die keine autochthonen Pollen führt. Es wurde von BEHRE & LADE (1986) beschrieben und nach einem Dorf in der Gemeinde Oerel benannt.

2 Typuslokalität

Typuslokalität ist Oerel bei Bremervörde im Kreis Rotenburg/Wümme. Dort beträgt die Mächtigkeit der Ebersdorf-Schicht bis zu 1,5 m (BEHRE & LADE 1986).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Der untere Teil der hangenden Sande über weiteren in Nordwestdeutschland bekannten Oerel-Vorkommen (CASPER & FREUND 1997) dürfte in das Ebersdorf-Stadial gehören.

4 Datierung

Nach konventionellen ^{14}C -Daten der liegenden und hangenden Interstadiale (Oerel bzw. Glinde) an der Typuslokalität Oerel fällt das Ebersdorf-Stadial in den Zeitraum zwischen 53.500 und 51.500 ^{14}C -Jahren v.h. (BEHRE & VAN DER PLICHT 1992), entsprechend MIS 3.

5 Bemerkungen

Durch die klare Position zwischen den Interstadialen Oerel und Glinde ist das Ebersdorf-Stadial eindeutig festgelegt.

(BEHRE)

Glinde-Interstadial (WP IV)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Glinde-Interstadial ist das jüngste in der langen Oberpleistozän-Sequenz von Oerel und wurde von dort durch BEHRE & LADE (1986) beschrieben. Der Name kommt von einer Ortschaft in der Gemeinde Oerel. Es wird dort durch einen reinen Niedermoortorf mit wenig rein organischer Mudde im Hangenden in einer Gesamtmächtigkeit von 26 cm repräsentiert. Das Pollendiagramm zeigt eine baumlose Strauchtundra.

2 Typuslokalität

Typuslokalität des Glinde ist der bisher einzige sichere Fundplatz in der Senke von Oerel bei Bremervörde im Kreis Rotenburg/Wümme. Dort liegt es in der Füllung eines drenthezeitlichen Toteislochs als letztes von vier Interstadialen in Superposition über dem Eem und wird im Liegenden und Hangenden durch Sande begrenzt. Typusprofil ist das Profil OE 61 mit dem zugehörigen Pollendiagramm in BEHRE & LADE (1986).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Bislang sind in Deutschland Interstadiale im Zeitbereich des Glinde nicht bekannt geworden. Wegen des gleichen Radiokarbonalters könnte das im ostfranzösischen Grande Pile beschriebene Pile-Interstadial (WOILLARD 1975, WOILLARD & MOOK 1982) dem Glinde entsprechen.

4 Datierung

Vom Typusprofil in Oerel gibt es fünf dicht beieinander liegende konventionelle ^{14}C -Daten, nach denen das Glinde-Interstadial in die Zeit vor 48.700 und 51.550 ^{14}C -Jahre v.h. fällt (BEHRE & VAN DER PLICHT 1992). Es ist das zweite Mittelweichsel-Interstadial (vgl. BEHRE 1989) und entspricht dem Abschnitt WP IV des marinen Isotopenstadiums 3.

5 Bemerkungen

Durch die Bildung von reinem Torf und die klare Abgrenzung zu liegenden und hangenden Sanden ist das Glinde als eigenständiges Interstadial gekennzeichnet.

(BEHRE)

Moershoofd-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Moershoofd-Interstadial“ wurde erstmals von ZAGWIJN & PAEPE (1968) für einen torfigen Lehmhorizont benutzt und dabei grob beschrieben. Danach ist es eine „Klimaverbesserung, die sich zwar pollenanalytisch nicht eindeutig hat nachweisen lassen...“. Der Name bezieht sich dabei auf die bereits von ZAGWIJN (1961) untersuchte Lokalität bei Moershoofd. Die Pollenanalysen von dort weisen auf baumlose Tundravegetation mit sehr hohen Werten von Cyperaceen.

2 Typuslokalität, Typusregion

Obwohl die Erstbeschreibung als Interstadial mit dem Profil De Liendert bei Amersfoort/Niederlande verknüpft ist, muss als Typuslokalität Moershoofd im äußersten Süden der Niederlande an der Grenze nach Belgien gelten, von der auch das erste Pollendiagramm stammt (vgl. ZAGWIJN 1961).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Gute Profile fehlen; humose Lagen, vor allem aus mehreren Plätzen der Niederlande, die nach den ^{14}C -Daten in den Zeitbereich passen, werden oft als „Moershoofd“ angegeben, z.B. aus Duckenburg bei Nijmegen, wo ein Pollendiagramm aus einem Torf von sehr hohen Cyperaceen-Werten geprägt ist (TEUNISSEN & TEUNISSEN-VAN OORSCHOT 1974).

4 Datierung

In der Erstbeschreibung wird der Sedimentationszeitraum mit >50.000 bis 43.000 ^{14}C -Jahre v.h. angegeben (Lokalität De Liendert; ZAGWIJN & PAEPE 1968). Aus Moershoofd selber liegen konventionelle ^{14}C -Daten von 43.500 ± 1.000 und 46.250 ± 1.500 ^{14}C -Jahren v.h. vor (ZAGWIJN 1961, Daten korrigiert nach VAN DER HAMMEN et al. 1967). Wegen des hohen Alters ist von Minimalwerten auszugehen. Sicher ist die Zuordnung zu MIS 3.

5 Bemerkungen

Wegen der unscharfen Begrenzungen und einer wahrscheinlichen Unterbrechung in der Mitte wird in der jüngeren Literatur meist nur noch von einem Moershoofd-Interstadial-Komplex gesprochen. Da in dieser Periode eine deutliche Erwärmung pollenanalytisch kaum fassbar ist und die hier untergebrachten humosen Schichten auch zeitlich divergieren, sind die Vorkommen als lokal an edaphisch zeitweise günstigen Stellen entstanden aufzufassen (VANDENBERGHE 1985, VANDENBERGHE & VAN HUISSTEDEN 1989). Der Begriff „Moershoofd-Interstadial“ bzw. -komplex sollte deshalb fallen gelassen werden.

(BEHRE)

Hengelo-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Benennung des „Hengelo-Interstadials“ mit zunächst grober Beschreibung erfolgte durch VAN DER HAMMEN et al. (1967). Danach ist es charakterisiert durch eine Lage von humoser Schluffmudde in einer Lehmschicht des oberen Mittelweichsel. Eine genauere Beschreibung mit Pollendiagrammen erfolgte später durch ZAGWIJN (1974c). In den Pollendiagrammen herrschen Cyperaceen weit vor, ein deutlicher Gipfel von (Zwerg-)Birke weist auf eine vorübergehende Strauchphase in der baumlosen Tundra.

2 Typuslokalität

Die Typuslokalität liegt im Becken von Hengelo in den östlichen Niederlanden und damit dicht bei, aber außerhalb Deutschlands.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In den Niederlanden gibt es mehrere Vorkommen, die dem Hengelo zugeordnet werden. Ebenso wie bei den gelegentlichen dorthin gestellten Fundstellen in den benachbarten Ländern erfolgt die Einordnung in dieses Interstadial allerdings nur anhand von Radiokarbonaten, da die meist von den Cyperaceen dominierten Pollendaten nicht spezifisch sind und eine Superposition der Vorkommen mit anderen Interstadialen in der Regel nicht gegeben ist.

4 Datierung

Von der Typuslokalität liegt für den Beginn des Hengelo-Interstadials (VAN DER HAMMEN et al. 1967) ein konventionelles ^{14}C -Alter von 38.700 ± 400 Jahren v.h. vor (GrN 2504). Nach weiteren ^{14}C -Daten verschiedener Autoren wurde das Hengelo-Interstadial auf die Zeit zwischen 39.000 und 36.000 ^{14}C -Jahren v.h. eingeengt. Eine klare Abgrenzung nach unten und oben im MIS 3 ist aber nicht gegeben.

5 Bemerkungen

In den Niederlanden gibt es eine größere Zahl von Mittelweichsel-Vorkommen, deren Radiokarbonaten weit streuen, wobei zwischen 36.000 und 39.000 Jahren v.h. ein Maximum auftritt (RAN 1990). Reine Torfe sind dabei sehr selten, Superposition ebenfalls. U.a. VANDENBERGHE & VAN HUISSTEDEN (1985) nehmen deshalb an, dass die humosen Lagen dieser Vorkommen nur der Ausdruck zeitweiliger besserer und lokal begrenzter edaphischer Bedingungen waren und keine eigentlichen Interstadiale darstellen.

(BEHRE)

Denekamp-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Denekamp-Interstadial wurde erstmals von VAN DER HAMMEN et al. (1967) benannt und zunächst grob beschrieben. An der Typuslokalität besteht es aus Schluffmudde innerhalb der oberen Lehmschicht, in der Umgebung ist es auch als Torf ausgebildet. Kurze Pollendiagramme aus diesem Gebiet zeigen sehr hohe Cyperaceen-Werte, doch auch *Betula (nana)* ist vorhanden (VAN DER HAMMEN 1971). In dieser Zeit herrschte eine Tundra- bis Strauchtundravegetation.

2 Typuslokalität, Typusregion

Typusregion ist das Dinkeltal bei Denekamp in den östlichen Niederlanden dicht an der deutschen Grenze.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In den Niederlanden sind mehr oder weniger organogene Ablagerungen aus dieser Zeit mehrfach nachgewiesen worden. Da sie pollenanalytisch nicht eindeutig charakterisiert werden können, erfolgte die Zuordnung nach den jeweiligen Radiokarbonaten. Organische Lagen mit passenden ^{14}C -Daten wurden auch in den Nachbarländern in dieses Interstadial gestellt.

4 Datierung

Die ersten Radiokarbonaten aus der Typusregion lagen bei 30.100 ± 300 und 29.300 ± 300 ^{14}C -Jahre v.h. (VAN DER HAMMEN 1971). Nach weiteren Daten verschiedener Autoren wird das Denekamp jetzt zwischen 32.000 und 28.000 ^{14}C -Jahren v.h. angenommen ohne klare Abgrenzung nach unten und oben. Nach den marinen Isotopenstadien fällt dieser Zeitraum in MIS 3.

5 Bemerkungen

Da die ^{14}C -Daten organischer Lagen des oberen Mittelweichsel in den Niederlanden über einen großen Zeitbereich streuen (vgl. RAN 1990) und nur schwache Häufungen etwa wie beim Denekamp zeigen, ist die Existenz des Denekamp-Interstadials wie auch der Interstadiale Hengelo und Moershoofd umstritten, zumal sie alle fast nie in einem Profil und nur selten als reine Torfe vorkommen. Nach VANDENBERGHE (1985) und VANDENBERGHE & VAN HUISSTEDEN (1989) handelt es sich um lokale Bildungen an edaphisch, zeitweise günstigen Stellen, die keine allgemeine Klimaverbesserung anzeigen.

(BEHRE)

Brandenburg-Phase (Syn.: **Brandenburgische Phase, Brandenburger Stadium**)

1 Definition, Erstbeschreibung

Ursprünglich morphostratigraphischer Begriff (Endmoränenlage), von WOLDSTEDT (1926: 175) „Brandenburgische Phase“ genannt. 1928 zum Zweck der Angleichung an die im alpinen Raum übliche Terminologie umbenannt zu „Brandenburger Stadium“ (WOLDSTEDT 1928: 231).

2 Typuslokalität, Typusregion

WOLDSTEDT (1926: 175) gibt als Typusregion das Land Brandenburg an, wo die Endmoräne besonders gut ausgeprägt sei und dort „nahe südlich der Stadt Brandenburg“ verläuft.

3 Verbreitung

Nach WOLDSTEDT (1926: 177, Karte; 1958: 119, Abb. 37) wäre die Endmoränenlage nach Osten hin über Polen und Litauen bis nach Nordrussland verfolgbar. Nach neueren polnischen Arbeiten liegen aber östlich von Konin bis nach Weißrussland entsprechende Ablagerungen unter denen der Frankfurt-Phase, die dort den weichselzeitlichen Außenrand bildet (MARKS 2002, Poznan-Phase). Nach Westen hin soll nach WOLDSTEDT (1926) die Endmoräne (und die dazu gehörende Grundmoräne) ebenfalls noch östlich der Elbe nach Norden abbiegen und unter den Ablagerungen der Frankfurt-Phase liegen. Dies kommt geschiebestatistischen Ableitungen von LÜTTIG (2005) nahe, der die westliche Grenze der Grundmoräne im Raum Perleberg zieht. Sie soll sich von dort unter den Ablagerungen der Frankfurt-Phase in Richtung Rerik hinziehen.

Eine gegenüber der Darstellung in der geologischen Karte 1:500.000 von Mecklenburg-Vorpommern entsprechend deutlich größere Ausdehnung des weichselzeitlich vergletscherten Gebietes bis in den Raum Perleberg-Pritzwalk wird bereits bei MÜLLER et al. (1993) diskutiert.

LIEDTKE (1981: Abb. 10) zieht die Randlege von Brandenburg über Mecklenburg und Schleswig-Holstein bis Jütland durch. Im Norden Schleswig-Holsteins wird nach WOLDSTEDT (1928) die äußerste Verbreitungsgrenze weichselzeitlicher Ablagerungen stellenweise aber von deutlich jüngeren Vorstößen erreicht. In Dänemark soll nach WOLDSTEDT (1926) wieder das Eis der Brandenburg-Phase (zusammen mit dem der Frankfurt-Phase) die weichselzeitliche Außengrenze bilden.

In Westmecklenburg (Geol. Karte 1: 500.000 von Mecklenburg-Vorpommern 2000) werden aus der Sanderoberfläche südlich der Frankfurt-Randlege (W1F) herausragende kleine Kuppen heute zur Brandenburg-Phase (W1B) gerechnet. Der Anschluss an die weichselzeitliche Moräne in Südostholstein ist bisher jedoch nicht abgesichert.

4 Datierung

CEPEK (1965), LIEDTKE (1981: Abb. 7) und KOZARSKI (1995) nehmen ein Alter um 20.000 Jahren v.h. an. MARKS (2002) leitet aus ^{14}C -Daten von letzten organischen Sedimenten unter den weichselglaziären Ablagerungen ein konventionelles ^{14}C -Alter von < 21.000 ^{14}C -Jahren ab. Das entspricht einem kalibrierten ^{14}C -Alter von < 24.000 Jahren v. h. (STUIVER et al. 1998).

5 Bemerkungen

CEPEK (1965) charakterisiert die Geschiebegemeinschaft der Brandenburg- (und Frankfurt-) Phase und bezeichnet sie als W1. Nach LÜTTIG (2005) sind die Geschiebegemeinschaften beider Phasen aber verschieden und gut trennbar.

Die Verbindung zwischen der W1B-Randlage südöstlich von Schwerin und dem äußersten bekannten Vorkommen weichselzeitlicher Ablagerungen in Schleswig-Holstein wäre über die Linie Büchen – Schwanheide denkbar (STEPHAN 1997). Die in dieser Außenlage bekannt gewordenen Grundmoränen scheinen aber eine Zusammensetzung zu haben, die sehr saalezeitlichen Geschiebemergeln ähnelt (W0-Grundmoräne nach U. MÜLLER 1996, 2004, vgl. RÜHBERG et al. 1995, Ww bei RÜHBERG 1999).

(STEPHAN)

Frankfurt-Phase

(Syn.: Frankfurter Stadium, Frankfurter Vorstoß, Posensche Phase)

1. Definition, Erstbeschreibung

Ursprünglich morphostratigraphische Definition.

Der Begriff erscheint erstmals bei WOLDSTEDT (1928: 232) und ersetzt den von WOLDSTEDT noch 1926 verwendeten Terminus „Posensche Phase“, um diese Vorstoßphase mit der älteren Brandenburger Phase und der jüngeren Pommerschen Phase in eine „alphabetische Reihenfolge“ zu bringen. Zum Zwecke der Angleichung an die im alpinen Raum übliche Terminologie wurde von WOLDSTEDT (1928: 231) die Bezeichnung „Stadium“ gewählt.

2 Typuslokalität, Typusregion

WOLDSTEDT (1926: 178) beschreibt die Endmoräne „hart nördlich der Stadt Posen“ als Typus. Im Zusammenhang mit der Umbenennung definiert er die Endmoräne, die bei Frankfurt die Oder kreuzt, als namengebend (WOLDSTEDT 1929: 166).

3 Verbreitung

Nach WOLDSTEDT (1926, 1958), ebenso WOLDSTEDT & DUPHORN (1974) ist die Frankfurt-Phase von Jütland (Hauptstagnationslinie nach USSING 1913) über Schleswig-Holstein und Mecklenburg (vgl. LÜTTIG 2005) bis nach Pommern (Poznan-Phase) verfolgbar, wo sie sich streckenweise nicht mehr eindeutig von der Brandenburg-Randlage trennen lässt, bzw. sich mit jener vereinigt. Nach MARKS (2002), der jüngere polnische Arbeiten auswertet, bildet sie östlich von Konin bis mindestens nordöstlich von Grodno die maximale weichselzeitliche Außengrenze.

4 Datierung

KOZARSKI (1995) extrapoliert aus ^{14}C -Daten, die aus Sedimenten im Liegenden der glaziären Ablagerungen gewonnen wurden, für die Randlage ein konventionelles ^{14}C -Alter von ca. 18.800 ^{14}C -Jahren v.h. Es entspricht dem kalibrierten ^{14}C -Alter (STUIVER et al. 1998) von 22.300 Jahren v.h. Nach MARKS (2005) wurde an organischem Material unter Ablagerungen des poznanzzeitlichen Außenrandes nördlich Konin ein konventionelles ^{14}C -Alter von 20.050 ^{14}C -Jahren v.h. ermittelt. Das entspricht einem kalibrierten ^{14}C -Alter von ca. 23.800 v.h. LÜTTIG (2005) gibt das konventionelle ^{14}C -Alter einer unter frankfurtzeitlichen Sedimenten liegenden Mudde vom Segrahner Berg mit 28.000 ^{14}C -Jahren v.h. an. Ihr kalibriertes ^{14}C -Alter ist nach STUIVER et al. (1998) ca. 32.000 v.h.

5 Bemerkungen

Das von KOZARSKI (1995) für die Randlage angegebene ^{14}C -Alter ist eine Abschätzung.

Zwischen Frankfurt- und Brandenburg-Phase liegt nach WOLDSTEDT (1929 und später) kein längerer Zeitabschnitt. CEPEK (1965) bestreitet die Existenz einer eigenen Grundmoräne. Entsprechend wäre

die Frankfurt-Phase eigentlich als Staffel aus der Rückschmelzphase der Brandenburg-Phase anzusprechen (vgl. MARKS 2002, Poznan-Phase).

LÜTTIG (1999) meint jedoch, die Frankfurt-Phase geschiebekundlich von der Brandenburg-Phase und der Pommern-Phase abgrenzen zu können.

Die A-Moränen von GRIPP (1949, 1964) gehören wahrscheinlich weitgehend der Frankfurt-Phase an. Für die Endmoräne der Frankfurt-Phase ist im älteren Schrifttum häufig die Bezeichnung „äußere baltische Endmoräne“ zu finden.

(STEPHAN)

Pommern-Phase (Syn.: Pommersches Stadium, Pommerscher Vorstoß)

1 Definition, Erstbeschreibung

Ursprünglich morphostratigraphische Definition.

Der Begriff wurde als „Pommersche Phase“ von WOLDSTEDT (1925, erschienen 1926) eingeführt. Er bezeichnete damit die „letzte große zusammenhängende (Endmoränenbildungs-)Phase Norddeutschlands“. Die Umbenennung in „Pommersches Stadium“ erfolgte durch WOLDSTEDT (1928) zum Zweck der Angleichung an die im alpinen Raum übliche Benennung.

2 Typuslokalität, Typusregion

WOLDSTEDT (1926: 179) gibt Pommern als Typusregion an. („Sie zeigt in Pommern ihre schönste Entwicklung“). Eine Typuslokalität wurde nicht benannt.

3 Verbreitung

Als ausgeprägte Endmoränenbildung (und Grundmoränenablagerung) südlich der Ostsee soll die Pommern-Phase nach WOLDSTEDT (1958: 119, Abb. 37) nach Nordosten bis in das Gebiet östlich Archangelsk verfolgbar sein. Die Fortsetzung nach Schleswig-Holstein und Dänemark ist umstritten. Der von WOLDSTEDT (1958) und anderen Autoren in älteren Publikationen (u.a. GRIPP 1964) dargestellten Auffassung, dass sich die Pommersche Endmoräne um die Fördenenden in Schleswig-Holstein herum nach Norden an die „ostjütische Rاندlage“ Dänemarks anschließt, stehen geschiebekundliche Untersuchungen entgegen, nach denen diese Rاندlage in Dänemark einem späteren Gletschervorstoß („jungbaltische Phase“) zuzurechnen wäre (ANDERSEN 1945, SMED 1997).

SCHULZ (1968) rechnet eine im westlichen Mecklenburg im Vorland der WOLDSTEDTSchen Pommerschen Endmoräne („Hauptendmoräne“) liegende Staffel zur Pommern-Phase. Ihre Grenze wird in der Geologischen Karte 1:500.000 von Mecklenburg-Vorpommern (2000) mit W2_{max} bezeichnet.

4 Datierung

Von der Haupteisrاندlage der Pommern-Phase liegt nach LIEDTKE (1996) vom Gebiet der Oder ein konventionelles ¹⁴C-Alter von 15.200 ¹⁴C-Jahren v.h. vor. KOZARSKI (1995: 24, 41) extrapoliert aus ¹⁴C-Daten, die aus Sedimenten im Liegenden der weichselglaziären Ablagerungen gewonnen wurden, für die Pommern-Rاندlage ein konventionelles ¹⁴C-Alter von ca. 16.200 ¹⁴C-Jahren v.h. MARKS (2002) gibt dem kleineren ¹⁴C-Alter ein höheres Gewicht. Ihm entspricht ein kalibriertes Alter (STUIVER et al. 1998) von 17.600 Jahren v.h.

5 Bemerkungen

Die Pommern-Phase wird neben der Brandenburg-Phase häufig auch klimastratigraphisch gesehen. Zwischen der Frankfurt-Phase und der Pommern-Phase soll ein starkes Niedertauen und weites Zurückschmelzen der Eismassen erfolgt sein. Interstadiale Bildungen zwischen beiden Phasen wurden aber bisher nicht nachgewiesen. Aus diesem Grund wird anstelle der von WOLDSTEDT (1928) eingeführten Bezeichnung „Stadium“ hier wieder der ursprüngliche Begriff „Phase“ eingesetzt.

Nach LIEDTKE (1996: 336-337) ist ein Zurückschmelzen der Eismassen im Gebiet des Oderbruches allenfalls in der Größenordnung von 20 bis 30 km glaubhaft. Vor dem pommerschen Eisrand hätten noch große Toteismassen der Frankfurt-Phase gelegen. Beide Phasen könnten insofern nur durch einen relativ kurzen Zeitraum getrennt gewesen sein (ebenso KLIEWE & JAHNKE 1972: 32-33).

CEPEK (1965, 1972) gibt für die Grundmoräne der Pommern-Phase eine eigenständige Geschiebegemeinschaft (W2) an. MÜLLER (zit. in RÜHBERG et al. 1995: 109) unterscheidet mit Hilfe der Kleingeschiebeanalyse zwei pommersche Grundmoränen (W2u, W2o), die zu den Endmoränenlagen W2_{max} bzw. W2 (Hauptendmoräne) gehören.

Die M-Moränen und z.T. die I-Moränen von GRIPP (1964) gehören wahrscheinlich zur Pommern-Phase. (STEPHAN)

Mecklenburg-Phase

(Syn.: Mecklenburger Stadium, Mecklenburger Vorstoß, Rosenthaler „Staffel“)

1 Definition, Erstbeschreibung

GEIKIE (1895) definierte innerhalb seiner Pleistozängliederung ein „Mecklenburgian“, das die Grund- und Endmoränen des letzten baltischen Eisstromes umfassen sollte. Diese „Mecklenburger Stufe“ (KEILHACK 1896) hätte das „südliche Ende der nordeuropäischen Glazialablagerungen an der Endmoräne des baltischen Höhenrückens“ erreicht. Dieser Beschreibung nach handelt es sich um das Gebiet des heutigen Weichsel-Glazials bis zur Endmoräne der Frankfurt-Phase. HEERDT (1965) erkannte, dass ein post-pommernzeitlicher Gletschervorstoß im Norden Mecklenburgs eine eigenständige Grundmoräne hinterlassen hatte und korrelierte sie mit der Rosenthaler Staffel.

Neudefinition durch EIERMANN (1984) als „Mecklenburger Stadium“.

2 Typuslokalität, Typusregion

Typusregion ist das nördliche Land Mecklenburg. Eine Typuslokalität wurde nicht benannt.

3 Verbreitung

Nach HEERDT (1965), EIERMANN (1984), RÜHBERG (1987, 1999) und RÜHBERG et al. (1995) ist die Grundmoräne der Mecklenburg-Phase im nördlichen Land Mecklenburg verbreitet. Endmoränen begrenzen den Vorstoß nur stellenweise („Rosenthaler Staffel“; SCHULZ 1965, 1967). Die Grenze verläuft im westlichen Mecklenburg als „W3-Randlage“ dicht nördlich der „Pommerschen Hauptendmoräne“ und setzt sich erst in Vorpommern mit deutlichem Abstand von ihr ab (Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000; Oberfläche). Nach Schleswig-Holstein und Dänemark findet sie in der innersten Randlage der Lübecker Bucht (WOLDSTEDT 1925), der „Sehberg-Randlage“ (STEPHAN 1980) und der „Ostjütischen Randlage“ (ANDERSEN 1945, BERTHELSEN 1973 und andere später) als äußerer Staffel des „Jungbaltischen Vorstoßes“ (vgl. CEPEK 1967: 398, STEPHAN 2001) ihre Fortsetzung. Nach Osten hin bindet sie nach LIEDTKE (1981) an die Stettiner Staffel an und soll - mit größeren Unterbrechungen - bis nach Masuren verfolgbar sein (= östlicher Teil der Randlage F nach RICHTER 1937, LIEDTKE 1981).

4 Datierung

Nach kalibrierten ¹⁴C-Daten, die LAGERLUND & HOUMARK-NIELSEN (1993) publiziert haben, hat die aktive jungbaltische Vergletscherung auf Seeland deutlich vor 14.000 Jahren v.h. geendet. Das entspricht der aus den Grönlandeiskernen abzuleitenden ersten ausgeprägten spätweichselzeitlichen Erwärmung ab ca. 14.650 Jahren v.h. (DANSGAARD et al. 1993, STUIVER et al. 1995). Die Mecklenburg-Phase müsste in die davor liegende Abkühlungsphase zwischen ca. 17.000 und 15.000 Jahre v.h. fallen. GLSL- und TL-Daten von Kame-Sedimenten aus der Abschmelzphase des bereits stagnierenden jungbaltischen Eises bei Brodten (Lübecker Bucht) ergaben einen Mittelwert von 15.000 Jahren v.h. (PREUSSER 1999).

5 Bemerkungen

Im Verlauf der Mecklenburg-Phase gelangten Eismassen aus dem Gebiet der östlichen Ostsee nach Westen und transportierten typische „baltische“ Geschiebegemeinschaften (vgl. STEPHAN 2001), die sonst im Odergebiet und weiter östlich verbreitet sind, fahnenartig bis nach Djursland.

RÜHBERG (1999) charakterisiert die Kleingeschiebegemeinschaft der Grundmoräne (W3) in Mecklenburg.

Die I-Moränen von GRIPP (1964) gehören überwiegend zum Sehberg-Vorstoß und damit zur Mecklenburg-Phase.

LIEDTKE & MARCINEK (2002) rechnen in Dänemark nur die Ablagerungen des Beltsee-Vorstoßes zur Mecklenburg-Phase und damit die Jungmoräne Ostjütlands zur Pommern-Phase. SCHULZ (2003) rechnet die jüngsten glaziären Ablagerungen Nordmecklenburgs und der dänischen Inseln mit stellenweise baltischer Geschiebegemeinschaft zur Pommernphase.

(STEPHAN)

Meiendorf-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

MENKE (1968b) bezeichnete die erste Erwärmungsphase nach dem Hoch- bzw. Pleniglazial als „Meiendorf-Intervall“ (benannt nach dem Stadtteil Hamburg-Meiendorf). Später präziserte er die Gliederung des Spätglazials in Schleswig-Holstein und nannte dieses Thermomer „Meiendorf-Interstadial“ (MENKE, in BOCK et al. 1985). Der Beginn dieses Interstadials ist in dieser Region gekennzeichnet durch den Anstieg von *Betula* (wohl *B. nana*), *Salix*, *Hippophaë*, *Juniperus* und *Artemisia*. Der Heliophytenanteil ist hoch. Die obere Grenze wird durch einen NBP-Anstieg nach dem *Hippophaë*-Maximum festgelegt. Das Meiendorf-Interstadial im Sinne von MENKE entspricht inhaltlich und stratigraphisch der sog. *Hippophaë-Betula nana*-Pollenzone vor dem „Bölling-Alleröd-Komplex“ nach USINGER (1985).

2 Typuslokalität, Typusregion

Das Typusprofil ist Glüsing 72 in Schleswig-Holstein (MENKE 1968b, Neugliederung in BOCK et al. 1985). Die Typusregion ist der periglaziäre Raum Schleswig-Holsteins.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In Schleswig-Holstein ist das Meiendorf-Interstadial mit den o.g. Kriterien sensu MENKE gut verbreitet: Esinger Moor (USINGER 1985), Heiligenhafen, Eichholzniederung (USINGER 1985), Liether Kalkgrube (BOKELMANN et al. 1983). Außerhalb Schleswig-Holsteins wurde das Meiendorf-Interstadial im Hämelsee (MERKT & MÜLLER 1999) und im Holzmaar sowie Meerfelder Maar in der Eifel sicher nachgewiesen (LITT & STEBICH 1999).

4 Datierung

Konventionelle Radiokarbondaten liegen aus Schleswig-Holstein sowohl vom *Hippophaë*-Maximum als auch von den innerhalb des Interstadials nachgewiesenen Fundschichten der Hamburger Stufe vor (zwischen 12.570 und 11.990 ¹⁴C-Jahren v.h.; vgl. FISCHER & TAUBER 1986, BOKELMANN et al. 1983). Nach Jahresschichtenzählungen begann das Interstadial im Meerfelder Maar um 14.450 Warvenjahre v.h. und endete um 13.800 Jahre v.h. (BRAUER et al. 1999, LITT & STEBICH 1999).

5 Bemerkungen

Verwechslungen zwischen Meiendorf-Interstadial und Bölling-Interstadial sind offenbar in zahlreichen Bearbeitungen erfolgt.

(LITT)

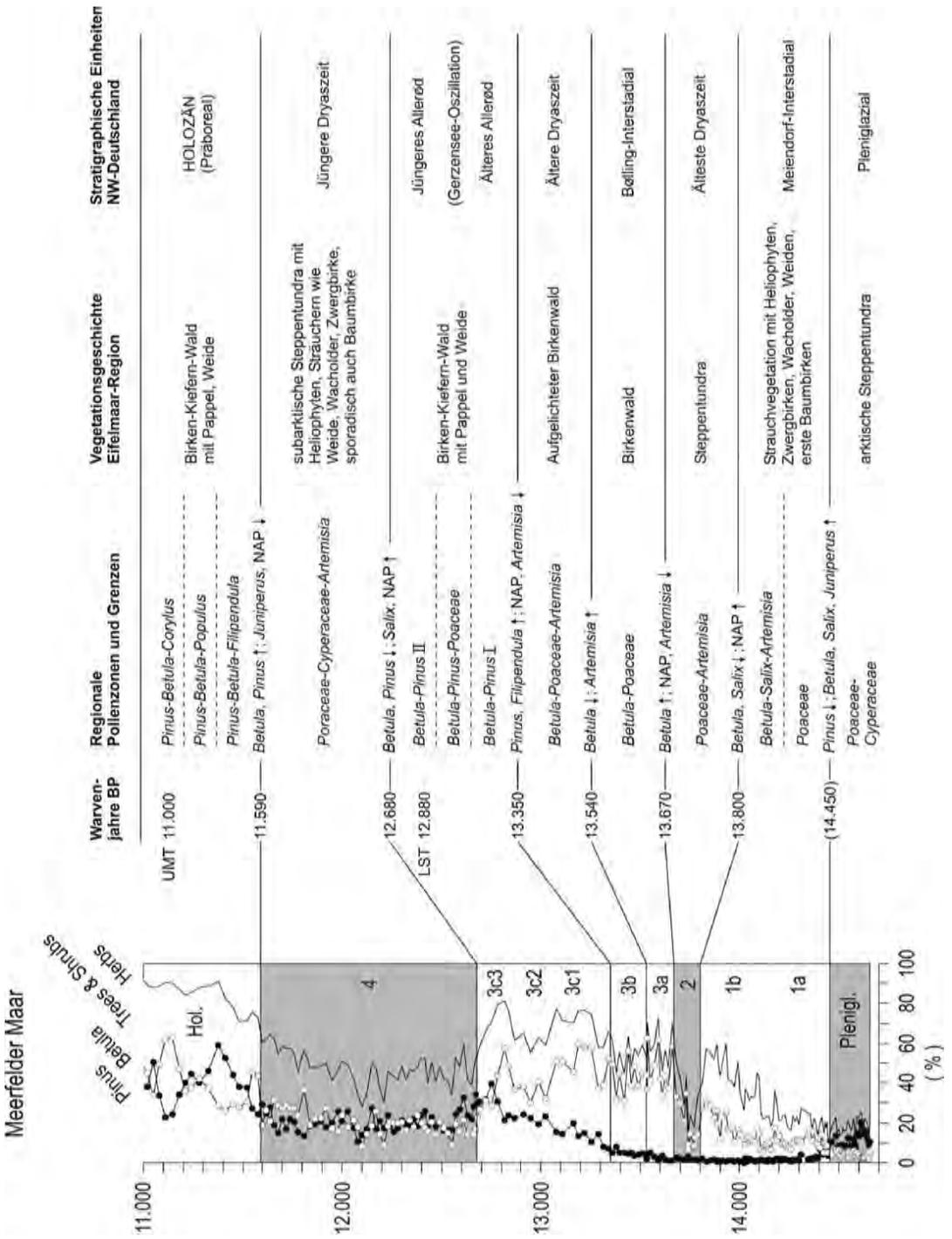


Abb. 6: Bio- und Chronostratigraphie des Weichsel-Spätglazials in Nordwestdeutschland (Eifel) (nach LITT et al. 2003).

Fig. 6: Bio- and chronostratigraphy of the Weichselian Lateglacial in north-western Germany (from LITT et al. 2003).

Älteste Dryaszeit (Syn.: Ältere Tundrazzeit, Dryas 1)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Älteste Dryaszeit“ wurde von IVERSEN (1942) für die kühle Phase mit NBP-Maximum unmittelbar vor dem ersten spätglazialen BP-Maximum des Bölling-Interstadials (mit Baumbirke) im Profil Bøllingsø geprägt (Pollenzone Ia sensu IVERSEN). Als Synonym verwendete er später Begriffe wie „Daniglacial tundra period“ (IVERSEN 1954) bzw. „earliest tundra period“ (IVERSEN 1973). Die Älteste Dryaszeit sensu IVERSEN ist im Typusprofil Bøllingsø allerdings ohne Untergrenze definiert worden. MENKE (1968b) sowie MENKE (in BOCK et al. 1985) bezeichnet das NBP-Maximum nach dem *Hippophaë*-Maximum am Ende des Meiendorf-Interstadials und vor dem Bölling-Interstadial als Ältere Tundrazzeit (entspricht der *Helianthemum-Betula nana* Zone nach USINGER 1985).

2 Typuslokalität

Das Typusprofil wurde von IVERSEN (1942, 1954) in Bøllingsø/Jütland beschrieben. Parastratotyp für die Ältere Tundrazzeit sensu MENKE ist Glüsing in Schleswig-Holstein (MENKE 1968b, BOCK et al. 1985).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In zahlreichen Profilen Norddeutschlands ist die Älteste Dryaszeit als kühle Phase vor dem Bölling-Interstadial palynologisch beschrieben worden (Ältere Tundrazzeit oder Dryas 1 als Synonym), so in Glüsing (MENKE 1968b), Wildes Moor (BOCK et al. 1985), Esinger Moor (USINGER 1981), Hämelsee (MERKT & MÜLLER 1999) sowie Holzmaar und Meerfelder Maar (LITT & STEBICH 1999).

4 Datierung

Nach Jahresschichtenzählungen im Meerfelder Maar beginnt das Stadial um 13.800 Warvenjahren v.h. und endet um 13.670 Warvenjahren v.h. (BRAUER et al. 1999, LITT & STEBICH 1999).

5 Bemerkungen

Offenbar kam es im Laufe der Zeit in Norddeutschland zu Verwechslungen zwischen Ältester und Älterer Dryaszeit.

(LITT)

Bölling-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Bölling-Oszillation“ bzw. „Bölling period“ wurde von IVERSEN (1942, 1954) aufgrund der palynologischen Bearbeitung eines Profils in Bøllingsø geprägt. Das Bölling-Interstadial wird dort an seiner Untergrenze durch einen markanten Anstieg der Birkenpollen (im wesentlichen Baumbirken) nach dem Rückgang von *Hippophaë* charakterisiert (Pollenzone Ib sensu IVERSEN).

2 Typuslokalität

Das Typusprofil ist Bøllingsø, Dänemark (IVERSEN 1942), das durch IVERSEN (1954) nachbearbeitet wurde (vgl. auch IVERSEN 1973).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Im benachbarten Schleswig-Holstein lassen sich die biostratigraphischen Kriterien der Typuslokalität zwanglos übertragen. Vergleichbare Profile sind vor allem Glüsing (MENKE 1968b, Neuinterpretation in BOCK et al. 1985), Rabensbergmoor (USINGER 1975) und Wildes Moor (BOCK et al. 1985). In Nordwestdeutschland wurde diese Wärmeschwankung eindeutig im Hämelsee (MERKT & MÜLLER 1999) sowie im Holzmaar und im Meerfelder Maar (LITT & STEBICH 1999) nachgewiesen.

4 Datierung

Nach Warvenzählungen im Meerfelder Maar dauerte das Bölling-Interstadial von 13.670 bis 13.540 Warvenjahren vor heute.

5 Bemerkungen

Offenbar kam es im Laufe der Zeit in Norddeutschland zu Verwechslungen zwischen Bölling-Interstadial und Meiendorf-Interstadial. USINGER (1985) setzt entgegen früherer Auffassungen (z. B. USINGER 1975) das Bölling-Interstadial Jütlands sensu IVERSEN mit dem unteren Abschnitt des Alleröd-Interstadials in Profilen auf den Dänischen Inseln (z. B. Profil Ruds Vedsby auf Seeland, vgl. KROG 1954) und in eigenen Profilen aus Schleswig-Holstein gleich („Alleröd a“ sensu USINGER 1985).

(LITT)

Ältere Dryaszeit (Syn.: Mittlere Tundrazzeit, Dryas 2)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Ältere Dryaszeit“ wurde von IVERSEN (1942) für die Abkühlungsphase mit NBP-Maximum und *Betula*-Rückgang zwischen den BP-Maxima des Bölling- und Alleröd-Interstadials im Profil Bøllingsø geprägt (Pollenzone Ic sensu IVERSEN).

2 Typuslokalität

Das Typusprofil wurde von IVERSEN (1942, 1954) in Bøllingsø/Jütland beschrieben.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die Ältere Dryaszeit sensu IVERSEN ist in zahlreichen Profilen Norddeutschlands palynologisch beschrieben worden (Mittlere Tundrazzeit oder Dryas 2 als Synonym), so in Glüsing (MENKE 1968b), Wildes Moor (BOCK et al. 1985), Hämelsee (MERKT & MÜLLER 1999) und Meerfelder Maar (LITT & STEBICH 1999).

4 Datierung

Nach Jahresschichtenzählungen im Meerfelder Maar beginnt das Stadial um 13.540 Warvenjahren v.h. und endet um 13.350 Warvenjahren v.h. (BRAUER et al. 1999, LITT & STEBICH 1999).

5 Bemerkungen

Durch die Umdeutung des Bölling-Alleröd-Komplexes durch USINGER (1981) wurde die „Mittlere Tundrenzzeit bzw. Dryas 2“ in Rabensbergmoor (USINGER 1975) in „Alleröd b“ umbenannt.

(LITT)

Alleröd-Interstadial

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff wurde von HARTZ & MILTHERS (1901) für spätglaziale interstadiale Sedimente (aufgrund von pflanzlichen Großresten) nach der namengebenden Siedlung Allerød in Seeland (Dänemark) eingeführt. Die entsprechenden Ablagerungen wurden später von JESSEN (1935) palynologisch bearbeitet. IVERSEN (1942, 1954) definiert im Profil Bøllingsø (Jütland) die über dem Bölling-Interstadial nach einer Kälteschwankung (Ältere Dryaszeit) erneut fassbare Birkenausbreitung als „Alleröd-Oszillation“ bzw. „Alleröd period“ (Pollenzone II sensu IVERSEN).

2 Typuslokalität

Das nicht mehr existente Typusprofil ist Allerød, die Typusregion Seeland in Dänemark (HARTZ & MILTHERS 1901, JESSEN 1935). Wegen der gut definierten Pollenzonierung des Spätglazials durch IVERSEN (1942, 1954) ist das Profil Bøllingsø Parastratotyp auf Jütland.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Im benachbarten Schleswig-Holstein lassen sich die biostratigraphischen Kriterien von IVERSEN zwanglos übertragen. Vergleichbare Profile sind vor allem Glüsing (MENKE 1968b, Neuinterpretation in BOCK et al. 1985) und Wildes Moor (BOCK et al. 1985). In Nordwestdeutschland wurde diese Wärmeschwankung eindeutig mit gut definierter Untergrenze im Hämelsee (MERKT & MÜLLER 1999) sowie im Holzmaar und im Meerfelder Maar (LITT & STEBICH 1999) nachgewiesen.

4 Datierung

Nach Warvenzählungen im Meerfelder Maar dauerte das Allerød-Interstadial von 13.350 bis 12.680 Warvenjahren vor heute (LITT & STEBICH 1999, LITT et al. 2001). Die prominente und in Mitteleuropa weit verbreitete Laacher See-Tephra innerhalb des Allerød konnte durch Warvenzählungen im Meerfelder Maar auf ein Alter von 12.880 Jahren bestimmt werden (BRAUER et al. 1999, LITT et al. 2001).

5 Bemerkungen

Problematisch ist die Abweichung bei der Definition der Untergrenze des Allerød in der Literatur. USINGER (1985) setzt das Bölling-Interstadial Jütlands sensu IVERSEN mit dem unteren Abschnitt des Allerød-Interstadials in Profilen auf den Dänischen Inseln (z. B. Profil Ruds Vedsby auf Seeland, vgl. KROG 1954) und in eigenen Profilen aus Schleswig-Holstein gleich. MENKE (in BOCK et al. 1985) folgt den Kriterien von IVERSEN (so auch MERKT & MÜLLER 1999, LITT & STEBICH 1999).

(LITT)

Jüngere Dryaszeit (Syn.: Jüngere Tundrazeit, Dryas 3)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff wurde von JESSEN (1935) geprägt. Er beinhaltet eine Abkühlungsphase nach dem Allerød-Interstadial mit entsprechender stadialer Vegetation (höhere NBP-Werte mit Heliophyten) und charakteristischer Sedimentationsdynamik (stärkerer klastischer Einfluß).

2 Typuslokalität

Ein Typusprofil im engeren Sinne liegt nicht vor. Eindeutige biostratigraphische Kriterien wurden von IVERSEN (1942, 1954) in Bøllingsø/Jütland beschrieben (Pollenzone III).

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die Jüngere Dryaszeit ist in zahlreichen Profilen sehr gut palynologisch und sedimentologisch belegt, wobei über Inhalt, Definition und Korrelation praktisch keine kontroverse Diskussion besteht.

4 Datierung

Zahlreiche konventionelle ¹⁴C-Daten aus Europa liegen zwischen 10.800 und 10.000 Jahren v.h. Nach Jahresschichtenzählungen im Meerfelder Maar beginnt das Stadial um 12.680 Warvenjahren v.h. und endet um 11.590 Warvenjahren v.h. (BRAUER et al. 1999, LITT & STEBICH 1999). Mittlerweile wurde auch die Grenze zwischen der Jüngeren Dryaszeit und dem Präboreal dendrochronologisch auf 11.570 Jahre v.h. bestimmt (FRIEDRICH et al. 1999).

5 Bemerkungen

Die durch Warvenzählungen erfaßte Dauer der Jüngeren Dryaszeit im Meerfelder Maar von ca. 1.100 Jahren korrespondiert mit anderen Warvenzählungen im nördlichen Mitteleuropa (vgl. LITT et al. 2001). Die obere Grenze entspricht zugleich dem Übergang zwischen Pleistozän und Holozän (Termination 1).

(LITT)

Holozän (Syn.: Flandrium)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Holozän“ (aus dem Griechischen: das völlig Neue) wurde durch den französischen Zoologen GERVAIS (1867-1869) eingeführt. Auf dem 3. Geologischen Kongress in London 1885 wurde die von LYELL geprägte Bezeichnung „Recent“ in „Holocene“ umbenannt.

Das Holozän wird chronostratigraphisch als eigenständige Serie/Epoche innerhalb des Quartärs aufgefasst (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2004).

Der Begriff „Flandrium“ (geprägt durch marine Transgressionsedimente an der belgischen Küste, vgl. HEINZELIN & TAVERNIER 1957) wurde als Synonym für das Holozän genutzt. Er wurde vor allem von Autoren verwendet, die dafür plädierten, dass der Zeitraum der letzten 10.000 ¹⁴C-Jahre den selben Status wie diejenigen der vorhergehenden Interglaziale hätte und deshalb in das Pleistozän mit einbezogen werden sollte (z. B. WEST 1977). Allerdings hat sich diese Meinung wegen der Besonderheiten des Holozäns (z.B. anthropogener Einfluss) nicht durchsetzen können.

Verschiedene Gliederungsschemata wurden für das Holozän in Europa vorgeschlagen. Am gebräuchlichsten ist das von BLYTT (1867) und SERNANDER (1894), das auf klimatisch interpretierte paläobotanische Daten aus Mooren in Skandinavien zurückgeht. In chronologischer Reihenfolge wurde das Holozän in folgende Abschnitte unterteilt: Präboreal, Boreal, Atlantikum, Subboreal, Subatlantikum. In Deutschland gliederten FIRBAS (1949/52) und OVERBECK (1975) in Anlehnung an das System von BLYTT und SERNANDER die Nacheiszeit in Vorwärmezeit, Frühe Wärmezeit, Mittlere Wärmezeit, Späte Wärmezeit und Nachwärmezeit. Die Zonierung nach BLYTT und SERNANDER ist im nördlichen Europa noch gebräuchlich. Sie wird aber weitgehend durch Fixierung der Zonengrenzen mittels absoluter Chronologie ersetzt (MANGERUD et al. 1974).

2 Typuslokalität

Ein GSSP für die Untergrenze des Holozäns liegt bislang nicht vor. Gegenwärtig wird von der SQS ein Vorschlag vorbereitet, den archivierten Kern der NorthGRIP-Bohrung als GSSP zu nutzen. Als Parastratotyp in N-Deutschland wäre wegen der hohen Präzision die Sequenz von jährlich geschichteten lakustrinen Ablagerungen der Eifelmaare geeignet (LITT et al. 2001).

3 Verbreitung

Das Holozän als chronostratigraphische Einheit ist weltweit gebräuchlich.

4 Datierung

In der Bohrung NorthGRIP ist das Alter der Untergrenze des Holozäns auf 11.700 Jahre bestimmt worden (Referenzdatum 2000 AD).

Nach Jahresschichtenzählungen in den Eifelmaaren beginnt das Holozän um 11.590 Warvenjahren v.h. (Referenzdatum 1950, BRAUER et al. 1999, LITT & STEBICH 1999). Mittlerweile wurde auch die Grenze zwischen der Jüngeren Dryaszeit und dem Präboreal dendrochronologisch auf 11.570 Jahre v.h. bestimmt (FRIEDRICH et al. 1999).

(LITT)

Calais-Dünkirchen-Folge (marines Holozän)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Begriffe „Calais“ und „Dunkerque“ wurden zuerst von DUBOIS (1924) zur lithostratigraphischen Unterteilung des marinen Holozäns in Nordfrankreich benutzt. Die Trennung zwischen den liegenden Calais-Schichten und den hangenden Dunkerque-Schichten wurde dabei in der Regel durch einen weit verbreiteten eingeschalteten Torf gekennzeichnet. Mit der Übernahme der Begriffe nach Belgien, in die Niederlande und nach Deutschland wandelte sich diese ursprünglich rein lithologische Terminologie in eine chronologische, nachdem die hinter diesen Einheiten liegenden Transgressionsphasen immer besser datiert werden konnten.

2 Typuslokalität, Typusregion

Typusregion der Grundbegriffe ist das französische marine Holozän im Raum Calais-Dünkirchen. Mit der weiteren Differenzierung beider Folgen in Calais I bis IV und Dünkirchen I-IV kamen zusätzliche Typuslokalitäten in Belgien (bes. TAVERNIER 1948) und den Niederlanden (bes. seit TESCH 1942) hinzu.

3 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Als übergreifende Begriffe für die Nordsee-Transgressionsphasen sind diese Termini inzwischen als chronostratigraphische Einheiten von Nordfrankreich bis nach Deutschland in Gebrauch. Dabei wurden weitere Untergliederungen vorgenommen, z.B. wurde von MOORMANN (1951) zunächst in Belgien eine Dünkirchen 0-Transgression eingefügt, die als älter als der Torf, aber jünger als Calais IV angesehen wurde. In den Niederlanden gilt das Calais-Dünkirchen-System als offizielle Grundlage des Geologischen Dienstes für die Gliederung des Küstenholozäns (DE JONG & HAGEMAN 1960, HAGEMAN 1963, später u.a. VOS & VAN HEERINGEN 1997). In Deutschland wurde das Calais-Dünkirchen-System erst spät übernommen (bes. durch MENKE 1988). Auf der Basis des deutschen Küstenholozäns und zahlreicher neuer Datierungen wurde durch BEHRE (2003) eine Neubearbeitung der Calais-Dünkirchen-Folge vorgenommen, bei der die Dünkirchen 0-Transgression in Calais IV eingegliedert wurde und für den mittleren und jüngeren Bereich insgesamt sieben Regressionen zwischen den Transgressionsphasen definiert wurden.

4 Datierung

Auf der Basis von Radiokarbondatierungen liegt die Calais-Folge zwischen ca. 7.800 BP (cal. 6.650 v. Chr.) und 3.250 BP (cal. 1.500 v. Chr.), die Dünkirchen-Folge setzt 2.850 BP (cal. 1.000 v. Chr.) ein und reicht bis heute. Die aktuellen Datierungen der zahlreichen Unterabschnitte finden sich bei BEHRE (2003).

5 Bemerkungen

Der langsame Wechsel vom ursprünglich lithologischen bis zum heutigen chronologischen Inhalt dieser Termini hat vielfach Verwirrung gestiftet. Eine deutsch-niederländische Übersicht der damals noch überwiegend lithologisch gebrauchten Termini mit neu geschaffenen weiteren Untergliederungen nach Profilen in Deutschland (die dann aber kaum in Gebrauch kamen) lieferten BRAND et al. (1965). Eine weitere Komplikation ergab sich daraus, dass man in den Niederlanden lange Zeit von einem stetig steigenden Meeresspiegel ohne Schwankungen ausging, so dass die inzwischen erkannten Regressionsphasen zeitlich in die Transgressionsphasen eingeschlossen waren. Deshalb gibt die Revision von BEHRE (2003) z.T. andere Daten als die älteren Arbeiten aus den Niederlanden.

(BEHRE)

Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes

K.A. HABBE (†), unter Mitarbeit von D. ELLWANGER und R. BECKER-HAUMANN^{*}

Vorbemerkung

Schwerpunkt der Darstellung über das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes sind die Begriffe der klassischen Morphostratigraphie *sensu* PENCK & BRÜCKNER (1901/09), methodisch eingeleitet und im Einzelnen ausgearbeitet durch K.A. HABBE. Diese Definitionen entsprechen dem Gebrauch der Begrifflichkeiten in der süddeutschen Quartärliteratur vor allem der Jahre 1950 bis 2000. Die von K.A. HABBE († 2003) hinterlassenen Manuskripte wurden von D. ELLWANGER redaktionell überarbeitet sowie die Definitionen durch Bemerkungen ergänzt und kommentiert (D. ELLWANGER und R. BECKER-HAUMANN).

Im Anschluss an die Definitionen werden von D. ELLWANGER die morphostratigraphischen Darstellungen aus einem lithostratigraphischen Blickwinkel ergänzend kommentiert, die Problematik Morpho- versus Lithostratigraphie umrissen und schließlich die wichtigsten lithostratigraphischen Begriffe dargestellt, die sich im quartärgeologischen Alltag in Baden-Württemberg seit einigen Jahren bewährt haben. Das gesamte Manuskript wurde sodann durch die Arbeitsgruppe Süddeutschland der Subkommission für Quartärstratigraphie im Einzelnen geprüft und ergänzt. Eine vollständigere Darstellung der lithostratigraphischen Einheiten wird im – in Arbeit befindlichen – Lithostratigraphischen Lexikon erfolgen. (ELLWANGER)

Stratigraphical terms for the Quaternary of the south German Alpine Foreland

Keywords: Stratotypes, Quaternary, South Germany

This description of the Quaternary of the south German Alpine Foreland focuses on the classic morphostratigraphical terminology *sensu* PENCK & BRÜCKNER, with a methodological introduction by K.A. HABBE. These definitions correspond to the nomenclature used in the Quaternary literature of southern Germany mainly between 1950 and 2000. The manuscripts left by K.A. HABBE at his death in 2003 were edited by D. ELLWANGER, and the definitions were supplemented and commented by D. ELLWANGER and R. BECKER-HAUMANN.

HABBE's ideas and definitions illustrate that morphostratigraphy can still be a modern and meaningful approach to subdividing the Quaternary, not just to describe Quaternary (especially glacial) landforms on earth science maps, but also as a tool for soil scientists, regional planners, etc. However, morpho-

^{*} Anschrift der Verfasser: Dr. DIETRICH ELLWANGER, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden Württemberg, Albertstraße 5, 79104 Freiburg, Email: ellwanger@lgrb.uni-freiburg.de; PD Dr. RAIMO BECKER-HAUMANN, Geographisches Institut der Universität zu Köln, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln, Email: r.behaumann@uni-koeln.de

stratigraphy is less appropriate for describing and characterising lithological units (in economic geology or hydrogeology, for instance). This is initially the province of lithostratigraphy. The two methods complement each other as regards sequence stratigraphy because discontinuities and sequences are considered together (ELLWANGER et al. 2003). It should be noted that morphostratigraphical units and lithostratigraphical formations are distinguished according to different criteria. Difficulties always arise when morphostratigraphical and lithostratigraphical procedures yield different chronostratigraphical classifications. A second problem of traditional morphostratigraphy is its strong focus on the terrace stratigraphy of the ice marginal to periglacial valleys. Morphogenetic processes primarily occurred not in these valleys, but in areas of glaciation, in glacial basins, overdeepened valleys, and lake regions. These are the main locations of major discontinuities that could form the basis for a spatial morphostratigraphical subdivision. By contrast, erosion and accumulation dynamics of different ages are often indistinguishable within the terrace layers, especially in main valleys. Third, some critical comments are necessary about the use of the glacial series, again with special reference to classic morphostratigraphy. It is applicable almost everywhere for Würmian sediments and is a good tool for correlating Riss deposits and for describing the third-last major glaciation (“Mindel” and “Hoßkirch” to the east and west of the Lech, respectively). Problems arise, however, when it is applied to (older) cover gravels to postulate pre-glacial cycles of cold and warm stages. This tends to inhibit clarification of whether processes were controlled by climate (glaciation) or tectonics (orogeny): an essential question with regard to the glaciation of mountain regions like the Alps.

Allgemeine Überlegungen (K. A. Habbe †)

Die Morphostratigraphie bildet seit ALBRECHT PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 107-113) die Grundlage der zeitlichen Gliederung der pleistozänen Ablagerungen des Alpenvorlandes (und darüber hinaus ganz Mitteleuropas). Sie ist aber keine Stratigraphie sensu stricto, basiert also nicht auf einer konkordanten Schichtfolge. Vielmehr unterscheidet sie altersverschiedene (überwiegend kaltzeitliche) Ablagerungen, die durch – in der Regel deutlich erkennbare – Erosionsdiskordanzen voneinander getrennt sind und durch ihre Lage zueinander an der Reliefoberfläche zumeist einwandfrei identifiziert werden können. Die unterschiedenen Einheiten entsprechen damit den Anforderungen, die in der Lithostratigraphie an eine „Formation“ gestellt werden („Die Formation muss eine an der Erdoberfläche kartierbare und zumindest im Maßstab 1:10.000 darstellbare bzw. im Untergrund verfolgbare Gesteinseinheit sein“ (STEININGER & PILLER 1999: 6)). Obwohl sie nicht die gesamte pleistozäne Schichtfolge repräsentieren, sondern in der Regel nur die Hochstände der pleistozänen Kaltzeiten, nicht also deren Früh- und auch nicht (sieht man von der letzten Eiszeit einmal ab) deren Spätphasen, und erst recht nicht die pleistozänen Warmzeiten, konnten sie dennoch seit nunmehr 100 Jahren die Grundlage der geologischen Kartierung bilden (und werden sie auch weiterhin bilden), weil die Früh- und (wieder mit Ausnahme der letzten Eiszeit) die Spätphasen der Kaltzeiten und auch die Warmzeiten an der Reliefoberfläche (von wenigen Ausnahmen abgesehen) keine Spuren hinterlassen haben. Die morphostratigraphische Gliederung der Reliefoberfläche ist aber nicht nur als Grundlage der geologischen Kartierung wichtig, sondern auch deswegen, weil sie für jede weitere Gliederung des Pleistozäns mit Hilfe anderer Methoden die Ausgangsbasis (sozusagen die Nulllinie) vorgibt (das lässt sich z.B. an der Geschichte des Interglazials von Unterpfaufenwald demonstrieren: dass es kein – etwas abartiges – Holstein-Äquivalent ist, sondern älter sein muss, war erst denkbar geworden, nachdem die hangenden Schichten nicht dem Riß, sondern dem Mindel zugewiesen werden konnten).

Grundlage der Morphostratigraphie des Alpenvorlandes ist A. PENCKs „Glaziale Serie“ (PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 16–19), derzufolge den glazialen (Moränen-) Ablagerungen jeder Eiszeit glazifluviale (Schotter-) Ablagerungen entsprechen, die – in einiger Entfernung von den Endmoränenzügen – auf ein einziges Schotterfeld auslaufen, das sich in der Regel über Zehner von Kilometern verfolgen lässt. Da sowohl die Vorfluter (Donau und Rhein, „Untere Erosionsbasis“) wie auch die Wurzeln der

glazifluvialen Schotterfluren (infolge der Tieferlegung der Zungenbecken, „Obere Erosionsbasis“) im Laufe des Pleistozäns ständig tiefer geschaltet wurden, liegen die jüngsten Schotterfluren jeweils am tiefsten, die ältesten am höchsten. Schon PENCK hatte daher seine Eiszeitgliederung vor allem an den im Alpenvorland durchgängig verfolgbaren Schotterniveaus festgemacht. Er unterschied Niederterrassen, Hochterrassen, Jüngere Deckenschotter, Ältere Deckenschotter. PENCK (in PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 111) hat überlegt, ob er die zugehörigen Eiszeiten nicht nach den zugrunde liegenden Schotterkörpern benennen sollte („Ältere Deckenschotter–Eiszeit“), jedoch darauf verzichtet, weil „diese Ausdrücke zu schleppend und ihrer wörtlichen Bedeutung nach ... zu widerspruchsvoll gewesen wären“, und stattdessen die Benennungen Würm-, Rib-, Mindel-, Günz-Eiszeit eingeführt. Diese Bezeichnungen mit Lokalnamen in alphabetischer Reihenfolge (mit Lücken) wandte sich gegen eine zahlenmäßige Bezeichnung der Eiszeiten aus der Erfahrung heraus (PENCK (1999) selbst hatte – nach 18 Jahren Geländeerfahrung! – seinen ursprünglich drei Eiszeiten mit dem Jüngeren Deckenschotter eine vierte einfügen müssen), dass möglicherweise weitere Eiszeiten in sein tetraglaziales System eingebaut und dann die Bezifferung geändert werden müsste. Tatsächlich konnten auf dieser Grundlage später die Donau- (EBERL 1930), die Biber- (SCHAEFER 1956) und die Haslach-Eiszeit (SCHREINER & EBEL 1981) problemlos in das System eingefügt werden („Erweitertes PENCK–System“).

Es ist insofern kein Zufall, dass das „erweiterte PENCK–System (Würm–Biber)“ seit über 100 Jahren die Grundlage der Feldkartierung gewesen ist: als morphostratigraphisches System war es (und ist es bis heute) flächenhaft anwendbar (wenn auch – dazu weiter unten – nicht ganz problemlos) und insofern unersetzlich. Eine – wie auch immer geartete – neue Nomenklatur würde eine „Übersetzung“ des alten in das neue Begriffssystem notwendig machen. Die Frage ist, ob und ggf. was das bringen würde. Zu erwarten wären allenfalls theoretische Vorteile, praktisch eher Nachteile, insbesondere Verständigungsprobleme. Und schließlich war das „PENCKsche System“ auch das Vorbild für die norddeutsche Quartärgliederung (bis hin zur alphabetischen Reihenfolge der Eiszeitenbezeichnungen) und konnte das sein, weil auch in Norddeutschland lange Zeit morphostratigraphisch gearbeitet wurde. Deswegen war die Korrelierung der alpinen und der norddeutschen Eiszeiten bis vor 30 Jahren kein grundsätzliches Problem (WOLSTEDT 1954b, 1958, 1969).

In gewisser Hinsicht problematisch wurde das PENCK-System erst, als man, über die durch die morphologischen Verhältnisse gegebene Relativgliederung („älter/jünger“) hinaus, eine Vollgliederung des Quartärs anzustreben begann, angestoßen zunächst durch die Lössstratigraphie Mitteleuropas (z.B. KUKLA 1977), dann vor allem durch die Auswertung der Tiefseebohrkerne (z.B. SHACKLETON & OPDYKE 1976). Es wurde deutlich, dass es offenbar mehr Kaltzeit/Warmzeit-Wechsel gegeben hat als morphostratigraphisch nachweisbar. Das heißt aber nun nicht, dass die morphostratigraphischen Systeme Süddeutschlands (SIBRAVA 1986) und Norddeutschlands (KUKLA 1977) obsolet geworden wären. Es ist vielmehr zu fragen, wo die Schwächen der morphostratigraphischen Systeme liegen, und wie sie bei der weiteren Benutzung des PENCKschen (und des norddeutschen) Systems zu berücksichtigen sind. Es sind das zunächst drei Punkte:

1. Im Bereich der ehemaligen Vorlandgletscher haben die jeweils jüngeren Gletscher die Ablagerungen der älteren Gletscher teils überdeckt, teils ausgeräumt, so dass – mit Ausnahme der letztkaltzeitlichen Ablagerungen – an der Reliefoberfläche nur die Ablagerungen der Hochstände erhalten sind, und das auch nur in den Fällen, wo diese externer lagen als die der jüngeren Vorstöße. Auch vom würmzeitlichen Gletscher sind an der Reliefoberfläche nur die Ablagerungen des Hoch- und Spätglazials erhalten, nicht dagegen die – immer möglichen – früh- und mittelwürmzeitlicher Vorstöße.

2. Vollständiger ist das Inventar der glazifluvialen Ablagerungen. Sie sind – ausweislich ihres auffallend steilen Längsgefälles vor allem im gletscherstirnnahe („proximalen“) Bereich – wohl unter Permafrostbedingungen zustande gekommen (und insofern Kaltzeitzeugen, auch wenn ein Zusammenhang mit Endmoränen – also eine „Glaziale Serie“ – nicht immer nachweisbar ist), und jeweils im Spätglazial – mit dem Schwinden des Permafrosts – bis auf den neu sich bildenden Grundwasserspiegel wieder zerschnitten, im Extremfall sogar vollständig ausgeräumt worden. Wie viel davon erhalten blieb, hing u.a. davon ab, wie lange die Schmelzwasserabflüsse das vorhandene Gerinne benutzten. Bei nur kurzzeitig aktiven Schmelzwasserüberläufen waren die Erhaltungschancen größer als längs

der Hauptabflüsse. Ältere glazifluviale Ablagerungen konnten also v.a. dann erhalten bleiben, wenn der Hauptabfluss eines Gletschers die Abflussbahn (das Tal) wechselte, wie das v.a. bei der Iller (aber auch beim Rhein) der Fall war.

3. Seine Grundgliederung hat PENCK im Bereich der Riß-Iller-Lech-Platte erarbeitet (PENCK & BRÜCKNER 1901/09: 107–113, besonders 109–111). Dort sind auch die Ergänzungen des PENCKschen Systems erarbeitet worden (Donau: EBERL 1930; Biber: SCHAEFER 1956, 1957, 1968; Haslach: SCHREINER & EBEL 1981). Für dieses Gebiet ist das PENCKsche System mit seinen Ergänzungen auch weiterhin gültig. Je weiter entfernt von dort gearbeitet wird, desto mehr ist aber die Validität des PENCKschen Systems zu hinterfragen, insbesondere natürlich deswegen, weil die kaltzeitlichen Ablagerungen – aus den oben genannten Gründen – je älter desto seltener (und entsprechend fragwürdiger) werden. Es zeichnet sich aber ab, dass die besonderen Bedingungen für die Ablagerung (und Erhaltung) der älterquartären Sedimente im Bereich der Riß-Iller-Lech-Platte – nämlich die Ablagerung im Stau eines talab folgenden Engtales (Hebungsgebietes?) – nicht nur im Zentrum, sondern auch an den Flanken des deutschen Alpenvorlandes gegeben waren: im Westen vor der jungen Hochrheinfurche (GRAF 1993), im Osten vor dem Donaudurchbruch durch die böhmische Masse (WEINBERGER in EBERS et al. 1966).

Um eine chronostratigraphisch vollständigere Gliederung des Pleistozäns im Alpenvorland zu erreichen, muss die morphostratigraphische Gliederung sodann durch auf methodisch anderem Wege gewonnene Daten ergänzt werden. Das sind insbesondere paläontologische (v.a. pollenanalytische) Befunde, daneben (einige wenige) paläomagnetische Daten. Auf dieser Basis ist – in Grenzen – auch der Vergleich mit der Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und in den Niederlanden und mit der Sauerstoffisotopenkurve der Tiefseebohrkerne möglich.

Wirklich unbezweifelbar gelungen ist das jedoch erst für die letzte (Würm-) Eiszeit. Dabei wurde deutlich, dass ihrem Hochstand – mit den an der Reliefoberfläche weit verbreiteten Formen und Ablagerungen – eine recht komplizierte Abfolge von Warm/Kalt-Schwankungen des Mittel- und Früh-Würm vorausging. Dass sie nicht früher erkannt wurden, hängt nicht nur damit zusammen, dass ihre Zeugnisse nur stellenweise – v.a. in den tiefsten Abschnitten der Zungenbecken einwärts der Endmoränenzüge – erhalten sind, sondern wesentlich auch damit, dass die spätglaziale Erosion im Alpenvorland in der Regel nicht bis unter die Quartärbasis hinuntergriff, so dass die letztkaltzeitlichen Akkumulationskörper von der Reliefoberfläche her nicht vollständig erfasst werden können, man dafür vielmehr auf Bohrungen zurückgreifen muss, die notwendigerweise immer nur punktgebundene Ergebnisse liefern. Ähnliches gilt für die Ablagerungen der Riß-Eiszeit. Hier kommt hinzu, dass die Ausgangsbasis für entsprechende Untersuchungen aufgrund des viel stärker eingeschränkten Vorkommens rißzeitlicher Ablagerungen an der Reliefoberfläche wesentlich schmaler ist. Das gilt natürlich erst recht für die Ablagerungen noch älterer Eiszeiten, doch lässt sich bei ihnen in der Regel die Quartärbasis auch von der Reliefoberfläche her fassen, was eine weitergehende Erfassung und Untergliederung des Sedimentkörpers erleichtert.

Zur Systematik der morphostratigraphischen Definition stratigraphischer Begriffe

(K. A. HABBE †)

Das spezielle Vorgehen, bedingt dadurch, dass jeweils kurze Klimatevents stellvertretend für längere chronostratigraphische Zeiträume zu verwenden sind, wird an Fallbeispielen illustriert.

1. Fallbeispiel Würm = Glaziale Serie der letzten Eiszeit = Jungmoränen und Niederterrassen. Dazu kommen – einwärts der in der Glazialen Serie noch erfassten Zungenbecken – die Ablagerungen und Formen des Würm-Spätglazials.

Der Begriff erfasst also – streng genommen – nur den Hochstand und das Spätglazial der letzten Eiszeit (Würm sensu stricto), zugleich aber das gesamte an der Reliefoberfläche fassbare Inventar an Ablagerungen und Formen dieser Eiszeit. Für Kartierungszwecke ist der Begriff also weiterhin voll nutzbar. Will man aber die letzte Eiszeit und deren Ablagerungen insgesamt – also den Zeitraum vom letzten Interglazial (Riß/Würm = Eem) bis zum Holozän und den entsprechenden, im Einzelprofil

immer nur lückenhaft überlieferten und von den unterschiedlichsten Sedimenten gebildeten Gesteinsstapel – bezeichnen, empfiehlt sich (in Anlehnung an STEININGER & PILLER 1999) der Ausdruck „Würm-Komplex“ (für die lithostratigraphische Einheit) oder „Würm-Chronozone“ (für die chronostratigraphische Einheit), wobei anzumerken ist, dass beide Begriffe – „Komplex“ und „Chronozone“ – Formalbegriffe sind, die keine Aussage über die Stellung in der stratigraphischen Hierarchie beinhalten. Will man umgekehrt von der chronostratigraphischen Vollgliederung her die Bildungen des Hochstandes an der Reliefoberfläche bezeichnen (und will man das englische Kürzel LGM = Last Glacial Maximum sowie die wenig glückliche Bezeichnung Ober-Würm und den missverständlichen Ausdruck Spät-Würm vermeiden), empfiehlt sich die Bezeichnung „Würm-Hochstand“ oder „Würm-Maximum (W_{\max})“.

2. Fallbeispiel Riß = Glaziale Serie der vorletzten Eiszeit = (Niedere) (Jüngere) Altmoräne und Hochterrassen – den Begriff „Niedere Altmoräne“ hat Penck für die Riß-Moräne des Innvorlandgletschers geprägt, später aber nicht mehr verwendet.

Irritierend, insbesondere bei der Abgrenzung zur älteren Altmoräne, ist es, dass an der klassischen Typlokalität für Riß bei Biberach-Warthausen die Endmoränen nicht niedrig, sondern als deutlicher Doppelwall ausgeprägt sind und die zugehörige Obere Hochterrasse nur rudimentär erhalten ist, während die Untere Hochterrasse sehr ausgedehnt, der zugehörige Gletscherstand aber nur undeutlich durch Endmoränen markiert ist. Umgekehrt liegen im Illergletschergebiet zwar zwei deutlich unterscheidbare Hochterrassen vor („Hawanger“ und „Hitzenhofer Feld“), doch fehlen zur Oberen Hochterrasse (bei Zell/Grönbach) die Endmoränen, während die zur Unteren Hochterrasse gehörigen Endmoränen (bei Legau) zwar nicht sehr deutlich, aber immerhin fassbar sind. Die Glaziale Serie des Riß kann also (vermutlich als Folge des vom Gletscher angetroffenen Ausgangsreliefs) sehr unterschiedlich ausgebildet sein, der Begriff „Niedere Altmoräne“ ist hier unpassend. Demgegenüber trifft die Unterscheidung „Niederer“ Riß-Altmoränen und „Hoher“ Mindel-Altmoränen im Salzach- und Traun-Gletschergebiet (KOHL 1998) durchaus zu, und die Vorstellung, dass der Riß-Hochstand durch einen Doppelwall gekennzeichnet sein müsse, führt gelegentlich (so im Oberrgünzburger Raum) zu Problemen bei der Unterscheidung von Riß- und Mindel-Altmoränen. Aus morphostratigraphischer Sicht stellt sich die Frage, ob die Doppelung der glazialen und glazifluvialen Formen zwischen Riß- und Günztal nicht eine Folge der Laufverlegung des Vorfluters (der Donau) aus dem Altmühl-Donauins Ingolstädter Donautal und die dadurch bedingte Laufverkürzung mit entsprechender Belegung der Erosion bedingt ist, da die Hochterrassen der Donau unterhalb Regensburg und im Alpenvorland östlich des Lechs (mit Ausnahme des Salzachgletschers) nur einfach ausgebildet sind.

Unabhängig von derartigen Detailfragen gilt aber auch für Riß, dass die an der Reliefoberfläche erhaltenen Formen und Ablagerungen überwiegend einem späten Hochstand angehören, ganz ähnlich wie die der Würm-Eiszeit, „Riß“ im chronostratigraphischen Sinne jedoch weiter zurückreicht. Wie weit, ist im deutschen Alpenvorland bisher nicht lückenlos belegbar. Wenn sich aber bestätigen sollte, dass das „Holstein“ von Samerberg 2 = Thalgut = Praclaux = La Côte ist (DRESCHER-SCHNEIDER 2000), würde „Riß“ dem norddeutschen Saale entsprechen, die „Riß-Chronozone“ damit drei Glaziale und zwei eingeschlossene Interglaziale umfassen, lithologisch also – wie „Würm“ – einen „Komplex“ darstellen.

3. Fallbeispiel „Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung der älteren Eiszeiten“. Sie geht grundsätzlich von den erhaltenen glazifluvialen Schotterkörpern aus – wie seit PENCK üblich. In diesem Sinne können die Bezeichnungen Mindel, Haslach, Günz, Donau, Biber weiter verwendet werden, wenn auch zunächst nur mit auf die Typregion (Riß-Iller-Lech-Platten) beschränkter Gültigkeit („Regionalstratigraphie“). Schon für die chronostratigraphische Einstufung des Riß und vermehrt für die älteren Eiszeiten gibt es nur begründete, aber im Einzelnen voneinander abweichende Hypothesen.

Für die Darstellung der morphostratigraphischen Gliederung des Quartärs im Alpenvorland erscheint es daher zweckmäßig, zweigleisig zu verfahren. Einerseits wird angegeben, wie die einzelnen Schichtglieder morphostratigraphisch definiert sind, andererseits für welchen chronostratigraphischen Zeitraum die jeweiligen Bezeichnungen gelten sollen.

Definitionen der morphostratigraphischen Begriffe

(K.A. HABBE †, Bemerkungen von D. ELLWANGER und R. BECKER-HAUMANN)

Biber

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

- a) Mittlere und Obere Deckschotter der Iller-Lech-Platte (Stauden-Platte) und der Aindlinger Terrassentreppe: SCHAEFER (1953),
- b) Staufenberg–Schotterterrasse der Iller-Lech-Platte und Hochschotter der Aindlinger Terrassentreppe: SCHEUENPFLUG (1974),
- c) Kristallinreiche Liegendfazies der westlichen Riß-Iller-Platte (Rheingletschergebiet): LÖSCHER (1976).

2 Chronostratigraphische Definition

Älteste quartäre Ablagerungen, a) möglicherweise mit dem Eburon der Niederlande korrelierbar (s.o.), dieses (nach WIEGANK 1990) mit MIS 40, 44, 48, 50; b) mit dem Praetegelen der Niederlande und dieses (wiederum nach WIEGANK 1990) mit MIS 66 und 68.

3 Geochronologische Zuordnung

- a) MIS 40, 44, 48, 50; b) MIS 66 und 68 (s.o.)

4 Typregion

Iller-Lech-Platte (Stauden-Platte), Staufenberg-Terrassentreppe.

5 Bemerkungen

Meist durchverwitterte, pliozäne Schotter kalkalpinen Provenienz, dagegen die kristallinreiche Liegendfazies mit subalpiner (Molasse-) Provenienz. Möglicherweise stratigraphisch äquivalent die Sundgauschotter bei Basel. Ansonsten ist das Postulat einer Klimasteuerung wohl irrtümlich und eine Mehrzyklizität der Ablagerungen charakteristisch (vgl. BECKER-HAUMANN 1999). Durch verschiedene Hinterfragungen/Fortschreibungen der niederländischen Verhältnisse, wo ursprünglich als klimagesteuert interpretierte Ablagerungsdynamik heute als autozyklisch oder tektonisch gesteuert gesehen wird (z.B. WESTERHOFF 2004), sind Korrelationen mit der durch ZAGWIJN eingeführten niederländischen Klimastratigraphie generell problematisch.

(ELLWANGER)

Morphostratigraphische Befunde sprechen für einen mehrfachen Wechsel von fluviatiler Erosion und Akkumulation (BECKER-HAUMANN 1998).

(BECKER-HAUMANN)

Biber/Donau

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Erosionsphase zwischen Biber- und Donau-Akkumulationsphasen (diese repräsentiert durch die Schotter der Staudenplatte und den Unteren Deckschotter der Zusamplatte).

2 Biostratigraphische Definition

Fehlt bisher. Donau/Biber ist vorerst nur morphologisch fassbar. Wenn die donauzeitlichen Zusamplatten-Schotter dem Menap entsprechen und die Staudenplatten-Schotter dem Eburon, wäre Donau/Biber ein Äquivalent des Waal.

3 Chronostratigraphische Definition

Interglazial zwischen Biber und Donau.

4 Geochronologische Zuordnung

Offen, möglicherweise MIS 29–35.

5 Bemerkungen

Die Erosionsphase ist kaum markanter als viele ähnliche Stufen innerhalb der polyzyklischen biber- und donauzeitlichen Schottervorkommen. Mit Ausnahme der Liegendfazies ist auch kein Wechsel im sedimentpetrographischen Signal vorhanden, beide sind Dolomitschotter kalkalpiner Provenienz. Es gibt allerdings verschiedene Molluskenspektren aus Feinsediment-Einschaltungen in den Dolomitschottern (Donau und Biber), deren Spektrum als älter eingeschätzt wurde als das Molluskenspektrum der Uhlenberg-Deckschichten (MÜNZING 1992). Dies bedeutet, dass biostratigraphisch eine Altersdifferenz zwischen „Biber“ und „Donau“ nicht erkennbar ist. Insofern ist Biber/Donau als Interglazial bzw. markante Diskontinuität keine sinnvolle Einheit (vgl. BECKER-HAUMANN 1999). Durch verschiedene Fortschreibungen (z.B. WESTERHOFF 2004) sind Korrelationen mit der niederländischen Klimastratigraphie im Sinne von ZAGWIJN problematisch.

(ELLWANGER)

Donau

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Unterer Deckschotter der Riß-Iller-Lech-Platte (Zusam-Platte und Äquivalente): EBERL (1930).

Zeitgleich sind wohl sicher GRAFS (1993) Höhere Deckenschotter des Irchel und möglicherweise WEINBERGERS (1955) Eichwaldschotter im Salzachgletschergebiet. Die Unteren Deckschotter sind nach LÖSCHER (1976) zweigliedrig, umfassen also (wenigstens) zwei Schüttungs-(Kalt-) Phasen, nach BECKER-HAUMANN (1998) sogar siebengliedrig.

2 Chronostratigraphische Definition

Prägünz-Eiszeit, letzte auch über die Riß-Iller-Lech-Platte hinaus nachweisbare alpine Vereisung, nach oben begrenzt durch das Uhlenberg-Interglazial, untere Abgrenzung unsicher. Donau ist älter als das Bavel und daher (zumindest teilweise) mit dem Menap Nordwesteuropas zu korrelieren. Dafür spricht, dass auch das Menap zwei Kaltphasen aufweist, die den MIS 26 und 28 entsprechen dürften (so auch WIEGANK 1990). Außerdem sind im Menap der Niederlande (und eben nur dort, nicht früher) erstmals Ablagerungen („Hattem Beds“) nachweisbar, die eindeutige Spuren eines Vorstoßes des nordischen Inlandeises aufweisen (ZAGWIJN 1985). Nicht auszuschließen ist freilich, dass das Donau stratigraphisch tiefer hinabreicht, also ein Korrelat auch des Eburons der Niederlande ist. Da aber das Eburon (bis zur Oberkante des Olduvai-Events) vier Kältespitzen mit dazwischengeschalteten Warmzeiten aufweist, die für das Donau bisher nicht nachgewiesen sind, spricht einiges dafür, das Eburon mit dem Biber der Staudenplatte zu korrelieren.

3 Geochronologische Zuordnung

Möglicherweise MIS 26 und 28 (s.o.).

4 Typregion

Riß-Iller-Lech-Platte (Zusam-Platte und Äquivalente).

5 Bemerkungen

Meist stark verwitterte Schotter kalkalpiner Provenienz. Die Korrelation mit den Dolomitschottern des Irchel ist auch aus sedimentpetrographischer Sicht wahrscheinlich. Ansonsten ist das Postulat

einer Klimasteuerung wohl irrtümlich und eine Mehrzyklizität der Ablagerungen charakteristisch (vgl. BECKER-HAUMANN 1999). Die Einstufung (als Folge jener von „Mindel“, „Haslach“, „Günz“) zu jung (noch Pliozän bei Übernahme der internationalen Pliozän/Pleistozän-Grenze; zur Einstufung der Decksedimente am Uhlenberg im Hangenden der Schotter vgl. ELLWANGER et al. 1984, RÄHLE 1995). In der Literatur vor 1960 heißt es „Mindel 1“ statt „Donau“. – Durch verschiedene Hinterfragungen/Fortschreibungen der niederländischen Verhältnisse, wo ursprünglich als klimagesteuert interpretierte Ablagerungsdynamik heute als autozyklisch oder tektonisch gesteuert gesehen wird (z.B. WESTERHOFF 2004), sind Korrelationen mit der durch ZAGWIJN eingeführten niederländischen Klimastratigraphie generell problematisch.

(ELLWANGER)

Die chronostratigraphische Stellung des Donau wird maßgeblich durch die Bewertung verschiedener - bislang inkonsistenter - Datierungsergebnisse an den Lokalitäten Uhlenberg und Roßhaupten bestimmt. Mit Ausnahme der palynologischen Befunde, die ein Bavel-zeitliches Alter wahrscheinlich machen (BLUDAU 1995a), sprechen die Ergebnisse der Malakologie, Kleinsäuger und Paläomagnetik für das jüngere Tegelen als Ablagerungszeit für die Deckschichtenabfolge am Uhlenberg. Die unterlagernden glazifluvialen Schotter sind älter und dürften damit während des Tegelen entstanden sein. In Roßhaupten ist die Brunhes/Matuyama-Grenze nachgewiesen worden (STRATTNER & ROLF 1995), womit bei den Unteren Deckschottern eine Zeitdifferenz von 800 ka zur Lokalität Uhlenberg überliefert ist. Dies passt in den Kontext einer mehrphasigen Bildung der Schmelzwasserterrassen, die von SE (Uhlenberg) nach NW (Roßhaupten) jünger werden (BECKER-HAUMANN 2005).

(BECKER-HAUMANN)

Donau/Günz

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Erosionsphase zwischen Donau- und Günz-Akkumulationsphasen (diese repräsentiert durch den Unteren Deckschotter der Zusamplatte und Äquivalente sowie die perglazial-fluvialen Zwischenterrassen der nördlichen Iller-Lech-Platte, bzw. zwischen Eichwald-Schotter und Älteren Deckenschottern des Salzachgletscher-Gebiets, bzw. den „Prägünz“-Schottern und den Älteren Deckenschottern des Traun-Enns-Gebiets (KOHL 1976, 1998).

2 Biostratigraphische Definition

Pollenprofil Uhlenberg (SCHEDLER 1981, BLUDAU 1995a). Da der Günz-Komplex bis unter die Brunhes-Matuyama-Grenze reicht, müsste das Uhlenberg-Interglazial einem der Interglaziale des Bavel-Komplexes entsprechen, vermutlich dem Bavel s.o. (so auch BLUDAU 1995a).

3 Chronostratigraphische Definition

Interglazial zwischen Günz(-Komplex) und Donau.

4 Geochronologische Definition

Offen, wohl MIS 23 oder 25.

5 Bemerkungen

Die erwähnte Erosionsphase ist sehr markant und geht einher mit einem Wechsel des sedimentpetrographischen Signals im östlichen Rheingletschergebiet. Die geochronologische Zuordnung ist zu jung, vermutlich noch Pliozän, zur Einstufung der Decksedimente am Uhlenberg im Hangenden der Schotter vgl. ELLWANGER et al. (1984), RÄHLE (1995).

Günz

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Altendmoränen und Ältere Deckenschotter des Salzachgletschergebietes, Ältere Deckenschotter des Rheingletschergebietes und der (südlichen) Iller-Lech-Platte, Zwischenterrassen der nördlichen Iller-Lech-Platte und der Aindlinger Terrassentreppe: PENCK & BRÜCKNER (1901/09), GRAUL (1943, 1962), LÖSCHER (1976).

Es handelt sich nach den Gegebenheiten auf der nördlichen Iller-Lech-Platte um einen Komplex von drei Eiszeiten. Deren älteste reicht ausweislich der Gegebenheiten am Höchsten und bei Heiligenberg bis unter die Brunhes-Matuyama-Grenze hinunter. Die ganz überwiegende Mehrzahl der Älteren Deckenschotter gehört aber möglicherweise noch in die Brunhes-Periode. Das gilt – soweit bisher bekannt – auch für die Günz-Endmoränen des Salzach-Gletschergebietes (WEINBERGER 1966, EICHLER & SINN 1974). Zu den „Älteren Lech-Terrassen“ der Aindlinger Terrassentreppe ist anzumerken, dass sie von TILLMANN et al. (1983) stratigraphisch nicht eindeutig zugeordnet wurden, sondern lediglich eine Zuordnung teils ins Donau, teils ins Mindel diskutiert wurde. Sie liegen aber eindeutig tiefer als der donauzeitliche Untere Deckenschotter und für Mindel – wenn man berücksichtigt, dass Mindel schon an der Mindelmündung in die Donau im Niveau der Hochterrassen liegt – wohl zu hoch.

2 Chronostratigraphische Definition

Prähaslach/Postdonau-Eiszeiten, nach oben begrenzt durch die Verwitterungsböden auf dem (günzzeitlichen) Zeiler Schotter, nach unten (vermutlich) durch das Uhlenberg-Interglazial. Sie dürften den Cromer-Glazialen B und A und dem Dorst-Glazial des Bavel-Komplexes der Niederlande entsprechen, also MIS 16, 18 und 20. Da MIS 16 eine besonders kräftige Kältespitze repräsentiert, wäre es denkbar, dass die Älteren Deckenschotter des Rheingletschergebietes, die nicht revers magnetisiert sind, großenteils in diese Phase gehören. Das gleiche gilt wohl auch für die Günz-Endmoränen des Salzachgletschergebietes. Irritierend ist, dass für das Linge-Glazial, das nach den hier vermuteten Zuweisungen zu den Phasen der Sauerstoffisotopenkurve der ausgeprägten Kältespitze des MIS 22 entsprechen müsste, ein morphostratigraphischer Nachweis bisher fehlt. Es ist allenfalls in den Deckschichten des Uhlenberg-Interglazials fassbar. Andererseits stimmen die paläomagnetischen Bestimmungen für das Bavelien (ZAGWIJN & DE JONG 1984: Bavel normal, Linge, Leerdam, Dorst revers magnetisiert) zwar einigermaßen mit den Befunden vom Uhlenberg überein, nicht jedoch mit den paläomagnetischen Daten der Sauerstoffisotopenkurve (ZAGWIJN 1989). Hier besteht weiterhin Klärungsbedarf.

3 Geochronologische Zuordnung

Möglicherweise MIS 16, 18, 20 (s. o.)

4 Typregion

Riß-Iller-Lech-Platte.

5 Bemerkungen

Auch für Günz ist die Verknüpfung der Schotter mit Moränensedimenten und das daraus abgeleitetes Postulat einer Klimasteuerung fragwürdig. Die Einstufung der Schotter ist als Folge jener von „Mindel“ und „Haslach“ zu jung. In der Literatur vor 1960 heißt es „Mindel 2“ statt „Günz“. Lithostratigraphie: Im Rheingletschergebiet lassen sich die Deckenschotter anhand ihrer sedimentpetrographischen Signalen unterscheiden, günzzeitliche Schotter zeichnen sich durch ein kristallinarmes Spektrum helvetischer und ultrahelvetischer Provenienz aus. Durch verschiedene Hinterfragungen/Fortschreibungen der niederländischen Verhältnisse, wo ursprünglich als klimagesteuert interpretierte Ablagerungsdynamik heute als autozyklisch oder tektonisch gesteuert gesehen wird (z.B. WESTERHOFF 2004), sind Korrelationen mit der durch ZAGWIJN eingeführten niederländischen Klimastratigraphie generell problematisch.

(ELLWANGER)

Im Grenzbereich des Iller- zum Wertachgletscher – im Bereich der „Höhen über Kaufbeuren“ gemäß PENCK & BRÜCKNER (1901/09) – sind die einzigen Vorkommen bekannt, die morphostratigraphisch dem Günz zugerechnet werden können (BECKER-HAUMANN 2005). Beachtenswert ist die hier aufgeschlossene glaziale Serie, die einen günzzeitlich weit ins Vorland vorgestoßenen Gletscher belegt.

(BECKER-HAUMANN)

Günz/Haslach

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Erosions- (und Verwitterungs-) Phase zwischen Günz- und Haslach-Akkumulationsphase (diese repräsentiert durch Zeiler und Haslacher Schotter: SCHREINER & EBEL 1981, FESSELER & GOOS 1988).

2 Biostratigraphische Definition

Fehlt bisher. Günz/Haslach ist vorerst nur morphologisch sowie durch den mächtigen Verwitterungsboden auf dem Zeiler Schotter nachgewiesen (SCHREINER & EBEL 1981, EICHLER & SINN 1975).

3 Chronostratigraphische Definition

Interglazial zwischen Günz(-Komplex) und Haslach.

4 Geochronologische Zuordnung

(Vermutlich) MIS 15.

5 Bemerkungen

Die erwähnte Erosionsphase ist sehr markant und geht einher mit einem Wechsel des sedimentpetrographischen Signals. Die geochronologische Zuordnung ist möglicherweise zu jung.

(ELLWANGER)

Haslach

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

(Höchste Altendmoränen) – (Höhere) Jüngere Deckenschotter: SCHREINER & EBEL (1981).

Nachgewiesen ist das Haslach bisher nur an der Typlokalität im nordöstlichen Rheingletschergebiet (SCHREINER & EBEL 1981). Es ist jedoch kaum zu bezweifeln, dass im Illergletschergebiet ein Äquivalent im Bereich Holzheuer Höhe – Saulengrainer Schotter vorliegt: 1. wegen der hohen Lage von beiden, 2. und v.a., weil der Saulengrainer Schotter – wie der Haslacher Schotter an der Typlokalität vom Tannheimer Schotter – talab vom mindelzeitlichen Unterburg/Erliser–Kirchheim/Burgauer Schotter überdeckt wird. Diese morphologische Parallele ist so auffällig, dass sie kaum ein Zufall sein kann. Wenn diese Deutung richtig ist, hätte man an der Holzheuer Höhe die Altmoränen des Haslach (die an der Typlokalität von Mindelmoräne überdeckt sind) auch an der Reliefoberfläche. Dies bleibt gleichwohl ein Sonderfall, der nur dadurch zu erklären ist, dass im Mindel der Hauptvorstoß des Illergletschers (und entsprechend der Hauptabfluss) – weil der Zungenbeckenrand des Wildpoldsrieder/Obergünzburger Beckens durch ältere glazifluviale Ablagerungen nahezu vollständig verbaut war – nicht mehr gegen das Mindeltal ging, sondern gegen das heutige Memminger Trockental und weiter ins Günztal. Im Normalfall sind die Endmoränen des Haslach wohl immer – wie an der Typlokalität – durch die des Mindel überdeckt. Das heißt, dass das Haslach an der Reliefoberfläche außerhalb der Typregion stets schwer (und wohl immer nur, wenn Zusatzargumente beigebracht werden können) zu identifizieren sein wird. Es scheint überlegenswert, ob nicht Haslach mit Mindel (d.h. die Jüngeren Deckenschotter-Eiszeiten) zum Haslach-Mindel-Komplex zusammengefasst werden sollte: es gäbe dann neben dem Niederterrassen-(Würm-)Komplex und dem Hochterrassen-(Riß-)Komplex den Jüngere Deckenschotter-(Haslach-Mindel-)Komplex.

2 Chronostratigraphische Definition

Prämindel/Postgünz-Eiszeit, nach oben begrenzt durch das Unterpfauzenwald-Interglazial, nach unten durch mächtige Verwitterungsböden auf dem (einwandfrei günzzeitlichen) Zeiler Schotter.

3 Geochronologische Zuordnung

Möglicherweise MIS 14, obwohl das nur ein schwächerer Kältgipfel ist. Er ist aber immerhin deutlicher als MIS 12 (das Würm-Maximum). Eine andere Frage ist, ob MIS 14 (und damit Haslach) dem Cromer-Glazial C der niederländischen Gliederung entspricht, für das ZAGWIJN (1985), RUEGG & ZANDSTRA (1977) und ZANDSTRA (1993) in den Niederlanden Spuren eines kräftigen Vorstoßes des Nordischen Inlandeises nachweisen können. Das scheint auch jetzt noch wahrscheinlich, obwohl WIEGANK (1990) das Glazial C mit MIS 16 parallelisiert hat, das eine wesentlich kräftigere Kältespitze aufweist als MIS 14, denn die Brunhes/Matuyama-Grenze liegt im Cromer-Interglazial I (Waardenburg: ZAGWIJN et al. 1971, ZAGWIJN & DE JONG 1984, ZAGWIJN 1989), das MIS 19 entspricht. Danach können die Cromer-Glaziale A, B, C nur MIS 18, 16, 14 entsprechen (WIEGANKS (1990) Zuordnungen liegen also ab der B/M-Grenze zwei MIS zu tief!).

4 Typregion

Riß-Iller-Lech-Platte.

5 Bemerkungen

Auch die Darstellung von Haslach ist (als Folge jener von „Mindel“) problematisch. Ähnlich wie bei der Einheit Mindel ist die zeitliche Gleichstellung der Moränen (-sedimente) und der Schotter fragwürdig. Für die Schotter ist das Postulat einer Klimasteuerung irrtümlich, ihre Einstufung zu jung. Durch verschiedene Hinterfragungen/Fortschreibungen der niederländischen Verhältnisse, wo ursprünglich als klimagesteuert interpretierte Ablagerungsdynamik heute als autozyklisch oder tektonisch gesteuert gesehen wird (z.B. WESTERHOFF 2004), sind Korrelationen mit der durch ZAGWIJN eingeführten niederländischen Klimastratigraphie generell problematisch. Lithostratigraphie: Im Rheingletschergebiet sind die als Haslach eingestufteten Deckenschotter kristallinärmer als Mindel-Schotter und kristallinreicher als Günz-Schotter.

(ELLWANGER)

Von HABBE (1986) und BECKER-HAUMANN (2002) wird erwogen, ob das Sediment unterhalb des Paläobodens von Hinterschmalholz haslachzeitlich ist. Bei dieser Interpretation wären im Iller-Lech-Gebiet Schmelzwassersedimente dieses Alters verbreitet und stünden u.a. südlich von Mindelheim an.

(BECKER-HAUMANN)

Haslach/Mindel-Interglazial

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Erosionsphase zwischen Haslach- und Mindel-Akkumulationsphasen (diese repräsentiert durch Haslacher und Tannheim-Laupheimer Schotter: SCHREINER & EBEL 1981, HAAG 1982). Weiteres s.o. unter Riß/Würm.

2 Biostratigraphische Definition

Pollenprofil Unterpfauzenwald (GÖTLICH 1974, BLUDAU 1994, 1995b). Wenn die Gleichung Mindel = Elster gilt, müsste Unterpfauzenwald dem obersten Cromer entsprechen (Bilshausen?).

3 Chronostratigraphische Definition

Interglazial zwischen Haslach und Mindel.

4 Geochronologische Zuordnung

(Vermutlich) MIS 13.

5 Bemerkungen

Die Darstellung als Haslach/Mindel-Interglazial ist problematisch, da von verschiedenen alten Elementen die Rede ist, einerseits tektonisch gesteuerten Deckenschottern, andererseits klimagesteuerten glazialen Sedimenten. Die Einstufung von Unterpfaufenwald als frühes Mittelpleistozän bzw. „Cromer“ ist nur im Kontext der glazialen Sedimente plausibel (Hosskirch, s.u.). Die Erosion bzw. terrassenstratigraphische Niveaudifferenz der Schotter von Haslach und Mindel ist in der Typregion nur gering, sie wird mit einer weiter distal erkannten Überlagerung von zwei Ablagerungszyklen korreliert. Soweit vorhanden, ist die erwähnte Erosionsphase somit wenig markant.

(ELLWANGER)

Mindel

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

(Hohe) Altendmoränen und (Tiefere) Jüngere Deckenschotter: PENCK & BRÜCKNER (1901/09).

Die Jüngeren Deckenschotter sind (wegen Haslach) offenbar zweizuteilen. Als Deckenschotter treten sie durchgängig nur im westlichen Rheingletschergebiet auf (wegen Auslenkung des Schmelzwasserhauptabflusses – des Rheins – aus dem Bodenseebecken zum Hochrhein vor der Mindel-Eiszeit und der damit verbundenen Tieferlegung der Erosionsbasis). Im Donau-Einzugsgebiet sind sie dagegen als Deckenschotter meist nur am proximalen Ende der Schmelzwasserrinnen ausgebildet, talab liegen sie – wie die Hochterrassen in periglazial-fluvial vorgebildeten Tälern. Am distalen Ende (an der Donau) sind sie der Höhenlage nach von den (älteren) Hochterrassen – zumal unter Lössbedeckung – nicht immer einwandfrei zu trennen (Autenried, Offingen). Der Grund ist offenbar, dass im talab gelegenen Donautal prämindel eine kräftige Eintiefung stattgefunden hat, die örtlich auch zu einer Neuausrichtung der Nebentäler und damit der potentiellen Schmelzabwasserabflussbahnen führte, mit u.a. der Folge, dass der Abfluss aus dem nordöstlichen Rheingletschergebiet schon während Haslach nicht mehr – wie noch während Günz (Zeiler Schotter!) – direkt nach NNE zur Donau, sondern nach NNW ins Rißtal ging. Dabei hat zusätzlich eine Rolle gespielt, dass auch im glazial geformten Bereich die Zungenbecken zunehmend kräftiger eingetieft wurden, so dass auch von dieser Seite her eine Konzentration auf einen Hauptabfluss (vom Schussenbecken her) und wenige Nebenabflüsse erfolgte. Die Haupteintiefung der Zungenbecken scheint aber (mit Ausnahme des Salzachgletschers) erst im Mindel erfolgt zu sein. Das wäre eine Parallele zur Bildung der tiefen Rinnen unter dem Pleistozän Norddeutschlands während der Elster-Eiszeit.

2 Chronostratigraphische Definition

Drittletzte an der Reliefoberfläche fassbare Eiszeit, nach oben begrenzt durch das Holstein-Interglazial, nach unten durch das Interglazial von Unterpfaufenwald (Haslach/Mindel).

3 Geochronologische Zuordnung

Vermutlich MIS 12. Unabhängig von dieser absoluten zeitlichen Einstufung entspricht Mindel dem norddeutschen Elster.

4 Typregion

Riß-Iller-Lech-Platte mit Tannheim-Laupheimer Schotter, Grönenbacher Feld-Schwaighauser Schotter im Günztaal, Unterburg/Erliser-Kirchheim/Burgauer Schotter im Mindeltaal.

5 Bemerkungen

Darstellungen der Einheit Mindel sind infolge ihrer begrifflichen Mehrdeutigkeit stets verwirrend. Ei-

nerseits wird Bezug genommen auf das drittletzte große glaziale Ereignis (Hoßkirch, Große Helvetische Vergletscherung, nur im Inn-Salzachgebiet Mindel), damit verknüpft sind die Angaben zur (subglazialen) Beckenerosion, MIS 12, zwischen Holstein und Unterpfaufenwald, Korrelation mit norddeutschem Elster. Andererseits werden als Typus ausschließlich Deckenschotter-Vorkommen genannt und terrassenstratigraphisch interpretiert (einschließlich der hier unvermeidlichen Komplikationen), für die wesentlich höhere Alter diskutiert werden. Die Angaben über Korrelationen beziehen sich auf das glaziale Ereignis. Die Kompliziertheit der Darstellung resultiert aus der gemeinsamen Betrachtung der beiden Elemente. Aus litho- bzw. sequenzstratigraphischer Sicht sind jüngere Deckenschotter noch unter v. a. tektonischer Kontrolle abgelagert, jedoch bereits mit anfänglichen glazialen Einschaltungen (Klimakontrolle). Es gibt keine glazialen Becken großen Stils. Die Schotter sind mehrzyklisch aufgebaut, teils in der Sedimentsukzession, teils in mehreren Terrassenstufen. Dies wurde bereits durch SCHÄDEL (1952) dargestellt und später von SCHREINER & EBEL (1981) bei der Neudefinition von Haslach aufgegriffen. Hinweis: in der Literatur vor 1960 (vor der sog. „Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes“ durch einerseits GRAUL (1962), andererseits SCHÄDEL & WERNER (1963)) heißt es „Altriß“ statt Mindel. Lithostratigraphie: Im Rheingletschergebiet lassen sich die Deckenschotter anhand ihrer sedimentpetrographischen Signalen unterscheiden, mindelzeitliche Schotter zeichnen sich durch ein lagenweise sehr kristallinreiches Spektrum mit u. a. unterostalpinen Provenienz aus.

(ELLWANGER)

Im Iller-Lech-Gebiet wird im Verlauf des Mindel die Hauptentwässerung vom Obergünzburger in das Kemptener Becken verlegt. Im Mindel wird der Hochstand des Illergletschers erreicht, der mit dem Moränenwall der Holzheuer Höhe morphologisch dokumentiert ist. Es ist davon auszugehen, dass hier das Mindel mehrphasig ist, da die glazifluviatilen Ablagerungen in bis zu drei Akkumulations-Niveaus gegliedert sind. Im Illergletscher-Vorland sind die Verhältnisse dadurch erschwert, weil die als mindelzeitlich eingestufteten Schmelzwasserterrassen nach Westen niedrigere Niveaus einnehmen. Die Typregion des Mindel nach PENCK & BRÜCKNER (1901/09) (Grönenbacher Feld) liegt deutlich tiefer als der Kirchheim-Burgauer Schotter, der aufgrund der Deckschichtenstratigraphie (LEGER et al. 1972) ins Mindel gehört. Daher ist von BECKER-HAUMANN (2002) vorgeschlagen worden, drei mindelzeitliche Stadia zu unterscheiden, von denen die älteste den Hochstand des Illergletschers darstellt und durch den Kirchheim-Burgauer Schotter überliefert ist.

(BECKER-HAUMANN)

Hoßkirch (D. ELLWANGER)

1 Morpho-/lithostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Ältere Altmoränen – unterer Teil der Hochterrassen-Sedimente: LITT et al. (2005).

Die Einheit Hoßkirch gehört nicht zur ursprünglichen PENCKschen Abfolge, sondern wurde zunächst im Rheingletschergebiet eingeführt (LGRB 2003), um einen Korrelationsirrtum bei PENCK & BRÜCKNER (1901/09) auszugleichen. Angeregt durch ein Holstein-Vorkommen im Hoßkircher Becken wurde an mehreren Stellen im Rheingletschergebiet eine älteste Generation glazialer Becken erkannt, die klar von allen Vorkommen mindelzeitlicher Deckenschottern geschieden ist. Dazu kommen ältere Altmoränen der Iller-Riß-Platte sowie nördlich der Donau. Bei den älteren Altmoränen ist zu beachten, dass sie vor Einführung der Einheit „Hoßkirch“ teils als rißzeitlich, teils als mindelzeitlich dargestellt wurden. Im Vergleich zu den rißzeitlichen Altmoränen und Altendmoränen sind die älteren Altmoränen eher niedrig reliefiert.

2 Chronostratigraphische Definition

Drittletzte Eiszeit(en), nach oben begrenzt durch die Holstein-Warmzeit, nach unten entweder durch die Warmzeit von Unterpfaufenwald oder durch tiefgründig verwitterte Deckenschotter.

3 Geochronologische Zuordnung

Vermutlich MIS 12 (mit den an der Reliefoberfläche fassbaren Ablagerungen und Formen), möglicherweise zusätzlich noch ältere Stadien.

4 Typusregion

Nördliches und nordöstliches Rheingletschergebiet (Riedlingen, Biberach–Leutkirch. Nicht im Salzach- und Inngletschergebiet, dort wird die entsprechende Einheit seit PENCK & BRÜCKNER (1901/09) als Mindel bezeichnet. Dagegen im westlichen Rheingletscher und Mittelland als „Große Helvetische Vergletscherung“).

Mindel/Riß–Interglazial

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Vorletztes, von der Reliefoberfläche her fassbares Interglazial, definiert als Erosions- (und Verwitterungs-) Phase zwischen Mindel- und Riß-Akkumulationsphasen (diese repräsentiert durch Jüngere Deckenschotter und Hochterrassen). Weiteres s.o. unter Riß/Würm.

2 Biostratigraphische Definition

Pollenprofile (u.a.) Samerberg 2 (GRÜGER 1983), Thalgut 2 (DRESCHER–SCHNEIDER 2000), Praclaux (DE BEAULIEU & REILLE 1995), La Côte–Pompillon (DE BEAULIEU & MONJUVENT 1985, DE BEAULIEU, EICHER & MONJUVENT 1994, DE BEAULIEU & REILLE 1995).

3 Chronostratigraphische Definition

Das postmindelzeitliche Interglazial vor den innerrißzeitlichen Warmzeiten (Interglazialen?).

4 Geochronologische Zuordnung

MIS 11 = Holstein.

5 Bemerkungen

Bezeichnung in Verbindung mit „Mindel“ missverständlich, ebenso entsprechende chronostratigraphische Definition. Die erwähnte Erosionsphase ist meist sehr markant. Die Korrelation Holstein = MIS 11 ist nach neuen Th/U-Daten in der Typusregion nicht mehr gegeben (vgl. GEYH & MÜLLER 2005, Einstufung in MIS 9).

(ELLWANGER)

Riß

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

(Niedere) (Jüngere) Altmoränen und Altendmoränen – Hochterrassen: PENCK & BRÜCKNER (1901/09).

Bei den jüngeren Altmoränen ist zu beachten, dass sie an der PENCKSchen Typlokalität bei Biberach eher untypisch (d.h. als deutlicher Doppelwall) ausgebildet sind, dies als Folge der Lage am Zungenbeckenrand. An vielen Stellen – d.h. da, wo der rißzeitliche Vorstoß über den Zungenbeckenrand hinausging, was vielfach der Fall ist – sind die rißzeitlichen Endmoränen dagegen eher niedrig (Inn-, Isar/Loisach-, Iller-, westliches Rheingletschergebiet). Die auffällige Zweigliederung der Hochterrassen im Vorfeld der Typlokalität bei Biberach und vor dem Illergletscher ist ebenfalls eher untypisch, weil vermutlich eine Folge der Verlagerung des Schmelzwasserabflusses aus dem alten Talzug Wellheimer Trockental–Altmühltal ins heutige Donautal (Neuburg–Weltenburg) und der dadurch bedingten Laufverkürzung und neu belebten Erosion talauf.

2 Chronostratigraphische Definition

Vorletzte Eiszeit(en), nach oben begrenzt durch das letzte Interglazial (Riß/Würm = Eem), nach unten durch die Warmzeit, die dem Holstein Norddeutschlands entspricht (Mindel/Riß = Samerberg 2 = Thalgut = Praclaux = La Côte: DRESCHER–SCHNEIDER 2000). Die Riß-Eiszeit wäre danach durch zwei Warmzeiten (Interglaziale) zu untergliedern. Eine zwischengeschaltete Warmzeit war schon durch WELTENS (1982, 1988) „doppeltes Holstein“ von Meikirch belegt. Da inzwischen deutlich geworden ist, dass das „untere Holstein“ von Meikirch nicht dem Holstein des nahegelegenen Thalgut entspricht, darf man davon ausgehen, dass beide „Holstein“-Vorkommen von Meikirch tatsächlich zwei innerrißzeitlichen Interglazialen entsprechen. Wenn sich das bestätigen sollte, wäre hier eine Parallele zu den innersaalezeitlichen Interglazialen URBANS (1995) gegeben.

3 Geochronologische Zuordnung

MIS 6 (mit den an der Reliefoberfläche fassbaren Ablagerungen und Formen), 8 und 10.

4 Typusregion

Nordöstliches Rheingletschergebiet (Biberach–Warthausen) mit den o.a. Einschränkungen, ergänzt durch Befunde aus den übrigen Vorlandgletschergebieten (Salzach-, Inn-, westlicher Rheingletscher, „Helvetischer Gletscher“).

5 Bemerkungen

Die Unterscheidung Äußerer/Innerer Wall (Doppelwallriß, SCHREINER 1992) bzw. Außenwallriß/Innenwallriß ist wiederum lithostratigraphisch bedeutsam. Nicht nur sind beide jeweils durch eine Tillsequenz repräsentiert. Die rißzeitlichen glazialen Becken befinden sich allesamt innerhalb des Inneren Walls, ihre Sedimentfüllung besteht aus waterlain till und Stillwassersedimenten, und erst oberhalb von Eem kommen vereinzelt auch Sedimente eines aktiven Gletschers vor. Insofern ist die rißzeitliche Morphogenese glazialer Becken Teil des Innenwallriß, und die Ausbildung zweier Endmoränenwälle in weiten Teilen des Rheingletschergebietes keine lokale Besonderheit, sondern klimagesteuert. Die Darstellungen zur Riß-Liegendengrenze sind zwar in mehrfacher Hinsicht problematisch, einerseits durch die Mehrdeutigkeit der Bezeichnung Mindel/Riß, andererseits ist WELTENS (1982, 1988) „doppeltes Holstein“ durch neuere Datierungen überholt (PREUSSER et al. 2005). Dennoch ist davon auszugehen, dass hier noch mehrere Warm-Kalt-Zyklen vorhanden sind. Diese Bemerkungen sollen eine Hilfe zur Bewertung der obigen Definition aus heutiger Sicht geben. In der (insbesondere älteren) Literatur werden die Begriffe im obigen Sinne gebraucht.

(ELLWANGER)

Riß/Würm-Interglazial

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Letztes Interglazial, ursprünglich (PENCK 1901) definiert als Erosions- (und Verwitterungs-)Phase zwischen Riß- und Würm-Akkumulationsphase (diese repräsentiert durch Hoch- und Niederterrassen). Inzwischen ist klar geworden, dass Erosion und Verwitterung hier begrifflich zu trennen sind: Die Erosion ist vorwiegend eine Angelegenheit der Übergangsphasen am Ende und am Beginn einer Kaltzeit in Abhängigkeit von Absinken (am Ende der vorhergehenden) und Neubildung des Permafrostspiegels (am Beginn der nachfolgenden Kaltzeit: HABBE 1991). Die Verwitterung ist dagegen eine echte Warmzeitbildung, sie ist im Normalfall kräftiger als die postglaziale, aber schwächer als die Mindel/Riß-Verwitterung. Im Einzelnen kann jedoch wegen des unterschiedlichen Ausgangssubstrats eine Unterscheidung schwierig sein. Die Definition von Riß/Würm kann daher eindeutig nur biostratigraphisch (durch Pollenprofile) erfolgen, dies aber nur, wenn die biostratigraphische Abfolge auch das Liegende und das Hangende erfasst und dieses geologisch (und morphologisch) eindeutig bestimmbar ist.

2 Biostratigraphische Definition

Pollenprofile (u.a.) Zeifen (JUNG, BEUG & DEHM 1972), Samerberg 1 (GRÜGER 1979), Krumbach (FRENZEL 1991), Würzach (GRÜGER & SCHREINER 1993), Jammertal (MÜLLER 2001), Grande Pile (WOILLARD 1975, 1978, DE BEAULIEU & REILLE 1992, WOILLARD & MOOK 1982, TURON 1984).

3 Chronostratigraphische Definition

Letztes Interglazial, begrenzt wie bei CHALINE & JERZ (1984).

4 Geochronologische Zuordnung

MIS 5e = Eem.

5 Bemerkungen

Die erwähnte Erosionsphase ist teils markant, teils eher gering.

(ELLWANGER)

Würm

1 Morphostratigraphische Definition/Erstbeschreibung

Jungmoränen – Niederterrassen: PENCK & BRÜCKNER 1901/09

Bei den Niederterrassen ist zu beachten, dass die posthochglazialen Umlagerungsvorgänge nicht nur zur Eintiefung jüngerer Niederterrassen-Niveaus geführt haben, sondern streckenweise auch zur Sedimentation bis ins Niveau der Hauptniederterrasse und darüber (Trompentälchen mit vorgesetztem Schwemmkegel, Iller-Schwemmkegel bei Ulm, Lech-Niederterrasse).

2 Chronostratigraphische Definition

Jüngste Eiszeit, nach oben begrenzt durch das Holozän, nach unten durch die letzte Warmzeit (Riß/Würm = Eem: Samerberg 1). Details bei CHALINE & JERZ (1984).

3 Geochronologische Zuordnung

MIS 2 (mit den an der Reliefoberfläche fassbaren Ablagerungen und Formen) bis MIS 5d, wie bei CHALINE & JERZ (1984).

4 Typusregion

Inngletschergebiet einschl. Isar-Loisach-Gletschergebiet (dies nicht nur, weil da die Würm fließt, sondern auch, weil dort TROLL die erste – und bis heute gültige – Untergliederung der würmzeitlichen Ablagerungen und Formen konstatiert hat, und dort die Stratotypen Samerberg und Baumkirchen liegen). Es sollte aber nicht übersehen werden, dass äquivalente Formen und Ablagerungen (und Möglichkeiten der Abgrenzung nach unten und oben) auch im Traun/Enns-, Salzach-, Iller-, Rhein- und Aaregletschergebiet vorliegen, die die Inngletscher-Stratigraphie ergänzen und absichern. – Die Untergliederung der würmzeitlichen Ablagerungen und Formen (TROLLS „Stadien“, Äußere/Innere Jungendmoräne etc.) spiegeln Massenhaushaltsschwankungen infolge Niederschlagsschwankungen im Nährgebiet der letzt-kaltzeitlichen Gletscher wider, chronostratigraphisch sind sie von untergeordneter Bedeutung.

5 Bemerkungen

Die Unterscheidung Äußere/Innere Jungendmoräne bzw. Außenwallwürm/Innenwallwürm ist jedoch lithostratigraphisch bedeutsam. Nicht nur sind beide jeweils durch eine Tillsequenz repräsentiert. Die würmzeitlichen glazialen Becken befinden sich allesamt innerhalb der Inneren Jungendmoräne, ihre Sedimentfüllung besteht aus waterlain till und Stillwassersedimenten, jedoch keinen Sedimenten eines (noch) aktiven Gletschers. Insofern ist die würmzeitliche Morphogenese glazialer Becken Teil des Innenwallwürm.

(ELLWANGER)

Morphostratigraphie und Lithostratigraphie (D. ELLWANGER)

Die Überlegungen und Definitionen HABBES illustrieren, dass Morphostratigraphie nicht nur traditionell, sondern auch heute ein moderner und sinnvoller Ansatz zur Quartärgliederung sein kann und dies nicht nur zur Darstellung quartärer (insbesondere eiszeitlicher) Formen auf geowissenschaftlichen Karten, sondern auch als Grundlage von bodenkundlichen, raumplanerischen u.a. Darstellungen. Zur angemessenen Beschreibung und Charakterisierung von Litho-Einheiten ist Morphostratigraphie jedoch weniger geeignet (z.B. für rohstoff- oder hydrogeologische Darstellungen). Hier kommt zunächst Lithostratigraphie zu ihrem Recht. Beide Methoden ergänzen sich in einem sequenzstratigraphischen Sinne, indem Diskontinuitäten und Sequenzen gemeinsam betrachtet werden (ELLWANGER et al. 2003). Zu beachten ist, dass Morpho-Einheiten und Litho-Formationen unterschiedlich abgegrenzt werden müssen, so dass Übersetzungen zwischen beiden Gliederungen erst auf der Ebene der Subformationen möglich werden.

Problematisch ist stets, wenn Morpho- und Litho-Ansatz zu unterschiedlichen Einstufungen kommen. Die Probleme treten meist auf der Seite der morphostratigraphischen Einstufungen auf, nicht weil diese grundsätzlich schlechter sind, sondern weil die in der Regel später erfolgten lithostratigraphischen Einstufungen auf schon vorhandenen Morpho-Befunde aufbauen konnten, während umgekehrt bei den (in der Regel älteren) Morpho-Einstufungen eine lithostratigraphische Kontrolle noch nicht möglich war.

Ein zweites Problem der traditionellen Morphostratigraphie ist ihre starke Fokussierung auf die Terrassenstratigraphie der Eisrand- bis periglazialen Täler. Der Schwerpunkt der Morphogenese liegt eben nicht in diesen Tälern, sondern in den Vergletscherungsgebieten selbst, in glazialen Becken, übertieften Tälern und Seenlandschaften. Hier vor allem sind Haupt-Diskontinuitäten vorhanden, die als verschiedene Morpho-Generationen die Grundlage für eine räumliche, morphostratigraphische Gliederung bilden können. Dagegen sind in den Terrassenniveaus nicht selten Erosions- und Akkumulationsdynamiken verschiedenen Alters kaum auflösbar ineinander geschachtelt. Dies gilt vor allem für Haupttäler, während bei hochglazialen Überläufen (z.B. vom Bodenseebecken zum Donautal) zwar Schotterakkumulation und Terrassenniveau eher zusammengehören, dafür aber die Niveaus lokal beeinflusst und somit für Terrassenstratigraphie ungeeignet sind.

Drittens muss, wiederum in Bezug auf die klassische Morphostratigraphie, die Anwendung der glazialen Serie kritisch kommentiert werden. Sie ist für würmzeitliche Bildungen fast überall augenfällig, für rißzeitliche Bildungen ein gutes Korrelationswerkzeug, ebenso für ein drittletztes großes Vergletscherungsereignis (östlich des Lech „Mindel“, westlich „Hoßkirch“). Problematisch dagegen wird die Anwendung für (ältere) Deckenschotter, wo sie nicht mehr zur Korrelation vorhandener, sondern zur Postulation nicht vorhandener glazialer Bildungen verwendet wird. Dadurch wird die Frage nach klimatischer (glazialer) versus tektonischer (Gebirgshebungs-) Kontrolle der Prozesse verhindert, die bei einer Gebirgsvergletscherung wie der der Alpen stets zu stellen ist.

Aber selbst nachdem die genannten Probleme bereinigt sind, stellt sich die Frage, welche Gliederung in einer geologischen Karte erwartet werden: eine (traditionelle oder moderne) morphostratigraphische Gliederung oder eine lithostratigraphische Gliederung (analog zur Darstellung der präquartären Formationen). Da beide Darstellungstechniken auf der Ebene der Subformation miteinander kompatibel sind, könnte eine Mittelweg-Lösung darin bestehen, eine entsprechende Grundkarte als Basis für beide vorzuhalten. Am LGRB/RP Freiburg findet z.Zt. ein entsprechender Test an ca. 30 TK 25 des pleistozänen Rheingletschergebietes statt.

Übersicht lithostratigraphischer Begriffe und Überbegriffe

Einteilung in Folge, Formation und Subformation. Die Bezeichnungen der Subformationen z. T. in Anlehnung an die traditionelle Morphostratigraphie (die Morpho-Einheiten ebenfalls in Formations-Rang, aber nicht mit den Sedimentsequenzen kompatibel). Ggf. noch Korrelation mit der lithostratigraphischen Gliederung der Oberrheingraben-Lockersedimente.

- Folge der großen Vergletscherungen
 - Hasenweiler-Formation
 - Innenwallwürm (Tillsequenz, an der Oberfläche die „Innere Jungendmoräne“ und Drumlinfelder).
 - Illmensee-Formation
 - Außenwallwürm (Tillsequenz, an der Oberfläche der Stauchendmoränenwall der „Äußeren Jungendmoräne“ und vor allem Eiszerfallssedimente)
 - Zwischenzyklen (Tillsequenz, nur stellenweise erhalten).
 - Eem
 - Innenwallriß (Tillsequenz, innerer Endmoränenwall, Drumlinfelder).
 - Dietmanns-Formation
 - Außenwallriß (Tillsequenz, äußerer (Stauch-) Endmoränenwall, Eiszerfallssedimente)
 - Zwischenzyklen (Tillsequenz, nur stellenweise erhalten).
 - Holstein
 - Innenwall-Hoßkirch (Tillsequenz)
 - Steinental-Formation
 - Außenwall-Hoßkirch (Tillsequenz)
 - Zwischenzyklen (Tillsequenz, nur stellenweise erhalten).
- Deckenschotter-Folge
 - Jüngere Deckenschotter-Formation (mehrzyklisch, kristallinreich, u. a. unterostalpine Provenienz, darunter Mindel, Haslach)
 - Mehrere Zyklen
 - Ältere Deckenschotter-Formation (mehrzyklisch, kristallinarm, helvetische und ultrahelvetische Provenienz, Günz)
 - Mehrere Zyklen
 - Älteste Deckenschotter-Formation (mehrzyklisch, kristallinarm, kalkalpine = oberostalpine Provenienz, darunter Donau, Biber)
 - Mehrere Zyklen

Stratigraphische Begriffe für das Quartär des Periglazialraums in Deutschland

BRIGITTE URBAN^{*)}

Einleitung: Nur wenige quartäre Vorkommen des Periglazialraums Deutschlands lassen sich paläoökologisch, respektive palynologisch und damit klimatostratigraphisch beschreiben. In diesem Beitrag werden die wichtigsten (bio-)stratigraphischen Begriffe von Warmzeiten und Kaltzeiten des Unter- und Mittelpleistozän, die insbesondere Korrelationen mit den Vereisungsräumen Nord- und Süddeutschlands ermöglichen (z.B. in STEPHAN & MENKE 1993; LITT et al., in diesem Band), ergänzend beschrieben.

Die chronostratigraphische Gliederung in Unter-, Mittel- und Oberpleistozän erfolgt in Anlehnung an die Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002 (STD 2002), der klimatostratigraphisch begründeten regionalen Gliederung in Kalt- und Warmzeiten für das kontinentale Nordwesteuropa bzw. Deutschland (LITT et al. 2005), wobei hiernach der traditionellen Pliozän/Pleistozän-Grenzziehung im Bereich des biostratigraphischen Reuver/Prätiglium (ZAGWIJN 1960) gefolgt wird. Die Abschnitte des Prätiglium und des Tiglium-Komplexes fallen nach internationaler Festlegung auf das Profil Vrica (Italien) als Grenzstratotyp in das Gelasium, das noch dem Pliozän zugeordnet wird. Die Grenze Gelasium/Calabrium wurde im Profil Vrica im Top der Olduvai-Magnetozone bei ca. 1,8 Millionen Jahren festgelegt und stellt dieser internationalen Festlegung folgend die Untergrenze des Pleistozäns dar. Die Zweckmäßigkeit dieser Grenzziehung, die vorausgehende einschneidende Klimaereignisse nicht berücksichtigt, wird von zahlreichen Autoren kontrovers diskutiert.

Die Grenze zwischen Unter- und Mittelpleistozän wird im internationalen Konsenz an die paläomagnetisch definierte Brunhes/Matuyama-Grenze bei 780 ka gelegt, das Oberpleistozän beginnt mit dem letzten Interglazial, der Eem-Warmzeit (MIS 5e).

Stratigraphical Terms for the Quaternary of the Periglacial Area in Germany

Keywords: Stratotypes, Quaternary, Periglacial, Germany

Only a few Quaternary deposits of the periglacial area in Germany can be described in paleoecological or palynological - and therefore climatostratigraphical - terms. This paper provides a supplementary description of the most important (bio)stratigraphical terms relating to the warm and cold stages of the Lower and Middle Pleistocene, especially those allowing correlations with the glaciated regions of northern and southern Germany (e.g. in STEPHAN & MENKE 1993; Litt et al., this volume).

The chronostratigraphical subdivision into Lower, Middle and Upper Pleistocene is based on the Stratigraphical Table of Germany 2002 (STD 2002) and on the climatostratigraphical regional division into cold and warm stages for continental northwestern Europe and Germany (LITT et al. 2005),

^{*)} Anschrift der Verfasserin: Prof. Dr. BRIGITTE URBAN, Universität Lüneburg, Campus Suderburg, Herbert-Meyer-Str. 7, D 29556 Suderburg, Email: b.urban@uni-lueneburg.de

which follows the traditional positioning of the Pliocene/Pleistocene boundary at the transition between the Reuverian and Pretiglian stages (Zagwijn 1960). According to international agreement on the location of the GSSP at Vrica (Italy), the sections of the Pretiglian stage and the Tiglian Complex belong to the Gelasian, which is still assigned to the Pliocene. The Gelasian/Calabrian boundary was set at about 1.8 million years at the Vrica section at the top of the Olduvai magnetozone and therefore represents the internationally agreed base of the Pleistocene. The practical value of this boundary – which does not take prior major climatic events into account – has been a matter of controversy. By international consensus, the boundary between the Lower and Middle Pleistocene has been set at the palaeomagnetically defined Brunhes/Matuyama boundary at 780 ka; the Upper Pleistocene begins with the last interglacial, the Eemian stage (MIS 5e).

Untерpleistozän

Frechen-Kaltzeit Ia, Frechen-Kaltzeit Ib; Fortuna-Oszillation (Fortuna Oszillation)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnungen Frechen-Kaltzeit Ia und Ib und Fortuna-Oszillation für eine im Tagebau Frechen, Ville, Niederrheinische Bucht, von KOWALCZYK (1969) und BOENIGK et al. (1972, 1974) beschriebene altpleistozäne Schichtenfolge von Tonen und Schotterkörpern wurden von URBAN (1978a, b, 1979) eingeführt.

2 Typuslokalität

Typuslokalitäten sind die Tagebaue Frechen und Fortuna der Ville in der südlichen Niederrheinischen Bucht/Nordrhein-Westfalen. Als Typusprofile gelten aus dem Tagebau Fortuna-Garsdorf bei KOWALCZYK (1969), BOENIGK et al. (1972, 1974) und URBAN (1978a, b, 1979) beschriebene Abfolgen mit dem Pollendiagramm auf Beilage Nr. 1 in URBAN (1978a).

3 Charakteristik, Untergliederung

BOENIGK et al. (1972) untergliederten diese Schichtglieder der älteren Hauptterrasse (STEEGER 1925) in einen Schotter b1, Ton B1 und den Schotter b2. Intensive als kryogen gedeutete Schichtverwürgungen, petrographische Eigenschaften und Schwermineralspektren weisen den Schotter b1 als pleistozänen Rheinschotter aus (Frechen-Kaltzeit Ia).

Im zwischenlagernden Ton B1 (Fortuna-Oszillation) dominiert *Pinus* (40-50%), wärmeliebende Gehölze fehlen fast völlig, *Selaginella*, *Lycopodium*, *Botrychium* und *Myricaceae* deuten auf boreale Klimabedingungen mit Dauerfrost hin. Der diskordant über dem Tonhorizont B1 liegende Schotter b2 (Frechen-Kaltzeit Ib) weist erstmals ein quartäres Buntschotterspektrum auf.

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die Fortuna-Oszillation ist in dieser Form bisher nur aus dem Tagebau Fortuna-Garsdorf bekannt.

5 Datierung

Nach paläomagnetischen Messungen ist der untere Teil des Tonhorizonts B1 normal, der obere Teil revers magnetisiert (BOENIGK 1978, URBAN 1979) und entspricht damit möglicherweise dem Reunion-I-Event.

Die Frechen-Kaltzeit wird von URBAN (1978a) aufgrund vegetationsgeschichtlicher Befunde und ihrer stratigraphischen Position über dem Reuver C (Tonhorizont A11, Serie 11 der Rheinbraun AG) (v.D. BRELIE in BOENIGK et al. 1974, URBAN 1978a) und im Liegenden einer Warmzeit vom Tiglian A Typ (Frechen-Interglazial I, Ville Ton B2, Tagebau Frechen) in das Prätegelien (s.l.) gestellt. Demzufolge wurde die gesamte unterpleistozäne Sedimentfolge (Schotter b1, Ton B1 Schotter b2) der Tagebaue der Ville in das Präteglialium eingestuft (URBAN, 1978a, b).

Die Fortuna-Oszillation der Tagebaue der Ville wurde mit Pollenspektren vom Prätégelen-Typ des Tonhorizontes III der Grube Molzmühle in der Region Brüggen (nordwestliche Niederrheinische Bucht) korreliert (URBAN 1978b), die dort dem Typusprofil der Bohrung Meinweg (ZAGWIJN 1960) entsprechen.

Frechen-Interglazial I

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff Frechen-Interglazial I wurde erstmals von URBAN (1978b) für den Tonhorizont B2 der unterpleistozänen Schichtenfolge des Tagebaus Frechen verwendet. Er kennzeichnet die auf die prätegelen-zeitliche Sedimentfolge (Schotter b1, Ton B1 Schotter b2: KOWALCZYK 1969, BOENIGK et al. 1974, BOENIGK 1978) der Tagebaue der Ville folgende, ausgeprägte *Fagus*-führende Warmzeit.

2 Typlokalität

Typlokalität ist der auf der Ville, in der südlichen Niederrheinischen Bucht/Nordrhein-Westfalen, gelegene Tagebau Frechen. Als Typusprofil gilt das Pollendiagramm auf Beilage I in URBAN (1978b).

3 Charakteristik, Untergliederung

Die sandig, schluffig-tonig ausgebildete, ca. 6 m mächtige warmzeitliche Rinnenfüllung wird von Sedimenten der Frechen-Kaltzeit Ia unterlagert, im Hangenden folgt ein kaltzeitlicher Schotterkörper (Frechen-Kaltzeit II).

Das Pollendiagramm weist *Fagus-Pinus-Picea-(Carpinus)*- und *Tsuga*-reiche Pollenzonen auf (URBAN 1978b), dem von KEMPF in KOWALCZYK (1969) nachgewiesenen Vorkommen von *Azolla tegeliensis* kommt überdies ein biostratigraphischer Leitwert zu.

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Das Frechen-Interglazial I ist aufgrund seiner signifikanten Paläoflora (charakteristisches Vorkommen von *Fagus*) mit der Pollenzone TA (Tegelen A) der Bohrung Eindhoven II und dem Tegelen A (Belfeld-Ton) (ZAGWIJN 1963) im Raum Brüggen korreliert worden (URBAN 1978a, b). Das Pollendiagramm des Frechen-Interglazial I lässt eine differenziertere und erweiterte Pollenzonierung der Warmzeit gegenüber dem niederländischen Typprofil des Tegelen A zu. Das Frechen-Interglazial I wurde von URBAN (1978 b) mit der Nordende-Warmzeit der Lieth-Serie (MENKE 1975) korreliert.

5 Datierung

Der Tonhorizont B2 des Frechen-Interglazials I ist nach KO 1 in BOENIGK et al. (1972) revers magnetisiert und könnte demnach im engeren Zeitbereich vor oder nach dem Reunion-II-Event sedimentiert worden sein.

Das Frechen-Interglazials I ist aufgrund seiner biostratigraphischen Charakteristika zweifelsfrei in das Tiglium A der niederländischen stratigraphischen Gliederung einzustufen.

Frechen-Interglazial II

(Synonym: Frechen-Kaltzeit II, Frechen-Kaltzeit III)

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung Frechen-Interglazial II wurde erstmals von URBAN (1978a) für den Tonhorizont C der unterpleistozänen Schichtenfolge des Tagebaus Frechen eingeführt. Er kennzeichnet den auf den Schotter c, Frechen-Kaltzeit II (KOWALCZYK 1969, URBAN 1978a, b) der Tagebaue der Ville folgenden, warmzeitlichen Ton C. Das sandig-schluffige, ca. 4 m mächtige warmzeitliche Sediment wird von Grobkieslagen eines Schotterkörpers (Schotter d, Frechen-Kaltzeit III nach URBAN, 1978a) überla-

gert, den Erosionsdiskordanzen, Driftblöcke und Kryoturbationen als eindeutig kaltzeitliche Bildung ausweisen.

2 Typlokalität

Typlokalität ist der auf der Ville in der südlichen Niederrheinischen Bucht/Nordrhein-Westfalen gelegene Tagebau Frechen. Als Typusprofil gelten die Pollenspektren in URBAN (1978a: 50-54, Beil. 3).

3 Charakteristik, Untergliederung

Der Tonhorizont C weist eine rein warmzeitliche Gastropodenfauna überwiegend terrestrischen Milieus (LOŽEK in BOENIGK et al. 1972) auf und führt häufig Kalkkonkretionen (KOWALCZYK 1969). Pflanzliche Makroreste (KEMPF in BOENIGK et al. 1972) wie auch die eher spärliche Pollenführung weisen auf eine altquartäre warmzeitliche Flora hin (URBAN 1978a).

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Der Tonhorizont C hat auf der Ville eine mehr lokale Verbreitung (BOENIGK 1978).

URBAN (1978a) stellt das Frechen-Interglazial II aufgrund seiner stratigraphischen Position im Hangenden des Frechen-Interglazial I (Tiglium A) und im Liegenden des Frechen-Interglazial III (Tiglium C 5-6, Ton D der Ville-Abfolge) in das Tiglium C1-4 der niederländischen Stratigraphie (ZAGWIJN 1963).

5 Datierung

Der Tonhorizont C des Frechen-Interglazials II ist in seinem unteren Teil revers, im oberen Teil normal magnetisiert (BOENIGK et al. 1972) und könnte demnach an der Wende zum Olduvai-Event sedimentiert worden sein (KLOSTERMANN 1992).

Frechen-Interglazial III

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung Frechen-Interglazial III findet sich erstmals bei URBAN (1978a) für den warmzeitlichen Tonhorizont D (KOWALCZYK 1969) der unterpleistozänen Schichtenfolge des Tagebaus Frechen. Er wird von Grobkieslagen eines Schotterkörpers (Schotter d, Frechen-Kaltzeit III nach URBAN 1978a) unterlagert, den Erosionsdiskordanzen, Driftblöcke und Kryoturbationen als eindeutig kaltzeitliche Bildung ausweisen.

2 Typlokalität

Typlokalität ist der auf der Ville in der südlichen Niederrheinischen Bucht/Nordrhein-Westfalen gelegene Tagebau Frechen. Als Typusprofil gilt die Abfolge mit dem Pollendiagramm auf Beilage Nr. 3 in URBAN (1978a).

3 Charakteristik, Untergliederung

Der über dem Schotter d auftretende Tonhorizont D mit größerer Verbreitung weist eine warmzeitliche Gastropodenfauna auf und führt neben anderen altpleistozänen makroskopisch nachgewiesenen Florenlementen *Azolla filiculoides* und *Azolla tegeliensis* (LOŽEK & KEMPF in KOWALCZYK 1969). Den pollenarmen Tonhorizont charakterisiert eine altquartäre warmzeitliche Flora, die im jüngeren Abschnitt des Pollendiagramms überwiegend von *Eucommia*, *Pterocarya*, *Ostrya* und *Carpinus* charakterisiert wird (URBAN 1978a).

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Der Tonhorizont D tritt auf der Ville als Rinnenfüllung oder in Linsen mit eher lokaler Verbreitung auf.

Das Frechen-Interglazial III ist von URBAN (1978a) aufgrund seiner stratigraphischen Position im Hangenden des Frechen-Interglazial I (Tiglium A) und des Frechen-Interglazial II (Tiglium C1-4) auf der Basis seiner altpleistozänen Makroflorenfloren- und Gastropodenvorkommen und Pollenspektren mit Nachweisen für *Azolla tegeliensis* mit dem Tiglium C 5-6 der niederländischen Stratigraphie (ZAGWIJN 1963) und den Abschnitten 5-6 der Ellerhoop-Warmzeit (MENKE 1975) korreliert worden.

5 Datierung

Der Tonhorizont D des Frechen-Interglazials III (BOENIGK et al. 1972) ist normal magnetisiert und könnte demnach während des Olduvai-Events entstanden sein (URBAN 1979, KLOSTERMANN 1992).

Van-Eyck-Interglazial

1 Definition, Erstbeschreibung

Die Bezeichnung Van-Eyck-Interglazial wurde erstmals von URBAN (1978a) für den Tonhorizont V (Nomenklatur nach BOENIGK 1970) der Tegelen-Formation in der Belfeld-Region bei Brüggen (nordwestliche Niederrheinische Bucht) benutzt. Der Tonhorizont V wird von URBAN (1978a) aufgrund seiner Paläoflora in der Brüggener Grubenregion nicht insgesamt als Synonym für den von ZAGWIJN (1963) in das Tiglium A gestellten Belfeld-Ton beschrieben.

2 Typlokalität

Typlokalitäten der Van-Eyck-Interglazial Warmzeit sind die Gruben Peter van Eyck (Nr. 104) und benachbarte Tongruben (Nr. 102, 103, 105 Nummerierungen nach BOENIGK 1970) bei Brüggen in der nordwestlichen Niederrheinischen Bucht/Nordrhein-Westfalen. Als Typusprofile gelten die Pollendiagramme auf Beilage Nr. 5, 6 und 9 in URBAN (1978a).

3 Charakteristik, Untergliederung

Maßgebliche Florenelemente sind *Pterocarya*, *Eucommia*, *Decodon*, *Phellodendron*, *Carya*, *Parthenocissus* bei völliger Abwesenheit von *Fagus*. Wiederholt wurde eine starke Abkühlung im oberen Teil des Tonhorizontes V beobachtet. *Azolla tegeliensis* und *Azolla filiculoides* treten vereinzelt im Ton V auf (KEMPF in BOENIGK, 1970), der von URBAN (1978a) in das Tiglium C5-6 gestellt wurde. Aufgrund schwermineralogischer Untersuchungsergebnisse wurde der Ton V von BOENIGK (1970) als Waal-zeitlich oder jünger angesehen.

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Der Tonhorizont V hat im Raum Brüggen als Altarmablagerung des Paläorheins weite Verbreitung. Seine Paläoflora und biostratigraphische Abgrenzung zum liegenden Tonhorizont III der Belfeld-Region (Reuverium B, ZAGWIJN 1974b; Reuverium B/C, Pretiglium, URBAN 1978a, ZAGWIJN 1998) und zum Belfeld-Ton (Tiglium A, ZAGWIJN 1963) benachbarter Vorkommen lassen eine zweifelsfreie Einstufung in das Tiglium C5-6 des benachbarten Tegelen-Tons (ZAGWIJN 1963; Cycle III: ZAGWIJN 1998) der Typusregion zu. Das Van-Eyck-Interglazial wurde von URBAN (1978a) mit dem Ton D der Ville Abfolge und der Ellerhoop-Warmzeit 5-6 (MENKE 1975) verknüpft.

5 Datierung

Der Ton V ist nach KO 1 in BOENIGK et al. (1972) unten revers und oben normal magnetisiert, nach neueren Messungen (KO 1 & SIBRAVA 1976, URBAN 1979) ist er auch in seinem tieferen Teil normal magnetisiert. Eine Einstufung in das Olduvai-Event ist daher wie für den Tonhorizont D der Ville naheliegend (URBAN 1979, vgl. auch ZAGWIJN 1998).

Mittelpleistozän

Frimmersdorf-Interglazial

(Synonym „Interglazial von Frimmersdorf“; „Frimmersdorfer-Interglazial“)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff „Interglazial von Frimmersdorf“ wurde für tonig-humose Ablagerungen der Oberen Mittelterrasse I im Tagebau Frimmersdorf-West von v.D. BRELIE et al. (1959) eingeführt. SCHIRMER (1974) benutzte die Bezeichnung „Frimmersdorfer-Interglazial“ für Abfolgen im gleichen Aufschluss.

2 Typlokalität

Typlokalität für das „Interglazial von Frimmersdorf“ synonym dem „Frimmersdorfer-Interglazial“ und dem „Frimmersdorf-Interglazial“ sind die Tagebaue Frimmersdorf-West und Fortuna-Garsdorf der südlichen Niederrheinischen Bucht/Nordrhein-Westfalen. Als Typusprofil gelten das Pollenprofil in v.D. BRELIE et al. (1959: 182-183) und für den Tagebau Fortuna-Garsdorf in URBAN (1980a: 226).

3 Charakteristik, Untergliederung

Im dreigeteilten Pollendiagramm dominieren *Pinus* und *Salix* an der Basis, *Alnus* mit Eichenmischwaldanteilen (<5%) im mittleren und *Pinus* mit z.T. <80% im obersten Abschnitt. Das Auftreten von *Juglans*, *Pterocarya* und eines *Keteleeria*-ähnlichen Pollentyps werden als autochthon beschrieben (v.D. BRELIE et al. 1959). Holz- und andere makroskopische Pflanzenreste erweitern das Florenspektrum um Vertreter der *Buxaceae* (*Buxus sempervirens*), *Aquifoliaceae*, *Staphyleaceae*, *Aceraceae* und *Caprifoliaceae*, auch das Vorkommen von *Azolla filiculoides* und *Vitis sylvestris* ist belegt. Die übrigen palynologischen Befunde deuten auf kühlere Klimabedingungen während des Ablagerungszeitraumes hin. Guterhaltene Insektenreste stammen von kälteliebenden Spezies. Die durchgehend sehr hohen Pollengehalte miozäner Florenelemente deuten auf Umlagerung hin. Das Vorkommen wurde aufgrund der Lagerungsverhältnisse seinerzeit als Mindel-Riß-Interglazial (v.D. BRELIE et al. 1959) angesprochen.

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In dieser Form ist das Frimmersdorf-Interglazial (Interglazial von Frimmersdorf, Frimmersdorfer-Interglazial) nur aus den Tagebauen der Ville bekannt. Im Tagebau Fortuna-Garsdorf wurde eine von BRUNNACKER et al. (1978) über Kiesen der Mittelterrasse II a liegende, analoge tonig-schluffige Ablagerung „Frimmersdorfer-Interglazial“ beschrieben, die von URBAN (1980a) palynologisch untersucht und als Frimmersdorf-Interglazial bezeichnet wurde. URBAN (1980a) beschreibt einen basalen Diagrammabschnitt, der schon weitgehend von einem reichen Kräuterspektrum beherrscht wird, das im jüngsten Profilabschnitt verarmt und in eine *Artemisia*-Steppe übergeht. Im Einklang mit der Molluskenfauna (LOŽEK 1964) mit *Bythynia tentaculata* steht daher die Annahme (URBAN 1980a), dass der Ablagerungsbeginn gegen Ende eines Interglazials oder Interstadials lag und zum Hochglazial im Hangenden überleitet. Eine Einstufung in einen späten Abschnitt des Cromer-Komplexes wird von BRUNNACKER et al. (1978) und URBAN (1980a) vorgeschlagen.

5 Datierung

Nach paläomagnetischen Messungen ist der schluffige Ton des Frimmersdorf-Interglazials im Tagebau Fortuna-Garsdorf normal magnetisiert und gehört damit in die Brunhes-Chron (KO 1, in BRUNNACKER et al. 1978). Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor, so dass sich nur eine vorläufige Zuordnung zur MIS 17 ergibt (KLOSTERMANN 1992). Eine Einstufung in den späten Cromer-Komplex ist von BRUNNACKER et al. (1978) und URBAN (1980a) und in ältere Abschnitten von KLOSTERMANN (1992) vorgenommen worden. BOENIGK (1995) stellt das Terrassenniveau des Frimmersdorf-Interglazials in das jüngere Niveau der Mittelterrasse III. Von BOENIGK & FRECHEN (1998) wird darauf aufbauend eine Verknüpfung mit der Deckschichtenstratigraphie

der Pleistozänabfolge von Kärlich (Mittelrhein) vorgenommen und das Frimmersdorf-Interglazial mit dem „Kärlicher Interglazial I“ korreliert, tentativ in das Holstein-Interglazial, also MIS 9 gestellt.

Krefeld-Interglazial

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff Krefeld-Interglazial wurde von URBAN (1980b) für warmzeitliche schluffig-tonige Altwassersedimente gestauchter Vorkommen, den sogenannten „Krefelder Schichten“ (BERTSCH & STEEGER 1927) aus dem Bereich der Unteren Mittelterrasse bei Krefeld, eingeführt.

2 Typlokalität

Typlokalität für das Krefeld-Interglazial sind die gestauchten Krefelder-Schichten im Bereich der südlichen Stauchmoräne des Xantener Lobus, der Inselberge (z.B. Eyller Berg) und des Schaphuysener Höhenzuges. Als Typusprofil für das Krefeld-Interglazial gelten insbesondere die Profile Römerhof I und II in URBAN (1980b:76-77).

3 Charakteristik, Untergliederung

Die Pollenspektren des Krefeld-Interglazial zeigen bei relativer Gleichförmigkeit Koniferen-Dominanz (*Pinus*, *Abies*), daneben treten Auenwaldelemente (*Pterocarya*, *Alnus*, *Vitis*), Pollen von *Fagus*, *Buxus* und *Taxus* ebenso wie Massulae von *Azolla filiculoides* in den untersuchten Profilen auf. Auffallend sind besonders hohe Anteile von *Corylus*, die in den Profilen der südlichen Stauchmoräne des Xantener Lobus (Römerhof) im Gegensatz zu denen des Eyller Berges und des Schaphuysener Höhenzuges (Stenden) zu stehen scheinen. Der malakozoologische Befund (PUISSÉGUR in URBAN 1980b) mit *Valvata piscinalis* und *Bythynia tentaculata* deutet auf interglaziale Ablagerungsbedingungen entlang eines durch wechselnde Strömungsgeschwindigkeiten charakterisierten Flusslaufes hin.

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Am Niederrhein sind in der weiteren Umgebung von Krefeld im Bereich der Verbreitung der Krefelder Mittelterrasse und der rheinwärts angrenzenden saalezeitlichen Stauchendmoränen zahlreiche Ton- und Schluffvorkommen verbreitet, die als „Kempener-Schichten“ (BERTSCH et al. 1931) ungestörte Schotter unterteilen und eingeschuppt in die Stauchmoränen als Krefelder-Schichten (BERTSCH & STEEGER 1927) bekannt sind. Pollenanalytisch wurden beide Schichten von KARRENBERG & REIN (1951), v.d. BRELIE & REIN (1952, 1956) und später auch von KEMPF (1966) umfangreich paläoökologisch untersucht (Profil Tönisberg), als Kempen-Krefelder Schichten zusammengefasst und in das Holstein-Interglazial gestellt. Demgegenüber steht die Auffassung von STEUSLOFF in BERTSCH et al. (1931), dass die Molluskenfauna der Kempener-Schichten sich grundsätzlich von den Vergesellschaftungen der Krefelder-Schichten unterscheidet und die Ansicht von KAISER & SCHÜTRUMPF (1960), die Krefelder Mittelterrasse und damit die Kempener-Schichten seien jünger als der saalezeitliche Eisvorstoß.

Von URBAN (1980a, b) werden die interglazialen Tonvorkommen der „Krefelder-Schichten“ in den Stauchwällen und Inselbergen als gleich alte Bildungen beschrieben und in das Holstein-Interglazial (s.l.) gestellt.

KLOSTERMANN (1992) differenziert die interglazialen Tone und Schluffe in einen Holstein I Typ (Holstein s.l.) für Schichten mit einem Pollenspektrum des Krefeld-Interglazials und in einen Holstein II Typ (Holstein s. str.), dem insbesondere das bei KEMPF (1966) beschriebene Profil des Schachtes Tönisberg zugeordnet wird. BOENIGK & FRECHEN (1998) fassen die Kempen-Krefelder Schichten erneut zusammen und stellen sie in die Saale s.l.. Im Krefeld-Interglazial sehen diese Autoren das Korrelativ zum Kärlich Interglazial s.str. nach URBAN (1978c, 1983) und den analogen Abfolgen von BITTMANN (1991), das sie als Kärlicher Interglazial II bezeichnen.

5 Datierung

Mit numerischen Methoden der Altersbestimmung ermittelte absolute Daten liegen nicht vor.

Kärlicher Interglazial

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff Kärlicher Interglazial wurde ursprünglich von BRUNNACKER et al. (1969, 1975) und BRUNNACKER (1971) für den oberen Teil des Abschnittes H der Deckschichtenabfolge der Tongrube Kärlich am Mittelrhein eingeführt.

2 Typlokalität

Als Typlokalität für das Kärlicher Interglazial gilt die Tongrube Kärlich am Mittelrhein/Rheinland-Pfalz. Der Begriff Kärlicher Interglazial ist auf die warmklimatische Abfolge des oberen Abschnittes H der Deckschichtenabfolge der Tongrube Kärlich unterhalb des Brockentuff (URBAN 1978c) festgelegt.

3 Charakteristik, Untergliederung

Abschnitt H schließt im oberen Teil mit einer Braunerde (FRECHEN & ROSENAUER 1959, MÜCKENHAUSEN 1959), nach BRUNNACKER (1971) mit einer Parabraunerde ab, die interglaziale Mollusken führt, überlagert von Ablagerungen des Kärlich-Brockentuffes und Sedimenten einer in ihn eingetieften Depression (BRUNNACKER, in BOSINSKI et al. 1980) ab. SCHIRMER (1970, 1990) stellt den warmklimatischen Charakter der Bildungen an der Basis des Kärlich-Brockentuff zudem aufgrund von Florenresten fest.

VAN KOLFSCHOTEN & TURNER (1996) beschreiben eine Kleinsäugerfauna mit *Talpa sp.*, *Sciuridae gen. sp.*, *Microtus arvalis/Microtus agrestis*, *Microtus sp.* und *Apodemus sp.* aus einem analogen Horizont unterhalb des Brockentuffs. Nach BOENIGK & FRECHEN (1998) wird die Obergrenze des Abschnittes H des Deckschichtenprofils in Kärlich durch den Kärlich-Brockentuff definiert, der bereits an den Anfang von Abschnitt J gestellt wird.

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die Straten des oberen Abschnittes H, dem Ende der Bildung von Schicht H der Tongrube Kärlich (BRUNNACKER 1971) bleiben auf die Fundlokalität beschränkt. (Siehe hierzu Kapitel Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“)).

5. Datierung

(Siehe hierzu Kapitel Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“)).

Kärlich-Interglazial

(Synonym „Kärlich Interglazial“, „Kärlich Interglacial“)

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) wurde von URBAN (in BOSINSKI et al. 1980) und URBAN (1983) für warmzeitliche, limnisch-telmatische Sedimente einer Reliefdepression im Kärlich-Brockentuff der Tongrube Kärlich am Mittelrhein eingeführt.

2 Typlokalität

Als Typlokalität für das Kärlich-Interglazial gilt die Tongrube Kärlich am Mittelrhein/Rheinland-Pfalz mit dem bei URBAN (1983: 85-88) beschriebenen Pollendiagramm und seiner Zonierung. Der Begriff „Kärlich-Interglazial“ („Kärlich Interglazial“, Kärlich Interglacial) ist auf die pollenanalytisch beschriebene Sedimentabfolge einer Depression über dem Brockentuff (URBAN 1978c) festgelegt.

3 Charakteristik, Untergliederung

URBAN (1983: 85, 88) beschreibt ein in fünf Pollenzonen (K 1-5) untergliedertes Diagramm, das in der Eichenmischwaldphase eines Interglazials einsetzt, der ein ausgeprägter *Corylus* Gipfel, eine Hainbuchen-Tannen-, Hainbuchen-Birken- und *Pinus-Picea*-Phase folgen. Die in einer prähistorischen Fundschicht (BOSINSKI et al., 1980) aus der Hainbuchen-Birkenphase stammenden Holzkohlenreste sind den Taxa *Abies alba*, *Celtis australis* und *Acer spec.* (SCHOCH in URBAN 1983) zuzuordnen, Pollen von *Pterocarya* und *Fagus* sowie *Massulae* von *Azolla filiculoides* wurde ebenfalls belegt (URBAN 1983).

Umfangreiche vegetationsgeschichtliche Untersuchungen der Sedimentabfolge „Kärlich-Seeufer“, einer Depression über dem Brockentuff, durch BITTMANN (1990, 1991) bestätigen detailliert den durch URBAN (1978c, 1983) gemachten Befund. Die archäologischen Fundschichten des Kärlich-Interglazial werden als Lokalität „Kärlich-Seeufer“ bei KRÖGER et al. (1991) und GAUDZINSKI et al. (1996) zusammenfassend beschrieben. BITTMANN (1990: 44-52) beschreibt acht Pollenzonen mit interglazialen Charakter, gefolgt von einer waldfreien Phase, an die sich eine Kiefern-Fichten-Eichen Zeit (Z11 Interstadial) anschließt, auf die ein erneuter Klimarückschlag folgt. Die Sedimentation der interglazialen Schichten setzt in der Eichenmischwaldzeit ein. Unter den Großsäugerresten befinden sich *Elephas antiquus*, *Equus sp.*, *Cervus elaphus*, *Sus scrofa* und *Bos sp./Bison sp.* (VAN KOLFSCHOTEN & TURNER 1996).

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

In der Tongrube Kärlich gilt die bei BITTMANN (1990, 1991) pollenanalytisch beschriebene Abfolge der Lokalität „Kärlich-Seeufer“ als Äquivalent des Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) s.str. nach URBAN (1983).

Die Bildungen an der Basis des Kärlich-Brockentuffs als auch der Brockentuff selber und die in ihn eingetiefte Depression wurden von BRUNNACKER et al. (1969) und BRUNNACKER, in BOSINSKI et al. (1980) in den oberen Abschnitt H der Deckschichtenabfolge von Kärlich einbezogen, und die Eruption des Brockentuffes in den mittleren Bereich einer Warmzeit gestellt (BOSINSKI et al. 1980, URBAN 1978c, BITTMANN 1990). Für diese Gesamtabfolge wird teilweise die Bezeichnung Kärlicher Interglazial benutzt. Das Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) s.str. nach URBAN (1983) beschreibt jedoch nur die limnisch-telmatischen Sedimente der Depression oberhalb des Kärlich-Brockentuffes. Aufgrund der nicht immer eindeutigen terminologischen Trennung in Kärlicher Interglazial und Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“), der unterschiedliche genetische Interpretationen für den Abschnitt H (nach BRUNNACKER in BOSINSKI et al. 1980) zugrunde liegen und aufbauend auf jüngere Forschungsergebnisse, schlagen BOENIGK (1995) und BOENIGK & FRECHEN (1998) vor, in ein Kärlicher Interglazial I (warmzeitliche Bildung im Liegenden des Brockentuffes, Typsedimente des Kärlicher Interglazial, BRUNNACKER et al. 1969) und Kärlicher Interglazial II Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) s.str., URBAN 1983) zu trennen. Zwischen den beiden warmklimatischen Phasen liegen nach BOENIGK & FRECHEN (1998) eine Erosionsphase, zwei pedogen überprägte Fließerde Sedimentationszyklen mit ökologisch differenzierter, warmklimatischer Molluskenfauna und die Eruption und der Versturz des Kärlich-Brockentuffs mit Bildung der Depression des Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“).

Nach BOENIGK & FRECHEN (1998) wird die Obergrenze des Abschnitts H des Deckschichtenprofils in Kärlich durch den Kärlich-Brockentuff definiert, der bereits an den Anfang von Abschnitt J gestellt wird. URBAN (1983) stellt das Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) aufgrund seiner intermediären Paläoflora, die Elemente des Eem- als auch des Holstein-Interglazials aufweist, in den Saale-Komplex und diskutiert es als Korrelativ zu Wacken (MENKE 1968a), Dömnitz (ERD 1973) und Hoogetveen (ZAGWIJN 1973).

BITTMANN (1990, 1991) und BITTMANN & MÜLLER (1996) stellen das Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) in einen jüngeren Abschnitt des Cromer Komplexes und korrelieren es mit dem Interglazial von Bilshausen/Niedersachsen (MÜLLER 1965).

In der Niederrheinischen Bucht weisen die Profile vom Typ „Römerhof“ des Krefeld-Interglazials

(URBAN 1980a) vegetationsgeschichtlich Parallelen zum Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) auf. BOENIGK & FRECHEN (1998) korrelieren die Kempen-Krefelder Schichten in ihrer Gesamtheit mit dem Kärlich-Interglazial („Kärlich Interglazial“) s.str. (=Kärlicher Interglazial II) und stellen es in den Saale-Komplex.

5 Datierung

Methodisch wenig verlässliche $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen von im Brockentuff enthaltenen Kalkkonkretionen (HENNING, in BOSINSKI et al. 1980) lieferten ein Mindestalter von 150 ka, Thermolumineszenz-Datierungen (TL) an Löss im Hangenden und Liegenden (ZÖLLER et al. 1988) des Kärlich-Brockentuffs ebenfalls Minimalwerte von 152 ± 15 , 222 ± 25 und 232 ± 28 ka. VAN DEN BOOGAARD et al. (1989) führten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Lasermessungen an Phlogopit-Einzelkristallen des Brockentuffs durch und ermittelten ein Eruptionsalter von 396 ± 20 ka. Einer neueren Datierung zufolge stellt BOOGAARD (in BOENIGK & FRECHEN 1998) die Eruption des Brockentuffs in den Anfang von MIS 10.

Mauerer Waldzeit (Synonym Warmzeit von Mauer (Grafenrain))

1 Definition, Erstbeschreibung

Der Begriff Mauerer Waldzeit ist für die Mauerer Neckarsande (untere Mauerer Sande) mit nicht eindeutig rekonstruierbarer Priorität geprägt worden, die den Unterkiefer des *Homo heidelbergensis* von Mauer (gefunden von DANIEL HARTMANN, 21.10.1907, SHOETENSACK 1908) und zahlreiche für warmklimatische Verhältnisse sprechenden Großsäugerfaunenreste führen (zusammengefasst in BEINHAUER & WAGNER 1992, 1997).

2 Typlokalität

Typlokalität für die Mauerer Waldzeit ist die Sandgrube Grafenrain in Mauer bei Heidelberg, Typus Stratum sind die Unteren Mauerer Sande mit der Fundsicht des *Homo heidelbergensis*.

3 Charakteristik, Untergliederung

Die Mauerer Waldzeit ist anhand der Mikromammalia- und Großsäugerfaunenfunde vor allem in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts (SHOETENSACK 1908, FREUDENBERG 1911, 1914, SOERGEL 1914, HELLER 1934) beschrieben worden. SOERGEL (1928) beschreibt das geologische Alter des *Homo heidelbergensis* mit 450.000 Jahren und nimmt zur geologischen Entwicklung der Neckarschlinge von Mauer Stellung (SOERGEL 1933). Später gliedert GRAUL (1977, zusammengefasst in LÖSCHER 1997), die fluviatilen Ablagerungen des Neckar und der Elsenz in der Mauerer Schleife. Durch v. KOENIGSWALD (1992, 1997) und v. KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) sind die Faunen der Mauerer Sande in jüngerer Zeit umfangreich biostratigraphisch bearbeitet worden. Aus v. KOENIGSWALD & HEINRICH (1999: 84) wird die nachfolgende Faunenliste wiedergegeben:

Säugetierfauna

Insectivora

Talpa minor

Talpa europaea

Primates

Homo heidelbergensis

Rodentia

Apedumus spec.

Microtus arvalis-agrestis

Arvicula cantianus

Pliomys episcopolis

Castor fiber

Trogonterium cuvieri

Carnivora

Canis lupus mosbachensis

Ursus thibetanus

Ursus deningeri

Pliocrocuta perrieri
Panthera pardus sickenbergi
Panthera leo fossilis
Felis (Lynx) issidorensis
Felis cf. sylvestris
Homotherium spec.

Proboscidea
Elephas antiquus

Perissodactyla
Equus mosbachensis

Stephanorhinus hundsheimensis
Stephanorhinus kirchbergensis
 Artiodactyla
Sus scrofa
Hippopotamus amphibius antiquus
Alces latifrons
Cervus elaphus
Capreolus priscus
Bison schoetensacki

VON KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) heben die Neueinwanderung von *Arvicula*, *Elephas antiquus*, *Hippopotamus amphibius* und *Homo heidelbergensis* in dieser Warmzeit besonders hervor. Aufgrund des für jüngere mittelpleistozäne Interglaziale typischen und in Mauer nur sehr untergeordneten Vorkommens von *Stephanorhinus kirchbergensis* stellen VON KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) die Faunen von Mauer in das mittlere Mittelpleistozän und stufen diese älter als die Faunen von Mosbach 2 ein.

Mit Hilfe zweier Forschungsbohrungen (Grafenrain I und II) wurden die pleistozänen Liegendsschichten der unteren Mauerer Sande bis auf die Basislagen des Unteren Muschelkalk erschlossen. Im Liegenden der bis 5 m Tiefe anstehenden Unteren Mauerer Sande der Bohrung I (Gesamtmächtigkeit 22m) folgen bis in 16 m Tiefe Wechsellagen von schluffigem Ton, Mudden und humosen Sanden, die von Holz und Torfschmitzen durchsetzt sind, die als vermeintliche Altwasserabsätze interpretiert werden (ZÖLLER 1997, URBAN 1992, 1997). Die pollenführenden Schichten in 6,9 bis 10,0 m Tiefe konnten von URBAN (1992, 1996, 1997) in eine Wechselfolge von zwei Interstadial-Kaltzeit-Sequenzen, die der „Mauerer Waldzeit“, insgesamt als „Mauerer Warmzeit“ (URBAN 1992, 1997) bezeichnet, vorausgegangen sind, untergliedert werden. Zwischen 10,00 m und 9,00 m ist eine Kiefern-Fichten-Erlen-Zeit, die interstadialen Florencharakter hat, erfasst. Darauf folgt zwischen 8,90 m und 7,20 m eine intensive Klimaverschlechterung, belegt durch gräser-kräuterreiche Vegetationsspektren, die von einem zweiten nadelholzreichen Interstadial mit einer Wiederausbreitung von Kiefer und Birke, begleitet von einer Wacholder-Weidenphase, eingeleitet werden.

Diese vegetationsgeschichtlichen Ergebnisse werden von URBAN (1992, 1997) zusammengefasst folgendermaßen interpretiert: der Mauerer Warmzeit (Fundsicht) gehen zwei kühle Waldzeiten mit Taiga-artigen Florenelementen, unterbrochen von einer waldfreien Kaltzeit, unmittelbar voraus. MÜLLER (1986) beschreibt zahlreiche, derartige kühle Thermomere aus jüngeren Cromer-zeitlichen Ablagerungen der Bohrung Gorleben. URBAN (1997) stuft die Sedimente im Bereich der Mauerer Sande daher in die zweite Hälfte des Cromer-Komplexes ein.

4 Vergleichbare Profile, Verbreitung

Die Verbreitung der Mauerer Sande ist auf die unmittelbare Umgebung der Neckarschlinge von Mauer begrenzt.

5 Datierung

Die Fundsicht des Unterkiefers des *Homo heidelbergensis* (Mauerer Waldzeit), insgesamt als Mauerer Warmzeit (URBAN 1992, 1997) bezeichnet, wurde mit verschiedenen naturwissenschaftlichen Ansätzen unterschiedlich eingestuft (HORN et al. 1997, VON KOENIGSWALD 1997, URBAN 1997, WAGNER et al. 1997, ZÖLLER 1997). Aufgrund der normalen paläomagnetischen Magnetisierung, der Faunenzugehörigkeit, der Palynologie sowie der Deckschichtenpaläopedologie und weiterer physikalischer Bestimmungsmethoden, ergibt sich das Bild der Tabelle 1.

URBAN (1997) und ZÖLLER et al. (1997) konstatieren aufgrund einer vegetationsgeschichtlichen Parallelisierung mit Abfolgen der niederländischen und norddeutschen Pleistozän-Abfolgen, dass – sofern kein wesentlicher Hiatus zwischen der jüngeren Waldzeit von Grafenrain (2. kühle Waldzeit) und den Maurer Sanden (interglaziale Fundschicht) vorhanden ist – die Maurer Warmzeit in die Wende zwischen MIS 16/15 bzw. MIS 14/13 fällt.

Tab. 1: Mögliche Zuordnung der Maurer Waldzeit zu Marinen Sauerstoffisotopenstufen (MIS)

Tab. 1: Possible correlations of the Mauer-Waldzeit with MIS (marine isotope stages)

Stratum	Vegetationsgeschichtlicher Abschnitt, klimatische Wertigkeit (URBAN 1997, ZÖLLER 1997)	Tentative Zuordnung zur MIS-Zeitskala	Tentative Zuordnung zur MIS-Zeitskala
Untere Maurer Sande		<i>Alternative a</i> (URBAN 1997, ZÖLLER 1997)	<i>Alternative b</i> (URBAN 1997, ZÖLLER 1997)
	Maurer Waldzeit	MIS 13	MIS 15
	? kaltes, nicht extremes Wald(steppen)klima	MIS 14	MIS 16
	1. Kühle Waldzeit	MIS 15	?
	Waldfreie Kaltzeit	MIS 16	?
	Kaltklima	MIS 18	max.MIS 18
	1. Kühle Waldzeit	MIS 17	?

Biostratigraphische Begriffe aus der Säugetierpaläontologie für das Pliozän und Pleistozän Deutschlands

WIGHART V. KOENIGSWALD & WOLF-DIETER HEINRICH^{*}

Einleitung: Die biostratigraphische Gliederung des Quartärs in Mitteleuropa erfolgte nach wechselnden Ansätzen, und entsprechend groß ist die Zahl der benutzten Termini. Zunächst wurde versucht, Stufen in der Entwicklung der Säugetierfaunen nach typischen Fundorten zu benennen und diese in einer zeitlichen Reihenfolge zu ordnen (z.B. KRETZOI 1962, 1969, JÁNOSSY 1969). Eine Korrelation mit den Glazialen und Interglazialen wurde zwar immer wieder versucht, brachte aber große Schwierigkeiten, weil die Faunen weitgehend aus den unvergletscherten Gebieten stammten und deswegen keine Korrelationen durch klare Superpositionen gegeben waren. Schon in der Faunenabfolge zeigte sich, dass die Zahl der Interglaziale, wie sie die klassische Gliederung anbot, nicht ausreichte, um die verschiedenen warmzeitlichen Faunen einzuordnen. Die Bohrungen in der Tiefsee zeigten dann sehr bald, dass die Zahl der Oszillationen weit höher sind, als von PENCK & BRÜCKNER (1909) angenommen.

Die biostratigraphische Gliederung des Jungtertiärs konnte dadurch verfeinert werden, dass die Grenzen der einzelnen Stufen durch das erste bzw. letzte Auftreten (FAD = First Appearance Date bzw. LAD = Last Appearance Date) charakteristischer Säugetierarten definiert wurden. Dabei wurden Zeitspannen von rund 1 Million Jahren durch evolutive Veränderungen im Artbestand sowie durch gelegentliche Einwanderungswellen unterschieden (LINDSAY et al. 1989). Diese verfeinerte Methode wurde auch für die Gliederung des Quartärs angewendet (z.B. GUERIN 1982, 1990, HORACEK & LOZEK 1988, FEJFAR & HEINRICH 1990), aber im Quartär treten zwei Probleme auf.

Zum einen ist die Gesamtdauer von nur rund 2 Millionen Jahren zu kurz, um evolutive Veränderungen zu erwarten, die eine Gliederung in der erwünschten Feinheit erlauben. In der Tat gibt es nur wenige Gattungen, in denen fassbare evolutive Veränderungen zu beobachten sind. Um diese Schwierigkeit zu umgehen, wird auch das gemeinsame Vorkommen von verschiedenen Arten, also deren zeitliches Überlappen zur Charakterisierung biostratigraphischer Zonen verwendet.

Die zweite Schwierigkeit wird durch die starken klimatischen Veränderungen verursacht, die zumindest in Mitteleuropa jeweils mit einem fast vollständigen Austausch der größeren Pflanzenfresser verbunden sind. Da die klimatischen Oszillationen mit einer Periodizität von rund 100.000 Jahren erfolgte, ist zu erwarten, dass zahlreiche Arten weitaus länger als nur in einem der zu charakterisierenden Zeitabschnitte vorkommen (KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). Aus diesem Grund lassen sich kaltzeitliche bzw. warmzeitliche Faunen unterschiedlicher Zyklen nicht immer voneinander unterscheiden. In der Fauna ist das offensichtlich und gilt eventuell auch für die Zusammensetzung der Vegetation.

Der vielfache Faunenaustausch betrifft besonders die großen Pflanzenfresser, und deswegen ist das Vorkommen der auffälligen Formen, wie der Elefanten, Nashörner etc. zeitlich diskontinuierlich und zur Gliederung nur begrenzt geeignet. Bei den Kleinsäugetern sind es die euryöken Formen, wie die Wühlmäuse, die zur Gliederung herangezogen werden können. Da nur relativ wenig Arten neu auftreten, muss auch das Verschwinden der Arten (LAD) zur Gliederung benutzt werden, obwohl darin

^{*} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. WIGHART V. KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie, Universität Bonn, Nussallee 8, 53115 Bonn, Email: Koenigswald@uni-bonn.de; Dr. WOLF-DIETER HEINRICH, Museum für Naturkunde, Humboldt-Universität Berlin, Invalidenstrasse, 10099 Berlin, Email: wolf-dieter.heinrich@museum.hu-berlin.de

immer eine gewisse Unsicherheit liegt und regionale Unterschiede bedeutend sein können. Man kann, besonders seit dem Mittelpleistozän, eine zunehmende Verarmung in der Säugetierfauna feststellen. Ganz allgemein zeichnet sich in den Faunen der ökologische Wandel weit stärker ab als der zeitliche Unterschied. Bei dem ökologischen Wandel spielen zwar die Änderungen in der Temperatur eine große Rolle, aber für Mitteleuropa sind die Verschiebungen im Feuchtigkeitsregime von mindestens ebenso großer Bedeutung. Während der Interglaziale nimmt der ozeanische Einfluss stark zu, weil der Meeresspiegel hoch stand. Dagegen verstärkt sich der kontinentale Einfluss während der Kaltzeiten (KOENIGSWALD 1999, 2002). Der jeweilige Einfluss ist natürlich in Frankreich bzw. in Ungarn stärker oder schwächer. Dieser regionale Unterschied ist gerade in Europa sehr groß. Mitteleuropa war stets nur ein temporäres Verbreitungsgebiet der warmzeitlichen bzw. kaltzeitlichen Faunen. Die Kerngebiete, aus denen die Faunen jeweils neu eingewandert sind, lagen im Mittelmeergebiet bzw. im östlichen Europa und in Sibirien. Das hat zur Folge, dass das erste Auftreten mancher Gattungen etwa von *Elephas* oder *Arvicola* im Mittelmeergebiet möglicherweise wesentlich früher erfolgte als in Mitteleuropa. Diese regionalen Unterschiede sind sehr gravierend und erschweren eine biostratigraphische Korrelation über größere geographische Distanzen.

Trotz dieser besonderen Schwierigkeiten im Quartär wurde eine Gliederung erarbeitet, deren Präzision aber sehr unterschiedlich ist. Besonders im Altpleistozän reicht die Dichte der Fundstellen nicht aus, um eine gewünschte Zuverlässigkeit in der biostratigraphischen Gliederung zu geben.

Die Untergrenze des Pleistozäns wird in der Säugetierstratigraphie mit der Oberkante des Olduvay Chron bei etwa 1,8 Ma gleichgesetzt. Da z.B. in der Paläobotanik auch Teile des Pliozäns oberhalb der Gauss/Matuyama Grenze zum Pleistozän gerechnet werden, werden auch hier die entsprechenden biostratigraphischen Begriffe aus der Säugetierstratigraphie des Neogens (MN 14 – MN 17) mit aufgelistet. Das Mittelpleistozän beginnt nach allgemeiner Übereinkunft an der Brunhes/Matuyama Grenze und das Jungpleistozän mit dem letzten Interglazial, dem Eem.

Eine Übersicht über die wichtigsten stratigraphischen Begriffe für Mitteleuropa und ihre grobe zeitliche Korrelation wird in Tabelle 1 gegeben.

Biostratigraphical Terms from Mammal Palaeontology for the Pliocene and Pleistocene in Germany

Keywords: Bio-Stratotypes, Quaternary, Mammals, Germany

The biostratigraphical subdivision of the Quaternary in central Europe has followed various approaches, and its terminology is correspondingly large. At first, stages in the development of mammal fauna were named after the sites of typical finds and arranged chronologically (e.g. KRETZOI 1962, 1969, JÁNOSSY 1969). Repeated efforts to correlate them with glacial and interglacials were difficult, however, because most fauna came from unglaciated regions, and no correlations based on well-defined superpositions were possible. The faunal succession had already shown that the number of interglacials in the classic system was not enough to explain the different warm-stage faunas. Deep-sea boreholes soon showed that the number of oscillations was much higher than PENCK & BRÜCKNER (1909) had assumed. The biostratigraphical subdivision of the Late Tertiary was refined by defining the boundaries of the individual stages by first and last appearances of characteristic species of mammals (FAD = First Appearance Date, LAD = Last Appearance Date). Time ranges of about one million years are distinguished by evolutive changes in the species population and by occasional immigration waves (LINDSAY et al. 1989). This more refined method of subdivision was also applied to the Quaternary (e.g. GUERIN 1982, 1990, HORACEK & LOZEK 1988, FEJFAR & HEINRICH 1990), but two problems occur in the Quaternary. First, a duration of only about two million years is too short to expect evolutive changes that allow the desired detailed subdivision. Indeed there are only few genera that display tangible evolutive changes. To bypass this difficulty, the con-

currence of different species, i.e. their overlap in time, is used to characterise biostratigraphical zones. The second difficulty is due to major climatic changes, each of which was associated – in central Europe at least – with the complete replacement of the larger herbivores. Because the climate oscillations occurred with a periodicity of about 100,000 years, it is likely that many species are found in more than just one of the time ranges (KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). For this reason, it is not always possible to distinguish cold-stage or warm-stage faunas of subsequent cycles. This difficulty is obvious in the case of fauna and may also apply to the vegetation composition. Multiple faunal replacement affected the large herbivores in particular: elephants and rhinoceroses, for example, do not occur continuously and are of limited value for biostratigraphical purposes. Of the small mammals, euryoecious species such as voles may be appropriate for biostratigraphy. Since only relatively few new species occur, last appearance dates have to be applied as well, although this involves some uncertainty and regional variations may be significant. An increasing impoverishment of mammal fauna is evident, especially since the Middle Pleistocene.

With regard to fauna, it is generally easier to recognise ecological change than change through time. Although temperature variations are a major factor in ecological change, shifts in the humidity regime are at least equally important in central Europe. During the interglacials, marine influence increased strongly because sea-level was high. By contrast, continental influence increased during the cold stages (KOENIGSWALD 1999, 2002). Both influences are, of course, stronger or weaker in France or in Hungary. This regional difference is very great, especially in Europe. Central Europe has always been only a temporary area of distribution for warm-stage or cold-stage fauna. The source areas of faunal migrations were in the Mediterranean, eastern Europe, or Siberia. As a result, the first occurrence of some genera - *Elephas* or *Arvicola*, for example – may have been much earlier in the Mediterranean than in central Europe. Such regional differences are significant and impede biostratigraphical correlation over great distances. In spite of these specific differences in the Quaternary a subdivision was attempted, but its precision varies greatly. For the Lower Pleistocene in particular, there are not enough localities to achieve the desired biostratigraphical reliability.

In mammal palaeontology, the basal boundary of the Pleistocene is positioned at about 1.8 Ma, at the top of the Olduvai chron. In palaeobotany, parts of the Pliocene above the Gauss/Matuyama boundary are assigned to the Pleistocene, which is why the corresponding biostratigraphical terms from Neogene mammal stratigraphy (MN 14 – MN 17) are also listed here. It is generally agreed that the Middle Pleistocene begins at the Brunhes/Matuyama boundary, and the Upper Pleistocene at the last interglacial, the Eemian stage. Table 1 gives an overview of the most important stratigraphical terms for central Europe and their approximate time correlation.

Biostratigraphische Begriffe für das Pliozän

Ruscinium / MN 14 und MN 15

1 Erstbeschreibung und Definition

Das Ruscinium ist eine Superzone des Pliozäns. Der Begriff wurde von KRETZOI (1962) eingeführt und durch die Faunen von Serart d'en Vaquer und Perpignan im Roussillon definiert.

Das Ruscinium wird durch verarmte *Hipparion*-Faunen (Liegendes) und durch die Csarnóta-Faunen (Hangendes) biostratigraphisch begrenzt (KRETZOI 1962). Nach BERGGREEN & VAN COUVERING (1974) liegt das Ruscinium biochronologisch zwischen dem Turolium und dem Villafranchium. Es umfasst die MN Zonen 14 und 15 (STEININGER et al. 1990).

FAD: *Trilophomys* und **LAD:** *Ruscinomys*

2 Typuslokalität

Typuslokalität des Rusciniums ist Serrat d'en Vacquer, Süd-Frankreich (KRETZOI 1962). (Georef. 02°52'E - 42°40'N). MEIN & AYMAR (1984) und MEIN (1990) geben eine Faunenliste.

Tab. 1. Korrelation der Begriffe auf den verschiedenen stratigraphischen Ebenen.

Tab. 1: Correlation of biostratigraphical terms on different stratigraphical levels.

Geologische Stufen	Superzonen ¹⁾	Biozonen	Andere Begriffe ²⁾³⁾⁴⁾				
Holozän	Toringium (<i>Arvicola</i> - <i>Microtus</i> - Superzone)	<i>Arvicola terrestris</i> - Faunen	Steinheimium	MNQ 26 MNQ 25	Q 4	MQ 2	
Jung- Pleistozän					Q 3		
Mittel- Pleistozän		Jüngere <i>Arvicola cantianus</i> - Faunen			MNQ 24-23		
		Ältere <i>Arvicola cantianus</i> - Faunen			MNQ 22		
Alt- Pleistozän (1,8 Ma)	Biharium (<i>Microtus</i> - <i>Mimomys</i> Superzone)	<i>Mimomys savini</i> -Faunen (=Jungbiharium)	Cromerium s. str.	MNQ 21-19	Q 2	MQ 1	
		<i>Mimomys pusillus</i> — <i>Mimomys savini</i> -Zone (Altbiharium)			p.p. Betfia	Q 1	
Pliozän	Villanyium (<i>Borsodia</i> - <i>Villanyia</i> - Superzone)	<i>Mimomys pliocaenicus</i> - Zone		MN17			
		<i>Mimomys polonicus</i> - Zone		MN16			
		<i>Mimomys hassiacus</i> — <i>Mimomys stehlini</i> -Zone					
	Ruscinium (<i>Trilophomys</i> - <i>Ruscinomys</i> - Superzone)	<i>Mimomys hassiacus</i> — <i>Mimomys gracilis</i> -Zone <i>Mimomys occitanus</i> - Zone			MN15		
		<i>Mimomys davakosi</i> -Zone					
		<i>Promimomys cor</i> -Zone <i>Prom. moldavicus</i> - Zone <i>Promimomys insuliferus</i> - Zone			MN14		

1) Superzonen und Biozonen nach FEJFAR et al. (1998)

2) MN 14-17 nach MEIN in LINDSAY et al. (1989) und MNQ19-26 nach GUERIN (1982, 1990)

3) Q1-Q4 nach HORACEK & LOZEK (1988)

4) MQ1 und MQ2 nach FEJFAR & HEINRICH (1990)

3 Biostratigraphische Zuordnung

In der ursprünglichen Fassung ist das Ruscinium (KRETZOI 1962, s. auch KRETZOI 1985) biochronologisch nicht eindeutig definiert. Eine bessere Kennzeichnung ermöglichen die stratigraphischen Reichweiten von Nagetieren. Das Ruscinium lässt sich durch das gemeinsame Auftreten von *Trilophomys* und *Ruscinomys* biochronologisch eindeutig als *Trilophomys-Ruscinomys*-Superzone charakterisieren (FEJFAR & HEINRICH 1990, FEJFAR et al. 1997, 1998) und dadurch vom vorangehenden Turolium (*Valerymys-Hispanomys*-Superzone) und nachfolgenden Villanyium (*Borsodia-Villanyia*-Superzone) gut abgrenzen. Die *Trilophomys-Ruscinomys*-Superzone korrespondiert mit den MN Zonen 14 und 15. Die graduelle Evolution von *Promimomys* und *Mimomys* liefert Zeitmarken, die die Grundlage für die Zonengliederung des Rusciniums (*Trilophomys-Ruscinomys*-Superzone) sind. Am Ende des Rusciniums verschwinden die letzten Vertreter der Gattung *Mimomys*, die keinen Zahnzement in den Falten haben. Die Untergrenze der *Trilophomys-Ruscinomys*-Superzone ist durch das FAD von *Trilophomys*, die Obergrenze durch das Verschwinden von *Ruscinomys* sowie durch das FAD von *Borsodia* gekennzeichnet, das zugleich den Beginn des Villanyiums markiert. Das Ruscinium entspricht dem Unterpliozän (STEININGER et al. 1990).

4 Untergliederung

Das Ruscinium wird in die *Promimomys insuliferus*- (MN 14 a) und *Promimomys cor*-Stufe (MN 14b) sowie in die *Miomys davakosi*- (MN 15a) und *Mimomys hassiacus-Mimomys gracilis* (MN 15b) unterteilt (FEJFAR et al. 1998)

5 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Gundersheim 3, 4 (RP); Wölfersheim (HE); ferner Montpellier (F), Villeneuve (F), Sète (F), Celadas 9 (E), Podlesice (PL), Weze (PL) und Ptolemais 1 (GR). Von FEJFAR (2001) werden Gundersheim 3 und 4 (RP) sowie Wölfersheim (HE) in das untere Villanyium (MN 16a) gestellt, was jedoch nicht gesichert ist.

Promimomys-‘Stufe’/MN 14

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die *Promimomys*-‘Stufe’ wurde von FEJFAR & HEINRICH (1981b) aufgestellt und ist der ältere Teil des Rusciniums. Sie deckt die gesamte Zeit des Vorkommens von *Promimomys*, einem Nager, im zentralen und westlichen Europa ab (FEJFAR et al. 1998: 535, Tab. 1). Die *Promimomys*-‘Stufe’ ist gleichbedeutend mit der MN 14.

Die Neogene Mammal Zones wurden von MEIN (1975) eingeführt, um Säugetierfaunen aufgrund ihres ähnlichen Artbestandes zu charakterisieren. MEIN (1990) überarbeitet die Gliederung und gibt neben den typischen Arten auch an, welche Arten erstmals in der entsprechenden Zone auftreten beziehungsweise letztmalig vorkommen.

2 Typuslokalität

Von FEJFAR & HEINRICH (1981b) wurde keine Typuslokalität festgelegt. Die Fauna von Podlesice in Südpolen (Georef. 19°34'E -51°34'N) kann für diesen Zeitraum als typisch angesehen werden (MEIN 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Unteres Ruscinium, Unter-Pliozän

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Villeneuve (F), Vendargues (F), Celadas 9 (E), Terrats (E), Podlesice (PL), Kardia (GR), Ptolemais 1 (GR), Ostramos 1, 9, 13 (H).

Promimomys-Ruscinomys*-‘Stufe’ / MN 14*1 Erstbeschreibung und Definitionen**

Die *Promimomys-Ruscinomys*-‘Stufe’ wurde von FEJFAR & HEINRICH (1987) aufgestellt und umfasst den älteren Teil des Rusciniums. Sie ist gleichbedeutend mit MN 14, die von MEIN (1975) aufgestellt und MEIN (1990) revidiert wurde. Diese Faunenstufe ist durch das gemeinsame Auftreten der Nagetiere *Promimomys* und *Ruscinomys* gekennzeichnet. Für sie wurde auch der Begriff Montpellierium vorgeschlagen, eine Bezeichnung, die von GAUDRY (1878) eingeführt wurde (Einzelheiten bei FEJFAR & HEINRICH 1987).

2 Typuslokalität

Celadas 9 (E) (FEJFAR & HEINRICH 1987). Als typische Fauna führt MEIN (1990) die Fauna aus Podlesice in Südpolen (Georef. 19°34'E – 51°34'N) an.

3 Biostratigraphische Zuordnung

Unteres Ruscinium, Unter-Pliozän.

Promimomys insuliferus*-Zone/MN 14a*1 Erstbeschreibung und Definitionen**

Der Zonenbegriff wurde von FEJFAR & HEINRICH (1987) eingeführt. Er kennzeichnet den Zeitabschnitt des Rusciniums, der durch die stratigraphische Reichweite des Nagetieres *Promimomys insuliferus* gekennzeichnet ist.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Podlesice (PL) (AGADZHANYAN & KOWALSKI 1978) festgelegt (FEJFAR & HEINRICH 1987, 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Unteres Unter-Ruscinium, Unter-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Hautimagne (F), Villeneuve (F), Montpellier (F), Celadas 9 (E) und Terrats (E).

Promimomys moldavicus*-Zone/MN 14b*1 Erstbeschreibung und Definitionen**

Die *Promimomys moldavicus*-Zone wurde von FEJFAR & HEINRICH (1987) aufgestellt. Sie charakterisiert den Zeitabschnitt des Rusciniums, der durch die stratigraphische Reichweite von *Promimomys moldavicus* gekennzeichnet ist.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Malusteni (RO) (SIMIONESCU 1930, KORMOS 1932) bestimmt (FEJFAR & HEINRICH 1987, 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Unter-Ruscinium, Unter-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Vendarque (F), Celadas 4, 8 (E), Ptolemais 1 (GR), Kardina (GR).

5 Bemerkungen

Bei den Funden von Malusteni (RO) handelt es sich um stark abgekaute Backenzähne, die zunächst zu *Mimomys* (KORMOS 1932), dann zu *Promimomys* (KRETZOI 1956, FEJFAR et al. 1998) gestellt wurden (s. dazu auch RADULESCO & SAMSON 1989). Nach FEJFAR et al. (1998) liegt dort *Promimomys cor* vor. Daher ist die Bezeichnung *Promimomys moldavicus*-Zone durch den Begriff *Promimomys cor*-Zone zu ersetzen.

Promimomys cor-Zone/MN 14b

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die *Promimomys cor*-Zone wurde von FEJFAR et al. (1998) eingeführt. Sie charakterisiert den Zeitabschnitt des Rusciniums, der durch die stratigraphische Reichweite von *Promimomys cor* gekennzeichnet ist, die von Csarnóta 2 (H) (KRETZOI 1959, 1962) beschrieben wurde.

2 Typuslokalität

Noch nicht festgelegt.

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Unter-Ruscinium, Unter-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

siehe *Promimomys moldavicus*-Zone.

Mimomys-Ruscinomys-Zone/MN 15

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die 'Stufe' wurde von FEJFAR & HEINRICH (1987) eingeführt und durch das gemeinsame Vorkommen der Nagetiergattungen *Mimomys* und *Ruscinomys* definiert.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Serrat d'en Vaquer (F) (MEIN & AYMAR 1984) festgelegt (FEJFAR & HEINRICH 1987).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Ruscinium, unteres Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Gundersheim 3, 4 (RP); Wölfersheim (HE); ferner: Serrat d'en Vacquer (F), Sète (F), Orrios 3 (E), Layna (E), Ptolemais 3 (GR).

Mimomys davakosi-Zone/MN 15a

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die Zone wurde von FEJFAR & HEINRICH (1987) aufgestellt. Sie ist durch die stratigraphische Reichweite von *Mimomys davakosi* charakterisiert.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Ptolemais 3 (GR) (VAN DE WEERD 1979) festgelegt (FEJFAR & HEINRICH 1987, 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Unteres Ober-Ruscinium, unteres Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Orrios 1 (E), El Arquillo 3 (E), La Gloria 3 (E), Serrat d'en Vaquer (F).

Mimomys occitanus-Zone/MN 15b

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die Zone ist von FEJFAR & HEINRICH (1987) eingeführt und durch die stratigraphische Reichweite von *Mimomys occitanus* definiert worden.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Sète (F) (THALER 1966) festgelegt (FEJFAR & HEINRICH 1987, 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Ober-Ruscinium, unteres Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Gundersheim 3, 4 (RP), Wölfersheim (HE); ferner La Gloria 2 (E), Layna (E), Nimes (F), Csarnóta 2 (H), Ivanovce A, B (SK), Weze (PL).

5 Bemerkungen

Neuuntersuchungen von *Mimomys occitanus* von Sète (F) haben gezeigt, dass diese Art nicht zu *Mimomys* sondern zur Gattung *Dolomys* gehört (MAUL 1996). Daher wurde die *Mimomys occitanus*-Zone aufgegeben und durch die *Mimomys hassiacus*-*Mimomys gracilis*-Zone ersetzt (Einzelheiten s. FEJFAR et al. 1998). Von FEJFAR (2001) werden Gundersheim 3 und 4 (RP) sowie Wölfersheim (HE) in das untere Villanyium (MN 16a) gestellt, was jedoch nicht gesichert ist.

Mimomys hassiacus-*Mimomys gracilis*-Zone/MN 15b

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die Zone ist von FEJFAR et al. (1998) eingeführt worden. Sie kennzeichnet den Zeitraum des späten Rusciniums, der durch das gemeinsame Vorkommen von *Mimomys hassiacus* und *Mimomys gracilis* gekennzeichnet ist.

2 Typuslokalität

Noch nicht festgelegt.

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Ober-Ruscinium, unteres Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

wie *Mimomys occitanus*-Zone

Villanyium/MN 16 und MN 17

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Das Villanyium ist eine Superzone und umfasst den jüngeren Teil des Pliozäns. Der Begriff geht auf KRETZOI (1941) zurück, der das Cromerium damaliger Fassung in die Unterstufen Villanyium, Biharium und Mosbachium untergliederte. Dem Villanyium wurden die Faunen von Villány (H), Csarnóta (H) und Beremend (H) zugewiesen. In dieser ursprünglichen Fassung ist das Villanyium biostratigraphisch heterogen, da ruscinische (z.B. Csárnóta 2 (H) und villanyische Faunen (z.B. Villány 3 (H), Beremend 1,3 und 5 (H)) zusammengefasst wurden (FEJFAR & HORACEK 1983).

Die biochronologische Uneinheitlichkeit des Villanyiums legte Emendationen nahe (Einzelheiten dazu bei FEJFAR & HEINRICH 1981a, b, 1983, 1987, 1990, FEJFAR & HORACEK 1983). Die Rodentier-Biochronologie definiert das Villanyium heute als Zeitabschnitt, in dem die Nagetiergattungen *Borsodia* und *Villanyia* gemeinsam auftreten (*Borsodia-Villanyia*-Superzone: FEJFAR & HEINRICH 1990, FEJFAR et al. 1997, 1998). Der Beginn des Villanyiums ist durch das FAD von *Borsodia*, das Ende durch das FAD von *Microtus (Allophaiomys)* festgelegt, mit dem das Biharium (*Microtus-Mimomys*-Superzone) beginnt. Außerdem stirbt *Villanyia* am Ende dieses Zeitabschnittes aus. Am Anfang des Villanyiums erscheinen erstmals zahlreiche *Mimomys*-Arten, deren Backenzähne Zahnzement aufweisen. Am Ende des Villanyiums stirbt *Villanyia* aus, was eine weitere, wenn auch weniger verlässliche Zeitmarke bietet. Das als *Borsodia-Villanyia*-Superzone definierte Villanyium fällt zeitlich mit den MN Zonen 16 und 17 zusammen, was gut mit der Neogene mammal faunal biozonation Europas (LINDSAY et al. 1989, FAHLBUSCH & MEIN 1989, STEININGER et al. 1990) übereinstimmt.

Bei den Säugetierpaläontologen herrscht weitgehende Übereinstimmung darüber, dass sich das Villanyium, das mit Rodentiern definiert ist, und das Villafranchium, das mit Großsäugetieren gekennzeichnet wurde, zeitlich weitgehend überschneiden. Daher wurde von FEJFAR et al. (1998) vorgeschlagen, diese Zeitspanne vorläufig als Villanyium/Villafranchium (Villanyian/Villafranchian land mammal age) zu bezeichnen, bis bessere Kriterien für die Kennzeichnung der beiden stratigraphischen Einheiten zur Verfügung stehen (Einzelheiten s. FEJFAR et al. 1998: 536).

FAD: *Borsodia* und **LAD:** *Villanyia*

2 Typuslokalität

Karstspaltenfüllung Villány 3 im Villányer Gebirge, Süd-Ungarn (KRETZOI 1941). (Georef. 18°57' E – 45°53' N).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Ober-Pliozän

4 Vergleichbare Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Uhlenberg/Dinkelscherben (BY), Solnhofen (BY), Deinsdorf (BY), Schernfeld (BY), Schambach (BY), Erpfingen 2 (BW), ferner Seynes (F), Balaruc 2 (F), Les Etouaires (F), Arondelli-Triversa (I), Hajnácka (SK), Vcelare (SK), Beremend 1, 2 (H), Ostramos 3 (H).

5 Unterteilung

Borsodia-Dolomys Zone (MN 16) und *Lagurodon-Villanyia* Zone (MN 17). Das Villanyium wird in die *Mimomys hassiacus-Mimomys stehlini*-Zone, *Mimomys polonicus*-Zone und die *Mimomys plio-caenicus*-Zone (FEJFAR et al. 1998).

Borsodia-Dolomys-‘Stufe’/MN 16

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die *Borsodia-Dolomys*-‘Stufe’ wurde von FEJFAR & HEINRICH (1981a, b) aufgestellt. Sie bildet den

älteren Abschnitt des Villanyium/Villafranchiums und entspricht dem MN 16, das von MEIN (1975) eingeführt und MEIN (1990) revidiert wurde. Diese Faunenstufe ist durch das erste Auftreten von *Lep-
tobos*, *Mammuthus* und *Equus* sowie durch die Wühlmäuse *Borsodia* und *Dolomys* gekennzeichnet, die hochkronige Molaren besitzen.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Hajnácka (SK) (Fejfar 1964) vorgeschlagen (FEJFAR & HEINRICH 1981b). Eine weitere typische Fauna liegt aus Arondelli-Triversa (Villafranca d'Asti) in Norditalien (Georef. 08°00'E - 44°55'N) vor (MEIN 1989, FEJFAR 2001). Für das Villafranchium ist Villafranca d'Asti (I) die Typuslokalität (PARETO 1865).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Unteres Villanyium, Ober-Pliozän.

4. Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Reuverton in der Niederrheinischen Bucht, Hambach (NRW), ferner Seynes (F), Vialette (F), Les Etouaires (F), Chagny 2 (F), Balaruc 2 (F), Arondelli-Triversa (I), San Giusto (I), Ostramos 7 (H), Remblice Królewskie (PL) und Deutsch-Altenburg 21(A).

Mimomys hajnackensis-Zone/MN 16a

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die Zone ist von FEJFAR & HEINRICH (1981a) eingeführt und durch die stratigraphische Reichweite von *Mimomys hajnackensis* definiert worden.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Hajnácka in der Slowakei (FEJFAR 1964) festgelegt (FEJFAR & HEINRICH 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Unteres Unter-Villanyium, unteres Ober-Pliozän.

4. Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Orrios 2, 3 (E), Seynes (F), Balaruc 2 (F), Vialette (F), Arondelli-Triversa (I), Arcille (I).

5 Bemerkungen

Nach neueren Untersuchungen ist *Mimomys hajnackensis* ein jüngerer Synonym von *Mimomys hassiacus* (FEJFAR et al. 1998). Daher wurde die *Mimomys hajnackensis*-Zone aufgegeben und durch die *Mimomys hassiacus*-*Mimomys stehlini*-Zone ersetzt (Einzelheiten s. FEJFAR et al. 1998).

Mimomys hassiacus-*Mimomys stehlini*-Zone/MN 16a

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die Zone ist von FEJFAR et al. (1998) eingeführt und durch das gemeinsame Vorkommen von *Mimomys hassiacus* und *Mimomys stehlini* definiert worden.

2 Typuslokalität

Noch nicht festgelegt.

3 Biostratigraphische Zuordnung

Unteres Unter-Villanyium, unteres Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

siehe *Mimomys hajnackensis*-Zone

5 Bemerkungen

Die *Mimomys hassiacus*-*Mimomys stehlini*-Zone ersetzt die *Mimomys hajnackensis*-Zone, da *Mimomys hajnackensis* ein jüngeres Synonym von *Mimomys hassiacus* ist (Einzelheiten s. FEJFAR et al. 1998).

Mimomys polonicus-Zone/MN 16b

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die Zone ist von FEJFAR & HEINRICH (1981a) aufgestellt worden. Sie ist durch die stratigraphische Reichweite von *Mimomys polonicus* definiert.

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Rembielice Krolewskie (PL) (KOWALSKI 1960) festgelegt (FEJFAR & HEINRICH 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Unter-Villanyium, oberes Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Concude (F), Village (F), Les Etouaires (F), Chagny 2 (F), Ostramos 7 (H), Montopoli (I).

Lagurodon-Villanyia-‘Stufe’/MN 17

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die *Lagurodon*-*Villanyia*-‘Stufe’ wurde von FEJFAR & HEINRICH (1981a) aufgestellt, bildet den oberen Teil des Villanyiums und entspricht dem MN 17, das von MEIN (1975) aufgestellt und von MEIN (1990) revidiert wurde. Diese Faunenstufe ist durch die Wühlmäuse *Lagurodon* und *Villanyia* gekennzeichnet.

2 Typuslokalität

Als typische Fauna führt MEIN (1989) die Fauna aus Saint Vallier im Rhonetal (Georef. 04°50'E - 45°11'N) an.

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Villanyium, oberes Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Schernfeld auf der Schwäbisch-Fränkischen Alb (BY), Uhlenberg/Dinkelscherben (BY), Solnhofen (BY), Schambach (BY), Deinsdorf (BY), Erpfingen 2 (BW), Moggaster Höhle in der Fränkischen Schweiz (BY), Rocca Neyra (F), Chilhac (F), Seneze (F), Tegelen (NL), Vcelare (SK), Kolinany 1, 2 (SK) Ostramos 3 (H), Olivola (I).

Mimomys pliocaenicus-Zone MN 17

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Die Zone ist zunächst von FEJFAR & HEINRICH (1981a, 1987) ohne nähere Beschreibung ausgehalten und später durch die stratigraphische Reichweite von *Mimomys pliocaenicus* definiert worden (FEJFAR & HEINRICH 1990).

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität ist Villány 3 (H) (KRETZOI 1956) festgelegt worden (FEJFAR & HEINRICH (1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Oberes Villanyium, oberes Ober-Pliozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Uhlenberg/Dinkelscherben (BY), Solnhofen (BY), Deinsdorf (BY), Schernfeld (BY), Schambach (BY); ferner Le Coupet (F), Seneze (F), Tegelen (NL), Plesivec 1 (SK), Kolinany 1, 2 (SK), Ostramos 3 (H).

5 Bemerkungen

Die *Mimomys pliocaenicus*-Zone fällt zeitlich mit der MN Zone 17 (MEIN 1975, 1990) zusammen.

Biostratigraphische Begriffe für das Quartär

Biharium

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Das Biharium bildet eine Superzone und umfasst zeitlich das ganze Altpleistozän sowie den älteren Teil des Mittelpleistozäns. Der Begriff wurde von KRETZOI (1941) geprägt und mit der Fauna von Betfia 2 (=Püspökföld, Episcopia) gekennzeichnet, in der *Mimomys (Allophaiomys)* erstmals auftaucht. Die ursprüngliche Fassung des Bihariums war sehr weit und schloss sowohl die *Mimomys*- wie die *Arvicola*-Faunen und damit sehr unterschiedliche faunengeschichtliche Etappen vom Pliozän bis Mittel-Pleistozän ein, ohne dass eine Obergrenze definiert wurde. Deswegen wurde eine Emendation vorgenommen (FEJFAR 1976, FEJFAR & HEINRICH 1981b, 1990). Sie haben das Biharium durch das gemeinsame Vorkommen der Wühlmausgattungen *Mimomys* und *Microtus* definiert. Die Basis des Bihariums ist durch das FAD von *Microtus (Allophaiomys)* gekennzeichnet, was der Basis des Pleistozäns entspricht. Die Obergrenze ist durch das Erscheinen von *Arvicola* festgelegt. In dieser Fassung kommt dem Biharium der Rang einer Superzone zu: *Microtus-Mimomys* -Superzone.

FAD: *Microtus (Allophaiomys)* und **LAD:** *Mimomys savini*

2 Typuslokalität

Bei der Beschreibung der Fauna von Betfia 2 (RO) (Georef. etwa 22 E° - 47 N°) bei der Stadt Biharia in Transylvanien (Bez. Bihor, ungarisch: Bihar) im heutigen Rumänien und der Einführung des Begriffs Biharium durch KRETZOI (1941) ist keine Typuslokalität festgelegt worden. Der Fauneninhalt der Spaltenfüllung Betfia 2 (RO) ist von KRETZOI (1941) und JÁNOSSY (1986) ausführlich beschrieben bzw. aufgelistet worden. KRETZOI (1965: 609) erwähnt, dass die biharischen Faunen im "Stratotypen-Komplex der Biharischen Stufe, dem Villányer Tempломhegy (Kirchberg, Kalkberg)," in „N-S angeordneten Spalten“ liegen. Daraufhin wurde die Lokalität Villány 8 (H) mit den Schichten 9-12 und I - VII als Typuslokalität des Bihariums festgelegt (VAN DER MEULEN 1973).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Alt-Pleistozän und älteres Mittel-Pleistozän

4 Unterteilung und Synonyme

Das Biharium (ursprüngliche Fassung) ist von KRETZOI (1956, 1965) in eine Vielzahl von Zonen untergliedert worden, die in „Phasen“ zusammengefasst wurden. Nach KRETZOI (1956: 653, Tab.7) bilden die Betfia-, Nagyharsanyhegy-, Templomhegy- und Tarkö-Phase das Altbiharium, die Vertesszöllös- und eine weitere nicht näher benannten Faunenphase das Jungbiharium. In einer Biozonation des Alt- und Mittelpleistozäns Mittel- und Westeuropas untergliederte VAN DER MEULEN (1973: 109, Fig. 42) das Biharium in 4 Biozonen und 13 Subzonen, wobei von einer Unterteilung in ein Alt- und Jungbiharium Abstand genommen wurde. Eine weitere Untergliederung des Bihariums, die das FAD von *Microtus (Allophaiomys)* ignoriert und Faunen aus dem Villanyium einbezieht, hat RABEDER (1981) vorgelegt. Die Reichweite der späten *Mimomys*-Arten bietet eine gute Möglichkeit, das Biharium einfacher und wesentlich handhabbarer zu untergliedern (z. B. KOENIGSWALD & HEINRICH 1999). Nach FEJFAR & HEINRICH (1990) ist das Biharium in Mitteleuropa in die *Mimomys savini-Mimomys pusillus*-Zone (Altbiharium) und die *Mimomys savini*-Zone (Jungbiharium) zu untergliedern (FEJFAR et al. 1998). Im Biharium unterscheidet GUERIN (1990) aufgrund der Nashörner die Zonen MNQ19-21. FEJFAR & HEINRICH (1990) führten für das Biharium das Kürzel MQ1 zur Abgrenzung von den Faunen des Neogens (MN 1-17) ein. Für das Altbiharium verwenden HORACEK & LOZEK (1988) die Kurzbezeichnung Q1.

5 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Süßenborn (TH), Voigtstedt (ST), Mahlis (SN), Niederaußem (NRW), Neuleiningen 11 (RP), Sackdilling (BY), Weißenburg 7 (BY), Hohensülzen (RP), Prezletice (CZ), Koneprusy C 718 (CZ), Chlum 4-6 (CZ), Zirany (SK), Gombasek (SK), Mokrý 1 (CZ), Holstejn (CZ), West Runton (GB), Brielle 1 (NL), Maasvlakte NL), Bavel (NL), Les Valerots (F), Chagny 1 (F), Bourgarde 2 (F).

Mimomys savini-Mimomys pusillus-Zone (Altbiharium)

1 Erstbeschreibung und Definitionen

Mimomys savini-Mimomys pusillus-Zone, die von FEJFAR & HEINRICH (1990) aufgestellt wurde, ist durch das gemeinsame Vorkommen von *Mimomys savini* und *Mimomys pusillus* gekennzeichnet.

Das Biharium wurde als Biozone von KRETZOI (1941) aufgestellt. Der Beginn des Altbihariums ist durch das erste Auftreten von *Microtus (Allophaiomys)* definiert. Zur Abgrenzung von jüngeren Faunen ist bedeutsam, dass *Mimomys savini* im Altbiharium noch zusammen mit anderen *Mimomys*-Arten auftritt (*Mimomys pusillus*, *Mimomys reidi*), wohingegen im Jungbiharium *Mimomys savini* alleine vorkommt. Für das Altbiharium benutzen HORACEK & LOZEK (1988) das Kürzel Q1. Der Begriff Altbiharium umfasst im wesentlichen das Altpleistozän. Eine Übersicht über altpleistozäne Kleinsäugerfaunen Europas hat MAUL (1990) zusammengestellt.

FAD: *Microtus (Allophaiomys)* und **LAD:** *Mimomys pusillus*, *Mimomys reidi*

2 Typuslokalität

Als Typuslokalität wurde Villány 5 (H) (KRETZOI 1956, VAN DER MEULEN 1973) festgelegt (FEJFAR & HEINRICH 1990).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Das Altbiharium scheint etwa gleichzeitig mit dem Altpleistozän zu beginnen und bis zur Brunhes-Matuyama-Grenze zu reichen. Damit umfasst es das gesamte Altpleistozän. Eine biostratigraphische Unterteilung ist zur Zeit kaum möglich, da die Zahl der Fundstellen trotz des großen eingeschlossenen Zeitraumes noch immer relativ gering ist. In Pakefield (East Anglia) wurden in einer Fauna mit *Mimomys savini* und *Mimomys aff. pusillus* die ersten Artefakte des frühen Menschen gefunden. Die Ablagerungen sind normal magnetisiert und gehören zur Cromer Forest-bed Formation PARFITT et al. (2005). Damit reicht die *Mimomys savini-Mimomys pusillus*-Zone noch bis in das frühe Mittel-Pleistozän.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Untermaßfeld (TH), Hohensülzen (RP), Neuleiningen 11 (RP); ferner: Les Valerots (F), Couterolles (F), Chlum 6 (CZ), Stranska Skala bei Brno (CZ), Mokra 1 (CZ), Kolinany 3 (SK), Köröshegy (H), Betfia 2 (RO)

Mimomys savini-Zone (Jungbharium)

1 Erstbeschreibung und Definition

Der Beginn der *Mimomys savini*-Zone ist durch das LAD von *Mimomys pusillus*, das Ende durch das FAD von *Arvicola* definiert worden (FEJFAR & HEINRICH 1990).

LAD: *Mimomys savini*

2 Typuslokalität

Voigtstedt bei Sangerhausen (TH) (Georef. 11°19' E – 51°54' N), Hauptfauna (KRETZOI 1965)

3 Unterteilung und Synonyme

Der Begriff *Mimomys savini*-Faunen wurde durch KOENIGSWALD (1973) eingeführt und später durch KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) ausführlich diskutiert. Er fasst die Faunen der *Mimomys savini*-Zone zusammen, in der *Mimomys savini* als einzige Art dieser Gattung auftritt. Diese Faunen gehören zum Jungbharium. Die *Mimomys savini*-Faunen enden mit dem Erscheinen von *Arvicola*.

In der Gliederung von HORACEK & LOZEK (1988) trägt dieser Zeitabschnitt das Kürzel Q2.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) nennen zusätzlich Kärlich B-F (RP), Süßenborn (TH), Mahlis (SN) bei Oschatz aus Deutschland sowie Prezletice (CZ), Konjeprusy C 718 bei Karlstejn (CZ), und Kozi Grziet (PL). Eine besonders wichtige Fauna dieses Faunentyps ist das Upper Freshwater Bed von West Runton in England.

Cromerium s. str.

1 Erstbeschreibung und Definition

Der Begriff Cromer Forst Bed wurde für fluviatile und aestuarine Sedimente an der Küste von East Anglia verwendet, die stratigraphisch teilweise in das Pliozän (Coralline Crag) und das Alt- und Mittel-Pleistozän gehören. Seit WEST & WILSON (1966) und WEST (1968) wird das „Cromerian“ auf das „Upper Freshwater Bed“ eingegrenzt. Eine revidierte Faunenliste des „Type Cromerian“ gibt STUART (1975). Der Begriff Cromerium wurde von ZAGWIJN et al. (1971) erheblich erweitert. Danach schließt er mehrere Warm- und Kaltzeiten (Cromer 1-4), die vor dem Elster-Glazial liegen, ein. Biostratigraphisch gehört zumindest das Cromer 2 zu den *Mimomys-savini*-Faunen, während zumindest Cromer 4 zu den älteren *Arvicola cantianus*-Faunen gehört (KOENIGSWALD & KOLFSCHOTEN 1996).

2 Typuslokalität

Aestuarine Tone im Küstenprofil von West Runton in Norfolk (GB) (Georef. 01°16' E – 52° 56'N).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Das Cromerium s. str. hat eine typische *Mimomys savini*-Fauna geliefert (STUART 1975) und ist daher mit dem Jungbharium im Sinne von FEJFAR & HEINRICH (1981b, 1990) gleichzusetzen.

Erweiterung des Begriffs

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Voigtstedt (TH), Süssenborn (TH), Kärlich C, F (RP), Prezletice (CZ), West Runton (GB), usw.

Toringium

1 Erstbeschreibung und Definition

Das Toringium ist eine Superzone, die im mittleren Mittelpleistozän beginnt und das Holozän einschließt. Der stratigraphische Begriff wurde von FEJFAR & HEINRICH (1980) als Superzone für die Faunen aufgestellt, die durch das gemeinsame Auftreten der Gattungen *Arvicola* und *Microtus* gekennzeichnet sind. Er wurde in den Arbeiten FEJFAR & HEINRICH (1981a, 1990) erläutert.

Der Beginn des Toringiums ist mit dem ersten Auftreten (FAD) der Gattung *Arvicola* definiert. Das Toringium schließt die Gegenwart mit ein, da *Arvicola* noch heute in Eurasien weit verbreitet ist.

FAD: *Arvicola cantianus*

2 Typuslokalität

Travertine aus den letzten Eem-Interglazial von Burgtonna bei Langensalza in Thüringen (Georef. 10°44' E – 51° 04'N). Eine revidierte Faunenliste geben KOENIGSWALD & HEINRICH (1999).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Glazialchronologisch umfasst das Toringium den jüngeren Teil des Cromer *sensu lato* und reicht bis zur Gegenwart, umfasst also den gesamten Bereich der drei großen nordischen Vereisungszyklen (Elster-Saale-Weichsel). Das FAD für *Arvicola* liegt in Mitteleuropa oberhalb der Matuyama/Brunhes Grenze aber sicherlich vor dem Elster-Glazial, also innerhalb des Mittelpleistozäns (KOENIGSWALD & HEINRICH 1999).

4 Unterteilung und Synonyme

Eine weitere Möglichkeit zu Gliederung des Toringiums ergibt sich einerseits aus der Faunenzusammensetzung (Ältere und jüngere *Arvicola cantianus*-Faunen, sowie *Arvicola terrestris*-Faunen (KOENIGSWALD 1973, KOENIGSWALD & HEINRICH 1999) sowie die Höhe des Schmelzdickenquotienten bei *Arvicola* (HEINRICH 1978, 1982, 1987).

FEJFAR & HEINRICH (1990) benutzen das Kürzel MQ2 für das Toringium, HORACEK & LOZEK (1988) das Kürzel Q3 und Q4. Bei GUERIN (1982, 1990) wird dieser Zeitraum (ohne das Holozän in die Zonen MNQ22-26 unterteilt, aber die auf Nashörnern basierende Unterteilung kann in Mitteleuropa wegen des starken Faunenaustausches kaum nachvollzogen werden.

5 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Miesenheim 1 (RP), Kärlich G (RP), Mosbach 2 (RP), Mauer (BW), Erpfingen 1,3 (BW), Sudmer Berg 2 (NI), Noordbergum (NL), Neede (NL), Ariendorf CH (RP), Plaidter Hummerich A (RP), Schöningen II (NI), Bilzingsleben II (TH), Maastricht-Belvédère 3, 4 (NL), Hunas (BY), Weimar-Ehringsdorf (TH), Neumark-Nord 1 (ST), Grabschütz (SN), Stuttgart-Untertürkheim/UT (BW), Steinheim a.d. Murr (BW), Lehringen (NI), Burgtonna 1, 2 (TH), Taubach (TH), Schönfeld (BB), Gröbern (ST), Petersfels/Singen (BW), Geißenklösterle/Blaubeuren (BW), Brillenhöhle/Blaubeuren (BW), Gönnersdorf (RP), Biedensteg (HE), Ilsenhöhle/Ranis (TH), Roter Berg bei Saalfeld (TH), Rabutz bei Halle (ST), Krockstein/Rübeland (ST), Königsau (ST), Klinge bei Cottbus (BB), Phöben bei Potsdam (BB), Meiendorf (SH), Stellmoor (SH), Pisede bei Malchin (MV).

Ältere *Arvicola cantianus*-Faunen

1 Erstbeschreibung und Definition

Der Begriff wird von KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) beschreibend für einen Teilabschnitt des Toringiums für jene Säugetierfaunen Mitteleuropas benutzt, die durch *Arvicola cantianus* zusammen mit *Sorex (Drepanosorex) savini*, *Talpa minor* und *Pliomys* gekennzeichnet sind. Zur Faunenassoziation können weiterhin *Megaloceros verticornis* und *Elephas antiquus* bzw. *Mammuthus trogontherii* gehören. Die Faunenzone umfasst wahrscheinlich mehrere Klimaschwankungen. Sie ist jünger als die "Mimomys savini-Faunen", weil *Arvicola* mit ihren wurzellosen Molaren höher evoluiert ist als *Mimomys savini*. Eine Superposition beider Faunen ist in Kärlich (Schicht E und G) gegeben. Die "älteren *Arvicola cantianus*-Faunen" sind älter als die jüngeren "*Arvicola cantianus*-Faunen", denen *Sorex (Drepanosorex) savini*, *Talpa minor* und *Pliomys* fehlen und in denen der SDQ (Schmelzdickenquotient) von *Arvicola* höher ist, was als Evolutionsfortschritt angesehen wird. Es gibt allerdings keine eindeutige Superposition beider Faunen. Dass diese Faunen älter als das Elster-Glazial sind, ist zwar als sehr wahrscheinlich anzunehmen, lässt sich aber bisher nirgends eindeutig belegen. Nur in Noordbergum liegt ein dem Elster zugeordneter "blauer Ton" stratigraphisch über dem Vorkommen eines *Arvicola*-Fundes.

FAD: *Arvicola cantianus* und **LAD:** *Talpa minor*, *Sorex savini*, *Pliomys episcopalis*

2 Typuslokalität

KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) haben keine Typuslokalität ausgewiesen, als solche wird hier Miesenheim 1 bei Andernach (Georef.: 07°27'E – 50°29' N) festgelegt (TURNER 1990, VAN KOLFSCHOTEN & TURNER 1996).

3 Biostratigraphische Zuordnung

Mittleres Mittel-Pleistozän (im wesentlichen vor dem Elster-Glazial)

4 Synonyme

Diese Faunenzone wurde bei KOENIGSWALD (1973) als "*Arvicola* Faunen Typ I" ausgegliedert. Diese Faunenzone entspricht dem Mosbachium, wenn man es, wie hier beschrieben, einengt und auf die *Arvicola*-Faunen beschränkt. Für Ungarn hat JÁNOSSY (1969) für Faunen dieser Entwicklungsstufe die Begriffe Tarkö-Phase und Vertesszöllös-Phase verwendet.

5 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) stellen die Faunen der Fundorte Noordbergum (NL), Miesenheim 1 bei Andernach (RP), Kärlich G im Neuwieder Becken (RP), Mosbach 2 bei Wiesbaden (RP), Mauer bei Heidelberg (BW), Erpfinden 1 und 3 bei Reutlingen (BW), Randersacker bei Würzburg (BY), Sudmer Berg 2 bei Goslar (NI) und Hundsheim bei Hainburg (A) zu den älteren *Arvicola cantianus*-Faunen.

Mosbachium

1 Erstbeschreibung und Definition

POHLIG (1907: 79-80) bezeichnet mit dem Begriff Mosbachium einen "altdiluvialen" Zeitabschnitt, der durch das Auftreten von *Elephas antiquus*, *Mammuthus trogontherii*, *Stephanorhinus etruscus*, *Cervus elaphus*, *Alces latifrons*, *Trogontherium* sp. und *Hippopotamus* gekennzeichnet ist. "Es sind dies Formen, die der sogenannten Mosbacher Hauptfauna aus der mittleren Stufe des dortigen Profils zugehören" schreibt ADAM (1966: 75) und definiert damit Mosbach 2 bei Wiesbaden als Typuslokalität. Nach der damals noch unangefochtenen Vollgliederung des Quartärs nimmt ADAM (1966) an, dass das Mosbachium zeitlich an das Villafranchium anschließt und das Günz und Cromer umfasst. Er betont ausdrücklich die prä-elsterzeitliche Stellung.

2 Typuslokalität

Die Typuslokalität sind die fluviatilen Sande aus dem Mündungsgebiet des Mains in den Rhein von Mosbach bei Wiesbaden (Georef. 08°16' E - 50°04' N). Da Mosbach vor 1945 ein Stadtteil von Mainz war, wird die Fundstelle auch oft als Mosbach bei Mainz geführt. Die Säugetierfauna der mehrgliedrigen Sande haben KOENIGSWALD & TOBIEN (1987) sowie KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) aufgelistet, wobei sie drei Faunen (Mosbach 1, 2 und 3) unterscheiden. Die von POHLIG (1907) und ADAM (1966) genannten Taxa sind für das Mosbach II charakteristisch.

3 Biostratigraphische Zuordnung

Die Fauna des Typushorizontes (Hauptfauna von Mosbach „M2“) ist durch das Auftreten von *Arvicola cantianus* gekennzeichnet. Diese Form wurde durch SCHMIDTGEN (1911) mit dem jüngeren Synonym *Arvicola mosbachensis* bezeichnet, das auch noch benutzt wird (MAUL et al. 2000). Damit gehört Mosbach 2 zur älteren *Arvicola cantianus*-Fauna innerhalb des Toringiums. Wegen der wurzellosen Molaren ist *Arvicola* höher evoluiert als *Mimomys savini* und damit sind die älteren *Arvicola cantianus*-Faunen jünger als die *Mimomys savini*-Faunen, die die erste unterscheidbare Faunenzone innerhalb des Toringiums umfassen. Die Fundstellen dieser Faunen, zu denen z.B. Voigtstedt (TH), Süßenborn (TH), aber auch das klassische Upper Freshwater Bed von Cromer und West Runton (GB) gehören, enthalten kein *Elephas antiquus* und *Hippopotamus*. Nach oben ist das „prä-elsterzeitliche“ Mosbachium durch den Elstervorstoß begrenzt. Die Faunen der jüngeren *Arvicola cantianus*-Faunen sind durch eine Faunenverarmung gekennzeichnet, die sich durch das Fehlen von *Pliomys* und *Talpa minor* deutlich macht. Die zeitliche Umfang ist also wesentlich kürzer, als er in der Fassung von ADAM (1966) angenommen wurde und bildet die zweite Phase des Mittelpleistozäns.

4 Synonyme

Nach der Zusammensetzung der Fauna entspricht das Mosbachium den *Arvicola*-Faunen Typ 1 bei KOENIGSWALD (1973) bzw. den älteren *Arvicola cantianus*-Faunen bei KOENIGSWALD & HEINRICH (1999). FEJFAR (1976) hat den Namen Mauer-Stufe vorgeschlagen.

5 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) stellen zu den älteren *Arvicola cantianus*-Faunen die Fundorte Erpfingen 2 und 3 (BW), Mauer (BW), Miesenheim 1 (RP), Sudmer Berg 2 (NI), wahrscheinlich auch Jockgrim (RP) und Würzburg Schalksberg (BY), ferner Hundsheim (A) und Tarkö (H).

Jüngere *Arvicola cantianus*-Faunen

1 Erstbeschreibung und Definition

Der Begriff wird von KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) beschreibend für einen Teilabschnitt des Toringiums für jene Säugetierfaunen Mitteleuropas benutzt, die durch *Arvicola cantianus* gekennzeichnet sind, denen aber *Sorex (Drepanosorex) savini*, *Talpa minor* und *Pliomys* unter den Kleinsäugetern und *Megaloceros verticornis* bei den Großsäugern fehlen. Der SDI (Schmelzdickenquotient) von *Arvicola* ist kleiner als der in den „älteren *Arvicola cantianus*-Faunen“ was als Evolutionsfortschritt angesehen wird. Diese Faunenstufe wird jünger als die „ältere *Arvicola cantianus* Faunen“ angesehen und gehen nach oben in die *Arvicola terrestris*-Faunen über, wobei sich eine Übergangszone mit *Arvicola cantianus/terrestris* dazwischen schaltet.

LAD: *Arvicola cantianus*

2 Typuslokalität

KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) haben keine Typuslokalität ausgewiesen, weil die Faunenzone mehrere Klimaschwankungen umfasst. Als Typuslokalität benennen wir hier Bilzingsleben II (Georef. 11°04' E - 51°17' N), dessen Fauna MANIA et al. (1997) und HEINRICH (1997) zusammengefasst haben.

3 Synonyme

Diese Faunenzone wurde bei KOENIGSWALD (1973) als *Arvicola*-Faunen Typ 2 ausgegliedert.

4 Biostratigraphische Zuordnung

Jüngeres Mittel-Pleistozän. Die jüngeren *Arvicola cantianus*-Faunen liegen nach derzeitigen Vorstellungen zeitlich über dem Elster-Glazial und reichen mit den "*Arvicola cantianus/terrestris*-Faunen" bis in das letzte Interglazial, das Eem.

5 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Folgende Faunenfundorte gehören zu den "jüngeren *Arvicola cantianus*-Faunen": Wageningen-Franse Kamp (NL), Neede (NL), Ariendorf bei Linz (RP), mehrere Fundpunkte aus dem Neuwieder Becken (Plaidter Hummerich, Schweinskopf-Karmelenberg, Wannenköpfe und Tönnesberg 1) (RP), Stuttgart Bad Cannstatt (BW), Steinheim an der Murr (BW), Schöningen II (NI), Bilzingsleben II (TH) und Schönfeld bei Cottbus (BB).

Arvicola terrestris-Faunen

1 Erstbeschreibung und Definition

Der Begriff wird von KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) beschreibend benutzt, aber nicht ausdrücklich definiert. Eine Definition wird hier gegeben. Die *Arvicola terrestris*-Faunen folgen auf die jüngeren *Arvicola cantianus*-Faunen. Es kann sich eine Übergangszone, die *Arvicola cantianus-terrestris* Zone einschieben. Gekennzeichnet sind die *Arvicola terrestris*-Faunen durch *A. terrestris*, die sich durch eine SDQ deutlich unter 100 als höher evoluiert als *A. cantianus* erweist. Die *Arvicola terrestris*-Faunen umfassen drei stratigraphische Niveaus, die in Mitteleuropa ökologisch sich sehr stark unterscheiden, nämlich der jüngere Teil des letzten Interglazials, das gesamte Weichsel-Glazial und das Holozän. Trotz der starken ökologischen Veränderungen ist die kennzeichnende Art, wenn auch mit erheblichen Größenunterschieden, vertreten. Die biostratigraphische Gliederung dieses Zeitabschnittes ist bei KOENIGSWALD & HEINRICH (1996) ausführlich dargestellt.

FAD: *Arvicola terrestris*

2 Typuslokalität

Weinberghöhlen bei Neuburg/Donau (BY) (Georef. 11°03' E – 48° 46'N) Schicht C mit einer reichen Fauna aus dem Gravetian (KOENIGSWALD et al. 1974, KOENIGSWALD & MÜLLER-BECK 1975)

3 Biostratigraphische Zuordnung

Jung-Pleistozän mit Eem und Weichselglazial wie Holozän.

4 Synonyme und Unterteilungen

Ökologisch lassen sich das Eem, das Weichsel und das Holozän unterscheiden. Das Holozän ist durch eine starke Reduktion der Biodiversität gekennzeichnet. Eine Minderung in der Artenvielfalt lässt sich schon seit dem Mittelpleistozän mit zunehmender Intensität beobachten.

GUERIN (1982, 1990) ordnet seine Faunenzone MNQ25 dem Eem zu, und MNQ26 dem Weichsel. Das Holozän bleibt aber unberücksichtigt. HORACEK & LOZEK (1988) weisen das Weichsel-Glazial und das Holozän als Q4 aus, geben aber keine klare Abgrenzung zu ihrem Q3, das das Mosbachium umschreibt.

5 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Über die gut untersuchten *Arvicola terrestris*-Faunen aus dem Jungpleistozän (Eem, Weichsel) und dem Holozän liegt ein so umfangreiches Schrifttum vor, dass hier auf eine Auflistung verzichtet und auf die Zusammenstellungen bei KOENIGSWALD & HEINRICH (1996, 1999) und KOENIGSWALD (2002) verwiesen werden darf.

Steinheimium

1 Erstbeschreibung und Definition

KRETZOI (1969) benutzt den Begriff "Steinheimian" als biostratigraphische Einheit für die Faunen mit *Elephas antiquus* und *Stephanorhinus kirchbergensis*, also für *Arvicola*-Faunen des Mittelpleistozäns.

2 Typuslokalität

Interglaziale Flussablagerungen (*Antiquus*-Schotter) in Steinheim an der Murr bei Marbach (BW) (Georef: 09°17'E - 48°58'N). Die Fauna wurde von ADAM (1954) eingehend beschrieben und ist bei KOENIGSWALD & HEINRICH (1999) aufgelistet.

3 Biostratigraphische Zuordnung

FEJFAR (1976) spezifiziert den von KRETZOI (1969) eingeführten Begriff und unterteilt ihn in eine untere Phase Mauer und eine obere Phase Swanscombe, die mit den Glazialen und Interglazialen der damaligen Vorstellung korreliert. Danach endet sein Steinheimium innerhalb des Saale. Diese Obergrenze ist allerdings kaum fassbar. Später wurde auch die Taubach-Phase (Eem) in das Steinheimium mit einbezogen (FEJFAR & HEINRICH 1983). SAVAGE & RUSSEL (1983) fassen unter dem Begriff Steinheimian die Faunen zwischen 400 000 und 5000 Jahren v.h. zusammen. Die Untergrenze entspricht damit etwa der von KRETZOI (1969) und FEJFAR (1976) benutzten Gliederung, die Abgrenzung gegenüber der rezenten Fauna (5000 a) hat keinerlei biostratigraphischen Hintergrund.

Das Steinheimium liegt vollständig innerhalb des Toringium, bildet aber keine besonders sinnvolle Abgrenzung. Dieser Zeitraum wird besser durch die jüngeren *Arvicola cantianus*-Faunen und *Arvicola terrestris*-Faunen beschrieben.

4 Zugehörige Faunen aus Mitteleuropa und angrenzenden Gebieten

Wegen der Unschärfe des stratigraphischen Begriffes und der Überschneidung mit den wesentlich besser definierten *Arvicola*-Faunen wird hier auf eine Auflistung von Fundstätten verzichtet.

Holozän

Die holozäne Fauna Mitteleuropas wurde biostratigraphisch nie von den älteren Faunen begrifflich abgegrenzt, zum einen weil zur Kennzeichnung die Bezeichnung „rezente Fauna“ im allgemeinen ausreicht, und zum anderen weil sie kaum Gegenstand paläontologischer Forschung ist. Nach den biostratigraphischen Charakteristika gehört sie eindeutig zum Toringium, speziell zu den *Arvicola terrestris*-Faunen. Der Unterschied zu den pleistozänen *Arvicola terrestris*-Faunen liegt bei der endemischen Fauna in dem betont warmzeitlichen (interglazialen) Faunenbestand. Gegenüber dem Eem fehlen allerdings einige wichtige Großsäuger wie Elefanten und Nashörner und klimatisch besonders anspruchsvolle Faunenelemente wie *Hippopotamus* und *Bubalus*. In historischer Zeit ist der Artbestand durch den Menschen erheblich verändert worden, sei es durch das Ausrotten zahlreicher Arten, besonders bei den Raubtieren, aber auch durch die Einbürgerung exotischer Formen (KOENIGSWALD 2002). Regional könnte man daher durchaus eine biostratigraphische Feingliederung entwickeln, wie sie in Ansätzen von KRETZOI (1969) für das Karpatenbecken vorgelegt wurde.

Abkürzungen

Für die europäischen Staaten bzw. die deutschen Bundesländer werden die folgenden Kürzel verwendet:

A = Österreich

BB = Brandenburg

BW = Baden-Württemberg

BY = Bayern

CZ = Tschechische Republik

E = Spanien

F = Frankreich

GB = Großbritannien

GR = Griechenland

H = Ungarn.

HE = Hessen

I = Italien

MV = Mecklenburg-Vorpommern

NI = Niedersachsen

NL = Niederlande

NW = Nordrhein-Westfalen

PL = Polen

RO = Rumänien

RP = Rheinland-Pfalz

SH = Schleswig-Holstein

SK = Slowakische Republik

SN = Sachsen

ST = Sachsen-Anhalt

TH = Thüringen

Literaturverzeichnis – Reference list

- ADAM, K. D. (1954): Die mittelpleistozänen Faunen von Steinheim an der Murr (Württemberg). – *Quaternaria*, **1**: 131-144; Rom.
- ADAM, K. D. (1966): Die Großgliederung des Pleistozäns in Mitteleuropa. – *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, **132**: 1-12; Stuttgart.
- AGADZHANYAN, A. K. & KOWALSKI, K. (1978): *Prosomys insuliferus* (KOWALSKI 1958) (Rodentia, Mammalia) from the Pliocene of Poland and of the European part of the U.S.S.R. – *Acta Zool. Cracov*, **23**(3): 29-53; Krakow.
- AGUIRRE, E. & PASINI, G. (1985). The Pliocene-Pleistocene boundary. – *Episodes*, **8**: 116-120; Beijing.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961): Code of stratigraphic nomenclature. – *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **45**: 645-660; Tulsa.
- ANDERSEN, S. A. (1945): Isstrømmenes retning over Danmark i den sidste Istid, belyst ved Ledeblokundersøgelser. Kritiske bemærkninger til K. Milthers: Ledeblokke og Landskabs form i Danmark (DGU II, No. 69) m. svar og gensvar. – *Meddr. dansk geol. Foren.*, **10**: 594-615; Kopenhagen.
- ANDERSEN, S. T. (1957): New Investigations of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland. A Preliminary Report. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **8**: 181-186; Öhringen/Württ.
- ANDERSEN, S. T. (1961): Vegetation and its environment in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). – *Danmarks Geologiske Undersøgelser, Række II*, **75**: 1-175; Kopenhagen.
- ANDERSEN, S. T. (1965): Interglacialer og interstadialer i Danmarks kvartær. – *Meddr. dansk geol. Foren.*, **15**: 486-506; Kopenhagen.
- ANDERSEN, S. T. (1980): Early and late Weichselian chronology and birch assemblages in Denmark. – *Boreas*, **9**: 53-69; Oslo.
- ANDERSEN, S. T., DE VRIES, H. L. & ZAGWIJN, W. H. (1960): Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw*, **39**: 38-42; Leiden.
- AVERDIECK, F.-R. (1963): Frühweichselinterstadiale in Dithmarschen (Schleswig-Holstein). – *Berichte Geobotanisches Institut ETH Stiftung Rübel*, **34**: 58; Zürich.
- AVERDIECK, F.-R. (1967): Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. – *Fundamenta* **B2**: 101-125; Köln.
- AVERDIECK, F.-R. (1998): Palynologische Neuuntersuchung der Typlokalität Odderade. – *Meyniana*, **50**: 25-45; Kiel.
- BECKER-HAUMANN, R. (1998): Das älteste Pleistozän im Illergletscher-Vorland – Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Paläogeographie der Biberkaltzeit im schwäbischen Alpenvorland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **48**: 87-101, Hannover.
- BECKER-HAUMANN, R. (1999): Ein klimagesteuertes Modell der glazifluviatilen Akkumulation und Erosion. - In: Becker-Haumann, R. & Frechen, M. (Hrsg.): *Terrestrische Quartärgeologie: 195-208*; Köln (Logabook).
- BECKER-HAUMANN, R. (2002): Ein neues Konzept für das drittletzte Glazial (Mindel-Glazial) im bayerischen Alpenvorland. - *Z. Geol. Wiss.*, **30**: 173-190; Berlin.
- BECKER-HAUMANN, R. (2005): Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung fluviatiler Terrassenkörper. - 332 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BEHRE, K.-E. (1962): Pollen- und diatomeenanalytische Untersuchungen an letztinterglazialen Kieselgurlagern der Lüneburger Heide (Schwindebeck und Grevenhof im oberen Luhetal). – *Flora*, **152**: 326-370; Berlin.
- BEHRE, K.-E. (1974): Die Vegetation des Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen. – *Geol. Jb.*,

- A 18:** 3-48; Hannover.
- BEHRE, K.-E. (1989): Biostratigraphy of the Last Glacial Period in Europe. – *Quaternary Science Reviews*, **8**: 25-44; Oxford.
- BEHRE, K.-E. (2003): Eine neue Meeresspiegelkurve für die südliche Nordsee. – *Probleme der Küstenerforschung im südlichen Nordseegebiet*, **28**: 9-63; Oldenburg.
- BEHRE, K.-E. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **36**: 11-36; Hannover.
- BEHRE, K.-E. & VAN DER PLICHT, J. (1992): Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. – *Vegetation History and Archaeobotany*, **1**: 111-117; Berlin.
- BEINHAUER, K.W. & WAGNER, G.A. (Hrsg.) (1992): Schichten von Mauer – 85 Jahre *Homo erectus heidelbergensis*. – Edition Brauns/Reiß-Museum der Stadt Mannheim: 192 S.; Mannheim/Heidelberg.
- BEINHAUER, K.W. & WAGNER, G.A. (Hrsg.) (1997): *Homo heidelbergensis* von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa. Heidelberg. – 316 S.; Heidelberg (Winter).
- BENDA, L. (Hrsg.) (1995): *Das Quartär Deutschlands*. – 408 S.; Berlin (Borntraeger).
- BERGGREEN, W. A. & VAN COUVERING, J. A. (1974): The Late Neogene biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 14 million years in marine and continental sequences. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **16** (1/2): 1-216; Amsterdam.
- BERTHELSEN, A. (1973): Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. – *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, **5**: 21-29; Uppsala.
- BERTSCH, K. & STEEGER, A. (1927): Jungdiluviale pflanzenführende Ablagerungen am nördlichen Niederrhein. – *Ber. Versamm. niederrhein. geol. Ver.*, **1929**: 49-65; Bonn.
- BERTSCH, K., STEEGER, A. & STEUSLOFF, U. (1931): Fossilführende Schichten der sogenannten Krefelder Mittelterrasse. – *Ber. Versamm. niederrhein. geol. Ver.*, **1929**: 5-22; Bonn.
- BITTMANN, F. (1990): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen des Neuwieder Beckens (Mittelrhein). – Dissertation Universität Göttingen, 1-107.
- BITTMANN, F. (1991): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an mittel- und jungpleistozänen Ablagerungen des Neuwieder Beckens (Mittelrhein). – *Jahrb. Römisch-germanischen Zentralmuseums Mainz*, **38**: 83-190; Mainz.
- BITTMANN, F. & MÜLLER, H. (1996): The Kärlich Interglacial site and its correlation with the Bilshausen sequence. – In: TURNER, C. (Hrsg.): *The early Middle Pleistocene in Europe: 187-193*; Rotterdam (Balkema).
- BLUDAU, W. (1994): Pollenanalytische Untersuchungen interglazialer Sedimente des Profils Unterpfauzenwald (Östliches Rheingletschergebiet). – *Abh. Geol. LA Baden-Württemberg*, **15**; Freiburg.
- BLUDAU, W. (1995a): Altpleistozäne Warmzeiten im Alpenvorland und im Oberrheingraben? Ein Beitrag der Palynologie zum „Uhlenberg-Problem“. – *Geologica Bavarica*, **99**: 119-133; München.
- BLUDAU, W. (1995b): Biostratigraphie des Pleistozäns. – In: ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J.: *Baden-Württemberg*. – In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 278-285; Stuttgart (Borntraeger).
- BLYTT, A. G. (1876): Immigration of the Norwegian Flora during Alternating Rainy and Dry Periods. 89 S.; Christiania (Cammermeyer).
- BOCK, W., MENKE, B., STREHL, E. & ZIEMUS, H. (1985): Neuere Funde des Weichselspätglazials in Schleswig-Holstein. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **35**: 161-180; Hannover.
- BOENIGK, W. (1970): Zur Kenntnis des Altquartärs bei Brüggem (westlicher Niederrhein). – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **17**: 138 S.; Köln.
- BOENIGK, W. (1978): Gliederung der altquartären Ablagerungen in der niederrheinischen Bucht. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **28**: 123-133; Krefeld.
- BOENIGK, W. (1995): Terrassenstratigraphie des Mittelpleistozän am Niederrhein und Mittelrhein.

- Mededel. Rijks Geol. Dienst, **52**, 71-81; Haarlem.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1998): Zur Geologie der Deckschichten von Kärlich/Mittelrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **48**: 38-49; Hannover.
- BOENIGK, W., KOWALCZYK, G. & BRUNNACKER, K. (1972): Zur Geologie des Ältestpleistozäns der Niederrheinischen Bucht. – Z. dt. Geol. Ges., **123**: 119-161; Hannover.
- BOENIGK, W., VON DER BRELIE, G., BRUNNACKER, K., KOHL, A., SCHLICKUM, W. R. & STRAUCH, F. (1974): Zur Pliozän-Pleistozän-Grenze im Bereich der Ville (Niederrheinische Bucht). – Newsl. Stratigr., **3**(4): 219-241; Leiden.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1983): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz - Esinger Moor, Kreis Pinneberg. – Offa, **40**: 199-239; Neumünster.
- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., LANSER, K. P., STEPHAN, S., URBAN, B. & WÜRGES, K. (1980): Altpaläolithische Funde von Kärlich, Kreis Mayen-Koblenz (Neuwieder Becken). – Arch. Korrespondenzbl., **10**: 295-314; Mainz.
- BOWEN, D. Q. & GIBBARD, P. L. (2006): The Quaternary is here to stay. – Journal of Quaternary Science, **22**: 3-8; Chichester.
- BRAND, G., HAGEMAN, B. P., JELGERSMA, S. & SINDOWSKI, K. H. (1965): Die lithostratigraphische Unterteilung des marinen Holozäns an der Nordseeküste. – Geol. Jb., **82**: 365-384; Hannover.
- BRAUER, A., ENDRES, C. & NEGENDANK, J. W. F. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. – Quaternary International, **61**(1): 17-25; Oxford.
- BRUNNACKER, K. (1971): Beiträge zur Stratigraphie des Quartär-Profiles von Kärlich am Mittelrhein. – Mainzer naturwiss. Archiv, **10**: 77-100; Mainz.
- BRUNNACKER, K., BOENIGK, W., DOLEZALEK, B., KEMPF, K. E., KOCI, A., MENTZEN, H., RAZI RAD, M. & WINTER, K. P. (1978): Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **28**: 277-324; Krefeld.
- BRUNNACKER, K., LÖHR, H., BOENIGK, W., PUISSEGUR, J. & POPLIN, F. (1975): Quartäraufschlüsse bei Ariendorf am unteren Mittelrhein. – Mainzer naturwiss. Archiv, **14**: 93-141; Mainz.
- BRUNNACKER, K., STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau des Quartär-Profiles von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). – Mainzer naturwiss. Archiv, **8**: 102-133; Mainz.
- CASPERS, G. (1997): Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Groß Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen) – Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetations- und Klimaverlauf der letzten Kaltzeit. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **4**: 7-59; Hannover.
- CASPERS, G. & FREUND, H. (1997): Die Vegetations- und Klimaentwicklung des Weichsel-Früh- und Hochglazials im nördlichen Mitteleuropa. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **4**: 201-249; Hannover.
- CASPERS, G., JORDAN, H., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1995): Niedersachsen. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 23-58; Berlin (Borntraeger).
- CEPEK, A. G. (1965): Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland. – In: GELLERT, J. F. (Hrsg.): Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR: 45-65; Berlin (Akademie-Verlag).
- CEPEK, A. G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A (Geol. Paläont.), **12**(3/4): 375-404; Berlin.
- CEPEK, A. G. (1968): Quartär. – In: Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.): Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik: 385-425; Berlin (Akademie-Verlag).
- CEPEK, A. G. (1972): Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe, **21**: 11-21; Greifswald.
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. – Stratotypen des Würmglazials (Berichte der SEQS 6). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**: 185-206; Hannover.

- CLEVERINGA, P., MEIJER, T., VAN LEEUWEN, R. J. W., DE WOLF, H., POWWER, R., LISSENBERG, T. & BURGER, A. W. (2000): The Eemian Stratotype locality at Amersfoort in the central Netherlands: a re-evaluation of old and new data. – *Geol. Mijnbouw/Netherlands J. Geosci.*, **79**: 197-216; Utrecht.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A. E.; JONZEL, J. & BOND, G. (1993): Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. – *Nature*, **365**: 143-147; London.
- DE BEAULIEU, J.-L., EICHER, U. & MONJUVENT, G. (1994): Reconstruction of Middle Pleistocene palaeoenvironments based on pollen and stable isotope investigations at Vale-de-Lans, Isere, France. – *Vegetation History and Archaeobotany*, **3**: 127-142; Berlin.
- DE BEAULIEU, J.-L. & MONJUVENT, G. (1985): Données actuelles sur les formations interglaciaires de Pompillion (Pléistocène moyen), Val de Lans en Vercors (Isère, France). – *Bull. Assoc. Franç. Étude Quaternaire*, **2-3**: 75-83; Paris.
- DE BEAULIEU, J.-L. & REILLE, M. (1992): The last climatic cycle at La Grande Pile (Voges, France) - A new pollen profile. – *Quaternary Science Reviews*, **11**(4): 431-438; Oxford.
- DE BEAULIEU, J.-L. & REILLE, M. (1995): Pollen records from the Velay craters: A review and correlation of the Holstein Interglacial with isotopic stage 11. – *Mededel. Rijks Geol. Dienst*, **52**: 59-70; Haarlem.
- DE HEINZELIN, J. & TAVERNIER, R. (1957): Flandrien. – In: PRUVOST, P (Hrsg.): *Lexique stratigraphique international*, Vol. 1, Europe: 32; Paris (Centre National de la Recherche Scientifique).
- DE JONG, J. D. & HAGEMAN, B. P. (1960): De legenda voor de holocene afzettingen op de nieuwe geologische kaart van Nederland, schaal 1: 50.000. – *Geologie en Mijnbouw*, **39**, 644-653; Leiden.
- DESNOYERS, J. (1829): Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les terrains tertiaires du Bassin de la Seine et constituant une formation géologique distincte: précédées d'un aperçu de la non-simultanéité des bassins tertiaires. – *Annales scientific naturelles*, **16**: 171-214, 402-419 ; Tervuren.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002*. – Beih., 16 S.; Potsdam (Dt. Strat. Komm.).
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): 2. Halt: Kiesgrube Thalgut. – Pollen- und grossrestanalytische Untersuchungen. - In: KELLY, M., LINDE, U. & SCHLÜCHTER, C. (Red.): *DEUQUA 2000 - Exkursionsführer*: 128-136; Bern.
- DUBOIS, G. (1924): Recherches sur les terrains quaternaires du nord de la France. – *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, **8**: 355 S.; Lille.
- DÜCKER, A. (1967): Interstadiale Bodenbildungen als stratigraphische Zeitmarken im Ablauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. – *Fundamenta*, **B/2**: 30-73, Köln.
- DÜCKER, A. (1969): Der Ablauf der Holstein-Warmzeit in Westholstein. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 46-57; Hannover.
- DÜCKER, A. & MENKE, B. (1968): Das Altpleistozän von Lieth bei Elmshorn. – *Geol. Jb.*, **86**: 791-796; Hannover.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande - Ihr Ablauf, ihre Chronologie auf Grund der Annahmen im Bereich des Lech- und Illergletschers. – 427 S.; Augsburg (Filsler).
- EBERS, E., WEINERGER, L. & DEL-NEGRO, W. (1966): Der pleistozäne Salzachvorlandgletscher. – Veröff. Ges. bayer. Landeskd., **19-22**: 216 S., München.
- EHLERS, J. (1988): The Morphodynamics of the Wadden Sea. – 379 S.; Rotterdam (Balkema).
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).
- EHLERS, J., EISSMANN, L., LIPPSTREU, L., STEPHAN, H.-J. & WANSCHA, S. (2004): Pleistocene glaciations in North Germany. – In: EHLERS, J. & GIBBARD, P. L. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology – Part I: Europe*: 135-146; Amsterdam (Elsevier).
- EICHLER, H. & SINN, P. (1975): Zur Definition des Begriffs „Mindel“ im schwäbischen Alpenvorland. – *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.* 1975: 705-718; Stuttgart.
- EIERMANN, J. (1984): Ein zeitliches, räumliches und genetisches Modell zur Erklärung der Sedimente

- und Reliefformen im Pleistozän gletscherbedeckter Tieflandsgebiete – ein Beitrag zur Methodik der mittelmaßstäbigen naturräumlichen Gliederung. – In: Richter, H. & Aurora, K.-D. (Hrsg.): Umweltforschung zur Analyse und Diagnose der Landschaft: 169-183; Gotha.
- EISSMANN, L. (1969): Beiträge zur Geologie des industriellen Ballungsgebietes Halle-Leipzig. Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Tief- und Hügellandes um Saale und Elbe. – unveröff. Habil.-Schr., Universität Halle.
- EISSMANN, L. (1970): Geologie des Bezirkes Leipzig. – *Natura regionis Lipsiensis*, H. 1+2; 76 S. + 172 S.; Leipzig (Naturwiss. Museum).
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. – *Schriftenr. f. geol. Wiss.*, **2**: 263 S.; Berlin.
- EISSMANN, L. (1994): Summary of the pre-Elsterian Quaternary deposits in Central Germany. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (Hrsg): *Glacial Deposits in North-East Europe*: 423-437; Rotterdam (Balkema).
- EISSMANN, L. (1995): Sachsen. – In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 148-198; Stuttgart (Borntraeger).
- EISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. Landschaftswandel am Südrand des skandinavischen Vereisungsgebietes. – *Altenbg. naturwiss. Forsch.* **8**: 1-98; Altenburg.
- EISSMANN, L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): *Das Quartär Mitteldeutschlands. Ein Leitfaden und Exkursionsführer. Mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes.* – *Altenbg. nat. wiss. Forsch.*, **7**: 458 S.; Altenburg.
- EISSMANN, L., LITT, T. & WANSA, S. (1995): Elsterian and Saalian deposits in their type area in central Germany. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (Hrsg.): *Glacial Deposits in North-East Europe*: 439-464; Rotterdam (Balkema).
- EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – *Z. geol. Wiss.*, **7**: 451-462; Berlin.
- ELLWANGER, D., FEJFAR, O. & KOENIGSWALD, W. v. (1994): Die biostratigraphische Aussage der Arvicolidenfauna vom Uhlenberg bei Dinkelscherben und ihre morpho- und lithostratigraphischen Konsequenzen. – *Münchner Geowiss. Abh.*, **A 26**: 173-191; München.
- ELLWANGER, D., LÄMMERMANN-BARTHEL, J. & NEEB, I. (2003): Eine landschaftsübergreifende Lockergesteinsgliederung vom Alpenrand zum Oberrhein. – *GeoArchaeoRhein*, **4**: 81-124; Münster.
- ERD, K. (1965a): Pollenanalytische Untersuchungen im Altpleistozän von Voigtstedt in Thüringen. – *Paläont. Abh.*, **A 2**: 259-272; Berlin.
- ERD, K. (1965b): Pollenanalytische Gliederung des mittelpleistozänen Richtprofils Pritzwalk-Prignitz. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **16**: 252-253; Öhringen/Württ.
- ERD, K. (1970): Pollenanalytical classification of the Middle Pleistocene in the German Democratic Republic. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **8**: 129-145; Amsterdam.
- ERD, K. (1973): Vegetationsentwicklung und Biostratigraphie der Dömnitz-Warmzeit (Fuhne/Saale 1) im Profil von Pritzwalk/Prignitz. – *Abh. zentr. geol. Inst.* **18**: 9-48; Berlin.
- ERD, K. (1987): Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. – *Z. geol. Wiss.*, **15**: 297-313; Berlin
- ERD, K., PALME, H. & PRÄGER, F. (1987): Holsteininterglaziale Ablagerungen von Rossendorf bei Dresden. – *Z. geol. Wiss.*, **15**: 281-295; Berlin.
- FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (1989): The past, the present, and the future. – In: LINDSAY, E.H. (Hrsg.): *European Neogene Mammal Chronology*: 625-628; New York (Plenum Press).
- FEJFAR, O. (1964): The lower Villafranchian vertebrates from Hajnáčka near Filakovo in southern Slovakia. – *Rozpr. Ustr. Ust. Geol.*, **30**: 1-115; Praha.
- FEJFAR, O. (1976): Pio-Pleistocene mammal sequences. – *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere* **3**: 351-366; Bellingham-Prague.
- FEJFAR, O. (2001): The arvicolids from Arondelli-Triversa: a new look. – *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, **40(2)**: 185-193; Modena.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (1980): Zur biostratigraphischen Abgrenzung und Gliederung des kon-

- tinentalen Quartärs in Europa an Hand von Arvicoliden (Mammalia, Rodentia). – *Cas. min. geol.*, **25**(2):185-189; Praha.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (1981a): Zur biostratigraphischen Untergliederung des kontinentalen Quartärs in Europa anhand von Arvicoliden (Rodentia, Mammalia). – *Eclogae geol. Helv.*, **74**(3): 997-1006; Basel.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (1981b): Biostratigraphic delimitation and division of the continental Quaternary of Europe on the basis of arvicolids. – *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*, **6**: 83-86; Prague.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (1983): Arvicoliden-Sukzession und Biostratigraphie des Oberpliozäns und Quartärs in Europa. – In: HEINRICH, W.-D. (Hrsg.): *Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum*. - *Schriftenr. geol. Wiss.*, **19/20**: 10-61; Berlin.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (1987): Zur biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Känozoikums in Europa an Hand von Muriden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia). – *Cas. Min. Geol.*, **32**: 1-16; Prag.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. (1990): Muroid Rodent Biochronology of the Neogene and Quaternary in Europe. – In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Hrsg.): *European Neogene Mammal Chronology*: 91-117; New York (Plenum Press).
- FEJFAR, O., HEINRICH, W.-D. & LINDSAY, E. H. (1998): Updating the Neogene Rodent biochronology in Europe. - In: VAN KOLFSCHOTEN, T. & GIBBARD, P. L. (Hrsg.): *The Dawn of the Quaternary*. – *Mededel. Nederl. Inst. Toeg. Wet. TNO*, **60**: 533-554; Leiden.
- FEJFAR, O., HEINRICH, W.-D., PEVZNER, M. A. & VANGENHEIM, E. A. (1997): Late Cenozoic sequences of mammalian sites in Eurasia: an updated correlation. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **133**: 259-288; Amsterdam.
- FEJFAR, O. & HORÁČEK, I. (1983): Zur Entwicklung der Kleinsäugerfaunen im Villanyium und Alt-Biharium auf dem Gebiet der CSSR. - *Schriftenr. geol. Wiss.*, **19/20**: 111-207; Berlin.
- FESSELER, W. & GOOS, W. (1988): Geologische Karte 1:25.000 von Baden-Württemberg. Erläuterungen zu Blatt 8026 Aitrach. – Stuttgart.
- FIRBAS, F. (1949/52): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen (2 Bde.). – 480+256 S.; Jena (Fischer).
- FISCHER, A. & TAUBER, H. (1986): New ¹⁴C-Datings of Late Paleolithic cultures from northwestern Europe. – *J. dan. Archaeology*, **5**: 7-13, Odense.
- FRECHEN, J. & ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Quartärprofils von Kärlich im Neuwieder Becken. - *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 267-282; Krefeld.
- FRENZEL, B. (1991): Über einen frühen letzteiszeitlichen Vorstoß des Rheingletschers in das deutsche Alpenvorland. – In: FRENZEL, B. (Hrsg.): *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre*. – *Paläoklimaforschung*, **1**: 377-400; Stuttgart.
- FREUDENBERG, W. (1911): Beiträge zur Gliederung des Quartärs von Weinheim an der Bergstraße, Mauer bei Heidelberg, Jockgrim in der Pfalz u.a.m. und seine Bedeutung für den Bau der Oberrheinischen Tiefebene. – *Notizbl. Ver. Erdk. Großherzogl. Geol. Landesanst. Darmstadt*, **4H**(32): 76-149; Darmstadt.
- FREUDENBERG, W. (1914): Die Säugetiere des älteren Quartärs von Mitteleuropa. – *Geol. und Paläont. Abh. N.F.*, **12**: 453-672 ; Stuttgart.
- FRIEDRICH, M., KROMER, B., SPURK, M., HOFMANN, J. & KAISER, K. F. (1999): Palaeoenvironment and radiocarbon calibration as derived from Late Glacial/Early Holocene tree-ring chronologies. – *Quaternary International*, **61**: 27-39; Oxford.
- FROMM, K. (1994): Paläomagnetische Bestimmungen an Quartärsedimenten in Nordwest-Deutschland. – *Geol. Jb.*, **A 134**: 229-257; Hannover.
- FUHRMANN, R. (1989): Die stratigraphische Stellung des Interglazials von Grabschütz (Kreis Delitzsch) und die Gliederung des Saale-Komplexes. – *Z. geol. Wiss.*, **17**: 1002-1004; Berlin.
- GAUDRY, A. (1878): *Les enchainements du monde animal dans les temps géologiques*. – **3**, 1-295; Paris.

- GAUDZINSKI, S., BITTMANN, F., BOENIGK, W., FRECHEN, M. & VAN KOLFSCHOTEN, T. (1996): Palaeoecology and Archaeology of the Kärlich-Seeufer Open-Air Site (Middle Pleistocene) Central Rhineland, Germany. – *Quaternary Research*, **46**: 319-334; Washington.
- GEIKIE, J. (1894): The Great Ice Age and its relationship to the antiquity of man. – 3. Aufl.: 850 S., 18 Beil.; London.
- GEIKIE, J. (1895): Classification of European glacial deposits. – *The Journal of Geology*, **III** (3): 241-269; London.
- GERVAIS, P. (1867-1869): Zoologie et paleontology générales. Nouvelles recherches sur le animaux vertébrés et fossiles. – Paris.
- GEYH, M. A. & MÜLLER, H. (2005): Numerical $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. – *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1861-1872; Amsterdam.
- GIBBARD, P. L. (2003): Definition of the Middle-Upper Pleistocene boundary. – *Global and Planetary Change*, **36**: 201-208; Amsterdam.
- GIBBARD, P. L. & VAN KOLFSCHOTEN, T. (2004): The Pleistocene and Holocene Epochs. – In: GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (Hrsg.): *A Geologic Time Scale 2004*: 441-452; Cambridge (Cambridge University Press).
- GIBBARD, P. L., SMITH, A. G., ZALASIEWICZ, J. A., BARRY, T. L., CANTRILL, D., COE, A. L., COPE, J. C. W., GALE, A. S., GREGORY, F. J., POWELL, J. H., RAWSON, P. F., STONE, P. & WATERS, C. N. (2005). What status for the Quaternary? – *Boreas*, **34**: 1-6; Oslo.
- GIBBARD, P. L. & WEST, R. G. (2000): Quaternary chronostratigraphy: the nomenclature of terrestrial sequences. – *Boreas*, **29**: 329-336; Oslo.
- GIBBARD, P. L., WEST, R. G., ZAGWIJN, W. H., BALSON, P. S., BURGER, A. W., FUNNELL, B. M., JEFFREY, D. H., DE JONG, J., VAN KOLFSCHOTEN, T., LISTER, A. M., MEIJER, T., NORTON, P. E. P., PREECE, R. C., ROSE, J., STUART, A. J., WHITEMAN, C. A. & ZALASIEWICZ, J. A. (1991): Early and Middle Pleistocene correlations in the southern North Sea Basin. – *Quaternary Science Reviews*, **10**: 23-52; Amsterdam.
- GOTTSCHÉ, C. (1898): Die Endmoränen und das marine Diluvium Schleswig-Holstein's, im Auftrage der Geologischen Gesellschaft in Hamburg untersucht. Theil II: Das marine Diluvium. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*, **XIV**: 74 S.; Hamburg.
- GÖTTLICH, K. (1974): Vorrißzeitliche Interglazialvorkommen in der Altmoräne des östlichen Rheingletschergebiets. – *Geol. Jb.*, **A 18**: 49-79; Hannover.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. (Hrsg.) (2004): *A Geologic Time Scale 2004*. – 589 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- GRAF, H. R. (1993): Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz. – *Diss. ETH Zürich*, **10 205**: 151 S.; Zürich.
- GRAHLE, H.-O. (1936): Die Ablagerungen der Holstein-See (Mar. Interglaz. I), ihre Verbreitung, Fossilführung und Schichtenfolge in Schleswig-Holstein. – *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt*, N. F. **172**: 1-110; Berlin.
- GRAUL, H. (1943): Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. – *Forsch. zur dt. Landeskunde*, **43**: 114 S.; Leipzig.
- GRAUL, H. (1962): Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. BRUNNACKER). – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **106**: 253-271; Gotha.
- GRAUL, H. (1977): E kursionsführer zur Oberflächenformung des Odenwaldes. – *Heidelberger Geogr. Arbeiten*, **50**: 210 S.; Heidelberg.
- GRIPP, K. (1949): Glazialmorphologie und geologische Kartierung. – *Z. dt. geol. Ges.*, **99** (1947): 190-205; Stuttgart.
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein – 411 S., 57 Taf.; Neumünster (Wachholtz).
- GROSSE, R. & FISCHER, J. (1989): Zu Altersstellung und Verlauf der frühelsterkaltzeitlichen Flüsse in der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Raumes. – *Mauritiana*, **12**: 205-224; Altenburg.

- GRUBE, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riss-) Kaltzeit im Hamburger Raum. – *Fundamenta*, **B2**: 168 - 195; Köln/Graz.
- GRUBE, F. (1968): Zur Geologie der weichsel-eiszeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf. Ein Beitrag zur Regionalen Geologie von Hamburg. – *Abh. u. Verh. Naturwissenschaftl. Verein Hamburg*, N. F. **XIII**: 141-194; Hamburg.
- GRÜGER, E. (1968): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an Cromerzeitlichen Ablagerungen im nördlichen Randgebiet der deutschen Mittelgebirge. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **18**: 204-235; Hannover.
- GRÜGER, E. (1979): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern - ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. – *Geologica Bavarica*, **80**: 5- 64; München.
- GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. - *Geologica Bavarica*, **84**: 21- 40; München.
- GRÜGER, E. (1991): Late Quaternary biostratigraphy in northern Germany 150 000 - 15 000 years BP. – *Striae*, **34**: 7-14; Uppsala.
- GRÜGER, E., JORDAN, H., MEISCHNER, D. & SCHLIE (1994): Mittelpleistozäne Warmzeiten in Göttingen, Bohrungen Ottostraße und Akazienweg. – *Geol. Jb.*, **A 134**: 167-210; Hannover.
- GRÜGER, E. & SCHREINER, A. (1993): Riß/Würm- und würmzeitliche Ablagerungen im Wurzacher Becken (Rheingletschergebiet). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **189** (1-3): 81-117; Stuttgart.
- GUERIN, C. (1982): Première biozonation du Pléistocène Européen, principal résultat biostratigraphique de l'étude des Rhinocerotidae (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur d'Europe occidentale. – *Geobios*, **15**: 593-598; Lyon.
- GUERIN, C. (1990): Biozones or Mammal units? Methods and limits in biochronology. – In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V., MEIN, P. (Hrsg.): *European Neogene Mammal Chronology*: 119-130; New York (Plenum Press).
- HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschergebietes zwischen Riß und Iller. – *Jahresber. Mitteil. Oberrh. Geolog. Verein*, **64**: 225-266; Stuttgart.
- HABBE, K. A. (1986): Bemerkungen zum Altpleistozän des Illergletscher-Gebietes. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **36**: 121-134; Hannover.
- HABBE, K. A. (1991): Permafrost in den hochletztaltzeitlichen Sedimenten - und was daraus folgt. – *Quartär*, **41/42**: 7-18; Bonn.
- HAGEMAN, B. P. (1963): De profieltype-legenda van de nieuwe geologische kaart voor het zeeklei- en rivierkleigebied. – *Tijdschrift Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap*, **80**: 217-229; Haarlem.
- HAHNE, J. (1996): The interglacial site of Hunteburg near Quakenbrück. – In: TURNER, C. (Hrsg.): *The Middle Pleistocene in Europe*: 181-186; Rotterdam (Balkema).
- HAHNE, J., KEMLE, S., MERKT, J. & MEYER, K.-D. (1994b): Eem-, weichsel- und saalezeitliche Ablagerungen der Bohrung „Quakenbrück GE 2“. – *Geol. Jb.*, **A 134**: 9-69; Hannover.
- HAHNE, J., MENGELING, H., MERKT, J. & GRAMANN, F. (1994a): Die Hunteburg-Warmzeit („Cromer-Komplex“) und Ablagerungen der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung Hunteburg GE 58 bei Osnabrück. – *Geol. Jb.*, **A 134**: 117-166; Hannover.
- HALLIK, R. (1960): Die Vegetationsentwicklung der Holstein-Warmzeit in Nordwestdeutschland und die Altersstellung der Kieselgurlager der südlichen Lüneburger Heide. – *Z. dt. geol. Gesell.*, **112**: 326-333; Hannover.
- HARBORT, E.; MONKE, H. & STOLLER, J. (1909): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Ebstorf (Lieferung 156); Berlin. – Berlin (Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt).
- HARBORT, E.; MONKE, H. & STOLLER, J. (1911): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Ebstorf, 65 S.; Berlin (Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt).
- HARTING, P. (1874): De bodem van het Eemdal. – *Koninklijke Akademie van Wetenschappen, Afdeling N, II, Deel VIII*: 282-290; Harlem.
- HARTZ, N. & MILTHERS, V. (1901): Det sennglaciale Ler i Allerød Teglværksgrav. – *Dansk Geologisk*

- Forening, Meddelelser, **1**: 31-60; Kopenhagen.
- HEERDT, S. (1965): Zur Stratigraphie des Jungpleistozäns im mittleren N-Mecklenburg. – *Geologie*, **14**: 589-609; Berlin.
- HEINRICH, W.-D. (1978): Zur biometrischen Erfassung eines Evolutionstrends bei *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) aus dem Pleistozän Thüringens. – *Säugetierkd. Informationen*, **2**: 3-21; Jena.
- HEINRICH, W.-D. (1982): Zur Evolution und Biostratigraphie von *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) im Pleistozän Europas. – *Z. geol. Wiss.*, **10**(6): 683-735; Berlin.
- HEINRICH, W.-D. (1987): Neue Ergebnisse zur Evolution und Biostratigraphie von *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) im Quartär Europas. – *Z. geol. Wiss.*, **15**(3): 389-406; Berlin.
- HEINRICH, W.-D. (1997): Zur Taphonomie, Palökologie und Biostratigraphie fossiler Kleinsäuger aus dem mittelpleistozänen Travertinkomplex von Bilzingsleben II in Thüringen. – In: MANIA D. et al. (Hrsg.): *Bilzingsleben V. Homo erectus – seine Kultur und Umwelt*: 121-133; Bad Homburg (Ausbildung & Wissen).
- HELLER, F. (1934): Wühlmausreste aus den altdiluvialen Sanden von Mauer a.d. Elsenz. – *Jb. u. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F.* **23**: 139-144; Stuttgart.
- HERMSDORF, N. & STRAHL, J. (2006): Zum Problem der so genannten Uecker-Warmzeit (Intra-Saale) – Untersuchungen an neuen Bohrkernen aus dem Raum Prenzlau. – *Brandenburg. Geowiss. Beitr.*, **13**: 49-61; Kleinmachnow.
- HESEMANN, J. (1934): Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung der Verteilung Kristalliner Leitgeschiebe. – *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **55**: 1-27; Berlin.
- HEUMANN, G. & LITT, T. (2002). Stratigraphy and palaeoecology of the late Pliocene and early Pleistocene in the open-cast mine Hambach (Lower Rhine Basin). – *Netherlands Journal of Geoscience, Geologie en Mijnbouw*, **81**: 193-199; Leiden.
- HÖFLE, H.-C., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1985): Die Ausbreitung des Eem-Meeres in Norddeutschland. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **35**: 49-59; Hannover.
- HOMANN, M. & LEPPER, J. (1994): Das Cromer-Profil von Sohlingen (Süd-Niedersachsen). – *Geol. Jb.*, **A 134**: 211-228; Hannover.
- HORACEK, I. & LOZEK, V. (1988): Paleozoology and the Mid-European Quaternary past: Scope of the approach and selected results. – *Rozprawy Ceskoslovenske Akademie Ved.*, **98**: 1-102; Prag.
- HORN, P., HÖLZL, S. & FEHR, T. (1997): Spurenelemente und Isotopenverhältnisse in fossilen Knochen und Zähnen. – In: BEINHAEUER, K.W. & WAGNER, G.A. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa*: 144-166; Heidelberg (Winter).
- IVERSEN, J. (1942): En pollenanalytisk Tidfaestelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. – *Meded. Dansk Geol. Foren.*, **10**: 130-151; Kopenhagen.
- IVERSEN, J. (1954): The Late-Glacial Flora of Denmark and its relation to climate and soil. – *Danmarks Geologiske Undersøgelser, II. Række*, **80**: 87-119; Kopenhagen.
- IVERSEN, J. (1973): The Development of Denmark's Nature since the Last Glacial. – *Danmarks Geologiske Undersøgelser*, **5(7c)**: 126 S.; Kopenhagen.
- JANCZYK-KOPIKOVA, Z. (1975): Flora Interglacialju Mazowieckiego w Ferdynandowie. – *Buil. Inst. Geol.*, **290**: 5-96; Warschau.
- JÁNOSSY, D. (1969): Stratigraphische Auswertung der europäischen mittelpleistozänen Wirbeltierfauna, Teil I. – *Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A, Geol. Paläont.*, **14**(4): 367-438; Teil II **14**(5): 573-643; Berlin.
- JÁNOSSY, D. (1986): Pleistocene Vertebrate faunas of Hungary. – 208 S.; Budapest (Akademiai Kiado).
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. – *Geologie von Bayern II*: 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- JERZ, H. & LINKE, G. (1987): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Typusregion des Holstein-Interglazials (Berichte der SEQS 8). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **37**: 165-148; Hannover.
- JESSEN, K. (1935): Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. – *Acta Archaeologica*, **5**: 185-214; Kopenhagen.

- JESSEN, K. & MILTHERS, V. (1928): Stratigraphical and Paleontological Studies of Interglacial Fresh-Water Deposits in Jutland and Northwest Germany. – Danmarks Geologiske Undersøgelses, 2. Række, **48**: 379 S.; Kopenhagen.
- JUNG, W., BEUG, H. J. & DEHM, R. (1972): Das Riß/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a. d. Salzach. - Bayer. Akad. Wissensch., Math.-Nat. Kl., Abh., N.F., **151**: 1-131; München.
- JUNGE, F. W., BÖTTGER, T. & SIEGERT, C. (1999): Die Stauseesedimente des Bruckdorfer Horizontes: Ergebnis der Eisrandoszillationen des saaleglazialen skandinavischen Inlandeises in Mitteldeutschland. – *Mauritiana*, **17**: 257-276; Altenburg.
- KAISER, K.-H. & SCHÜTRUMPF, R. (1960): Zur Gliederung mittel- und jungpleistozäner Schichten in der Niederrheinischen Bucht. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **11**: 166-185; Öhringen/Württ.
- KARRENBERG, H., & REIN, U. (1951): Die interglazialen Schichten von Krefeld. – *Niederrh. Jb.*, **3**: 13-17; Krefeld.
- KEILHACK, K. (1896): Die Geikie'sche Gliederung der nordeuropäischen Glacialablagerungen. - *Jb. preuß. geol. LA und Bergakademie*, **XVI** (für 1895): 111-124; Berlin.
- KEILHACK, K. (1910): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lieferung 14. Blatt Charlottenburg – 2. Aufl.: 68 S.; Berlin (Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt).
- KEMPF, E. K. (1966): Das Holstein-Interglazial von Tönisberg im Rahmen des niederrheinischen Pleistozäns. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **17**: 5-60; Öhringen/Württ.
- KLIEWE, H. & JAHNKE, W. (1972): Verlauf und System der Marginalzonen der letzten Vereisung auf dem Territorium der DDR. – *Wiss. Z. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald*, **21**, Math.-Naturwiss. R., H. 1: 31-37; Greifswald.
- KLOCKMANN, F. (1884): Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels. – *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanstalt u. Bergakademie für 1883*: 238-266; Berlin.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht. – *Geol. LA Nordrhein-Westfalen*: 200 S.; Krefeld.
- KNOTH, W. (1964): Zur Kenntnis der pleistozänen Mittelterrassen der Saale und Mulde nördlich von Halle. – *Geologie*, **13**: 598-616; Berlin.
- KO I, A. & ŠIBRAVA, V. (1976): The Brunhes/Matuyama-Boundary at Central european Localities. – *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Report*, **3**: 135-160; Prague,
- KOENIGSWALD, W. v. (1973): Veränderungen in der Kleinsäugerfauna von Mitteleuropa zwischen Cromer und Eem (Pleistozän). – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **23/24**: 159-167; Öhringen/Württ.
- KOENIGSWALD, W. v. (1992): Zur Ökologie und Biostratigraphie der beiden pleistozänen Faunen von Mauer bei Heidelberg. – In: BEINHAEUER, K. W. & WAGNER, G. A. (Hrsg.): *Schichten von Mauer – 85 Jahre Homo erectus heidelbergensis*: 101-110; Edition Brauns/Reiß-Museum der Stadt Mannheim; Mannheim/Heidelberg.
- KOENIGSWALD, W. v. (1997): Die fossilen Säugetiere aus den Sanden von Mauer. – In: BEINHAEUER, K. W. & WAGNER, G. A. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa*: 215-240; Heidelberg (Winter).
- KOENIGSWALD, W. v. (1999): Hat der Mensch das Aussterben der großen pleistozänen Pflanzenfresser verursacht? – *Kaupia*, **9**: 193-201; Darmstadt.
- KOENIGSWALD, W. v. (2002): *Lebendige Eiszeit - Klima und Tierwelt im Wandel*: 190 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- KOENIGSWALD, W. v. & HEINRICH, W.-D. (1996): Kurze Charakterisierung der Veränderungen in der Säugetierfauna des Jungquartärs in Mitteleuropa. – *Tübinger Monographien zur Urgeschichte [Festschrift für H. Müller-Beck]*, **11**: 437-448; Tübingen.
- KOENIGSWALD, W. v. & HEINRICH, W. D. (1999): Mittelpleistozäne Säugetierfaunen aus Mitteleuropa – der Versuch einer biostratigraphischen Zuordnung. – *Kaupia*, **9**: 53-112; Darmstadt.
- KOENIGSWALD, W. v. & KOLFSCHOTEN, T. v. (1996): The *Mimomys-Arvicola* boundary and the enamel thickness quotient (SDQ) of *Arvicola* as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene. – In: TURNER, C. (Hrsg.): *The early Middle Pleistocene in Europe*: 211-226; Rotterdam (Balkema).

- KOENIGSWALD, W. v. & MÜLLER-BECK, H. (1975): Das Pleistozän der Weinberghöhlen bei Mauern (Bayern). – Quartär, **26**: 107-118; Bonn.
- KOENIGSWALD, W. v., MÜLLER-BECK, H. & PRESSMAR, E. (1974): Archäologie und Paläontologie in den Weinberghöhlen von Mauern (Bayern), Grabungen 1937-1967. – Archäologica Venatoria, **3**: 124 S.; Tübingen.
- KOENIGSWALD, W. v. & TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden. – Geol. Jb. Hessen, **115**: 227-237; Wiesbaden.
- KOHL, H. (1976): Exkursionsabschnitt Oberösterreich.- In: FINK, J. (Red.): Exkursion durch den österreichischen Teil des nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – Mitt. Komm. f. Quartärforschung Österreich. Akad. Wissensch., **1**: 9-48; Wien.
- KOHL, H. (1998): Das Eiszeitalter in Oberösterreich – Teil II: Die eiszeitliche Vergletscherungen in Oberösterreich. – Jahrb. Oberöstr. Mus.-Verein, **143**: 175-390; Linz.
- KORMOS, T. (1932): Neue pliozäne Nagetiere aus der Moldau. – Paläont. Z., **14**, 3: 198-200; Berlin.
- KOWALSKI, K. (1960): Pliocene insectivores and rodents from Rembielice Krolewskie (Poland). – Acta Zool. Cracov., **5**: 155-210; Krakow.
- KOWALCZYK, G. (1969): Zur Kenntnis des Altquartärs der Ville (südliche Niederrheinische Bucht). – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **18**: 147 S.; Köln.
- KOZARSKI, S. (1995): Deglacjacja Północno-Zachodniej Polski: Warunki rodowiska i transformacja geosystemu (~ 20 KA → 10 KA BP). – Dokumentacja Geograficzna 1: 7- 82; Polska Akademia NAUK, JGiPZ.
- KRBETSCHKEK, M. R. & STOLZ, W. (1994): Lumineszenz-Datierungen an pleistozänen Sedimenten aus Tagebauen des Mitteldeutschen und Lausitzer Braunkohlenreviers. – Altenburger nat. wiss. Forsch., **7**: 289-295; Altenburg.
- KRETZOI, M. (1941): Die unterpleistozäne Säugetierfauna von Betfia bei Nagyvárad. – Földt. Közl., **72**: 7-12, 235-261, 308-335; Budapest.
- KRETZOI, M. (1956): A Villányi-hegység alsó-pleistocén gerinces-faunái. (Die altpleistozänen Wirbeltierfaunen des Villányer Gebirges). – Geol. Hung., Ser. Palaeont. **27**: 1-264; Budapest.
- KRETZOI, M. (1959): Insectivores, Nagetiere und Lagomorphen der jüngstpliozänen Fauna von Csarnóta im Villányer Gebirge (Südungarn). – Vertebrate hung., **1**: 313-330; Budapest.
- KRETZOI, M. (1962): Fauna und Faunenhorizont von Csarnóta. – Magyar All. Földt. Intezet, Evi Jelent., **1959**: 297-395; Budapest.
- KRETZOI, M. (1965): Die Nager und Lagomorphen von Voigtstedt in Thüringen und ihre chronologische Aussage. – Paläont. Abhdl., A, II, **2-3**, 585-660; Berlin.
- KRETZOI, M. (1969): Sketch of the Late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. – Fold. Kozlem, **17**(93): 179-204; Budapest.
- KRETZOI, M. (1985): Sketch of the Biochronology of the Late Cenozoic in Central Europe. – In KRETZOI, M. & PÉCSI, M. (Hrsg.): Problems of the Neogene and Quaternary: 3-20; Budapest (Akadémiai Kiadó).
- KROG, H. (1954): Pollen analytical investigation of a ¹⁴C-dated Alleröd section from Ruds Vedby. – Danmarks Geologiske Undersøgelse, II. Raekke, **80**: 120-139; Kopenhagen.
- KRÖGER, K., VAN DEN BOOGARD, P., BITTMANN, F. & TURNER, E. (1991): Der Fundplatz Kärlich-Seeufer. Neue Untersuchungen zum Altpaläolithikum im Rheinland. – Jb. d. Röm.-Germ. Zentralmuseums Mainz, **35**: 111-135; Mainz
- KUKLA, G. J. (1977): Pleistocene Land-Sea Correlations. - I. Europe. – Earth-Science Reviews, **13**: 307-374; Amsterdam.
- LAGERLUND, E. & HOUMARK-NIELSEN, M. (1993): Timing and pattern of the last deglaciation in the Kattegat region. – Boreas, **22**: 337-347; Oslo.
- LEGER, M., LÖSCHER, M. & PUISSEUR, J. (1972): Les terrasses de la vallée de la Mindel en aval de Jettingen. – Bull. Soc. franc. Quatern., **2**: 135-151; Paris.
- LGRB (2003) (Bearb.: VILLINGER, E.): Symbolschlüssel Geologie Baden-Württemberg - Geologische Einheiten. – Internet-Publ.; Freiburg i. Br. (L.-Amt Geol. Rohst. Bergbau Baden-Württ.).

- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forschungen z. deutschen Landeskunde, **204**: 2. Aufl.: 307 S., 1 Kt.; Trier.
- LIEDTKE, H. (1996): Die eiszeitliche Gestaltung des Oderbruches. – Beiträge zur Physiogeographie (Festschrift für Dietrich Barsch). – Heidelberger Geographische Arbeiten, **104**: 327-351; Heidelberg.
- LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (2002): Physische Geographie Deutschlands, 3. Auflage, 786 S.; Gotha (Klett-Perthes).
- LINDNER, L., GOZHIK, P., MARCINIAK, B., MARKS, L. & YELOVICHEVA, Y. (2004): Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. – Geological Quarterly, **48**, 97-114; Warszawa.
- LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (1989): European Neogene Mammal Chronology. – NATO ASI Series, Ser. A: Life Sciences, **180**: 1-658; New York (Plenum Press).
- LINKE, G. (1993): Zur Geologie und Petrographie der Forschungsbohrungen qho 1-5, der Bohrung Hamburg-Billbrock und des Vorkommens von marinem Holstein im Gebiet Neuwerk-Scharhörn. – Geol. Jb., **A 138**: 35-76; Hannover.
- LINKE, G. & HALLIK, R. (1993): Die pollenanalytischen Ergebnisse der Bohrungen Hamburg-Dockenhuden (qho 4), Wedel (qho 2) und Hamburg-Billbrock. – Geol. Jb., **A 138**: 169-184; Hannover.
- LIPPSTREU, L., BROSE, F. & MARCINEK, J. (1995): Brandenburg. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 116-147; Stuttgart (Borntraeger).
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. – Dissertationes Botanicae, **227**: 185 S., 4 Beil.; Berlin, Stuttgart.
- LITT, T. (2007): The History of Quaternary Ice Age in the glacially affected north-central Europe. – In: McCANN, T. (Hrsg.): Geology of Central Europe; London (Geol. Society); im Druck.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BAŁAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – Quaternary Science Reviews, **20**: 1233-1249; Oxford.
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSA, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – Newsletters on Stratigraphy, **41**: 385-399; Stuttgart.
- LITT, T., SCHMINCKE, H.-U. & KROMER, B. (2003): Environmental response to climate and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. – Quaternary Science Reviews, **22**, 7-32; Oxford.
- LITT, T. & STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the Lateglacial in the Eifel region, Germany. – Quaternary International, **61**(1): 5-16; Oxford.
- LITT, T. & TURNER, C. (1993): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Die Saalesequenz in der Typusregion (Berichte des SEQS 10). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **43**: 125-128; Hannover.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitliche Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – Heidelberger Geographische Arbeiten, **45**: 157 S., 19 Beil.; Heidelberg.
- LÖSCHER, M. (1997): Die ehemalige Neckarschleife von Mauer und ihre Ablagerungen. – In: BEINHAUER, K. W. & G. A. WAGNER, (Hrsg.): Homo heidelbergensis von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa: 93-107; Heidelberg (Winter).
- LONA, F. (1950): Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Leffe (Bergamo). – Atti della Società Italiana di Scienze Naturali, **89**: 123-178; Mailand.
- LONA, F. & BERTOLDI, R. (1973): La storia del Plio-Pleistocene Italiano in alcune sequenze vegetazionale lacustri e marine. – Mem. Atti Acad. Nat. Lincei, Ser. VIII, **11**: 1-45; Roma.
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – 374 S.; Praha (Tschechische Akad. Wiss.).
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – Geol. Jb., **75**: 361-418; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1965a): Interglacial and interstadial periods. – Journal of Geology, **73**: 579-591; Chicago.
- LÜTTIG, G. (1965b): The Bilshausen Type Section, West Germany. – The Geological Society of

- America Special Paper, **84**: 159-178; Boulder.
- LÜTTIG, G. (1999): Geschiebestatische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **49**: 144-163; Hannover.
- LÜTTIG, G. (2005): Geschiebezählungen im westlichen Mecklenburg. – *Archiv für Geschiebekunde*, **4(9)**: 569-600; Hamburg.
- LÜTTIG, G. & MAARLEVELD, G. C. (1962): Über altpleistozäne Kiese in der Veluwe. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **13**: 231-237; Öhringen/Württ.
- LÜTTIG, G. & REIN, U. (1954): Das Cromer- (Günz/Mindel-) Interglazial von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). – *Geol. Jb.*, **70**: 159-166; Hannover.
- MADSEN, V., NORDMANN, V. & HARTZ, N. (1908): Eem-Zonerne. Studier over Cyprinaleret og andre Eem-Aflejringer i Danmark, Nord-Tyskland og Holland. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse*, II. Række, **17**: 302 S.; Kopenhagen.
- MAI, D. H., MAJEWSKI, J. & UNGER, K. P. (1963): Pliozän und Altpleistozän von Rippersroda in Thüringen. – *Geologie*, **12**: 765-804; Berlin.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S. T., BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – *Boreas*, **3**: 109-128; Oslo.
- MANHENKE, V. & GROSSE, R. (1970): Beitrag zur Kenntnis des Pleistozäns nordwestlich von Leipzig (Hatzfeld). – *Geologie*, **19**: 909-930; Berlin.
- MANIA, D. (1990): Stratigraphie, Ökologie und mittelpaläolithische Jagdbefunde des Interglazials von Neumark-Nord (Geiseltal). – *Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle*, **43**: 9-130; Halle.
- MANIA, D., MAI, D. H., ERD, K., BÖHME, G., HEINRICH, W.-D., FISCHER, K., TURNER, A. & MANIA, U. (1997): Bilzingsleben V. *Homo erectus* – seine Kultur und Umwelt. – Bad Homburg (Ausbildung und Wissen).
- MARKS, L. (2002): Last Glacial Maximum in Poland. – *Quaternary Science Reviews*, **21**: 103-110; Oxford.
- MAUL, L. (1990): Überblick über die altpleistozänen Kleinsäugerfaunen Europas. – *Quartärpaläontologie*, **8**: 153-191; Berlin.
- MAUL, L. (1996): A discussion of the referral of *Mimomys occitanus* THALER 1955 (Rodentia, Arvicolidae) to the genus *Mimomys*. – *Acta Zool. Cracov.* **39** (1): 343-348; Krakow.
- MAUL, L.C., RECOVETS, L., HEINRICH, W.-D., KELLER, T. & STORCH, G. (2000): *Arvicola mosbachensis* (SCHMIDTGEN 1911) of Mosbach 2: a basic sample for the early evolution of the genus and a reference for further biogeographic studies. – *Senckenbergiana lethaea*, **80**: 129-147; Frankfurt a.M.
- MAUZ, B. (1998): The onset of the Quaternary: A review of new findings in the Pliocene-Pleistocene chronostratigraphy. – *Quaternary Science Reviews*, **17**: 357-364; Oxford.
- MEIN, P. (1975): Resultats du groupe de travail des Vertébrés: Biozonation du Néogène méditerranéen à partir des mammifères. – In: SENES, J. (Hrsg.): Report Activity of the RCMNS Working Groups (1971-1975): 78-81; Bratislava.
- MEIN, P. (1990): Updating of MN Zones. – In: LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Hrsg.): European Neogene Mammal Chronology: 73-90; New York.
- MEIN, P. & AYMAR, J. (1984): Découvertes récentes de mammifères dans le Pliocène du Rousillon. – *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, **22**: 69-71; Lyon.
- MENKE, B. (1968a): Beiträge zur Biostratigraphie des Mittelpleistozäns in Norddeutschland (Pollanalytische Untersuchungen aus Westholstein). – *Meyniana*, **18**: 35-42; Kiel.
- MENKE, B. (1968b): Das Spätglazial von Glüsing. Ein Beitrag zur Kenntnis der spätglazialen Vegetationsgeschichte in Westholstein. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 73-84; Öhringen/Württ.
- MENKE, B. (1969): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen aus Lieth bei Elmshorn. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **20**: 76-83; Öhringen/Württ.
- MENKE, B. (1970): Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **21**: 5-21; Hannover.
- MENKE, B. (1972): Wann begann die Eiszeit? – *Umschau*, **72**: 214-218; Berlin.

- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. – Geol. Jb., **A 26**: 3-151; Hannover.
- MENKE, B. (1976): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Landschaftsentwicklung im Jungpleistozän Westholsteins. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 53-68; Hannover.
- MENKE, B. (1980): Lieth (Elmshorn) Ältest-Quartär. – In: STREMMER, H. E. & MENKE, B. (Hrsg.): Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein, 9-20. Kiel (GLA Schleswig-Holstein).
- MENKE, B. (1985) mit einem Beitrag von TYNNE, R., unter Mitarbeit von ZIEMUS, H.: Eem-Interglazial und „Treene-Warmzeit“ in Husum/Nordfriesland. – Geol. Jb., **A 86**: 63-99; Hannover.
- MENKE, B. (1988): die holozäne Nordseetransgression im Küstenbereich der südöstlichen Deutschen Bucht. In: MÜLLER-WILLE, M., HIGELKE, B., HOFFMANN, B., MENKE, B., BRANDE, A., BOKELMANN, K., SAGGAU, H. E. & KÜHN, H. J.: Norderhever Projekt 1. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte im Einzugsgebiet der Norderhever (Nordfriesland). – Offa **66**: Studien zur Küstenarchäologie Schleswig-Holsteins C:1, 117-137. Neumünster.
- MENKE, B. & BEHRE, K.-E. (1973): State of Research of the Quaternary of the Federal Republic of Germany, 2, History of Vegetation and Biostratigraphy. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 251-267; Öhringen/Württ.
- MENKE, B. & TYNNE, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. – Geol. Jb., **A 76**: 3-120; Hannover.
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronology of Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of the Hämelsee/Lower Saxony. – Quaternary International, **61**: 41-59; Oxford.
- MEYER, K.-D. (1965): Das Quartärprofil am Steilufer der Elbe bei Lauenburg. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 47 - 60; Öhringen/Württ.
- MEYER, K.-D. (1981): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Stratotypen des Elster- und Weichsel-Glazials. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 203-209; Hannover.
- MEYER, K.-D. (1983): Indicator pebbles and stone count methods. – In: EHLERS, J. (Hrsg.): Glacial deposits in North-West Europe: 275 - 287; Rotterdam (Balkema).
- MOORMANN, R. (1951): De bodemgesteldheit van het oudland van Veurne Ambacht. – Natuur Wetenschappelijk Tijdschrift, **33**: 3-124; Den Haag.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1959): Die stratigraphische Gliederung des Lößkomplexes von Kärlich im Neuwieder Becken. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **4**: 283-300; Krefeld.
- MÜLLER, A. (1988): Das Quartär im mittleren Elbegebiet zwischen Riesa und Dessau. – Dissertation Univ. Halle: 129 S.; Halle.
- MÜLLER, H. (1965): Eine pollenanalytische Neubearbeitung des Interglazialprofils von Bilshausen (Unter-Eichsfeld). – Geol. Jb., **83**: 327-352; Hannover.
- MÜLLER, H. (1974a): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der holsteinzeitlichen Kieselgur von Munster-Breloh. – Geol. Jb., **A 21**: 107-140; Hannover.
- MÜLLER, H. (1974b): Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eemzeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe. – Geol. Jb., **A 21**: 149-169; Hannover.
- MÜLLER, H. (1986): Altquartäre Sedimente im Deckgebirge des Salzstockes Gorleben. – Z. dt. geol. Ges., **137**: 85-95; Hannover.
- MÜLLER, H. (1992): Climatic changes during and at the end of the interglacials of the Cromerian Complex. – In: KUKLA, G. J. & WENT, E. (Hrsg.): Start of a glacial. – NATO ASI Series **I (3)**: 51-69; Heidelberg.
- MÜLLER, H. & HÖFLE, H.-C. (1994): Die Holstein-Interglazialvorkommen bei Bossel westlich von Stade und Wanhöden nördlich Bremerhaven. – Geol. Jb., **A 134**: 71-116, Hannover.
- MÜLLER, U. (1996): Beikarte 6 zur Geologischen Karte von Mecklenburg-Vorpommern, Karte Nr. 2131 Schönberg. – Güstrow (L.-Amt Umwelt, Naturschutz u. Geologie Mecklenburg-Vorpommern).
- MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter

- Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. – Tübinger geowiss. Arb., **D7**: 118 S.; Tübingen.
- MÜLLER, U. (2004): Weichsel-Frühglazial in Nordwest-Mecklenburg. – *Meyniana*, **56**: 81-115; Kiel.
- MÜLLER, U., RÜBERG, N. & KRIENKE, H.-D. (1993): Stand und Probleme der Pleistozänforschung in Mecklenburg-Vorpommern. – 60. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen, Klein Labenz 1993, Exkursionsführer: 5-20; Schwerin (Geol. LA).
- MÜNZING, K. (1992): Bemerkungen zur stratigraphischen Bedeutung von Molluskenfaunen aus dem älteren Pleistozän der Iller-Lech-Platte. – 5 S.; Freiburg i. Br. (unveröff.)
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. – 719 S.; Neumünster (Wachholtz).
- PARETO, M. F. (1865): Note sur la subdivision que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Appennin septentrional. – *Bull. Soc. Geol. France*, **22**(2): 210-277; Paris.
- PARFITT S.A., et al. (2005): The earliest record of human activity in northern Europe. – *Nature*, **438**: 1008-1012, London.
- PARTRIDGE, T. C. (1997): Reassessment of the position of the Plio-Pleistocene boundary: Is there a case for lowering it to the Gauss-Matuyama palaeomagnetic reversal? - In: PARTRIDGE, T. C. (Hrsg.): *The Plio-Pleistocene Boundary*. – *Quaternary International*, **40** (1): 5-10; Oxford.
- PENCK, A. (1879): Die Geschiebformation Norddeutschlands. – *Z. dt. geol. Ges.*, **31**: 117-203; Berlin.
- PENCK, A. (1899): Die vierte Eiszeit im Bereich der Alpen. – *Schr. Ver. Verbreitung naturwiss. Kenntnisse*, **39**: 1-20; Wien.
- PENCK, A. (1901): Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – In: PENCK, A. & E. BRÜCKNER (1901/09): *Die Alpen im Eiszeitalter*, Bd. 1:23-393, Leipzig (Tauchnitz).
- PENCK, A. (1922): Die Eem-Schwungung. – *Verhandelingen va het Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën*, *Geologische Serie VI*: 91-105; 's-Gravenhage.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – 3 Bde., 1999 S., Leipzig (Tauchnitz).
- PICARD, K. (1959): Gliederung pleistozäner Ablagerungen mit fossilen Böden bei Husum/Nordsee. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **6**: 269-272; Stuttgart.
- PILLANS, B. (2004). Proposal to redefine the Quaternary. – *Episodes*, **27**, 127; Beijing.
- POHLIG, H. (1907): *Eiszeit und Urgeschichte des Menschen*. – VIII + 141 S.; Leipzig.
- PREUSSER, F. (1999): Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente; Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. - *Kölner Forum Geologie Paläontologie*, **3**: 1-62; Köln.
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M., & SCHLÜCHTER, C. (2005): Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. – *Journal of Quaternary Science*, **20**: 607-620; Chichester.
- RABEDER, G. (1981): Die Arvicoliden (Rodentia, Mammalia) aus dem Pliozän und dem älteren Pleistozän von Niederösterreich. – *Beiträge zur Paläontologie von Österreich*, **8**: 1-373; Wien.
- RÄHLE, W. (1995): Altpleistozäne Molluskenfaunen aus den Zusamplattenschottern und ihrer Flussmergeldecke vom Uhlenberg und Lauterbrunn (Iller-Lech-Platte, Bayerisch Schwaben). – *Geologica Bavarica*, **99**: 103-117; München.
- RADULESCU, C. & SAMSON, P. (1989): Contributions to the knowledge of the mammalian faunas from Malusteni and Beresti (Romania). – *Travaux de l'Institut de Spéologie Emile Racovitza*, **28**: 43-56; Bukarest.
- RAN, E. T. H. (1990): Dynamics of vegetation and environment during the Middle Pleniglacial in the Dinkel Valley (The Netherlands). – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **44**(3): 141-208; Haarlem.
- RASMUSSEN, S. O., ANDERSEN, K. K., SVENSSON, A. M., STEFFENSEN, J. P., VINThER, B. M., CLAUSEN, H. B., SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L., JOHNSEN, S. J., LARSEN, L. B., DAHL-JENSEN, D., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M. E., & RUTH, U. (2006): A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. – *Journal of Geophysical Research*,

- 111, D 6**; Washington.
- REID, C. (1882): The geology of the country around Cromer. – Mem. Geol. Surv. England and Wales, Sheet **64 E**: 143 S.; London.
- REID, C. (1890): The Pliocene deposits of Britain. – Mem. Geol. Surv. England and Wales – London.
- RICHMOND, G.M. (1996): The INQUA-approved provisional Lower-Middle Pleistocene boundary. – In: TURNER, C. (Hrsg.): The early Middle Pleistocene in Europe: 319-326; Rotterdam (Balkema).
- RICHTER, K. (1937): Die Eiszeit in Norddeutschland. – 179 S.; Berlin (Borntraeger).
- RUEGG, C. H. J. & ZANDSTRA, J. G. (1977): Pliozäne und pleistozäne gestauchte Ablagerungen bei Emmerschans (Drenthe, Niederlande). – Mededel. Rijks Geoloog. Dienst, M. S., **28**: 65-99; Haarlem.
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. – Z. geol. Wiss., **15**: 759-767; Berlin.
- RÜHBERG, N. (1999): Über den Wert der Kleingeschiebezählungen (KGZ). – Geschiebekunde aktuell, **15**(3): 87-100; Hamburg.
- RÜHBERG, N., SCHULZ, W., BÜLOW, W., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 95-115; Berlin (Borntraeger).
- SAVAGE, D. E. & RUSSEL, D. E. (1983): Mammalian Paleofaunas of the World. – 431 S.; London (Addison-Wesley).
- SALVADOR, A. (Hrsg.) (1994): International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. – 2. Aufl.: XIX + 214 S; Trondheim, Boulder (International Union of Geological Science/Geological Society of America).
- SCHÄDEL, K. (1952): Die Stratigraphie des Altdiluvium im Rheingletschergebiet. – Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N. F., **34**: 1-20; Stuttgart.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **14**: 5-26; Öhringen/Württ.
- SCHAEFER, I. (1953): Die donauzeitlichen Ablagerungen an Lech und Wertach. – Geologica Bavarica, **19**: 13-64, München.
- SCHAEFER, I. (1956): Sur la division du Quaternaire dans l'avant-pays des Alpes en Allemagne. – Actes IV Congrès INQUA, Rome/Pise **1953** Vol. 2: 901-914; Rom, Pisa.
- SCHAEFER, I. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:50.000, mit einem paläontologischen Beitrag von R. DEHM. – 92 S., 2 Beil.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- SCHAEFER, I. (1968): The succession of fluvio-glacial deposits in the northern Alpine Foreland. – In: RICHMOND, G. M. (Hrsg.): Glaciation of the Alps. – Univ. Colorado Stud. Ser. Earth Sci., **7**: 7-19; Boulder.
- SCHEDLER, J. (1981): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an altpleistozänen Ablagerungen in Südwestdeutschland. – Dissertationes Botanicae, **58**: 158 S.; Vaduz.
- SCHUEENPFLUG, L. (1974): Zur Stratigraphie altpleistozäner Schotter südwestlich bis nordöstlich Augsburg (östliche Iller-Lech-Platte) – Heidelberger geogr. Arb., **40**: 87-94; Heidelberg.
- SCHIRMER, W. (1970): Das jüngere Pleistozän in der Tongrube Kärlich am Mittelrhein. – Mainzer Naturwiss. Archiv, **9**: 257-284; Mainz.
- SCHIRMER, W. (1974): Das Frimmersdorfer-Interglazial. – In: WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (Hrsg.): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 267-270; Stuttgart (Koehler).
- SCHIRMER, W. (1990): Kärlich – Forschungsstand 1990. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – Deuqua-Führer, **1**: 60-67; Hannover.
- SCHMIDTGEN, O. (1911): Über Reste von Wühlmäusen aus dem Mosbacher Sand. – Notizblatt des Vereins für Erdkunde und der Hessischen Geologischen Landes-Anstalt zu Darmstadt, 4. Folge, **32**: 185-193; Darmstadt.
- SCHOETENSACK, O. (1908): Der Unterkiefer des *Homo heidelbergensis* aus den Sanden von Mauer bei Heidelberg. – Ein Beitrag zur Paläontologie des Menschen. – 67 S.; Leipzig (Engelmann).

- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 257 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – *Geol. Jb.*, **A 59**: 3-64; Hannover.
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. – *Geologie*, **14**(5/6): 564-588; Berlin.
- SCHULZ, W. (1967): Abriß der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. – *Archiv Freunde Naturgesch. Mecklenburg*, **13**: 99-119; Rostock.
- SCHULZ, W. (1968): Quartärgeologische Strukturkarte der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg. – *Archiv Freunde Naturgesch. Mecklenburg*, **13** (1967); Rostock.
- SCHULZ, W. (2003): Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler. – 508 S.; Schwerin (cw Verlagsgruppe).
- SCHWAB, G., STACKEBRANDT, W. & LIPPSTREU, L. (1994): Geologische Landesaufnahme in Brandenburg; Stand und Perspektiven. – 61. Tagung AG Nordwestdt. Geologen, 24.-27.5.1994 in Potsdam, Tagungsband: 3-15; Kleinmachnow.
- SEIFERT, M. (1990): Ein Interglazial von Neumark-Nord (Geiseltal) im Vergleich mit anderen Interglazialvorkommen in der DDR. – *Veröffentlichungen des Landesmuseums für Vorgeschichte in Halle*, **43**: 149-158; Halle.
- SELLE, W. (1962): Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland. – *Geol. Jb.*, **79**: 295 - 352; Hannover.
- SELLE, W. & SCHNEEKLOTH, H. (1965): Ergebnisse der Kernbohrung Oerel, Krs. Bremervörde: drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. – *Z. dt. geol. Ges.*, **115**: 109-117; Hannover.
- SERNANDER, R. (1894): Studier öfver den Gotländska vegetationens utvecklinghistoria. Dissertation Univ. Uppsala: 112 S.; Uppsala.
- SHACKLETON, J. J. & OPDYKE, N. D. (1976): Oxygen-Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V 28-239 – Late Pliocene to Latest Pleistocene. – *Geolog. Soc. of America Memoir*, **145**: 449-464; Washington.
- SIBRAVA, V. (1986): Correlation of European glaciation and their relation to the deep-sea record. – In: SIBRAVA, V., BOWEN, D. Q. & RICHMOND, G. M. (Hrsg.): *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*: 433-441; Oxford (Pergamon).
- SIEGERT, L. & WEISSERMEL, W. (1911): Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. – *Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F.* **60**: 351 S.; Berlin.
- SIMIONESCU, J. (1930): Vertebratele pliocene de la Malusteni (Covurlui). – *Akad. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, **9**: 1-69; Bucuresti.
- SMED, P. (1997): Kommentare zu Leitgeschiebemethoden. – *Archiv für Geschiebekunde* **2**(3): 141-145; Hamburg.
- SOERGEL, W. (1914): Die diluvialen Säugetiere Badens. – *Mitt. Bad. Geol. L.-Anst.*, **9**: 1-254; Heidelberg.
- SOERGEL, W. (1928): Das geologische Alter des Homo heidelbergensis. – *Paläontol. Zeitschr.*, **15**: 217-233; Stuttgart.
- SOERGEL, W. (1933): Die geologische Entwicklung der Neckarschlinge von Mauer. – *Paläontol. Zeitschr.*, **15**: 322-341; Stuttgart.
- STEEGER, A. (1925): Das glaciales Diluvium des Niederrheinischen Tieflandes. – *Ber. Versamml. niederrhein. geol. Ver.*, **7**: 6-22; Krefeld.
- STEININGER, F. (2002): Das Känozoische Ärathem – Versuch einer Revision der chronostratigraphischen Gliederung. – *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, **237**: 39-45; Frankfurt/M.
- STEININGER, F., BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. (1990): European Neogene marine/continental chronologic correlations. – In LINDSAY, E. H., FAHLBUSCH, V. & MEIN, P. (Hrsg.): *European Neogene Mammal Chronology*: 15-46; New York (Plenum Press).

- STEININGER, F. & PILLER, W. E. (Hrsg.) (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**: 1-19, Frankfurt/M.
- STEINMÜLLER, A. (1977): Die präglazialen Bildungen und elsterglaziale glaziäre Sedimente im Gebiet Voigtstedt-Edersleben und am Kyffhäuser. – Exk.-F., INQUA-Subkomm. Europ. Quartärstrat. (SEQS): 1-20; Berlin.
- STEPHAN, H.-J. (1980) in H.-E. STREMMER & B. MENKE (Hrsg.): Quartäre Exkursionen in Schleswig-Holstein zur 7th Session of JGCP Project 24: 59-70, Abb. 16-26; Kiel (Geol. L.-Amt Schleswig-Holstein).
- STEPHAN, H.-J. (1995): Schleswig-Holstein. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 1-13; Berlin (Borntraeger).
- STEPHAN, H.-J. (1997): Wie weit reichte die Vergletscherung der letzten Eiszeit in Schleswig-Holstein? – Die Heimat, **104**(3/4): 52-57; Husum.
- STEPHAN, H.-J. (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein: Ein Überblick. – Meyniana, **50**: 113-135; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (2001): The Young Baltic Advance in the western Baltic depression. – Geological Quarterly, **45**(4): 359-363; Warzaw.
- STEPHAN, H.-J. & MENKE, B. (1993): Das Pleistozän in Schleswig-Holstein. – GLA SH Berichte, **3**: 19-62; Kiel (Geol. Landesamt Schleswig-Holstein).
- STOLLER, J. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Ebstorf. – 67 S.; Berlin (Preuß. Geol. L.-Anst.).
- STRAHL, J. (1999): Biostratigraphische Untersuchungen im Bereich des Oberen Allertales (Raum Morsleben und Ummendorf). – 66. Tagung AG Nordwestdt. Geologen, 25.-28.5.1999 in Salzwedel, Tagungsband u. Exk.-F.: 119-124; Halle.
- STRATTNER, M. & ROLF, C. (1995): Magnetostratigraphische Untersuchungen an pleistozänen Deck-schicht-Profilen im bayerischen Alpenvorland. – Geologica Bavarica, **99**: 55-101, München.
- STREIF, H. (1990): Das ostfriesische Küstengebiet. Nordsee, Inseln, Watten und Marschen. – 2. Aufl., Sammlung Geologischer Führer, **57**.: 376 S., 1 Beil.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- STREMMER, H. E. & MENKE, B. (Hrsg.) (1980): Quartär-Exkursionen in Schleswig-Holstein. – 7. Sess. ICDP-Programm, Proj. 24: 132 S.; Kiel.
- STUART, A. J. (1975): The vertebrate fauna of the type Cromerian. - Boreas, **4**: 63-76; Oslo.
- STUART, A. J. (1996): Vertebrate faunas from the early Middle Pleistocene of East Anglia. – In: TURNER, C. (Hrsg.): The early Middle Pleistocene in Europe: 9-24; Rotterdam (Balkema).
- STUIVER, M., GROOTES, P. M. & BRAZIUNAS, T. F. (1995): The GISP2 ¹⁸O climate record of the past 16.500 years and the role of sun, ocean and volcanoes. – Quaternary Research, **44**: 341-354; Orlando.
- STUIVER, M., REIMER, P. J., BARD, E., BECK, J. W., BURR, G. S., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MC CORMAC, G., VAN DER PLICHT, J. & SPURK, M. (1998): INTCAL 98 Radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP (1950). – Radiocarbon, **40**: 1041-1083; Tucson.
- SUC, J.-P., BERTINI, A., LEROY, S. A. G. & SUBALLYOVA, D. (1997): Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. - In: PARTRIDGE, T. C. (Hrsg.): The Plio-Pleistocene Boundary. – Quaternary International, **40**: 37-42; Oxford.
- TAVERNIER, R. (1948): De jongste geologische geschiedenis der Vlaamse kustvlakte. – Handelingen der Maatschappij voor Geschiedenis en Oudheidkunde te Gent, **3**: 107-115; Gent.
- TESCH, P. (1942): Grondslagen van de Kaart, indeeling en gebruiksanwijzing, in: De Geologische Kaart van Nederland en hare betekenis voor verschillende doeleinden. Toelichtingen van de geologische kaart van Nederland I (Mededelingen van de Geologische Stichting Serie D), Haarlem.
- TEUNISSEN, D. & TEUNISSEN-VAN OORSCHOT, H. (1974): Eine interstadiale Torfschicht bei Nijmegen (Niederlande) und deren Bedeutung für die Erklärung der dortigen Landschaftsmorphologie. – Geologie en Mijnbouw, **53**: 393-400; Utrecht.
- THALER, L. (1966): Les rongeurs fossiles du Bas Languedoc dans leurs rapport avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. – Mém. Mus. Hist. Natur., **C**, **17**: 1-295; Paris.

- TILLMANN, W., BRUNNACKER, K. & LÖSCHER, M. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Aindlinger Terrassentreppe zwischen Lech und Donau 1:50.000. – Geol. Bav., **85**:1-31; München.
- TORRELL, O. (1875): Schliff-Flächen und Schrammen auf der Oberfläche des Muschelkalks von Rüdersdorf. – Z. dt. geol. Ges., **27**: 961-962; Berlin.
- TURNER, E. (1990): Middle and Late Pleistocene Macrofaunas of the Neuwied Basin Region (Rhine-land-Palatinate) of West Germany. – Jb. Röm.-Germ. Zentralmus. Mainz, **1990**: 1-403; Mainz.
- TURON, J.-L. (1984): Direct land-sea correlations in the last interglacial complex.- Nature, **309**: 673-676; London.
- UNGER, K. P. (1974): Die Elster-Vereisung des Zentralen Thüringer Keuperbeckens. – Z. geol. Wiss., **2**: 791-800; Berlin.
- UNGER, K. P. (1995): Quartär. – In: Seidel, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen: 392-412; Stuttgart (Schweizerbarth).
- URBAN, B. (1978a): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der Niederrheinischen Bucht. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **34**: 165 S.; Köln.
- URBAN, B. (1978b): The Interglacial of Frechen I/Rheinland - A section of the Tiglian A-type. – Geologie en Mijnbouw, **57**(3): 401-406; Leiden.
- URBAN, B. (1978c): Die Stellung des Kärlich-Brockentuffs im Kärlicher Interglazial im Mittelrhein. – In: NAGL, H. (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung: 649-654; Wien.
- URBAN, B. (1979): Bio- und Magnetostratigraphie Plio/Pleistozäner Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. – Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, **22**(1-4): 153-160; Budapest.
- URBAN, B. (1980a): Zur Stratigraphie des Frimmersdorf-Interglazials und Krefeld-Interglazials in der Niederrheinischen Bucht. – Decheniana, **133**: 224-228; Bonn.
- URBAN, B. (1980b): Paläoökologische Untersuchungen zum Krefeld-Interglazial am Niederrhein. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**:73-88; Hannover.
- URBAN, B. (1983): Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, Northwestern Germany. – Boreas, **12**: 83-90; Oslo.
- URBAN, B. (1992): Die Rolle der Quartärbotanik und ihre Bedeutung für die Fundstelle des *Homo heidelbergensis* von Mauer. – In: BEINHAEUER, K. W. & WAGNER, G. A. (HRSG.): Schichten von Mauer – 85 Jahre *Homo erectus heidelbergensis*: 111-119; Edition Brauns/Reiß-Museum der Stadt Mannheim; Mannheim, Heidelberg.
- URBAN, B. (1995): Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany). – Meded. Rijks Geol. Dienst, **52**: 175-186; Haarlem.
- URBAN, B. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen an der *Homo erectus heidelbergensis*-Fundstelle Mauer.- In: BEINHAEUER, K. W., KRATZ, R. & G. A. WAGNER (Hrsg.): *Homo erectus heidelbergensis* von Mauer; Kolloquium I; Mannheimer Geschichtsblätter, Neue Folge **1**: 37-40; Sigmaringen.
- URBAN, B. (1997): Grundzüge der eiszeitlichen Klima- und Vegetationsgeschichte in Mitteleuropa. – In: BEINHAEUER, K. W. & WAGNER, G. A. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis* von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa: 241-263; Heidelberg (Winter).
- URBAN, B. (2007): Interglacial Pollen Records from Schöningen, North Germany. – In: SIROCKO, F., CLAUSSEN, M., SANCHEZ GOÑI, M.F. & LITT, T. (Hrsg.): The climate of past interglacials: 417-444; Amsterdam (Elsevier).
- URBAN, B., LENHARD, R., MANIA, D. & ALBRECHT, B. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Ldkr. Helmstedt. – Z. dt. geol. Ges., **142**: 351-372; Hannover.
- URBAN, B., THIEME, H. & ELSNER, H. (1988): Biostratigraphie, quartärgeologische und urgeschichtliche Befunde aus den Tagebau „Schöningen“, Ldkr. Helmstedt. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 123-154; Hannover.
- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein. – Mitt. Arbeitsgem. Geobotanik in Schleswig-Holstein und Hamburg, **25**: 183 S.; Kiel.

- USINGER, H. (1981): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der schleswig-holsteinischen Geest nach Pollen- und Pollendichtediagrammen aus dem Esinger Moor. – *Pollen et Spores*, **XXIII**: 389-432; Paris.
- USINGER, H. (1985): Pollenstratigraphische, vegetations- und klimageschichtliche Gliederung des Bölling-Alleröd-Komplexes in Schleswig-Holstein und ihre Bedeutung für die Spätglazial-Stratigraphie in benachbarten Gebieten. – *Flora*, **177**: 1-43; Berlin.
- USSING, N.V. (1913): Danmarks Geologi i almenfattigt Omrids. – *Danm. geol. Unders.*, **III**(2): 372 S.; København.
- VANDENBERGHE, J. (1985): Paleoenvironment and stratigraphy during the last glacial in the Belgian-Dutch border region. – *Quaternary Research*, **24**: 23-38; Orlando.
- VANDENBERGHE, J. & van HUISSTEDEN, J. (1989): The Weichselian stratigraphy of the Twente region, eastern Netherlands. – In: ROSE, J. & SCHLÜCHTER, C. (Hrsg.): *Quaternary Type Sections: Imagination or Reality?*, 93-99, Rotterdam (Brookfield).
- VAN DEN BOOGARD, C., VAN DEN BOOGARD, P. & SCHMINCKE, H.-U. (1989): Quartärgeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **39**: 62-86; Hannover.
- VAN DER HAMMEN, T. (1971): The upper Quaternary stratigraphy of the Dinkel Valley. – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst, N.S.* **22**: 59-72; Haarlem.
- VAN DER HAMMEN, T., MAARLEVELD, G. C., VOGEL, J. C. & ZAGWIJN, W. H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw*, **45**: 33-35; Leiden.
- VAN DER MEULEN, A. J. (1973): Middle Pleistocene smaller mammals from the Monte Peglia, (Orvieto, Italy) with special reference to the phylogeny of *Microtus* (Arvicolidae, Rodentia). – *Quaternaria*, **17**: 1-144; Roma.
- VAN DER VLERK, J. M. & FLORSCHÜTZ, F. (1950): *Nederland in het Ijstijdvak*. – 287 S.; Utrecht (de Haan).
- VAN KOLFSCHOTEN, T. & TURNER, E. (1996): Early Middle Pleistocene mammalian faunas from Kärlich and Miesenheim I and their biostratigraphical implications. – In: TURNER, C. (Hrsg.): *The early Middle Pleistocene in Europe*: 227-253; Rotterdam (Balkema).
- VAN LEEUWEN, R. J. W., BEETS, D. J., BOSCH, J. H. A., BURGER, A. W., CLEVERINGA, P., VAN HARTEN, D., HERNGREEN, G. F. F., KRUG, R. W., LANGEREIS, C. G., MEIJER, T., POWUER, R. & DE WOLF, H. (2000): Stratigraphy and integrated facies analysis of the Saalian and Eemian sediments in the Amsterdam Terminal borehole, the Netherlands. – *Geol. Mijnbouw, Netherlands J. Geosci.*, **79**: 161-198; Utrecht.
- VAN DE WEERD, A. (1979): Early Ruscian rodents and lagomorphs (Mammalia) from the lignites near Ptolemais (Macedonia, Greece). – *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetenschap., Ser. B.*, **82**: 127-180; Amsterdam.
- VON DER BRELIE, G., KILPPER, K. & TEICHMÜLLER, R. (1959): Das Pleistozän-Profil von Frimmersdorf an der Erft. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **4**: 179-196; Krefeld.
- VON DER BRELIE, G. & REIN, U. (1952): Die Interglazialbildungen im Niederrheinischen Diluvium. – *Niederrhein*, **19**: 63-68; Krefeld.
- VON DER BRELIE, G., & REIN, U. (1956): Pollenanalytische Untersuchungen zur Gliederung des Pleistozäns am linken Niederrhein. – *Geol. en Mijnb., N.S.*, **18**: 423-425; 's-Gravenhage.
- VON MORLOT, A. (1844): *Ueber die Gletscher der Vorwelt und ihre Bedeutung*. – 18 S.; Bern (Rätzer).
- VOS, P. C. & VAN HEERINGEN, R. M. (1997): Holocene geology and occupation history of the province of Zeeland. – In: FISCHER, M. M. (Hrsg.): *Holocene evolution of Zeeland (SW Netherlands)*. – *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen*, **59**: 5-109; Haarlem.
- WAGNER, A.W., FEZER, F., HAMBACH, U., KOENIGSWALD, W. v. & ZÖLLER, L. (1997): Das Alter des *Homo heidelbergensis* von Mauer. – In: BEINHAEUER, K. W. & WAGNER, G. A. (Hrsg.): *Homo heidelbergensis von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa*: 124-143; Heidelberg (Winter).

- WEINBERGER, L. (1955): Exkursionen durch das österreichische Salzachgletschergebiet und die Möränengürtel des Irrsee- und Attersee-Zweiges des Traungletschers. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **D**: 7-34; Wien.
- WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **31**: 187-202; Hannover.
- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. – Beitr. geol. Karte der Schweiz, N.F., **156**: 174 S.; Bern.
- WELTEN, M. (1988): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär der Schweiz (Mittel- und Jungpleistozän). – Beitr. geol. Karte der Schweiz, N.F. **162**: 40 S.; Bern.
- WEST, R. G. (1968): Pleistocene geology and biology. – 379 S.; London (Longman).
- WEST, R. G. (1977): Pleistocene Geology and Biology with especial reference to the British Isles. – 2. Aufl.: 440 S.; London (Longman).
- WEST, R. G. (1980): The pre-glacial Pleistocene of the Norfolk and Suffolk coasts. – 203 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- WEST, R. G. (1996): Outline of the stratigraphy and vegetational history of the Cromer Forest-bed Formation. – In: TURNER, C. (Hrsg.): The early Middle Pleistocene in Europe: 1-24; Rotterdam (Balkema).
- WEST, R. G. & WILSON, D. G. (1966): Cromer Forest Bed Series. - Nature, **209**: 497-498; London.
- WESTERHOFF, W. (2004): Upper Pliocene and Lower Pleistocene Rhine-Meuse deposits in the Tegelen-Reuver type area. With contributions of H. A. KEMNA – DEUQUA 2004, Excursion Guide, 79-130, 37 Abb., Nijmegen.
- WIEGANK, F. (1990): Magnetostratigraphisch-geochronologische Untersuchungen zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa und ihrer Beziehungen zur globalen geologischen, paläoklimatologischen und paläoökologischen Entwicklung. – Veröffentl. Zentralinst. für Physik der Erde, **113**: 307 S.; Potsdam.
- WOILLARD, G. M. (1975): Recherches palynologiques sur le Pleistocène dans l'est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. – Acta Geograph. Lovanensia, **14**: 1-118; Leuven.
- WOILLARD, G. M. (1978): Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140.000 years. – Quaternary Research, **9**: 1-21; Orlando.
- WOILLARD, G. M. & MOOK, W. G. (1982): Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies. – Science, **215**: 159-161; Washington.
- WOLDSTEDT, P. (1925): Die „Äußere“ und die „Innere“ Baltische Endmoräne in der westlichen Umrandung der Ostsee. – Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., Abt. B., **1925**: 34-39; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1926): Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. – Z. dt. geol. Ges., **77** (1925): 172-184, 1 Kt.; Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. – Sitzungsber. preuß. geol. L.-Anst., **2**: 115 - 119; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1928): Die Parallelisierung des nordeuropäischen Diluviums mit dem anderer Vereisungsgebiete. – Zeitschr. f. Gletscherkunde, **16**(3/4): 230-241; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1929): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. – 406 S., 162 Abb., 15 Tab.; Stuttgart (Enke).
- WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – Stuttgart (Koehler).
- WOLDSTEDT, P. (1954a): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichselzeit in Norddeutschland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **4/5**: 34-48; Öhringen/Württ.
- WOLDSTEDT, P. (1954b): Das Eiszeitalter - Grundlinien einer Geologie des Quartärs. – Bd. 1: 438 S.; Stuttgart (Enke).
- WOLDSTEDT, P. (1955): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 2. Aufl.: 467 S.; Stuttgart (Koehler).
- WOLDSTEDT, P. (1958): Das Eiszeitalter - Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 2. Aufl., Bd. 2, 438

- S.; Stuttgart (Enke).
- WOLDSTEDT, P. (1969): Quartär. – Handbuch der stratigraphischen Geologie, **2**: 256 S.; Stuttgart (Enke).
- WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 500 S.; Stuttgart (Koehler).
- ZAGWIJN, W. H. (1957): Vegetation, climate and timecorrelations in the Early Pleistocene of Europe. – *Geologie en Mijnbouw*; **19**: 233-244; Leiden.
- ZAGWIJN, W. H. (1960): Aspects of the Pliocene and early Pleistocene vegetation in the Netherlands. – *Meded. Geol. Stichting, Ser. C-III-1(5)*: 78 S.; Maastricht.
- ZAGWIJN, W. H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. – Part I. Eemian and Early Weichselian. – *Meded. Geol. Sticht., N.S.* **14**: 15 - 45; Maastricht.
- ZAGWIJN, W. H. (1963): Pollenanalytical investigations in the Tiglian of the Netherlands. – *Meded. Geol. Sticht., N.S.*, **16**: 49-71; Maastricht.
- ZAGWIJN, W. H. (1973): Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the Northern part of the Netherlands. – *Review of Paleobotany and Palynology*, **26**: 243-248; Amsterdam.
- ZAGWIJN, W. H. (1974a): The Pliocene-Pleistocene boundary in western and southern Europe. – *Boreas*, **3**: 75-97; Oslo.
- ZAGWIJN, W. H. (1974b): Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung der plio-pleistozänen Schichten des niederländischen Grenzgebietes zwischen Venlo und Brüggen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **125(1)**: 2-16; Hannover.
- ZAGWIJN, W. H. (1974c): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands, Part II: Middle Weichselian. – *Meded. Rijks Geol. Dienst N.S.*, **25**: 101-111; Haarlem.
- ZAGWIJN, W. H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. – *Geologie en Mijnbouw*, **64**: 17-24; Leiden.
- ZAGWIJN, W. H. (1989): The Netherlands during the Tertiary and the Quaternary. A case history of Coastal Lowland evolution. – *Geologie en Mijnbouw*, **68**: 107-120; Leiden.
- ZAGWIJN, W. H. (1992): The beginning of the ice age in Europe and its major subdivisions. – *Quaternary Science Reviews*, **11**: 583-591; Oxford.
- ZAGWIJN, W. H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, C. (Hrsg.): *The Middle Pleistocene in Europe*: 145-172; Rotterdam (Balkema).
- ZAGWIJN, W. H. (1998): Borders and boundaries: a century of stratigraphical research in the Tegelen-Reuver area of Limburg (The Netherlands). – In: VAN KOLFSHOTEN, T. & GIBBARD, P. L. (Hrsg.): *The Dawn of the Quaternary*. – *Proceedings of the SEQS-EuoMam symposium 1996*; Nr. **60**: 19-34; Haarlem.
- ZAGWIJN, W. H. & DE JONG, J. (1984): Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im niederländischen Früh-Pleistozän. – *Mededel. Rijks Geolog. Dienst*, **37**: 155-169; Maastricht.
- ZAGWIJN, W. H., VAN MONTFRANS, H. M. & ZANDSTRA J. G. (1971): Subdivision of the „Cromerian“ in The Netherlands , pollenanalysis, paleomagnetism and sedimentary petrology. – *Geology en Mijnbow*, **50**: 41-58; Amsterdam.
- ZAGWIJN, W. H & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 129-146: Öhringen/Württ.
- ZANDSTRA, J. G. (1993): Nördliche kristalline Leitgeschiebe und Kiese in der Westfälischen Bucht und angrenzenden Gebieten. – In: SKUPIN, K., SPEETZEN, E. & ZANDSTRA, J. G. (HRSG.): *Die Eiszeit in Nordwestdeutschland - Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete*: 43-106 (Krefeld).
- ZEUNER, F. (1959): *The Pleistocene Period*. – 447 S.; London (Hutchinson).
- ZÖLLER, L. (1997): Die Schichtenfolge der Fundstelle „Grafenrain“ in Mauer. – In: BEINHAUER, K.

- W. & WAGNER, G. A. (Hrsg.): Homo heidelbergensis von Mauer. Das Auftreten des Menschen in Europa: 108-123; Heidelberg (Winter).
- ZÖLLER, L., STREMMER, H. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. – Chem. Geol. (Isotope Geosci.Sect.), **73**: 39-62; Heidelberg.
- ZOLLINGER, G. (1991): Zur Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie im südlichen Oberrheingraben - am Beispiel der Lössdeckschichten der Ziegelei in Allschwil (Kanton Basel-Landschaft). – Eclogae geol. Helv., **84**(3): 739-752; Basel.

Hinweise für die Verfasser wissenschaftlicher Beiträge

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

Im Einzelnen ist besonders Folgendes zu beachten:

Manuskript-Aufbau

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

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

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

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

Äußere Form des Manuskripts

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

Literaturzitate

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

Beispiele für richtige und falsche Literaturzitate im Text:

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

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

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

Schriftenverzeichnis

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

Zeitschriften-Aufsätze:

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

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

Monographische Werke:

AUTOR (Erscheinungsjahr): Titel. – Seitenzahlen (S.); Erscheinungsort (Verlag).

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

Botanische oder faunistische Fachausdrücke

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

Abbildungen

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

Sonderdrucke

20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Available volumes of
Eiszeitalter und Gegenwart
(status quo 03/2007)

Volume	Year	Price	Volume	Year	Price
6	1955	38,00 €	34	1984	40,00 €
7	1956	38,00 €	35	1985	40,00 €
11	1960	38,00 €	36	1986	42,00 €
12	1962	38,00 €	37	1987	44,00 €
13	1962	38,00 €	38	1988	44,00 €
14	1963	38,00 €	39	1989	44,00 €
15	1964	38,00 €	40	1990	48,00 €
16	1965	38,00 €	41	1991	48,00 €
17	1966	38,00 €	42	1992	49,90 €
18	1967	vergriffen	43	1993	49,90 €
19	1968	38,00 €	44	1994	49,90 €
20	1969	38,00 €	45	1995	49,90 €
21	1970	38,00 €	46	1996	49,90 €
22	1971	38,00 €	47	1997	49,90 €
23/24	1973	Doppelband 57,00 €	48	1998	49,90 €
25	1974	38,00 €	49	1999	49,90 €
26	1975	38,00 €	50	2000	49,90 €
27	1976	38,00 €	51	2002	49,90 €
28	1978	38,00 €	52	2003	54,00 €
29	1979	38,00 €	53	2003	54,00 €
30	1980	38,00 €	54	2004	54,00 €
31	1981	38,00 €	55	2005	54,00 €
32	1982	38,00 €	56	2007	54,00 €
33	1983	38,00 €			

A list of all published volumes is also shown under <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>.

For members of the DEUQUA volumes 11-50 (exclusive of Vol. 17-18, 29) are available for 10,- € per volume.
The price for other volumes is 25,- € for DEUQUA-members.

Volume 6-7, 17, and 29 are exclusively offered by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller),
Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Also available:

EISSMANN L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): Das Quartär Mitteledeutschlands. – Altenburger Natirwiss. Forsch., 7; Altenburg.
The price is 43,- €

If you are interested please contact:

Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, D-30655 Hannover deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Volumes 1-5, 8 and 10 are available as reprints:

Firma Zwerts und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse (price for DEUQUA-members is 28,- €).

Eiszeitalter und Gegenwart

Quaternary Science Journal

Published for the Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Contents Vol. 56 No. 1/2 (2007)

Vorwort.....	1
<i>Preface</i>	
T. Litt	
Das Quartär als chronostratigraphische Einheit.....	3
<i>The Quaternary as a chronostratigraphical unit</i>	
T. Litt	
Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes.....	7
<i>Stratigraphical Terms for the Quaternary of the North German Glaciation Area</i>	
T. Litt, K.-E. Behre, K.-D. Meyer, H.-J. Stephan & S. Wansa	
Stratigraphische Begriffe für das Quartär des süddeutschen Alpenvorlandes.....	66
<i>Stratigraphical terms for the Quaternary of the south German Alpine Foreland</i>	
K.A. Habbe, unter Mitarbeit von D. Ellwanger & R. Becker-Haumann	
Stratigraphische Begriffe für das Quartär des Periglazialraums in Deutschland.....	84
<i>Stratigraphical Terms for the Quaternary of the Periglacial Area in Germany</i>	
B. Urban	
Biostratigraphische Begriffe aus der Säugetierpaläontologie für das Pliozän und.....	96
Pleistozän Deutschlands	
<i>Biostratigraphical Terms from Mammal Palaentology for the Pliocene and Pleistocene in Germany</i>	
W. von Koenigswald & W.-D. Heinrich	
Literaturverzeichnis.....	116
<i>Reference list</i>	

Eiszeitalter und Gegenwart

Volume 56
Number 3
2007

E & G

Quaternary Science Journal



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





www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Founded 1948

Office:

D-30655 Hannover, Stilleweg 2, P.O. 510153

E-Mail: deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Web: www.deuqua.de

Banque accounts:

Postbank Hannover: Konto 45303 308, BLZ 250 100 30, BIC: PBNKDEFF, IBAN: DE84 2501 0030 0045 3033 08

Sparkasse Hannover: Konto 2000 806 311, BLZ 250 501 80, BIC: HANSDE2HXXX, IBAN: DE10 2505 0180 2000 8063 11

Executive board

(2006-2010)

President:	MARGOT BÖSE, Berlin
Vice-President:	MARKUS FIEBIG, Wien REINHARD LAMPE, Greifswald
Editor E&G:	HOLGER FREUND, Wilhelmshaven
Assistant Editor E&G:	LUDGER FELDMANN, Benningen
Editor GMit Newsletter:	CHRISTIAN HOSELMANN, Wiesbaden BIRGIT TERHORST, Wien
Treasurer:	JÖRG ELBRACHT, Hannover
Academic library:	STEFAN WANSA, Halle
Homepage:	JÜRGEN REITNER, Wien
Public relation	FRANK PREUSSER, Bern

Editorial Board E&G – Quaternary Science Journal

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven	ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Schweden)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel	JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Dänemark)
ARNT BRONGER, Kiel	LUDWIG REISCH, Erlangen
JÜRGEN EHLERS, Hamburg	JEF VANDENBERGHE, Amsterdam (Niederlande)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgien)	BERND ZOLITSCHKA, Bremen
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn	

The subscription rates for DEUQUA membership are as follows:

Ordinary Members	45,- €
Student, retired and unwaged members	20,- €
Institutions	55,- €

In Germany subscription rates are collected by standing order, for all other members subscription rates are due on March 1st paying by banque order on one of the accounts mentioned above. If you want to be a new member of the DEUQUA or you have questions concerning missing volumes of *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, please contact the office in Hannover.

Manuscript Submission: Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstr. 1, D-26382 Wilhelmshaven; E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Titelbild:

Hohlweg an der Typlokolität Göttweig/Aigen. Der interglaziale Paläoboden ist auf kalkhaltigen Schottern entwickelt und von einem zweigeteilten Löss überdeckt (Foto: Birgit Terhorst 2007)

Front cover image:

Interglacial paleosoil developed on calcareous gravel covered by two layers of loess (photo: Birgit Terhorst 2007).

Welcome to the new Eiszeitalter und Gegenwart!

This volume of *Eiszeitalter und Gegenwart*, the traditional journal of the DEUQUA, the German Quaternary Association, has a new look. Not only the front page is new, but this change also reflects a new ambition: The executive committee has applied for inclusion of *Eiszeitalter und Gegenwart* in the Science Citation Index to make it more attractive for scientists in Germany and our neighbouring countries to publish in our journal. This decision makes it necessary for us to have an English subtitle (*Quaternary Science Journal*) as well as English summaries for each contribution. Both English- and German-language manuscripts will be accepted in future. In addition, we have to publish several volumes per year on a regular basis, so *Eiszeitalter und Gegenwart* will not be a yearbook any more. This volume presenting the stratotypes in Germany is the first within this new frame. We have established an international editorial board as well as an international reviewing system. Some of our future issues will be dedicated to specific subjects, others are open for free contributions. We cordially invite all scientists - and especially young ones - to send us manuscripts on Quaternary topics. We are open to all fields of Quaternary sciences. From this year onwards, all published papers will also be available online via the homepage of our publisher Schweizerbart; the publications from previous years will also be provided at the end of this year at the latest (<http://www.schweizerbart.de>). The DEUQUA welcomes all contributors and readers to our journal and we hope to find a broad acceptance in our aim to promote Quaternary sciences.

Margot Böse
President of the DEUQUA

Berlin, September 2007

Authors are responsible for the content of their manuscripts.

E&G – Quaternary Science Journal is printed by Papierflieger Offsetdruck GmbH,
38678 Clausthal-Zellerfeld – E-Mail: papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

E & G

Quaternary Science Journal

Volume 56 Number 3

88 pages, 24 figures und 10 tables

Editor and publishing: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Editor: HOLGER FREUND

Distribution:



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

2007

E&G

Quaternary Science Journal

Published for Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Editor: Holger Freund

Contents

Zur spätholozänen Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes - Neue 139
pollenanalytische Untersuchungen im Pfälzischen Berg- und Hügelland
Late Holocene vegetation development in the Palatinate Forest
Steffen Wolters

The difference between pollen types and plant taxa: 162
a plea for clarity and scientific freedom
*Der Unterschied zwischen Pollentypen und Pflanzentaxa:
Ein Plädoyer für Deutlichkeit und wissenschaftliche Freiheit*
Pim de Klerk & Hans Joosten

Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/Paläobodensequenzen 172
in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffisotopenkurve
*Correlation between Middle Pleistocene loess/paleosol sequences
in Upper Austria and marine Oxygenium Isotope Stages (OIS)*
Birgit Terhorst

Sedimentuntersuchungen an unterpleistozänen Schmelzwasserablagerungen 186
und Periglazialschottern im Riß-Iller-Gebiet, deutsches Alpenvorland
Andreas Gerth & Raimo Becker-Haumann

The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from 212
Schatthausen in North Baden-Württemberg
*Die oberpleistozäne Löss-/Paläobodenabfolge
von Schatthausen im nördlichen Baden-Württemberg*
Manfred Frechen, Birgit Terhorst & Wolfgang Rähle



<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i> <i>Quaternary Science Journal</i>	56/3	139-161	Hannover 2007
--	------	---------	---------------

Zur spätholozänen Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes

Neue pollenanalytische Untersuchungen im Pfälzischen Berg- und Hügelland

STEFFEN WOLTERS^{*)}

Keywords: SW-Germany, Palatinate Forest, Holocene, pollen analysis, lime woodland, primeval vegetation, high medieval landnam, mire acidification

Kurzfassung: Zwei ¹⁴C-datierte Pollendiagramme aus Quellmooren erfassen die etwa 4500-jährige Geschichte der Wald- und Moorentwicklung im Buntsandsteingebiet des mittleren Pfälzerwaldes unter natürlichen und anthropogenen Bedingungen. Edellaubholzreiche Eichen-Lindenmischwälder beherrschten das Waldbild bis zur Ausbreitung der Buche und belegen die große Bedeutung von *Tilia* an den spätwärmezeitlichen Wäldern der Buntsandsteingebirge. Der autochthone Status von *Pinus* wird bestätigt, wohingegen keine Belege für ein natürliches Vorkommen von *Picea* und *Abies* erbracht werden können. Die Herausbildung der natürlichen Vegetation des Pfälzerwaldes in Form von bodensauren Buchenmischwäldern (Luzulo-Fagetum, Melampyro-Fagetum) begann mit der Massenausbreitung von *Fagus* ab etwa 1000 v. Chr. Sie erreichten ihre größte Verbreitung etwa 1000 Jahre später. Der anthropogene Einfluß auf die Wälder blieb bis in das Mittelalter gering und bestätigt den Charakter des Pfälzerwalds als Jungesiedelland. Starker anthropogener Einfluß setzte erst mit den hochmittelalterlichen Rodungen von *Fagus* und *Pinus* ein, die insbesondere *Quercus* zum Zwecke der Waldweide förderten. Darüber hinaus beeinflussten die Rodungen auch nachhaltig das Hydroregime der Moore im Sinne einer verbesserten Wasserversorgung mit einhergehenden Versauerungstendenzen. Während die pollenanalytische Reflektion der Siedlungsaktivität im Mittelalter und der frühen Neuzeit eine deutliche lokale Differenzierung aufweist, wird die im späten 18. Jh. einsetzende Forstwirtschaft als regionales Ereignis widergespiegelt und beinhaltet auch seltenere Gehölze wie Weymouthskiefer und Douglasie.

[Late Holocene vegetation development in the Palatinate Forest]

Abstract: Two radiocarbon-dated pollen diagrams from spring mires reveal 4500 years history of natural and anthropogenic woodland and mire development in the new red sandstone area of the Palatinate Forest. Oak-lime woodland rich in noble deciduous trees dominated the landscape prior to the spread of beech. This emphasises the important role of *Tilia* in woodlands of the new red sandstone mountains in the Subboreal. *Pinus* is autochthonal to the Middle Palatinate Forest while *Picea* and *Abies* are not. The natural vegetation consisted of acidophilous beech woods (Luzulo-Fagetum, Melampyro-Fagetum) and started to develop with the mass expansion of *Fagus* around 1000 B. C. yielding their highest distribution approx. 1000 years later. The reflection of human impact remained weak until the Medieval times confirming that the Palatinate Forest was not colonised prior to the high medieval landnam. The clearing of *Fagus* and *Pinus* started in the 12th century. *Quercus* was saved from felling for the purpose of wood pasture. The clearings also affected the hydroregime of the spring mires in terms of improved water supply and acidification. While pollen analytical reflection of human impact from the Middle Ages to early Modern Times strongly depends on local conditions, the onset of silviculture in the late 18th century is mirrored as a regional signal and includes even rare species as white pine and douglas fir.

* Anschrift des Verfassers: Dr. S. WOLTERS, Niedersächsisches Institut für historische Küstenforschung, Viktoriastraße 26/28, D-26382 Wilhelmshaven. E-mail: wolters@nihk.de.

1 Einleitung

Der Pfälzerwald gehört im Gegensatz zu seinen benachbarten Landschaften, wie Vogesen, Schwarzwald, Odenwald oder der Oberrheinebene (z. B. FRIEDMANN 2000, LAGIES 2005, LANG 2005, SUDHAUS 2005), zu den vegetationsgeschichtlich nahezu unerforschten Gebieten Deutschlands. So standen FIRBAS (1952) für seine zusammenfassende Darstellung der Vegetationsgeschichte des Pfälzischen Berg- und Hügellandes lediglich Pollenanalysen vom südlichen Rand des Pfälzerwaldes (HATT 1937, DUBOIS *et al.* 1938) und aus der westpfälzischen Moorniederung (FIRBAS 1934, JESCHKE 1938) zur Verfügung. Den ersten und bisher einzigen pollenanalytischen Beitrag aus dem mittleren Pfälzerwald – zwei kurze Diagramme aus der Umgebung von Johanniskreuz – publizierte PRECHT 1953. Thematisch stellt er, wie auch die quellenkundlich-pflanzensoziologische Arbeit von BOISELLE & OBERDORFER (1957), die natürliche Verbreitung der Kiefer im Pfälzerwald in den Vordergrund, ohne aber dabei näher auf die walddgeschichtliche Entwicklung des heute mit ca. 180.000 ha größten zusammenhängenden Waldgebiets Deutschlands einzugehen. Die vegetationsgeschichtliche Erforschung wurde erst im Jahre 2003 wieder aufgenommen, als im Rahmen von kulturlandschafts-genetischen und bestandsgeschichtlichen Untersuchungen im Forstamt Johanniskreuz (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004) aktuelle pollenanalytische Untersuchungen notwendig wurden. Damit ergab sich erstmals die Gelegenheit, die spätholozäne Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes mit Hilfe von hochauflösenden und ¹⁴C-datierten Pollendiagrammen darzustellen. Die vorliegenden Untersuchungen sind darüber hinaus als Beitrag zur Grundlagenforschung im grenzüberschreitenden Biosphärenreservat Pfälzerwald-Nordvogesen zugunsten seiner Erhaltung und nachhaltigen Entwicklung (UNESCO) zu verstehen.

2 Untersuchungsgebiet

Der Pfälzerwald ist eine Mittelgebirgslandschaft (höchste Erhebung: Kalmit 673 m) im Südwesten Deutschlands (Abb. 1), deren prä-

gendste Elemente die dichte Bewaldung und die bis zu 500 m mächtigen Gesteinsschichten des Buntsandsteins sind. Obwohl relativ klar gegenüber den Nachbarräumen abgegrenzt, wurde er als eigener Naturraum und zusammenhängende Landschaft erst 1843 wahrgenommen, als ein „Comité“ von 14 bayrisch-pfälzischen Forstbeamten im Forstamt Johanniskreuz zusammentrat und die „Waldungen auf dem bunten Sandsteingebirge der Pfalz“ erstmals unter dem Namen Pfälzerwald (nicht: Pfälzer Wald!) zusammenfasste (GEIGER 1987).

Die untersuchten Moore befinden sich im mittleren Pfälzerwald (zur Einteilung siehe HÄBERLE 1913) im Staatsforst Johanniskreuz, dem Quellgebiet eines radiären Gewässernetzes, das den Pfälzerwald zu Rhein und Saar entwässert (Abb. 1). Der Pfälzerwald befindet sich im Übergangsbereich vom atlantischen zum kontinentalen Klima. In der rezenten Vegetation nehmen subatlantische und nordisch-montane Florenelemente etwa 60 % des Gesamtarteninventars der höheren Pflanzen ein (HAILER 1969). Niederschlagsmengen und mittlere Jahrestemperatur variieren beträchtlich mit Höhenlage und Exposition (650–1000 mm/Jahr bzw. 6°C–9°C). Das Untersuchungsgebiet gehört dabei mit 1004 mm/Jahr zu den niederschlagsreichsten Partien des Pfälzerwaldes (Station Johanniskreuz: 1961–1990, DEUTSCHER WETTERDIENST).

Trotz der relativ hohen Niederschläge verhindern die durchlässigen Sandböden und das stark zertalte und steilkuppige Relief die Ausbildung großflächiger Moore. Allerdings treten entlang der stauenden Sperrschichten des Buntsandsteins zahlreiche Quellen aus, die zur Bildung von Kleingewässern (sog. Wooge; vgl. ROWECK *et al.* 1988) und Kleinstmooren mit geringer Torfmächtigkeit führen. Zwei dieser Vermoorungen in den steilen Kerbtälern der Quellbäche und Oberläufe befinden sich etwa 1,5 km nordwestlich von Johanniskreuz (TK 25 Blatt 6612). Nach vorangegangenen Sondierungen wurden im August 2003 Bohrkerne aus den beiden, etwa 1200 m voneinander entfernt liegenden Mooren abgeteuft (Abb. 2).

Das erste Moor liegt im Talschluss des Großen Schwanentals am südlichen Fuß des gleichnamigen Berges auf etwa 400 m NN (49°21'02''

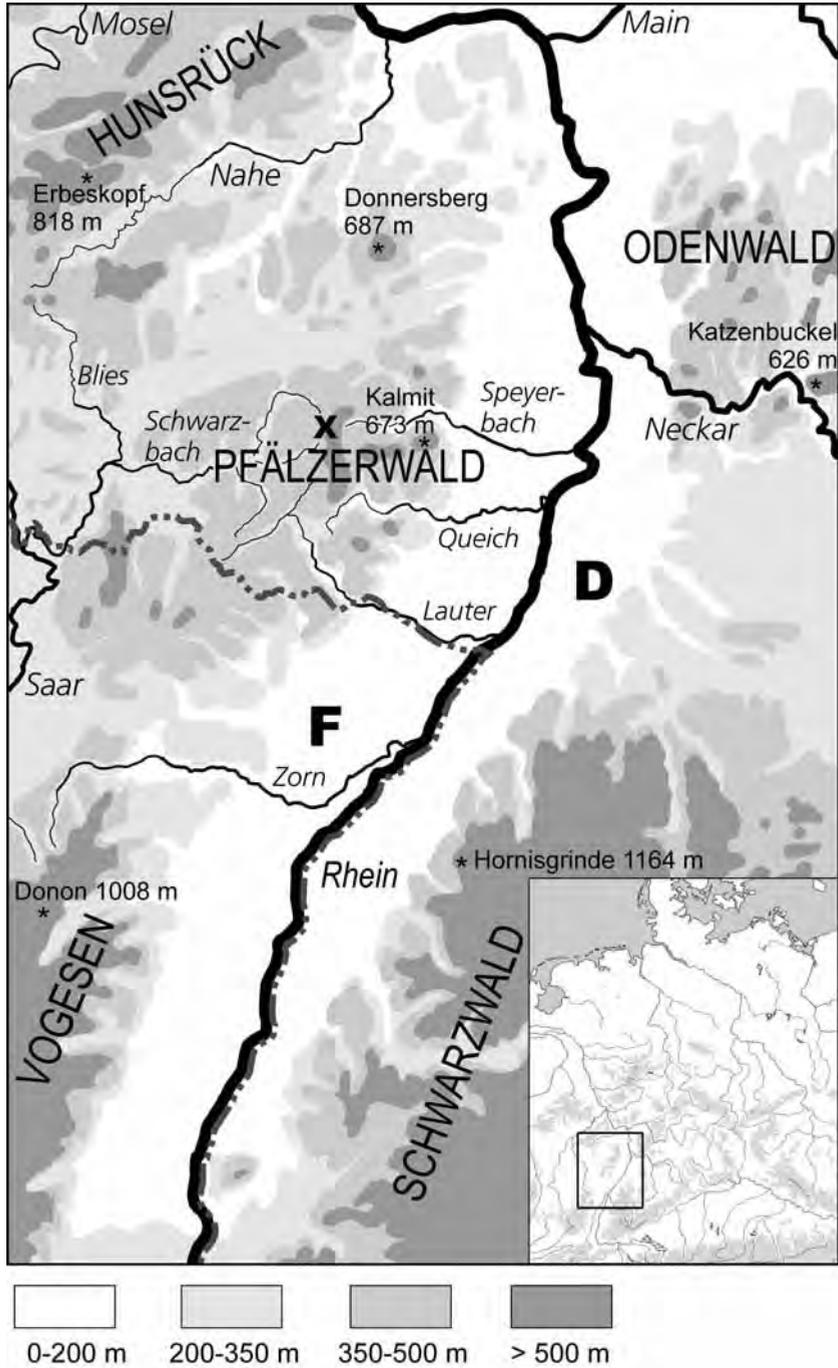


Abb. 1: Übersichtskarte von SW-Deutschland. Das Kreuz markiert das Untersuchungsgebiet im Forstamt Johanniskreuz, Pfälzerwald.

Fig. 1: General survey of southwestern Germany. The x marks the investigation area in the forestry district of Johanniskreuz, Palatinate Forest.

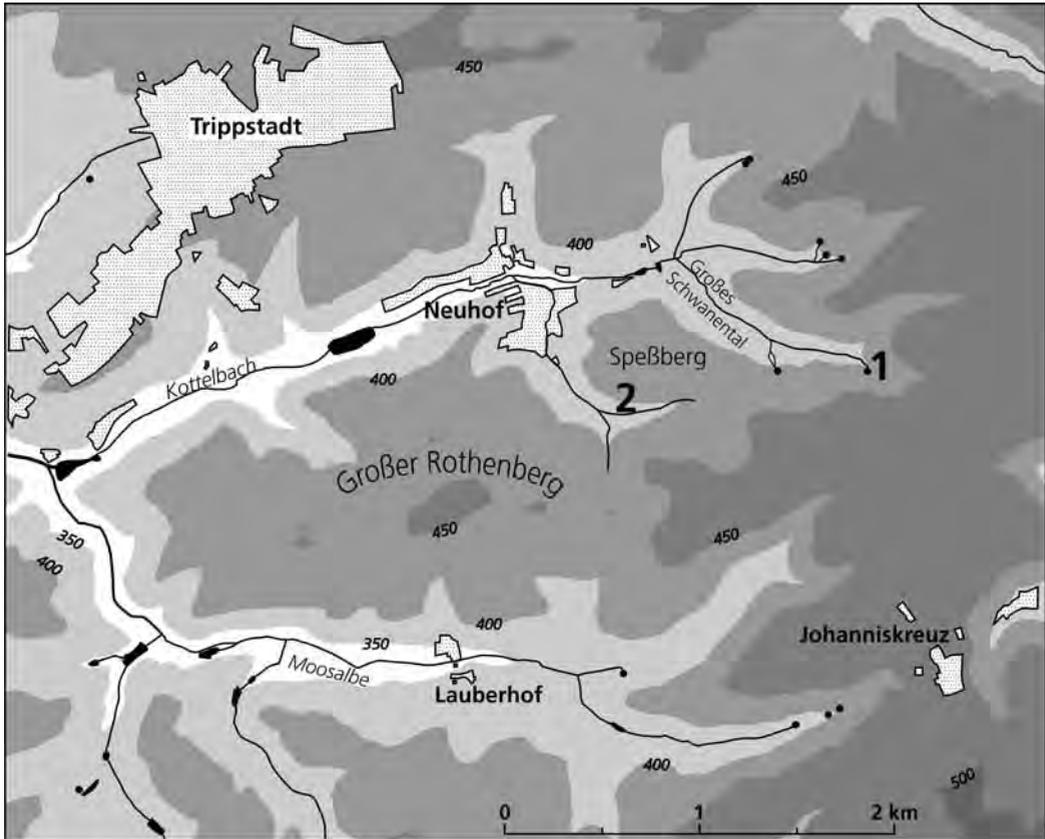


Abb. 2: Detailkarte des Untersuchungsgebietes mit Angabe der Bohrpunkte (1 - Großes Schwanental, 2 Speßtalmoor). Die zahlreichen Quellen sind durch ein • markiert.

Fig. 2: Detailed map of the investigation area. The coring locations are indicated (1 - Großes Schwanental, 2 Speßtalmoor) as well as the numerous springs (•).

N, 7°49'12" E). Typologisch handelt es sich um eine Sickerquelle mit mesotroph-saurer Quellmoorbildung. Die aktuelle Vegetation ist durch eine *Dryopteris dilatata*-reiche Ausbildung eines Braunseggen-Sumpfes (*Caricetum fuscae polytrichetosum communis* OBERD. 38) gekennzeichnet (vgl. TRÖGER 1998). Das Moor ist von geringer Ausdehnung und erreicht bei nahezu kreisrunder Fläche nur einen Durchmesser von etwa 15 m. Die Torfmächtigkeit am Bohrpunkt betrug 0,98 m. Die unmittelbare Umgebung des Moores ist bewaldet. Dabei sind die tieferen Lagen der Steilhänge im Talschluß durch einen Fichtenforst mit Beteiligung von *Abies alba* geprägt. In den oberen Hanglagen kommen *Fagus sylvatica*, *Quercus petraea*

und *Q. robur* sowie *Pinus sylvestris* stärker zur Geltung. Am Moorrand und oberhalb davon befinden sich mehrere Meilerplätze, die sehr wahrscheinlich aus dem 18./19. Jh. stammen (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Das zweite untersuchte Moor erstreckt sich entlang der Sohle eines sich zur Siedlung NeuhoF öffnenden Tales südlich des Speßberges und wird in dieser Arbeit als Speßtalmoor bezeichnet. Die Kernentnahme erfolgte ca. 350 m unterhalb des Talschlusses in einer Höhe von etwa 380 m NN (49°20'53" N, 7°48'11" E). Die Moorvegetation am Bohrpunkt ist durch einen Torfmoos-Birken-Erlenwald (*Sphagno-Alnetum glutinosae* LEMÉE 37) charakterisiert. Das Moor ist als mesotroph-saures Hang-

Quellmoor ausgebildet, wobei die Torfmächtigkeit am Bohrpunkt nur 0,85 m betrug. Auf den steilen Hängen des Speßberges stocken *Picea* und *Pinus*, auf den gegenüberliegenden Hangausläufern des Großen Rothenberges überwiegend *Fagus*.

3 Material und Methoden

Den Bohrkernen beider Moore wurden in einem Abstand von 1 bis 2 cm Proben mit einem Volumen von etwa 1 cm³ entnommen und mittels KOH-, HF- und Acetolyse-Behandlung in Anlehnung an die Standardvorschriften für die pollenanalytische Untersuchung aufbereitet (vgl. MOORE, WEBB & COLLINSON 1991). Die Siebrückstände wurden systematisch auf pflanzliche Großreste und Holzkohle-Fragmente untersucht. Die Häufigkeit letzterer wurde entlang einer vierstufigen Skala abgeschätzt.

Die Proben wurden mikroskopisch im Durchlichtverfahren bei 400facher Vergrößerung analysiert und auf eine Summe von mindestens 1000 Baumpollen (alle Bäume und höhere Sträucher) ausgezählt. Aufgrund der in vielen Proben auftretenden Dominanz lokal produzierten Pollens wurde stets so hoch ausgezählt, dass die Pollensumme der Bäume und Sträucher excl. *Alnus*, *Salix*, *Betula*, *Frangula* und *Sorbus* 500 Pollenkörner nicht unterschritt.

Für die Bestimmung kritischer Taxa stand eine 1.000fache Vergrößerung mit Phasenkontrasteinrichtung zur Verfügung. Die Bestimmung der Pollen und Sporen erfolgte anhand einer Vergleichssammlung rezenter Taxa und mit Hilfe einschlägiger Bestimmungsliteratur (z. B. BEUG 2004, MOORE, WEBB & COLLINSON 1991). Die Nomenklatur folgt BEUG (2004). Vier ausgewählten Proben wurden zum Zwecke der Pollenkonzentrationsbestimmung bei der Aufbereitung *Lycopodium*-Sporentabletten nach STOCKMARR (1971) beigefügt.

Die Ergebnisse der Pollenanalysen sind in vier Diagrammen dargestellt – Abb. 3 und 4 zeigen das Moor im Großen Schwanental, Abb. 5 und 6 das Speßtalmoor. Für die Darstellung der Pollendiagramme wurde eine für bewaldete Quellmoore abgewandelte Berechnungsgrundlage gewählt (siehe z. B. JAHNS

2005, LAGIES 2005). Die Bezugssumme bildet sämtlicher Gehölzpollen, excl. der Moorgehölze. Die Zählwerte aller Taxa sind auf diese Bezugssumme bezogen. Diese Darstellung wurde gewählt, um eine graphische Übergewichtung lokal produzierten Pollens zu vermeiden und somit die Vegetationsentwicklung auf den terrestrischen Standorten schärfer fassen zu können, was besonders in den mittelalterlichen Spektren des Speßtalmoores notwendig wurde (vgl. hierzu auch gegenteilige Befunde z. B. bei WALLER *et al.* 2005). Vertikal sind die Diagramme in acht Pollenzonen untergliedert, die für beide Diagramme Gültigkeit haben und deren Grenzen etwa zeitgleich sind.

4 Ergebnisse

4.1 Stratigraphie

Nach einer groben Ansprache im Gelände wurden die stratigraphischen Einheiten im Labor präzisiert und durch die Befunde der botanischen Großrestanalyse ergänzt. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 und 2 dargestellt. Eine ausreichende Pollenführung war erst oberhalb 118 bzw. 90 cm gegeben.

4.2 Datierung

Den Bohrkernen beider Moore wurde an vegetationsgeschichtlich markanten Positionen Material für Datierungen entnommen und an das Poznan Radiocarbon Laboratory/Polen zur AMS ¹⁴C-Messung geschickt. Die Kalibrierung der ¹⁴C-Daten erfolgte mit Calib Rev. 5.02 nach STUIVER & REIMER (1993) auf der Basis von 95,4 % (2 σ) Wahrscheinlichkeit. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 dargestellt. Die kalibrierten ¹⁴C-Daten bilden die Grundlage von Zeit-Tiefen-Diagrammen (Abb. 7 und 8). Die ¹⁴C-Daten wurden durch ein historisches Datum – die Einführung der Forstwirtschaft etwa um 1780 – ergänzt.

4.3 Verlauf der Vegetationsentwicklung

Für das Untersuchungsgebiet werden acht Entwicklungsphasen anhand der im Pollenniederschlag vorherrschenden Arten benannt

Tab. 1: Stratigraphie Moor im Großen Schwanental

Tab. 1: Details of the stratigraphy of mire Großes Schwanental

Tiefe [cm]	Stratigraphische Merkmale
0–2	Verlust
3–13	schwach zers. wässriger <i>Sphagnum</i> -Torf mit <i>Juncus</i> -Samen viele Nadelreste (<i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Abies</i>)
13–21	mäßig zers. <i>Sphagnum</i> -Radizellen-Torf reichlich <i>Juncus</i> -Samen einige Nadelreste (meist <i>Picea</i>)
21–37	mäßig zers. <i>Sphagnum</i> -Radizellen-Torf mit Holz- und Laubblattresten und <i>Juncus</i> -Samen
37–71	mäßig/stark zersetzter Bruchwaldtorf
71–103	stark zersetzter Bruchwaldtorf
103–127	humoser, stark durchwurzelter Sand reichlich Holzreste, Radizellen und vereinzelt <i>Sphagnum</i> -Blättchen
127–144	toniger, schwach gebänderter Sand

und beschrieben. Sie entsprechen den in den Pollendiagrammen (Abb. 3–6) dargestellten Pollenzonen. Für die zeitliche Abgrenzung dieser Zonen wurden interpolierte Daten aus den Zeit-Tiefen-Diagrammen (Abb. 7 und 8) herangezogen.

Zone 1: Eichenmischwald-Buchen-Zeit (< 2500 v. Chr. – ca. 1000 v. Chr.)

Zone 1 ist nur im Moor im Großen Schwanental erfasst, in dem die telmatischen Ablagerungen am Bohrpunkt knapp 20 cm mächtiger sind als im Speßtalmoor. Die Zone ist pollenanalytisch neben anfangs geringen Buchenwerten noch durch hohe Werte der Arten des Eichenmischwaldes gekennzeichnet (*Quercus* > 40 %, *Corylus* > 20 %, *Tilia* > 10 %, *Fraxinus* und *Ulmus* ~ 5 % sowie *Acer*). Somit setzt die vegetationsgeschichtliche Überlieferung

Tab. 2: Stratigraphie Speßtalmoor

Tab. 2: Details of the stratigraphy of mire Speßtalmoor

Tiefe [cm]	Stratigraphische Merkmale
0–13	schwach zersetzter <i>Sphagnum</i> -Torf reichlich <i>Alnus</i> -Samen einige Nadelreste (<i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Abies</i>)
13–25	mäßig zersetzter <i>Sphagnum</i> -Torf einige Nadelreste (<i>Pinus</i> , <i>Picea</i> , <i>Abies</i>)
25–40	mäßig zers. <i>Sphagnum</i> -Radizellen-Torf mit <i>Polytrichum</i> und <i>Hylocomium</i> bei 30–32 cm Holz
40–44	mäßig zersetzter Radizellentorf
44–78	mäßig zersetzter Bruchwaldtorf mit reichlich Holzresten von 49–57 mehr <i>Sphagnum</i>
78–85	stark zersetzter Bruchwaldtorf
85–97	humoser Sand

in der Eichenmischwald-Buchenzeit nach FIRBAS (1952) ein, die dem waldgeschichtlichen Abschnitt VIII (Späte Wärmezeit, Subboreal; FIRBAS 1949) entspricht. Die Chronologie dieses Abschnitts wird durch eine Radiokarbondatierung bei 93 cm gestützt, nach der die Mitte der Zone etwa 3.600 Jahre alt ist. Die Basisproben des Diagramms dürften allerdings nicht wesentlich älter sein. Dafür sprechen die relativ geringen Werte der Ulme, die in der Mittleren Wärmezeit (FIRBAS VI und VII, bis etwa 3.800 v. Chr.) eine deutlich stärkere Rolle am Waldaufbau gespielt hat (vgl. FIRBAS 1952, HÖLZER & HÖLZER 1994, LANG 2005).

Zone 2: Buchen-Eichen-Zeit (ca. 1000 v. Chr. – ca. 750 v. Chr.)

Zone 2 – ebenfalls nur im Schwanentalmoor – stellt mit den rasch ansteigenden *Fagus*-Werten (auf 35 %) eine ausgesprochene Übergangspe-

Tab. 3: Ergebnisse der AMS ^{14}C -DatierungenTab. 3: Results of AMS ^{14}C dating

Tiefe	Lab.-Nr. (Pro-)	Material	Konventionelles ^{14}C -Alter B.P.	Alter in kalibrierten Jahren v. Chr./n. Chr. (2σ)
Moor 1 (Großes Schwanental)				
22 cm	Poz-5307	Bulk	150 ± 30	1667–1953 n. Chr.
38 cm	Poz-5308	Bulk	695 ± 30	1264–1387 n. Chr.
57–58 cm	Poz-12349	3 <i>Rubus</i> -Samen, Laubblattreste	1995 ± 50	157 v. Chr.–123 n. Chr.
93 cm	Poz-5309	Bulk	3355 ± 35	1739–1531 v. Chr.
Moor 2 (Speßberg)				
50 cm	Poz-12353	Periderm	385 ± 30	1443–1631 n. Chr.
61 cm	Poz-12352	Borke	880 ± 30	1043–1221 n. Chr.
78 cm	Poz-12350	9 <i>Sambucus</i> - und 1 <i>Rubus</i> - Samen	1895 ± 30	33–215 n. Chr.
90 cm	Poz-12348	Holzkohle	2190 ± 30	364–176 v. Chr.

riode dar, die das Ende der Eichenmischwald-Buchen-Zeit beschreibt. Während die Kurven von *Quercus* (von 45 auf 30 %), *Tilia* (von 10 auf 4 %) und *Corylus* (von 20 auf 10 %) deutlich abfallen, bleiben die Werte der Edellaubhölzer *Ulmus*, *Fraxinus* und *Acer* relativ konstant. Gleiches gilt für *Pinus*.

Zone 3: Buchen-Zeit (ca. 750 v. Chr. – um Chr. Geb.)

Die pollenanalytischen Befunde aus dem Schwanental werden nun auch durch das Diagramm aus dem Speßtalmoor, welches mit der vegetationsgeschichtlichen Aufzeichnung in Zone 3 einsetzt, unterstützt. Dies ist sowohl durch die Ähnlichkeit der Hauptpollenspektren, als auch durch die ^{14}C -Datierungen gegeben. Danach ist die Basis des Speßtalmoores etwa 2.200 bis 2.400 Jahre alt. Der weitere Rückgang der Arten des Eichenmischwaldes (Abfall \sum *Quercus*, *Tilia*, *Corylus* auf ~ 25 % in beiden Diagrammen) und der kontinuierliche Anstieg von *Fagus* auf fast 50 % bestimmt diese Waldphase. *Carpinus* wandert zu Beginn der Zone ein.

Zone 4: Buchen-Eichen-Kiefern-Zeit (um Chr. Geb. – ca. 1100 n. Chr.)

Im ersten Jahrtausend n. Chr. blieb die Vorherrschaft der Buchen- und Buchen-Eichen-Wälder im Wesentlichen bestehen, doch nimmt der Anteil von *Fagus* zugunsten von *Quercus* und im Schwanental auch von *Pinus* stetig ab. Dies scheint eine Folge zunehmender Aufflichtung durch steigenden Nutzungsdruck ab der Römischen Kaiserzeit (ROLLER 1987), der sich auch in höheren Getreidewerten und einer Zunahme von Hemerophyten (*Artemisia*, *Urtica*, *Plantago lanceolata*, *P. major/media*) äußert. Im Schwanental ist die Zunahme des Nutzungsdrucks mit dem Anstieg der Cerealia-Kurve (meist *Hordeum*-Typ) deutlich auffälliger und schließt gegen Ende der Zone, was dem frühen Mittelalter entspricht, wohl auch die Rodung von *Pinus* ein. Im Speßtalmoor werden in dieser Zeit erstmals *Juglans* und *Castanea* nachgewiesen, die allerdings schon seit der Römischen Kaiserzeit in der Pfalz angepflanzt wurden (LANG, W. 1971).

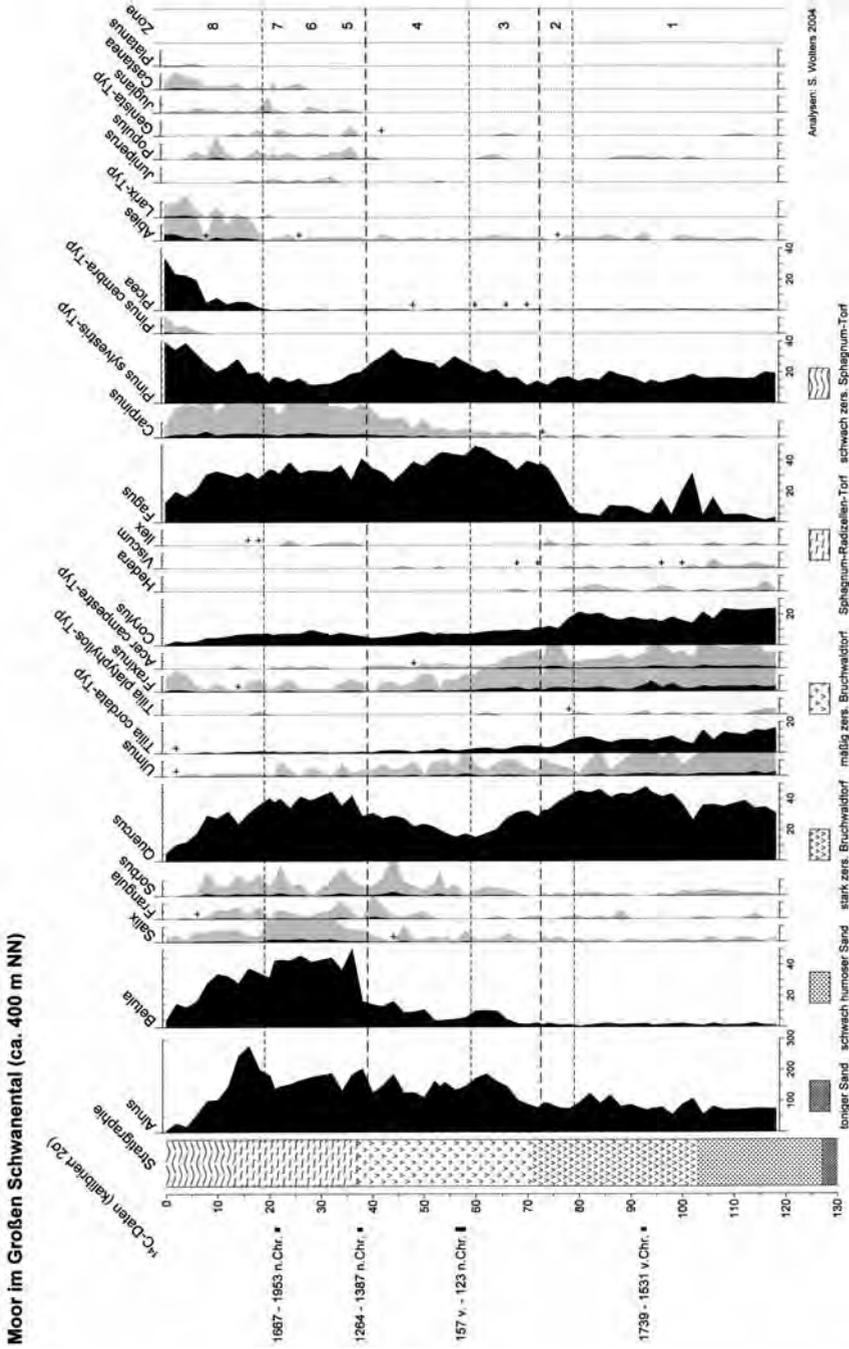


Abb. 3: Pollendiagramm Großes Schwanental. Dargestellt sind Gehölztaxa. Baumpollensumme ist excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* und *Sorbus*. Nachweise bei Durchmusterungen sind durch ein + markiert. Die schattierten Kurven stellen eine 10fache Überhöhung dar.

Fig. 3: Pollen diagram of mire Großes Schwanental, showing arboreal taxa. Arboreal pollen sum is excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* and *Sorbus*. Rare types are depicted by a +. The shaded curves represent a tenfold exaggeration.

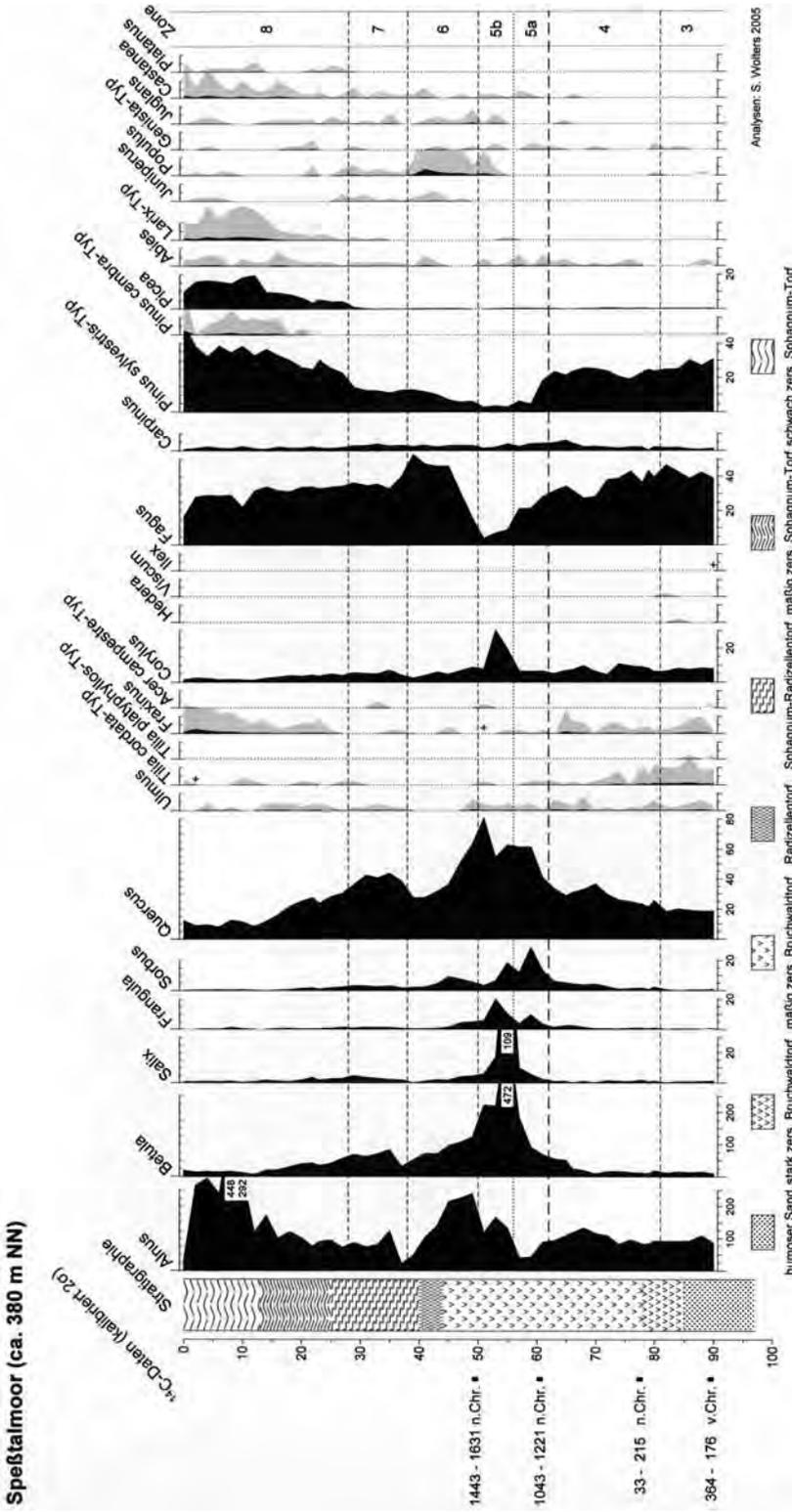


Abb. 5: Pollendiagramm Speftalmoor. Dargestellt sind die Gehölztaxa. Baumpollensumme ist excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* und *Sorbus*. Nachweise bei Durchmusterungen sind durch ein + markiert. Die schattierten Kurven stellen eine 10fache Überhöhung dar.

Fig. 5: Pollen diagram of mire Speftalmoor, showing arboreal taxa. Arboreal pollen sum is excl. *Alnus*, *Betula*, *Salix*, *Frangula* and *Sorbus*. Rare types are depicted by a +. The shaded curves represent a tenfold exaggeration.

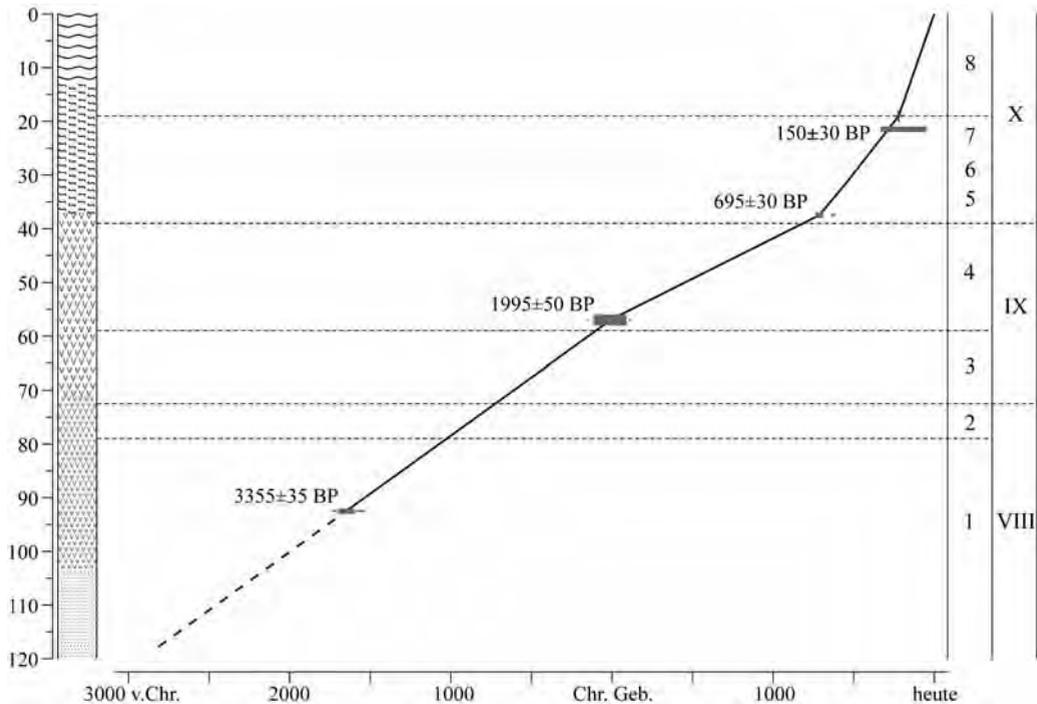


Abb. 7: Zeit-Tiefen-Diagramm Großes Schwanental.

Für die Sedimentzuwachskurve wurden kalibrierte ^{14}C -Daten (2σ) genutzt. Die Gliederung erfolgt nach den lokalen Pollenzonen 1–8 und den walddeschichtlichen Abschnitten nach FIRBAS (1949). Der Übergang der Zonen 7/8 datiert auf ca. 1780 (Einsetzen der Forstwirtschaft). Legende der Stratigraphie siehe Abb. 3.

Fig. 7: Time-depth-relationship of mire Großes Schwanental.

Calibrated ^{14}C -dates (2σ) were used. Division follows local pollen assemblage zones 1–8 and FIRBAS (1949). Transition of zone 7/8 was dated approx. 1780 (introduction of silviculture). Stratigraphical details as in Fig. 3.

Zone 5: Eichen-Waldweide-Zeit (ca. 1100/1200 n. Chr. – ca. 1450 n. Chr.)

Der Beginn der Zone 5 ist in beiden Diagrammen durch den Anstieg bzw. das Einsetzen der *Secale*-Kurve charakterisiert und datiert jeweils auf etwa 1100 bzw. 1200 n. Chr. Zeitgleich steigen die Werte der übrigen Getreide (nun *Hordeum*-, *Triticum*- und *Avena*-Typ), der sekundären Siedlungszeiger und der *Poaceae*-Kurve. Am Übergang der Zonen 4/5 macht sich somit eine siedlungsgeschichtliche Zäsur bemerkbar, die nur mit dem Beginn des hochmittelalterlichen Landesausbaus ab der Mitte des 12. Jh. im Pfälzerwald (vgl. HILDEBRANDT

& HEUSER-HILDEBRANDT 2004) zu erklären ist. Die Auswirkungen der Landnahme treten allerdings in den beiden Mooren sehr unterschiedlich hervor. Während sich aus dem Diagramm Schwanental lediglich eine mit stärkerer Auflichtung (*Betula*, *Populus*, *Poaceae*) verbundene Förderung von *Quercus* zu Lasten von *Pinus* ableiten lässt, zeigt das Moor im Speßtal bei einem markanten *Quercus*-Anstieg deutlich einen zweiphasigen Rodungsvorgang auf Kosten von *Pinus* und *Fagus*. Gleichzeitig steigen die Werte der Moorgehölze hier explosionsartig an und gipfeln in Zone 5b bei etwa 470 % (*Betula*) bzw. 110 % (*Salix*).

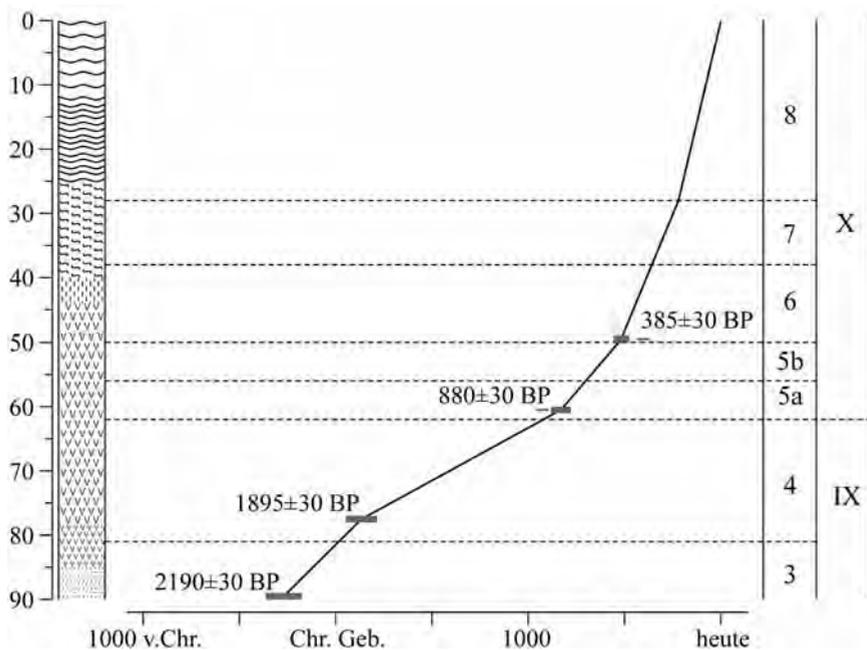


Abb. 8: Zeit-Tiefen-Diagramm Speßtalmoor.

Für die Sedimentzuwachskurve wurden kalibrierte ^{14}C -Daten (2σ) genutzt. Die Gliederung erfolgt nach den lokalen Pollenzonen 3–8 und den walddeschichtlichen Abschnitten nach FIRBAS (1949). Der Übergang der Zonen 7/8 datiert auf ca. 1780 (Einsetzen der Forstwirtschaft). Legende der Stratigraphie siehe Abb. 5.

Fig. 8: Time-depth-relationship of mire Speßtalmoor.

Calibrated ^{14}C -dates (2σ) were used. Division follows local pollen assemblage zones 1–8 and FIRBAS (1949). Transition of zone 7/8 was dated approx. 1780 (introduction of silviculture). Stratigraphical details as in Fig. 5.

Zone 6: Buchen-Eichen-Zeit (ca. 1450 n. Chr. – ca. 1650 n. Chr.)

Die Abgrenzung von Zone 6 gelingt nur im Speßtalmoor, wo ein starker *Quercus*-Rückgang von 80 auf 28 % mit einem Rückgang der Siedlungszeiger zusammenfällt. Nachweise von Holzkohle-Partikeln bleiben – im Gegensatz zur vorherigen Zone – nun aus. *Fagus* gelangt in diesen Pollenspektren mit bis zu 53 % wieder zur Vorherrschaft. Mit *Populus* und *Juniperus* machen sich ausgesprochen heliophile Gehölze stärker bemerkbar. Diese Zone repräsentiert eine Phase verminderten Nutzungsdrucks und lässt sich historisch von der spätmittelalterlichen Wüstungsphase bis über den 30jährigen Krieg verfolgen. Unter den Moorgehölzen steigt *Alnus* nach dem Rück-

gang von *Betula*, *Salix*, *Frangula* und *Sorbus* wieder an und erreicht über 200 %.

Zone 7: Eichen-Buchen-Kiefern-Zeit (ca. 1650 n. Chr. – ca. 1780 n. Chr.)

Eine erneute Änderung der Landnutzung beschreibt Zone 7 mit dem Rückgang von *Fagus* und dem Anstieg von *Quercus*. Die *Pinus*-Kurve setzt ihren Anstieg, wenn auch weniger deutlich fort. Der Dominanzwechsel *Fagus/Quercus* und die schlagartig wieder einsetzende Kurve der Holzkohle-Partikel stehen offensichtlich im Zusammenhang mit der Aufnahme der Köhlereiwirtschaft ab dem 18. Jh. oder früher (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Auf eine Abgrenzung der Zonen 5, 6 und 7 im Schwanentalmoor wurde

wegen fehlender Schärfe verzichtet. Zwar lassen sich eine Reihe vegetationsgeschichtlicher Ereignisse (z. B. *Pinus*-Rückgang und Wiederanstieg, Verhalten von *Populus* und *Juniperus*) auch in diesem Moor aufzeigen, allerdings in deutlich abgeschwächter Form. Zudem bleibt die *Fagus*-Kurve nahezu konstant. Erst der Übergang zu Zone 8 ist wieder klar definiert.

Zone 8: Kiefern-Fichten-Forstzeit (ca. 1780 n. Chr. – heute)

Der gemeinsame Anstieg von *Pinus*, *Picea*, *Abies* und *Larix*-Typ markiert den Beginn der forstlichen Bewirtschaftung der Wälder um Johanniskreuz. Den schriftlichen Quellen zufolge (z. B. MÜNCH & KÜNKELE 1923) dürfte das blühfähige Alter der ersten eingebrachten Koniferen etwa ab 1780 erreicht worden sein.

5 Diskussion

5.1 Die spätwärmezeitlichen Wälder um Johanniskreuz

Auf den terrestrischen Standorten herrschten Eichenmischwälder vor, deren relativ lichter Kronenschluß das Aufkommen von Hasel in der Strauchschicht förderte. Der Anteil der Edellaubhölzer an den spätwärmezeitlichen Mischwäldern war beträchtlich. Dies gilt besonders für *Tilia* und *Acer*. Die hohe prozentuale Beteiligung der Linde im Pollendiagramm läßt auf reichliche Vorkommen schließen (LANG 2003, vgl. auch BEHRE & KUČAN 1994 und WOLTERS 2002), die auf den mittleren Standorten im Sinne von edellaubholzreichen Eichen-Lindenmischwäldern zu interpretieren sind. Zu ähnlich hohen *Tilia*-Werten gelangen jüngste Untersuchungen im Solling (JAHNS 2005) sowie im Odenwald und Spessart (LAGIES 2005). Dies zeigt, dass vor der Einwanderung der Buche lindenreiche Wälder in den Mittelgebirgen nicht nur auf den basenreichen Standorten der Lößlehmböden (z. B. FREUND 1994) oder Basaltkuppen (STALLING 1983) vorherrschten, sondern auch typisch für die armen Standorte der Buntsandstein-Mittelgebirge waren. Den Pollenbefunden zufolge handelte es sich im Pfälzerwald überwiegend um *Tilia*

cordata. Zwar wurde auch *T. platyphyllos*-Typ mehrfach nachgewiesen, doch im Gegensatz zum Schwarzwald (LANG 2005) hat die anspruchsvollere Sommerlinde im Pfälzerwald schon im Subboreal wohl aus edaphischen und orographischen Gründen keine große Rolle gespielt. Anfang des 20. Jh. war sie jedenfalls, wie auch die Holländische Linde (*T. x vulgaris*), in den lindenreicheren Waldgebieten um Johanniskreuz deutlich geringer vertreten als die Winterlinde (KEIPER 1916).

Da die Standorte der lindenreichen Wälder ab dem Ende des Subboreals von *Fagus* erobert wurden – die Linde sozusagen als „Platzhalter“ der Buche in diesen Wäldern fungiert hatte – sind die edellaubholzreichen Eichen-Winterlindenmischwälder der späten Wärmezeit sicher nicht zu den Gesellschaften des Tilio-Acerions zu zählen. Eher schon gilt dies für Teile der natürlichen Begleitvegetation, die an den Hängen der tief eingeschnittenen Täler aus feuchten Bergahorn-Eschenwäldern (cf. Adoxo-Aceretum) bestanden haben dürfte. In diesen Wäldern hatte auch die Ulme (wohl *Ulmus glabra*) ihre Hauptverbreitung. An den Hangfüßen stockten Eschen-Bachrinnenwälder (cf. Carici remotae-Fraxinetum). Die basenreicheren Standorte wurden auch von Waldgesellschaften besiedelt, die dem heutigen Stieleichen-Hainbuchenwald (Stellario-Carpinetum) vergleichbar sind. Freilich noch ohne *Carpinus*, die erst gegen Ende des Subboreals im Pfälzerwald Fuß fasste. Die grundwassernächsten Standorte wurden von der Erle eingenommen.

Von Beginn an ist das Pollendiagramm durch ausgesprochen hohe *Alnus*-Werte gekennzeichnet, die in dieser Höhe nur auf einen überproportional starken Eintrag von *Alnus*-Pollen aus der lokalen Moorvegetation zurückzuführen sind. Stetige Funde von Holzresten belegen zudem schon ab der Basis des Bohrkerns eine Bruchwaldvegetation am Bohrpunkt. Somit herrschten auf den grundwassernächsten Standorten seit dem Subboreal Erlen-Bruchwälder vor, die dem rezenten Walzensiegen-Erlenbruchwald (Carici elongatae-Alnetum) bzw., bei stärker beigemengter Moorbirke, dem Torfmoos-Birken-Erlenwald (Sphagno-Alnetum) vergleichbar sind. Die kontinuierlich hohen Nachweise der Sumpfdotterblume weisen auch auf eine starke

Beteiligung von *Caltha palustris*-*Alnus glutinosa*-Gesellschaften hin. Diese verschiedenen Bruchwälder sind typische Vegetationsausprägungen quelliger Standorte auf Buntsandstein und treten auch heute noch vielerorts im Pfälzerwald auf (OBERDORFER 1992, TRÖGER 1998). Die von Beginn der vegetationsgeschichtlichen Aufzeichnung an vorherrschenden Erlenbruchwälder zeigen, dass der Basengehalt der sauren Böden des Buntsandsteingebietes schon seit mindestens 5000 Jahren entsprechend hoch gewesen sein muss, so dass es zur Ausbildung von Erlen- und nicht von Birken- oder Kiefernbruchwäldern kam. Beleg für diese zumindest subneutralen Bedingungen sind auch die Nachweise von *Primula chusiana*-Typ, der hier wohl *Chrysosplenium oppositifolium* als Element der Quellflurgesellschaften auf Silikatgestein repräsentieren dürfte.

Die Bedeutung der Buche nimmt im Verlauf der Zone 1 tendenziell zu. Ungewöhnlich erscheinen dabei die eingeschalteten Gipfel zwischen 106 und 96 cm, wobei der Hauptgipfel aus zwei Proben mit 31 bzw. 20 % *Fagus*-Pollen besteht. Da dieser Bereich die obersten Schichten des humosen Sandes und den Übergang zum sandigen Torf erfasst, können Störungseinflüsse durch Unterspülungen mit jüngerem Material nicht ausgeschlossen werden. Im gesamtstratigraphischen Zusammenhang käme für den Zeitpunkt der Sedimentverlagerung nur der Übergang von der Späten Wärmezeit zur Nachwärmezeit (Zone 2/3) in Frage, als die Torfbedeckung im Talschluss noch gering war. Spätere Ereignisse werden durch die Zusammensetzung der Pollenspektren nicht bestätigt. Andererseits können die ersten *Fagus*-Gipfel Anzeiger der Massenausbreitung im Gebiet sein. Dies würde im Einklang mit der *Fagus*-Chronologie der östlich und südöstlich angrenzenden Landschaften stehen, in denen die Massenausbreitung der Buche in Höhenlagen unterhalb von 500 m zwischen 2600 und 1800 v. Chr. einsetzt (HÖLZER & HÖLZER 1994, LAGIES 2005, SMETTAN 1985). Allerdings entspricht der retardierende Charakter der *Fagus*-Ausbreitung im vorliegenden Diagramm nicht dem progressiven Gesamtbild der Buchenausbreitung in der Region. Zudem lässt sich aufgrund des Sedimentwechsels keine

zuverlässige Chronologie der basalen Pollenspektren mittels Extrapolation etablieren, so dass die zeitliche Stellung der *Fagus*-Gipfel unsicher bleibt.

Der Anteil von Nadelhölzern an den spätwärmezeitlichen Wäldern war gering. *Pinus*-Pollenwerte knapp unter 20 % zeigen allerdings, dass die Kiefer den spätwärmezeitlichen Wäldern beigemischt war (vgl. FIRBAS *et al.* 1948, LANG 1958). Dies wird durch Konzentrations- und Influxmessungen an Einzelproben bestätigt. So wurde für das Ende der Zone 2 ein Eintrag von 3500–4000 Pollenkörnern/cm² pro Jahr ermittelt. Dieser liegt über dem Grenzwert von 2500–3000 PK/cm² pro Jahr (LANG 1994) und belegt die lokale Anwesenheit der Kiefer, deren Ursprünglichkeit in der Forschungsgeschichte des Pfälzerwaldes kontrovers diskutiert wurde (z. B. MÜNCH & KÜNKELE 1923, WILDE 1927, PRECHT 1953, BOISELLE & OBERDORFER 1957) und bis heute in der Forstwirtschaft nicht vollständig akzeptiert ist. Somit ist die Kiefer – wie in den Nordvogesen und dem Nordschwarzwald – auch im Pfälzerwald autochthon, wohingegen es keine Belege für ein natürliches Vorkommen aus dem Odenwald und Hunsrück gibt, wo die Kiefer offensichtlich schon in der frühen Nacheiszeit aus dem Waldbild verschwunden war (FRENZEL 1991, LAGIES 2005). Waldtypen, in denen die Kiefer vorkam, könnten der wärmeliebende Haarstrang-Kiefern-Eichenwald (*Quercetum peucedanetosum*) auf trockeneren oder der Preiselbeer-Kiefern-Eichenwald (*Vaccinio-Quercetum*, z. T. auch *Leucobryo-Pinetum*) auf frischeren Standorten entsprechen, also Wälder, wie sie Oberdorfer in den 50er Jahren im Pfälzer Wald nachgewiesen hat (BOISELLE & OBERDORFER 1957).

Fichte und Tanne fehlten im Pfälzerwald. Die sporadischen Nachweise von *Abies* dürften auf Fernflug aus den Nordvogesen bzw. dem Nordschwarzwald zurückzuführen sein, wo sich die Tanne seit dem späten Atlantikum ausbreitete (z. B. LANG 2005). Die Nachweise von *Picea* stammen wohl größtenteils aus dem Schwarzwald, da die Rolle der Fichte in den Vogesen von untergeordneter Bedeutung war (FIRBAS 1952, SUDHAUS 2005).

Den ausgesprochen geringen Werten an Sied-

lungszeigern zufolge (< 1 %) lässt sich für die späte Wärmezeit kein anthropogener Einfluss auf die Wälder um Johanniskreuz nachweisen, zumindest nicht in der unmittelbaren Umgebung des Moores. Die Herkunft des Pollens dürfte, wie dies auch Untersuchungen aus dem Schwarzwald zeigen, in der Oberrheinebene liegen (z. B. HÖLZER & HÖLZER 2002). Die Ursprünglichkeit der Wälder zur Bronzezeit in den Hochlagen der südwestlichen Mittelgebirge, die einen Mangel an fruchtbaren Böden aufweisen, entspricht auch den überregionalen Befunden (z. B. RÖSCH 1996).

5.2 Die Herausbildung der natürlichen Vegetation des Pfälzerwalds

Die Massenausbreitung von *Fagus* erfolgte in den Wäldern um Johanniskreuz zwischen 1000 und 750 v. Chr. mit dem Einsetzen eines feucht-kühleren Klimas am Übergang zum Subatlantikum (Zone 2). Damit scheint die Buche im Pfälzerwald deutlich später die Vorherrschaft übernommen zu haben als in den südlich, östlich und südöstlich gelegenen benachbarten Mittelgebirgen und ist somit eher mit dem Eifel-Hunsrück-Raum vergleichbar, wo die Massenausbreitung der Buche frühestens ab etwa 1500 v. Chr., aber häufig noch später begann (DÖRFLER *et al.* 2000, FRENZEL 1991). Im Gebiet begann die Herausbildung von bodensauren Buchenmischwäldern, die im Pfälzerwald heute mit dem montanen Hainsimsen-Buchenwald (Luzulo-Fagetum MEUSEL, Hochlagenform) und dem submontan-collinen Traubeneichen-Buchenwald (Melampyro-Fagetum OBERD. bzw. Luzulo-Fagetum MEUSEL, collin-submontane Höhenform) vertreten sind. Die Ausbreitung der Buche vollzog sich auf Kosten der Eiche und, in besonderem Maße, der Linde, die die mesophilen Buchenstandorte noch im trockneren und wärmeren Subboreal beherrschte. Auch heute weicht die Linde der Buche auf Standorte aus, wo die Buche durch Trockenheit geschwächt ist. Unter den nun veränderten klimatischen Bedingungen des Subatlantikums gelang es der Buche – die schon im Subboreal in den höheren Lagen zur Vorherrschaft gelangte – in die niederen Höhenstufen vorzudringen und die Standorte der Linde einzunehmen.

Die Kurven von *Ulmus*, *Fraxinus* und *Acer* einerseits und von *Pinus* andererseits zeigen sich durch den Anstieg von *Fagus* kaum verändert. Dies belegt, dass sich die Ausbreitung der Buche hauptsächlich auf den mesophilen Standorten vollzogen hat, während die grundwassernahen Standorte der eschenreichen Hangfuß- und Rinnenwälder und die kontinental getönten Eichen-Kiefernwälder davon weitgehend unbeeinflusst blieben, da die Buche hier nicht Fuß fassen konnte.

Durch die Ausbreitung der Buche und den gleichzeitigen Rückgang von *Quercus*, *Tilia* und auch *Corylus* vollzog sich auf den mittleren Standorten an der Wende zum Subatlantikum eine Verarmung der Laubwaldflora. Die Veränderung des Waldbildes wird hier auch eindrucksvoll durch die *Viscum*-Kurve illustriert. Am Rückgang der Mistel an der Grenze von 1/2 ist neben klimatischen Ursachen – ein Rückgang der Sommertemperaturen – auch die starke Ausbreitung der Buche beteiligt, die als Wirtsbaum ausscheidet. Die Nachweise der Mistel dürften aufgrund des Fehlens von *Abies* der Laubholzmistel (*Viscum album* subsp. *album*) zuzurechnen sein, wenngleich ein Vorkommen der Kiefernmistel (*V. laxum* subsp. *laxum*) nicht völlig auszuschließen ist.

Die Buchenausbreitung spiegelt sich ebenfalls in den Kurven von *Hedera* und *Ilex* wider. Das Aussetzen der Nachweise bedeutet hier allerdings nicht die Verdrängung von Efeu und Stechpalme, die heute im Wesentlichen die Gesamtverbreitung der Buche teilen und auch zum aktuellen Arteninventar des Pfälzerwaldes gehören. Die fehlenden Nachweise sind vielmehr auf eine Unterdrückung der Blüte durch zunehmende Beschattung zurückzuführen. Als Halbschattenpflanzen gedeihen sie im Buchenwald hervorragend aufgrund ihrer stark ausgeprägten Fähigkeit der vegetativen Vermehrung. Zur Blüte benötigen sie allerdings lichte Bedingungen, wie sie in den Eichenmischwäldern des Subboreals um Johanniskreuz noch vorherrschten (vgl. DIERSCHKE 2005, METCALFE 2005, POTT 1990). Spätestens ab dem Beginn der Nachwärmezeit (Älteres Subatlantikum, Abschnitt IX nach FIRBAS 1949) in Zone 3 gelangte die Buche zur absoluten Vorherrschaft, während Linde und Eiche im Waldbild weiter zurücktraten. Buchen-

und Buchen-Eichen-Wälder bestimmten die Landschaft um Johanniskreuz. Im Diagramm Schwanental wird das *Fagus*-Maximum von 49 % bei 60 cm erreicht, was einem Alter von etwa 150 v. Chr. entspricht. Im Speßtalmoor liegt das Maximum mit 47 % bei 82 cm und datiert auf etwa 50 v. Chr. Somit haben sich im Verlauf des ersten vorchristlichen Jahrtausends jene Waldgesellschaften um Johanniskreuz etabliert, die heute als natürliche Vegetation des Pfälzerwaldes angesehen werden (Kartierungseinheiten F83 und F90, BOHN *et al.* 2003). Die natürliche Begleitvegetation der basenreicheren und grundwassernahen Standorte bestand im Wesentlichen schon seit dem Subboreal (s. o.). Lediglich *Carpinus* trat als Element des Stellario-Carpinetums hinzu.

Zunehmende Siedlungstätigkeit ab der Eisenzeit macht sich durch einen leichten Auflichtungseinfluß bemerkbar (*Betula*, *Populus*, *Genista*-Typ) und schließt ab Zone 3 auch einzelne Nachweise des Roggens ein, welcher in Süddeutschland zu dieser Zeit nicht selten als Unkrautgetreide zu finden war (BEHRE 1992). Entwaldungen und eine intensive Nutzung sind schon seit dem Neolithikum aus der nördlichen Oberrheinebene bekannt (z. B. SANGMEISTER 1993), sowie seit der Hallstatt-Zeit auch aus dem Eifel-Hunsrück-Raum (DÖRFLER *et al.* 2000). Für die Wälder in der Umgebung der untersuchten Moore lassen sich derartige Eingriffe anhand der Pollenspektren allerdings nicht belegen. Die weiterhin unauffälligen Werte der Siedlungszeiger entsprechen somit den regionalen Befunden einer stark eingeschränkten Besiedlung und Nutzung des Pfälzerwaldes (vgl. ROLLER 1987). Somit lässt sich ein Fortbestehen der natürlichen Vegetation mindestens bis zur Zeitenwende verfolgen, wobei der anthropogene Einfluß auch im ersten nachchristlichen Jahrtausend relativ gering bleibt.

5.3 Anthropogen geprägte Landschaftsentwicklung seit dem Mittelalter

Der erste nachhaltige Eingriff in die Wälder um Johanniskreuz datiert in die Zeit des hoch-/spätmittelalterlichen Landesausbaus, der die Region ab der Mitte des 12. Jh. erfasste und

mit urkundlichen Ersterwähnungen von Ortschaften bis in das 15. Jh. reichte (KEDDIGKEIT 1987). Als Buntsandsteingebiet gehört der Pfälzerwald aufgrund seiner naturräumlichen Ungunst ohnehin zum Jungsiedelland, welches erst ab dem Hochmittelalter erschlossen wurde (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Die wechselvolle Landnutzungsgeschichte des mittleren Pfälzerwaldes ab dem Mittelalter lässt sich eindrucksvoll am Beispiel des Speßtalmoores illustrieren.

Mit dem Beginn der Zone 5a fallen die Werte von *Pinus* und *Fagus* stark ab. Dabei überrascht besonders der schnelle und intensive Rückgang der Kiefer, die ohnehin im Waldbild recht gering vertreten war. Schon in der Mitte von 5a war die Umgebung des Speßtalmoores wohl kiefernfrei. Von Beginn an wurde Brandrodung eingesetzt, wie dies an den sprunghaft gestiegenen Holzkohlewerten erkennbar ist. Die Rodung der Buche vollzog sich allmählicher. Im Zuge des Rückgangs von *Pinus* und *Fagus* nimmt der Anteil an *Quercus* zu. Dies kann im Gesamtkontext nur im Sinne einer selektiven Holznutzung interpretiert werden, wobei die Eiche klar zum Zwecke der Waldweide gefördert wurde. Interessant ist hierbei die Rolle von *Pteridium*, dessen Kurve in 5a steil ansteigt. Adlerfarn gilt als guter Indikator für Waldweide, da er aufgrund giftiger und geschmackswidriger Inhaltsstoffe vom Viehverbiss verschont wird (BEHRE 1981, POTT & HÜPPE 1991). Darüber hinaus ist die Bedeutung des Adlerfarns als Anzeiger für Brandrodung mehrfach belegt (z. B. BRANDE 1985). Der Abfall der *Pteridium*-Kurve in 5b, der parallel zum Abfall der Holzkohle-Kurve verläuft, bekräftigt letztere Deutung. Neben der Förderung von *Quercus* für die Hude wurde die Eiche hier offensichtlich schon im Mittelalter in geringem Umfang für die Holzkohleherstellung genutzt. So konnten HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT (2004) bei der Untersuchung von historischen Meilerplätzen auch ein *Quercus*-Kohlstück (datiert auf 1165–1280) nachweisen. Die *Fagus*-Kurve fällt in Zone 5b weiter ab und erreicht gegen Ende der Zone mit 4 % ein absolutes Minimum. Somit wurde die Buche während des gesamten Hochmittelalters im Einzugsgebiet des Speßtalmoores kontinuierlich eingeschlagen. Zone 5b umfasst daher die

Zeit der größten Waldauflichtung. Dies zeigt sich in sprunghaft ansteigenden Werten heliophiler Gehölze (*Corylus*, *Populus* sowie *Betula* p.p.) sowie im Anstieg der Poaceae-Kurve. Zusammen mit den Nachweisen von *Genista*-Typ und *Ilex* (nur Diagramm Schwanental) stellt sich hier ein anthropo-zoogener Vegetationskomplex aus grasreichen Eichen-Hudewäldern und Besenginster säumen dar, der von birkenreichen Regenerationsstadien durchsetzt war. Die Stechpalme profitiert besonders von den lichten Verhältnissen im Eichenwald und gelangt unter diesen Umständen auch zur Blüte. Zudem wird *Ilex* aufgrund seiner stacheligen Hartlaubblätter weitgehend vom Großvieh gemieden und bei der Hude somit positiv ausgelesen (POTT 1990). Waldweide wurde im Pfälzerwald vorrangig von den ansässigen Klöstern und ihren Grangien, aber auch von den neugegründeten Siedlungen betrieben (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Eine großflächige Umwandlung von Wald in Ackerland ist angesichts der Reliefverhältnisse in der Umgebung der Moore nicht vorstellbar und wird durch die relativ geringen *Secale*-Werte auch nicht gestützt.

Neben Waldauflichtungen dürften sich die Rodungen auch direkt auf den Wasserhaushalt der Umgebung ausgewirkt haben, da eine verringerte Transpirationsleistung des Waldes den Wasserabfluss im bewegten Relief erhöht. Eine daraus folgende bessere Wasserversorgung der Moore kann zu beschleunigtem Moorwachstum und zu Oligotrophierungstendenzen führen, ebenso wie zur Ausbildung von Wasserkissen in Kesselmooren oder gar Moorüberflutungen und ist sowohl im Flachland als auch im Mittelgebirge im Zusammenhang mit umfangreichen Rodungen bekannt (JESCHKE 1990, SUCCOW & JOOSTEN 2001). Im Speßtalmoor ist nun eine Sukzession in der Moorvegetation zu beobachten, die als Folge verbesserter Wasserversorgung mit einhergehender Basenverarmung erklärt werden kann. Es handelt sich hierbei um die Herausbildung von Birkenbruchwäldern mit *Frangula* und *Sorbus aucuparia* sowie *Salix* (hier wohl *S. cinerea*, *S. aurita*). Zwar kann ein Teil der stark angestiegenen Pollenwerte, insbesondere von *Betula* und *Sorbus*, auch den birkenreichen Regenerationsstadien des Wald-

weidekomplexes zugeschrieben werden (s. o.), doch sind Anstiege von *Betula* auf fast 500 % und von *Sorbus* (entomogam!) auf über 20 % nur mit lokalem, d. h. mooreigenem Pollenniederschlag erklärbar. Erlenarme Bruchwälder entstehen, wenn der Basengehalt unter 0,1 mg CaO/l sinkt (ELLENBERG 1996). Dies wurde offensichtlich durch einen sprunghaft ansteigenden Bodenwasserzufluss vermittelt, der die Versauerung förderte. Stratigraphisch schlägt sich die verbesserte Wasserversorgung in zwischenzeitlich häufigeren Nachweisen von *Sphagnum*-Blättchen nieder (siehe Tab. 2). Die rodungsbedingte Veränderung der Moorvegetation wird dadurch gestützt, dass mit dem Nachlassen der Rodungsintensität in Zone 6 die Erle wieder die Vorherrschaft im Speßtalmoor übernimmt. Den einsetzenden Nachweisen von *Osmunda* zufolge setzte ab dem Hochmittelalter in beiden Mooren eine stärkere Versauerung ein. *Osmunda regalis* ist Charakterart des Sphagno-Alnetums und dient als Differentialart, die auf größere Bodensäure hinweist. Dabei lösen die Nachweise des Säurezeigers *Osmunda* ab der Zone 5 die Basenzeiger *Succisa* und *Primula clusiana*-Typ (*Chrysosplenium* sp.) ab. Im gesamtstratigraphischen Zusammenhang können daher die Versauerungsvorgänge nur mit anthropogener Waldnutzung in Verbindung gebracht werden. Somit scheint die nun fortschreitende Bewirtschaftung der Wälder die Ausbreitung des Königsfarns indirekt gefördert zu haben, denn zumindest im Schwanental häufen sich die Nachweise in der jüngsten Zone. Die in der Roten Liste von Deutschland (3+) und Rheinland-Pfalz (2) aufgeführte Art tritt auch heute stellenweise im Pfälzerwald auf (SCHULZE 1965, TRÖGER 1998).

Der Übergang zur Zone 6 mit einem deutlichen Rückgang der Siedlungszeiger, dem Rückgang der *Quercus*- und dem Anstieg der *Fagus*-Kurve ist im Diagramm Schwanental nicht scharf zu fassen, wohingegen diese Phase der Landschaftsentwicklung im Speßtalmoor in hoher zeitlicher Auflösung widergespiegelt wird. Hier verläuft der Rückgang der Siedlungszeiger parallel zur Kurve der Holzkohlepartikel und beschreibt eine Landnutzungsänderung, die mit den Auswirkungen der spätmittelalterlichen Wüstungsperiode erklärbar wäre, welche in der

zweiten Dekade des 14. Jhs. im Pfälzerwald einsetzte (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004) und im Einzugsgebiet des Speßtalmoores offensichtlich erst im 15. Jh. zur Geltung kam. Der verringerte Nutzungsdruck auf die Wälder führte zur Regeneration der Buchenbestände auf den mittleren Standorten. Dadurch tritt *Quercus* im Pollenniederschlag wieder zurück. Gegen Ende der Zone erreicht *Fagus* ein Maximum von 53 % und weist damit sogar höhere Werte auf als vor dem Einsetzen der hochmittelalterlichen Rodungen. Parallel zum *Fagus*-Anstieg fällt die Kurve der Poaceae ab. Dies illustriert die zunehmende Beschattung in den mesophilen Wäldern am Speßberg und die Veränderung der ehemals grasreichen lichten Eichenwälder. Während die Waldregeneration auf den mittleren Standorten fortschritt, verlagerte sich der Weidedruck auf die trockenen Standorte. Ein typisches Anzeichen dafür ist die Ausbreitung von Wacholderheiden, wie dies durch das Einsetzen der *Juniperus*-Kurve gezeigt wird. Durch die Beweidung wird ebenso die Kiefer gefördert, da sie wie der Wacholder vom Vieh gemieden wird. Die weidebedingten Waldauflichtungen der Trockenstandorte begünstigten auch die weitere Ausbreitung von *Populus*.

Zu Beginn der Zone 7 steigen wieder die Werte der Getreide incl. *Secale* an. Der verstärkte, nun neuzeitliche Landnutzungsdruck spiegelt sich auch in der schlagartig wieder einsetzenden Kurve der Holzkohle-Partikel wider. Diese und der Rückgang von *Fagus* sind Zeugnis der einsetzenden Meilerwirtschaft im Pfälzerwald. Zwar setzte die Massenköhlerei erst ab 1724 mit der Errichtung von Eisenschmelzen und Hammerwerken ein, doch weisen sowohl datierte Holzkohlefunde, als auch sprachgeschichtliche Belege darauf hin, dass es in den Wäldern um Johanniskreuz schon vor dieser Epoche einzelne Kohlstellen gegeben hat (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Der neuzeitliche, köhlereigeprägte Waldumbau indes ähnelt in den Grundzügen dem des hochmittelalterlichen Landesausbaus, bleibt allerdings in seiner Intensität deutlich hinter jenem zurück. Zudem sind in dieser Phase die Standorte der Kiefer, deren Kurve weiter ansteigt, nicht vom Einschlag betroffen. Dar-

auf weisen auch die Kohlholzspektren hin, in denen *Pinus* nur eine untergeordnete Rolle spielt (HILDEBRANDT & HEUSER-HILDEBRANDT 2004). Der Rückgang der *Populus*-Kurve an der Grenze zu Zone 7 bestätigt, dass sich die Espe während der Buchenausbreitung auf den trockenen und nicht auf den mittleren Standorten ausgebreitet hatte und nun im Zuge der Sukzession von der Kiefer und wohl auch der Eiche abgelöst wurde.

Der synchrone Anstieg der *Pinus*- und *Picea*- sowie im Schwanentalmoor auch der *Abies*-Kurve (Zone 8) reflektiert das Einsetzen der Forstwirtschaft ab dem ausgehenden 18. Jh. Kiefernkulturen sind im Pfälzerwald ab etwa 1750 nachzuweisen, doch wurde mit der planmäßigen Umwandlung des Laubwaldes erst gegen Ende des 18. Jhs. begonnen. So wurden im Forstamt Johanniskreuz die ersten Kiefern gegen 1770 eingeführt und in der Zeit von 1772 bis 1790 große Schläge mit Kiefern, Fichten und auch Lärchen angesät (MÜNCH & KÜNKELE 1923). Zusammen mit dem Steilanstieg der *Pinus sylvestris*-Typ-Kurve beginnt auch die Kurve vom *Pinus cembra*-Typ (hier *P. strobus*) und reflektiert die im 19. Jh. einsetzende Anpflanzung der Weymouthskiefer im Gebiet, wenn auch ein Großteil des von der Strobe produzierten Pollens sich nicht vom Pollen der Waldkiefer trennen lässt und in der *Pinus sylvestris*-Typ-Kurve enthalten ist (vgl. Beug 2004). Die ansteigenden Werte vom *Larix*-Typ spiegeln ebenfalls forstliche Maßnahmen wider (*Larix*, *Pseudotsuga*). Während der Lärchenanbau schon früh belegt ist (s. o.), scheint die ab der Mitte der Zone 8 weiter ansteigende Kurve die Anpflanzung der Douglasie zu reflektieren, die ab dem Ende des 19. Jhs. im Gebiet um Johanniskreuz gefördert wurde (B. STECKEL, frd. mdl. Mitt.).

Die Kurve von *Castanea* setzt gegen Ende der Zone 4 ein und ist ab dem Mittelalter geschlossen. Die in Zone 8 deutlich gestiegenen Werte sind Zeugnis der forstlichen Pflege der Edelkastanien, die bei der Wiederbewaldung des Haardtrandes ab 1814 bevorzugt wurden (HIMMLER & RÖLLER 2001). Dort findet sie auch heute die günstigsten Bedingungen und verhält sich infolge subspontaner Ausbreitung wie eine einheimische Baumart. Die geringen Vorkommen im Pfälzerwald – sie ist in < 2 % aller

Waldbestände enthalten – sind auf Forstgärten, Rastplätze und Durchgangswege beschränkt, wo die Kastanie als Kulturfolger Fuß fasst (LANG, W. 1970). Auch heute finden sich entlang der Wege um Johanniskreuz einige stattliche Exemplare. Während *Castanea* und *Juglans* seit der Römischen Kaiserzeit in der Pfalz eingebürgert sind, treten in der forstlich geprägten Waldentwicklungsphase weitere nichteinheimische Laubgehölze hinzu. Dazu zählen *Platanus* und *Aesculus*, wobei erstere in den Pollendiagrammen regelmäßig nachgewiesen wird. Das Einsetzen der Nachweise mit Beginn der Zone 8 spricht dafür, dass die Platane, die zwar schon vor 1700 in Deutschland, erst gegen Ende des 18. Jhs. im Pfälzerwald kultiviert wurde. Eine ähnlich späte Kultivierung ist auch aus dem Berliner Raum bekannt (KOWARIK 1992).

6 Schlussfolgerungen

Mit den vorliegenden Pollendiagrammen wurde eine vegetationsgeschichtliche Forschungslücke in Südwestdeutschland geschlossen und ein weiterer Baustein für vergleichende Studien der holozänen Wald- und Moorentwicklung in Deutschlands Bundslandsteingebirgen gelegt. Zur Einschränkung sei allerdings darauf hingewiesen, dass die hier präsentierten Diagramme sich nur bedingt als regionale Standardprofile für die Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes eignen. Dies ergibt sich aus dem geringen Polleneinzugsgebiet der untersuchten Kleinstmoore, welche hauptsächlich den Pollenniederschlag aus der unmittelbaren Nachbarschaft der Moore – bis mehrere 10 m – erfassen (CALCOTE 1995, LANG 1994). Während die aufgezeigten Vegetationsveränderungen auf Bestandesebene durchaus exemplarischen Charakter für die natürliche Waldentwicklung des Pfälzerwaldes haben, können die Diagramme die Widerspiegelung des regionalen Siedlungsgeschehens nicht leisten, sondern sie zeigen lediglich lokale Eingriffe in die Bestandsstruktur. Dies wird schon allein durch die abweichenden Kurvenverläufe in den Zonen 5 bis 7 deutlich, obwohl die Bohrpunkte der beiden Moore nur etwa 1.200 m voneinander entfernt liegen. Darüber hinaus weisen zeitliche Inkonsistenzen zum regionalen Siedlungsverlauf (z. B. Einsetzen der spätmittelalterlichen

Wüstungsphase) darauf hin, dass Dauer und Intensität der im Diagramm Speßtalmoor erfassten Siedlungsphasen lokalspezifisch sind.

Die für die Erfassung des regionalen Pollenniederschlags erforderlichen großflächigen Vermoorungen sind rar. Aus naturräumlicher und siedlungsgeschichtlicher Sicht wäre daher eine erneute Untersuchung des bis zu 600 m breiten Talbodens der Moosalbe, in unmittelbarer Nähe zur mittelalterlichen Grangie des Lauberhofs interessant. PRECHT (1953) erbohrte dort bis zu 200 cm pollenführende Sedimente, die bis in die späte Wärmezeit zurückreichen, wie dies die lindenreichen Basisproben ohne *Fagus* und *Carpinus* zeigen. Ergänzend dazu sind weitere Untersuchungen in den zahlreichen Quell- bzw. Quell-Hangmooren (z. B. TRÖGER 1998) oder in den Woogen (ROWECK *et al.* 1988) wünschenswert. Hierbei können Fragen der standörtlichen Differenzierung der grundwassernahen natürlichen Vegetation und die Klärung der natürlichen Verbreitungsgrenze von *Abies* von großem Interesse sein.

7 Dank

Der Autor möchte an dieser Stelle Prof. Dr. H. Hildebrandt, Mainz, für die Initiierung des Forschungsprojektes und die Einwerbung der Mittel für ¹⁴C-Datierungen danken. Weiterhin danke ich folgenden Personen: Dr. B. Heuser-Hildebrandt, Mainz, und Dr. F. Bittmann, NIhK Wilhelmshaven, für Hilfe bei der Geländearbeit, Dr. A. Hölzer, Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, und Dr. S. Schloß, Jockgrim, für Literaturrecherchen und Diskussion und Forstdirektor B. Steckel, Forstamt Johanniskreuz, für Hinweise zur Forstgeschichte. K. Behrend, NIhK Wilhelmshaven, führte die Probenaufbereitungen durch. Bei der Erstellung der Grafiken halfen R. Kiepe, NIhK Wilhelmshaven, und M. Müller, Universität Münster. Ihnen allen gilt mein herzlicher Dank.

8 Literatur

- BEHRE, K.-E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. – *Pollen et Spores*, **23**: 225–245; Paris.
- BEHRE, K.-E. (1992): The history of rye cultivation.

- Vegetation History and Archaeobotany, **1**: 141–156; Heidelberg.
- BEHRE, K.-E. & KUČAN, D. (1994): Die Geschichte der Kulturlandschaft und des Ackerbaus in der Siedlungskammer Flügeln, Niedersachsen, seit der Jungsteinzeit. – Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet, **21**: 1–227; Oldenburg.
- BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung. – 542 S., 29 Abb., 13 Tab., 120 Taf.; München (Pfeil).
- BOHN, U., NEUHÄUSL, R., GOLLUB, G., HETTWER, C., NEUHÄUSLOVÁ, Z., SCHLÜTER, H. & WEBER, H. (2003): Karte der natürlichen Vegetation Europas. Maßstab 1:2.500.000. Teil 1: Erläuterungsteil mit CD-ROM. – 655 S.; Münster (Landwirtschaftsverlag).
- BOISELLE, R. & OBERDORFER, E. (1957): Der Pfälzer Wald, ein natürliches Verbreitungsgebiet der Kiefer. – Allgemeine Forst- und Jagdzeitung, **128**: 212–219; Frankfurt/M.
- BRANDE, A. (1985): Mittelalterlich-neuzeitliche Vegetationsentwicklung am Krummen Fenn in Berlin-Zehlendorf. – Verhandlungen des Berliner Botanischen Vereins, **4**: 3–65; Berlin.
- CALCOTE, R. (1995): Pollen source area and pollen productivity: evidence from forest hollows. – Journal of Ecology, **83**: 591–602; Oxford.
- DIERSCHKE, H. (2005): Laurphyllisation - auch eine Erscheinung im nördlichen Mitteleuropa? Zur aktuellen Ausbreitung von *Hedera helix* in sommergrünen Laubwäldern. – Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft, **17**: 151–168; Hannover.
- DÖRFLER, W., EVANS, A., NAKOINZ, O., USINGER, H. & WOLF, A. (2000): Wandel der Kulturlandschaft als Ausdruck kulturellen Wandels? Pollenanalytische und siedlungsarchäologische Untersuchungen zur Romanisierung in der Vulkaneifel. – In: HAFFNER, A. & VON SCHNURBEIN, S. (Hrsg.): Kelten, Germanen, Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen: 129–146; Bonn (Habelt).
- DUBOIS, G., DUBOIS, C., HÉE, A. & WALTER, E. (1938): La végétation et l'histoire de la tourbière d'Erlenmoos en Vosgovie. – Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de la Moselle, **35**: 41–54; Metz.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. – 5. Aufl., 1095 S., 623 Abb., 170 Tab.; Stuttgart (Ulmer).
- FIRBAS, F. (1934): Zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsentwicklung der Rheinpfalz. – Beihefte zum Botanischen Centralblatt, **52**: 119–156; Dresden.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Band: Allgemeine Waldgeschichte. – 480 S., 163 Abb.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F. (1952): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 2. Band: Waldgeschichte der einzelnen Landschaften. – 256 S., 18 Abb.; Jena (Fischer).
- FIRBAS, F., GRÜNING, G., WEISCHEDEL, I., & WORZEL, G. (1948): Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. – Bibliotheca Botanica, **121**: 1–76; Stuttgart.
- FRENZEL, B. (1991): Die vormittelalterliche Besiedlungsgeschichte des westlichen Hunsrücks und der Westeifel nach paläobotanischen Befunden. – In: HAFFNER, A. & MIRON, A. (Hrsg.): Studien zur Eisenzeit im Hunsrück-Nahe-Raum: 309–336; Trier (Rheinisches Landesmuseum).
- FREUND, H. (1994): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung im westlichen Weserbergland. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde, **56** (1): 1–103; Münster.
- FRIEDMANN, A. (2000): Die spät- und postglaziale Landschafts- und Vegetationsgeschichte des südlichen Oberrheintiefendes und Schwarzwalds. – Freiburger Geographische Hefte, **62**: 1–222; Freiburg.
- GEIGER, M. (1987): Der Pfälzerwald im geographischen Überblick. – In: GEIGER, M., PREUß, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald. Porträt einer Landschaft: 9–58; Landau (Pfälzische Landeskunde).
- HÄBERLE, D. (1913): Die natürlichen Landschaften der Rheinpfalz. – In: Wanderbüchlein des Pfälzerwald-Vereins, Sonderabdruck: 19–94; Kaiserslautern (Kayser).
- HAILER, N. (1969): Die Traubeneiche im Pfälzer Wald. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **16**: 51–95; Bad Dürkheim.
- HATT, J.-P. (1937): Contribution à l'analyse pollinique des Tourbières du Nord-Est de la France. – Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, **4**: 1–79; Strasbourg.
- HILDEBRANDT, H. & HEUSER-HILDEBRANDT, B. (2004): Kulturlandschaftsgenetische und bestandsge-

- schichtliche Untersuchungen anhand von Kohlenholzspektren aus historischen Meilerplätzen, Pollendiagrammen und archivalischen Quellen im Naturpark Pfälzerwald, Forstamt Johanniskreuz. – 124 S.; Mainz (Ministerium für Umwelt und Forsten von Rheinland-Pfalz).
- HIMMLER, H. & RÖLLER, O. (2001): Oberrheingebiet: Vielfalt der Ökosysteme zwischen Pfälzerwald und Rhein. – Petermanns Geographische Mitteilungen, **145**: 36–41; Gotha.
- HÖLZER, A. & HÖLZER, A. (1994): Studies on the vegetation history of the Lautermoor in the Upper Rhine Valley (SW-Germany) by means of pollen, macrofossils and geochemistry. – Dissertationes Botanicae, **234**: 309–336; Berlin.
- HÖLZER, A. & HÖLZER, A. (2002): Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte im Großen und Kleinen Muhr an der Hornisgrinde (Nordschwarzwald). – Mitteilungen des Vereins für Forstliche Standortskunde und Forstpflanzenzüchtung, **42**: 31–44; Stuttgart.
- JAESCHKE, J. (1938): Zur nacheiszeitlichen Waldgeschichte der Rhein- und Saarpfalz. – Beihefte zum Botanischen Centralblatt, **58/B (2)**: 235–245; Dresden.
- JAHNS, S. (2005): The later Holocene history of vegetation, land-use and settlements around the Ahlequellmoor in the Solling area, Germany. – Vegetation History and Archaeobotany, **15**: 57–63; Heidelberg.
- JESCHKE, L. (1990): Der Einfluß der Klimaschwankungen und Rodungsphasen auf die Moorentwicklung im Mittelalter. – Gleditschia, **18**: 115–123; Berlin.
- KEDDIGKEIT, J. (1987): Der Pfälzerwald als historisch-politischer Raum. – In: GEIGER, M., PREUß, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald. Porträt einer Landschaft, **63–92**; Landau (Pfälzische Landeskunde).
- KEIPER, J. (1916): Die Linde im Pfälzerwald und in den übrigen Waldgebieten der Pfalz. I.–III. Teil. – Forstwissenschaftliches Centralblatt, **38**: 223–238, 309–327, 360–369; Berlin.
- KOWARIK, I. (1992): Einführung und Ausbreitung nichteinheimischer Gehölze in Berlin und Brandenburg. – Verhandlungen des Botanischen Vereins von Berlin und Brandenburg, Beiheft **3**, 188 S.; Berlin.
- LAGIES, M. (2005): Palynologische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte von Spessart und Odenwald während des jüngeren Holozäns. – Materialhefte zur Archäologie in Baden-Württemberg, **73**: 169–271; Stuttgart.
- LANG, G. (1958): Neue Untersuchungen über die spät- und nacheiszeitliche Vegetationsgeschichte des Schwarzwaldes. III. Der Schurmsee im Nordschwarzwald. Ein Beitrag zur Kiefernfrage. – Beiträge zur naturkundlichen Forschung in Südwestdeutschland, **17**: 20–34; Karlsruhe.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. – 462 S., 177 Abb., 54 Tab.; Jena (Fischer).
- LANG, G. (2003): Immigration and expansion of *Tilia* in Europe since the last Glacial. – In: TONKOV, S. (Hrsg.): Aspects of Palynology and Palaeoecology. Festschrift Bozilova, 21–41; Sofia (Pensoft).
- LANG, G. (2005): Seen und Moore des Schwarzwaldes. – Andrias, **16**: 1–160; Karlsruhe.
- LANG, W. (1970): Die Edelkastanien, ihre Verbreitung und ihre Beziehung zu den naturgegebenen Grundlagen. 2. Teil. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **17**: 81–124; Bad Dürkheim.
- LANG, W. (1971): Die Edelkastanien, ihre Verbreitung und ihre Beziehung zu den naturgegebenen Grundlagen. 3. Teil. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **18**: 86–160; Bad Dürkheim.
- METCALFE, D. J. (2005): *Hedera helix* L. – Journal of Ecology, **93**: 632–648; Oxford.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): Pollen analysis. – 2. Aufl., 216 S.; Oxford (Blackwell).
- MÜNCH, C. & KÜNKELE, T. (1923): Die Herkunft der pfälzischen Kiefern. – Forstwissenschaftliches Centralblatt, **45**: 401–415; Berlin.
- OBERDORFER, E. (1992): Süddeutsche Pflanzengesellschaften. Teil IV Wälder und Gebüsche. Textband. – 2. Aufl., 282 S., 3 Abb.; Jena (Fischer).
- POTT, R. (1990): Die nacheiszeitliche Ausbreitung und heutige pflanzensoziologische Stellung von *Ilex aquifolium* L. – Tuexenia, **10**: 497–511; Göttingen.
- POTT, R. & HÜPPE, J. (1991): Die Hudelandschaften Nordwestdeutschlands. – Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde, **53 (1/2)**: 1–313; Münster.
- PRECHT, J. (1953): Pollenanalytische Untersuchungen zur Kiefernfrage im Pfälzerwald. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **3**: 150–153; Bad Dürkheim.
- ROLLER, O. (1987): Vor- und Frühgeschichte, Römer-

- zeit, Völkerwanderung. – In: GEIGER, M., PREUß, G. & ROTHENBERGER, K.-H. (Hrsg.): Der Pfälzerwald. Porträt einer Landschaft, 59–62; Landau (Pfälzische Landeskunde).
- RÖSCH, M. (1996): Type regions D-n, D-1 and D-r, South-West Germany. – In: BERGLUND, B. et al. (Hrsg.): Palaeoecological events during the last 15000 years, 523–542; Chichester (Wiley).
- ROWECK, H., AUER, M. & BETZ, B. (1988): Flora und Vegetation dystropher Teiche im Pfälzerwald. – Pollichia-Buch Nr. 15, 1–221; Bad Dürkheim.
- SANGMEISTER, E. (1993): Zeitspuren. Archäologisches aus Baden. – 238 S.; Freiburg (Kehrer).
- SCHULZE, G. (1965): Die Verbreitung des Königsfarns (*Osmunda regalis* L.) in der Pfalz. – Mitteilungen der Pollichia III. Reihe, **12**: 292–303; Bad Dürkheim.
- SMETTAN, H. (1985): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsgeschichte der Umgebung von Sersheim, Kreis Ludwigsburg. – Fundberichte aus Baden-Württemberg, **10**: 367–421; Stuttgart.
- STALLING, H. (1983): Untersuchungen zur nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte des Meißners (Nordhessen). – Flora, **174**: 357–376; Jena.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analyses. – Pollen et Spores, **13**: 615–621; Paris.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. (1993): Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. – Radiocarbon, **35**: 215–230; Tucson.
- SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde. – 2. Aufl., 622 S., 223 Abb., 136 Tab., 104 Farbbilder; Stuttgart (Schweizerbart).
- SUDHAUS, D. (2005): Paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsgenese des Ostschwarzwaldes im Vergleich mit den Buntsandsteinvogesen. – Freiburger Geographische Hefte, **64**: 1–153; Freiburg.
- TRÖGER, U. (1998): Pflanzensoziologische Bearbeitung ausgesuchter Quellen des Pfälzerwaldes unter besonderer Berücksichtigung der Acidität. – Mitteilungen der Pollichia, **85**: 153–196; Bad Dürkheim.
- WALLER, M. P., BINNEY, H. A., BUNTING, M. J. & ARMITAGE, R. A. (2005): The interpretation of fen carr pollen diagrams: pollen-vegetation relationships within the fen carr. – Review of Palaeobotany and Palynology, **133**: 179–202; Amsterdam.
- WILDE, J. (1927): Die Kiefer in der Pfalz. – Forstwissenschaftliches Centralblatt, **49**: 409–425; Berlin.
- WOLTERS, S. (2002): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung in der Döberitzer Heide (Brandenburg). – Dissertationes Botanicae, **366**: 1–157; Berlin.

The difference between pollen types and plant taxa: a plea for clarity and scientific freedom

PIM DE KLERK & DR. HANS JOOSTEN^{*}

Keywords: palynological methods, pollen morphology, pollen type nomenclature

Abstract: This paper discusses the character of pollen types. We argue that pollen types and plant taxa are completely different entities (morphological and taxonomical respectively) and therefore should be treated and displayed differently. Common problems in conventional pollen type nomenclature are illustrated with examples from present day European palynological practice. We plead for clarity in pollen type nomenclature and for the scientific freedom to use ‘unconventional’ methods to avoid confusion.

[Der Unterschied zwischen Pollentypen und Pflanzentaxa: Ein Plädoyer für Deutlichkeit und wissenschaftliche Freiheit]

Zusammenfassung: Dieser Artikel diskutiert den Charakter von Pollentypen. Wir argumentieren, dass Pollentypen und Pflanzentaxa komplett unterschiedliche Entitäten (morphologische bzw. taxonomische) sind, und deswegen unterschiedlich behandelt und dargestellt werden sollten. Allgemeine Probleme der konventionellen Nomenklatur von Pollentypen werden anhand von Beispielen aus der europäischen palynologischen Praxis illustriert. Wir plädieren für Deutlichkeit in der Nomenklatur von Pollentypen und für die wissenschaftliche Freiheit, ‚unkonventionelle‘ Methoden zu benutzen, um Verwirrung zu vermeiden.

1 Introduction

Recently, a debate arose between the first author of this paper and the previous editor of *Eiszeitalter und Gegenwart* on the display of pollen type names. In a submitted article (DE KLERK 2004a) pollen type names were displayed in SMALL CAPITALS in order to distinguish them clearly from names of plant taxa, as we had proposed earlier in a major international palynological journal (JOOSTEN & DE KLERK

2002). The referees of the manuscript provided many valuable comments, but formulated no criticism on this display of pollen type names, indicating that they – although not necessarily agreeing with it – at least permitted it. Only in the stage of printing, the display was prohibited by the editorial board because it “violated the common practice of the journal”. We were invited, however, to present our viewpoints in a paper.

Also other journals have recently refused the use of SMALL CAPITALS for pollen type names against the wishes of the authors (e.g. KAFFKE & KAISER 2002, LORENZ & SCHULT 2004, JOOSTEN & DE KLERK 2007a, b) because this would be a “violation of internationally established and applied rules”, because “the usual conventions were preferred”, or without giving any reasons at all.

For outsiders, the issue might appear a debate on merely typography. To our opinion, howe-

* Anschrift der Verfasser: P. DE KLERK Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, Erbprinzenstraße 13, D-76133 Karlsruhe, Germany; pimdeklerk@web.de

DR. H. JOOSTEN Institute of Botany and Landscape Ecology, Ernst-Moritz-Arndt University, Grimmer Straße 88, D-17487 Greifswald, Germany; joosten@uni-greifswald.de

ver, there are such distinct differences between pollen types and plant taxa, that they should not be treated as equivalents: the display of pollen type names is a scientific, not a typographic theme.

The present paper summarises our viewpoints and conclusions, pleads for scientific freedom, and invites the scientific audience to participate in the discussion. For pollen morphological reference, we use the main central/western European pollen identification keys of FÆGRI & IVERSEN (1989), MOORE et al. (1991), BEUG (2004), and the Northwest European Pollen Flora (PUNT 1976, PUNT & CLARKE 1980, 1981, 1984, PUNT et al. 1988, 1995, 2003, PUNT & BLACKMORE 1991). Although FÆGRI & IVERSEN (1989) systematically abbreviate the suffix 'type' with t., we write this in full in order to prevent confusion. We use the term 'pollen' to represent both pollen and spores of vascular plants and bryophytes (cf. 'sporomorphs' sensu ERDTMAN 1947). We use SMALL CAPITALS for pollen type names, to make our point clear.

2 Plant taxa and pollen types

Plant taxa are botanical objects. Their features have been described in great detail in taxonomic studies according to scientific methods that have developed over centuries since the work of Linnaeus (cf. STAFLEU & COWAN 1976). Of all described plant taxa, type specimens exist in plant herbaria that can always be studied in order to check the original descriptions and features (cf. HOLMGREN et al. 1990). The features are also described elaborately in flora works that allow taxonomical identification of plants. Whereas plant taxonomy is the science of classifying plants, the naming of plants (i.e. plant nomenclature) is a different (although closely related) discipline with its own rules and conventions (cf. GREUTER et al. 2000).

Pollen grains are produced by plants and, thus, are also botanical objects. Since all plants produce their own genetically distinct pollen, in theory all pollen grains can (with modern genetic techniques) be attributed to a specific plant species, and even – except for clones – to individual plants. In common palaeopalynological praxis that focuses on the properties of the

pollen wall that are maintained in fossil conditions, this is not possible because many plant taxa produce pollen grains whose pollen walls morphologically resemble each other to such extent that a differentiation can not be made with standard light-microscopy. One would expect that taxonomically related plants would produce morphologically similar pollen grains. Indeed this is largely the case with some families like the Poaceae, the Rubiaceae, and the Chenopodiaceae and Amaranthaceae (cf. FÆGRI & IVERSEN 1989, MOORE et al. 1991, BEUG 2004), but it is certainly no general phenomenon. The family Polygonaceae, for example, comprises species with highly diverse pollen (cf. PUNT et al. 1988). Other families produce predominantly uniform pollen types but include some species with completely deviant types, whereas also the opposite occurs that pollen grains with much morphological resemblance are produced by taxonomically totally unrelated species (for examples see JOOSTEN & DE KLERK 2002: 32). It is, thus, principally impossible to identify taxonomical relationships between large sets of plant species solely on the base of pollen morphology.

Pollen morphologists describe morphological features of pollen grains to classify pollen. There are basically two approaches to morphological pollen classification (cf. BIRKS & BIRKS 1980). "Intrinsic" classification departs from the morphological properties of pollen grains independent of their taxonomical relationships, and therefore merely classifies a collection of morphological objects (cf. "formtaxa"). Such an approach is applied by e.g. IVERSEN & TROELS-SMITH (1950, 1980) and VAN DER HAMMEN (1956) and proved valuable for pre-Quaternary palynology where a relation to the producing taxa is absent or only assumed. "Extrinsic" classification departs from actual, correctly identified, plant taxa from which the pollen morphological properties are described. The latter results in "taxomorphological" pollen types for which there is no doubt from which plant species the pollen originates. This approach is used in most identification keys for Quaternary pollen: these are not based on fossil pollen but on palynomorphic studies of present-day plant material. Contrary to the de-

scriptions of plant taxa, there are normally no pollen morphological “type” examples of the described taxomorphological pollen types.

Quaternary palaeopalinologists, who study fossil pollen, do not classify but identify pollen. They identify an observed fossil pollen grain as belonging to a specific morphological category that is subsequently attributed to a specific taxomorphological pollen type known from the pollen morphological literature. In this way the observed pollen types are directly translated into known plant taxa. The advantage of this practice is that all ecological information about the plant taxa that were studied pollen morphologically to classify the taxomorphological types can directly be applied to the observed fossil pollen.

There are, however, many possible defective links between fossil pollen types and actually existing plant taxa (JOOSTEN & DE KLERK 2002):

1: There is no strict connection between pollen morphological types and plant taxa (as illustrated above).

2: Pollen morphological literature is incomplete and does not provide the full palynomorphological diversity of the native flora of a study area: plant taxa might exist that produce pollen grains similar to that of other plant taxa without it being known. This not only applies to regions in the world where pollen morphological inventory is still in its infancy (cf. HOOGHIEMSTRA & VAN GEEL 1998), but even applies to Northwestern Europe. The Northwest European Pollen Flora, the worlds most detailed pollenmorphological study, still covers only around 55 out of 130 families, and ca. 600 species out of 2500 species present in the study area (JOOSTEN & DE KLERK 2002). BEUG (2004) studied pollen of 2500 plant species, but distinguishes conspicuously less morphological types per family than the Northwest European Pollen Flora.

3: The fossil pollen may originate from another collection of species than has been used for taxomorphological classification in e.g. a pollen flora. Such “exotic” pollen is attributable to long-distance transport (by air, flowing water, driftwood, animals, or humans), erosional redeposition, and contamination (cf. e.g. IVERSEN 1936, SCAMONI 1955, VUORELA 1972, VAN DER

WOUDE 1983, VAN DER KNAAP 1987, HJELMROOS 1991, JOOSTEN & VAN DEN BRINK 1992, HJELMROOS & FRANZÉN 1994, DE KLERK et al. 1997, LAURSEN et al. 1997, for further references see JOOSTEN & DE KLERK 2002: 32-33). There is no problem when the exotic pollen is unambiguously recognized as such, e.g. pollen attributable to thermophilous plant taxa in Lateglacial sections (cf. IVERSEN 1936). Pollen of an extinct taxon, however, might be easily ascribed to a too small set of taxa if redeposition remains unnoticed, e.g. pollen of Restionaceae (a family that became extinct in Europe) as that of the pollen morphologically similar Poaceae (cf. CHANDA & ERDTMAN 1965). Another example of erroneous linkage of palynomorphological objects and plant taxa is when non-pollen palynomorphs are mistaken for pollen grains, e.g. the confusion between JUNIPERUS pollen and certain algal and bryophyte spores (MOORE 1980), the confusion between pollen of *Lemna* and similar-looking moss spores (cf. BÓROS & JÁRAI-KOMLODI 1975), or the identification of *Spirogyra-like* spores as MAGNOLIA pollen (VAN GEEL & GRENFELL 1996).

4: Corrosion, degradation, and mechanical damage of pollen grains might proceed to such degree, that unambiguous identification is impossible and that confusion with other pollen morphological entities might occur (for examples see JOOSTEN & DE KLERK 2002: 34).

There are, therefore, significant differences between the concepts of ‘plant taxa’ and ‘palynomorphological types’. It is impossible to ascribe fossil pollen beyond any doubt to a recent and native plant taxon that produces the same pollen type. Assignment of fossil pollen to a taxon is, therefore, not a matter of identification, but of interpretation, and it is a serious scientific error to treat pollen types and plant taxa as identical and their names as synonyms, as is unfortunately not infrequently done in palynological papers.

3 Conventions in pollen type nomenclature

There are clear rules that regulate plant taxonomical nomenclature (cf. GREUTER et al. 2000). For pollen type nomenclature such rules do not exist. BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA

(1986: 457) propose that “The taxonomic nomenclature in pollen diagrams should follow international standards, e.g. in Europe the Flora Europaea nomenclature is to be recommended”. This assumes that pollen types and plant taxa can be treated as being identical, which we think is wrong (argued above).

A proposal for pollen type nomenclature was formulated as ‘Suggestions for students of plant microfossils’ at a conference in Bromma (Sweden) in 1950 by some of the leading palynologists of that time: K. FÆGRI, R. POTONIÉ, O. SELLING, G. ERDTMAN, and J.M. SCHOPF. These ‘suggestions’ were only informally distributed: publication in an international journal only happened many years later (STAFLEU 1967: 26, JOOSTEN & DE KLERK 2002: 36). BIRKS (1973: 225-226) and BIRKS & BIRKS (1980: 24; cf. BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA 1986: 457-460, JOOSTEN & DE KLERK 2002: 37) present some ‘conventions’ how these suggestions should be used in practice. These include a.o. that pollen types should be named after plant taxa that are known to produce these pollen types. Pollen types that are known to be produced by only one species should be named after this species; if a complete family produces pollen grains that cannot be morphologically distinguished, the type should be named after the family. If a pollen morphological category is known to be produced by two taxa, it should be named after these two taxa. If three or more plant taxonomical entities - but not all entities within the same taxonomical rank - are known to produce the same morphological pollen type, the suffix ‘type’ should be added after the taxonomical name.

There are several basic problems connected with these conventions (cf. JOOSTEN & DE KLERK 2002), e.g.

1: they do not provide a naming procedure for pollen types from which it is unknown by which taxa they are produced and for pollen types that are identified with a reference collection of limited extent,

2: identical pollen types obtain different names in different regions when they are named after the most likely producing plant taxon,

3: the name of a type has to change when an additional taxon is discovered to produce the same pollen type,

4: pollen type names should also immediately change when plant taxonomical and/or nomenclatural viewpoints change, and

5: using bare taxon names for pollen type names violates a basic rule in terminology, i.e. that different objects should not be expressed with the same term.

Next to these theoretical objections, there is the practical problem that the ‘suggestions’ and ‘conventions’ are not consistently followed in pollen morphological handbooks, even when these claim to do so (FÆGRI & IVERSEN 1989, MOORE et al. 1991, BEUG 2004). For example, FÆGRI & IVERSEN (1989) and MOORE et al. (1991) describe a GALIUM TYPE that is known to be produced by all genera of the Rubiaceae family, and thus should have been properly named RUBIACEAE (cf. BEUG 2004). A name for a pollen morphological entity that completely deviates from a plant taxonomical name is the WILD GRASS GROUP of MOORE et al. (1991, following ANDERSEN 1979). The requirement that a pollen type should be named after two taxonomical entities when it is known to be produced by two such entities is violated by FÆGRI & IVERSEN (1989) who have a CHENOPODIACEAE of which it is mentioned that it is also produced by Amaranthaceae taxa, and thus would have been more properly named CHENOPODIACEAE AND AMARANTHACEAE (cf. MOORE et al. 1991). Furthermore FÆGRI & IVERSEN (1989) forget to mention that not all members of the family Chenopodiaceae produce their CHENOPODIACEAE pollen type (as the name would suggest), but they do present a separate POLYCNEMUM/PARONYCHIA TYPE that is produced by some Chenopodiaceae species (cf. BEUG 2004 who presents the type CHENOPODIACEAE P.P., AMARANTHUS that excludes pollen produced by the genus *Polycnemum*).

The Northwest European Pollen Flora uses a totally different nomenclatural system in that all pollen morphological categories in the main key are named “type”. This concept of “type”, thus, completely differs from the “type” concept of the ‘conventions’. In the subkeys, i.e. at a lower hierarchical level, “groups” are distinguished that consist of morphologically less distinct categories within a type known to be produced by several plant taxa, whereas no suf-

fix is added when such a subsidiary category is known to be produced by only one (northwest European) taxon. In the UMBELLIFERAE key of Punt & Clarke (1984), for example, the OENANTHE FISTULOSA TYPE consists of the OENANTHE AQUATICA GROUP, the OENANTHE PEUCEDANIFOLIA GROUP, the OENANTHE CROCATATA GROUP, and OENANTHE FISTULOSA, whereas CICYCIA VIROSA TYPE pollen is only known to be produced by *Cicuta virosa*.

Another concept of „group“ is used in the key of FÆGRI & IVERSEN (1989), which has e.g. the VACCINIUM GROUP including several types produced by Ericaceae taxa. FÆGRI & IVERSEN (1989) are, however, not consistent in using the suffix “group” for a collection of types. Their CAREX TYPE, for example, includes the DULICHIMUM TYPE and the ERIOPHORUM TYPE and thus uses an identical addition “type” for hierarchically different and nested morphological levels. BEUG (2004) uses the “group” in two different ways, firstly as a collection of morphologically related types, e.g. the ACONITUM-GRUPPE encompassing an AQUILEGIA-TYP, an ACONITUM-TYP, and a CONSOLIDA-TYP, and secondly as a residual collection of morphologically completely different types that do not key out in the main key, e.g. the SORBUS-GRUPPE, “summarising 13 genera of Rosaceae with distinct variable characteristics, and *Lycium*” (BEUG 2004: 278; original text in German).

These examples and considerations clearly demonstrate that a common widely applicable pollen morphological nomenclature does not exist. Conventions in pollen type nomenclature are not systematically applied in various pollen morphological studies, leading to different nomenclatural practices in different pollen identification keys. There are, thus, ample possibilities for unclarity and confusion for Quaternary palynologists.

4 Nomenclatural problems in the palynological practice

In daily practice, Quaternary palynologists identify fossil pollen with several pollen identification keys and (hopefully) a collection of pollen reference slides. Since the keys use different pollen morphological names (see

above), nomenclatural confusion is the logical outcome when several keys are indiscriminately combined. In our previous article (JOOSTEN & DE KLERK 2002) we review the confusions and misunderstandings that arise.

1: When bare taxon names are used for pollen types, identical names are used for two different objects (i.e. plant taxa and pollen types). This is especially a nuisance, when a full reciprocal coverage is failing, as, for example, with ASTERACEAE TUBULIFLORAE pollen that is not produced by all Asteraceae tubuliflorae taxa.

2: Two different pollen types might have the same name in one identification key, e.g. the PLUMBAGINACEAE pollen type of FÆGRI & IVERSEN (1989) and of BEUG (2004) that is produced by the pollen morphologically dimorphic *Armeria* and *Limonium*.

3: The counterpart is that the same pollen type has two different names in the same pollen key, e.g. LIMONIUM VULGARE TYPE A and LIMONIUM HUMILE TYPE of MOORE et al. (1991).

4: Different pollen types may have identical names in different keys. This is the case with the SILENE VULGARIS TYPE of MOORE et al. (1991) that is morphologically differently described and is ascribed to other producing taxa than the SILENE VULGARIS TYPE of PUNT et al. (1995). In practice, morphological descriptions of pollen types change when pollen keys are revised, which leads to new morphological types although the names remain the same (cf. MOORE & WEBB 1978, MOORE et al. 1991, FÆGRI & IVERSEN 1950, 1964, 1975, 1989, FÆGRI 1993, BEUG 1961, 2004). An example from the various keys of FÆGRI & IVERSEN is presented in our previous study (JOOSTEN & DE KLERK 2002: 35).

5: Morphologically different types may have similar names in different keys. The pollen type CHENOPODIACEAE of FÆGRI & IVERSEN (1989) (in their definition also including pollen of Amaranthaceae) is described as ‘usually’ containing more than 50 pores and, thus, is a different morphological object than the pollen type CHENOPODIACEAE AND AMARANTHACEAE of MOORE et al (1991) that is described as having ‘usually’ more than 40 pores, or the CHENOPODIACEAE P.P., AMARANTHUS of BEUG (2004) that is defined as having in general more than 40-50 pores, but at least (25)35 pores. Similar

problems occur when taxonomical pollen types are not described in their full morphological diversity, e.g. *SELAGINELLA SELAGINOIDES* spores that are described both as single grains and as tetrads by MOORE et al. (1991; thus using the same name for two different morphological types), whereas the *SELAGINELLA SELAGINOIDES* TYPE of PUNT & BLACKMORE (1991) and *SELAGINELLA* of FÆGRI & IVERSEN (1989) are only described as single grains.

6: One key may adopt a pollen type from another key but give it a different name. Examples for this are the *TYPHA ANGUSTIFOLIA* TYPE and the *CANNABIS* TYPE of MOORE et al. (1991) who renamed the *SPARGANIUM EMERSUM* TYPE and *HUMULUS LUPULUS* TYPE of PUNT (1976) and PUNT & CLARKE (1984) respectively. Additional mistakes arise when such adoptions are incomplete, e.g. the *TYPHA LATIFOLIA* TYPE that PUNT (1976) described as a quadratical plain and (less frequently) as a linear arrangement of four grains. Though MOORE et al. (1991) refer to the key of PUNT (1976) they do not mention the linear possibility, thus giving their *TYPHA LATIFOLIA* TYPE a slightly different pollen morphological content. Another example is the key of MOORE et al. (1991) claiming to have derived their *RUMEX ACETOSELLA* TYPE and *OXYRIA* TYPE from PUNT et al. (1988), whereas the latter only use (at a subkey level) *RUMEX ACETOSELLA* and *OXYRIA*.

7: Identical or similar pollen types might be described with different properties in different keys and publications. The differentiation between pollen of tree birches and shrub birches, for example, can be made by means of morphological features (e.g. TERASMÄE 1951, PRAGLOWSKI 1962, PUNT et al. 2003) and by means of (to some extent mutually incompatible) size-statistical methods (e.g. ENEROTH 1951, BIRKS 1968, USINGER 1975, ANDERSEN 1980, cf. MÄKELÄ 1996).

8: A problem we did not consider in our original publication (JOOSTEN & DE KLERK 2002) is that some palynological studies use such unclear nomenclature that it is impossible to understand what palynomorphological entity is meant. An example occurs in the revised FUKAREK pollen diagrams in the publication that started the debate (DE KLERK 2004a): FUKAREK

originally presents a pollen type "PLANT.". We do not know whether he abbreviated *PLANTAGO*, *PLANTAGO LANCEOLATA*, or *PLANTAGINACEAE*, i.e. there are three different morphological possibilities with different plant taxonomical interpretations.

These examples show that in palynological literature it is impossible to clearly interpret pollen data as long as it is unclear which concrete pollen morphological description has been used to identify a pollen type.

5 A plea for clarity

Our major conclusions (cf. JOOSTEN & DE KLERK 2002) are that the differences between the concepts of a pollen type and that of a plant taxon require them to be treated differently, that a cohering pollen type nomenclature does not exist, and that therefore palynological publications are susceptible to confusion and misinterpretation.

Our main plea, therefore, is for clarity. Since a cohering and widely accepted pollen morphological nomenclature is non-existent, following a specific nomenclature cannot be demanded. We feel that in nomenclature the actual name is of minor importance as long as it is clear what it stands for, or as we put it in our original publication (JOOSTEN & DE KLERK 2002: 38-39): 'I do not care what you call it, as long as I know what you mean'.

In order to provide the necessary clarity on pollen type nomenclature in palynological publications, we provided several suggestions (JOOSTEN & DE KLERK 2002). These include:

1: Names of pollen types should indicate that they deal with pollen morphological categories, not with plant taxonomical entities. This can be done by putting pollen type names in SMALL CAPITALS and refrain from using italics.

2: Pollen type nomenclature should refer to characteristics of pollen grains, and not to names of plant taxa. Names of pollen types should, therefore, not change when plant taxonomic and/or plant nomenclatural viewpoints change.

3: In spite of numerous nomenclatural problems with the pollen morphological literature (see above), it seems unwise to replace the exist-

ting pollen type names with other (artificial) names, since this will only lead to more confusion. We ourselves made that mistake when we proposed to use the suffix 'type' for all pollen morphological entities regardless their names in pollen morphological literature (DE KLERK et al. 1997), thus introducing a new concept of the suffix 'type'. That proposal was rightfully criticised by BEUG (2004).

4: To avoid confusion, reference should always be given to all identified pollen types individually when several pollen keys are used in combination. This can be easily done by providing an abbreviation for pollen types in pollen diagrams, e.g. (f) for pollen types described by FÆGRI & IVERSEN (1989), (m) for MOORE et al (1991), (p) for the Northwest European Pollen Flora, and (b) for BEUG (2004). Types that are not identified after pollen morphological reference literature should be individually listed and described.

Our further suggestions plead for a careful use of terms like "undiff(erentiated)" and "cf.", a careful descriptions of unknown and indeterminate pollen grains, and an avoidance of terms like "indet(erminable)", "varia", and "sp."

6 A plea for scientific freedom

We do not want to impose our proposals on the international scientific community as a new set of rules for pollen type nomenclature. We consider our proposals merely as a practical alternative to avoid a widespread (predominantly still unrecognised) methodical confusion. Only the future will tell whether our proposals will develop into an internationally widespread nomenclatural practice, or whether they will sink back into oblivion. We feel that we formulated sound scientific grounds to abandon traditional conventions and to distinguish clearly between 'pollen types' and 'plant taxa'.

Science should always be open for critical reappraisal and scientific debate. Our proposal is not a violation of clearly defined pollen nomenclatural rules, but merely a practical modification of not unambiguously defined and applied conventions. Our alternative is indeed in that respect 'unconventional', but not a violation of scientific principles.

Our alternative is accepted by several scientific journals, including the Greifswalder Geographische Arbeiten (DE KLERK et al. 2001, THEUERKAUF 2003), Internationale Archäologie (DE KLERK 2004b), Suo (KAFFKE et al. 2002), Archiv für Naturschutz und Landschaftsforschung (DE KLERK 2005, 2006), Mires and Peat (GAUDIG et al. 2006), Zeitschrift für Geologische Wissenschaften (DE KLERK & HELBIG 2006), Quaternary Science Reviews (DE KLERK et al. 2007) and the Review of Palaeobotany and Palynology (DE KLERK 2002, BARTHELMES et al. 2006).

Our original article (JOOSTEN & DE KLERK 2002) ranked 2 in the list of most downloaded articles from Internet of the Review of Palaeobotany and Palynology in the year after its publication, and remained at high places for several years. We assume, therefore, that it is widely distributed within the international palynological community. Until now, no serious scientific critique has reached us (with the exception that our proposals are unusual, i.e. 'unconventional', which hardly can be considered to be a scientific argument). A statement we did not make was severely criticised by HESSE et al. (2003), but since they also systematically misspelled the name of one of us we doubt that they have actually seen our article.

The differentiation between pollen types and plant taxa is to our opinion necessary for an unambiguous development of palynological science. We, therefore, hope that scientific journals will accept and allow the use of our 'unconventional' ideas and methods. We invite all scientists to participate in the debate on the character of pollen types.

Acknowledgments

We want to thank Eiszeitalter und Gegenwart for giving us the opportunity to present our viewpoints. M. MINKE kindly corrected the German summary.

References

- ANDERSEN, S.T. (1979): Identification of wild grass and cereal pollen. – Danm. geol. Unders., Årbog **1978**: 69-92; Copenhagen.
- ANDERSEN, S.T. (1980): Early and Late Weichselian

- chronology and birch assemblages in Denmark. – *Boreas*, **9**: 53-69; Oslo.
- BERGLUND, B.E. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1986): Pollen analysis and pollen diagrams. – In: BERGLUND, B.E. (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 455-484; Chichester (Wiley).
- BEUG, H.-J. (1961): *Leitfaden der Pollenbestimmung*. – Lieferung 1.: 63 S.; Stuttgart (Fischer).
- BEUG, H.-J. (2004): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. – 542 S.; München (Pfeil).
- BIRKS, H.J.B. (1968): The identification of *Betula nana* pollen – *New Phytol.*, **67**: 309-314; Cambridge.
- BIRKS, H.J.B. (1973): Past and present vegetation of the Isle of Skye: a palaeoecological study. – 415 S.; Cambridge (Cambridge university press).
- BIRKS, H.J.B. & BIRKS, H.H. (1980): *Quaternary palaeoecology*. – 289 S.; London (Edward Arnold).
- BÓROS, A. & JÁRAI-KOMLODI, M. (1975): *An atlas of recent European moss spores*. – 466 S.; Budapest (Akadémiai Kiadó).
- CHANDA, S. & ERDTMAN, G. (1965): Some graminoid pollen types and their bearing on micropalaeobotany. – *J. Palynology*, **1**: 32-37; Lucknow.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **119**: 275-309; Amsterdam.
- DE KLERK, P. (2004a): Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams of Franz Fukarek. – *Eiszeitalter u. Gegenw.*, **54**: 73-96; Hannover.
- DE KLERK, P. (2004b): Changes in vegetation and environment at the Lateglacial-Holocene transition in Vorpommern (Northeast Germany). – *Internat. Arch.-ATSK*, **5**: 27-42; Rahden.
- DE KLERK, P. (2005): A pollen diagram from the Ahlbecker Seegrund (Ueckerländer Heide, Vorpommern, NE Germany) from the legacy of Franz Fukarek. – *Archiv. Natursch. Landschaftsforsch.*, **44**(3): 93-108; Remagen-Oberwinter.
- DE KLERK, P. (2006): Lateglacial and Early Holocene vegetation history near Hennigsdorf (C Brandenburg, NE Germany): a new interpretation of palynological data of Klaus Kloss. – *Archiv. Natursch. Landschaftsforsch.*, **45**(1): 23-35; Remagen-Oberwinter.
- DE KLERK, P. & HELBIG, H. (2006): A pollen diagram from a kettle-hole near Horst (Vorpommern, NE Germany) covering the later part of the Weichselian Lateglacial. – *Z. geol. Wiss.*, **34**: 379-387; Berlin.
- DE KLERK, P., JANSSEN, C.R., JOOSTEN, J.H.J. & TÖRNQVIST, T.E. (1997): Species composition of an alluvial hardwood forest in the Dutch fluvial area under natural conditions (2700 cal year BP). – *Acta Bot. Neerl.*, **46**: 131-146; Oxford.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during the Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – *Greifswalder Geogr. Arb.*, **23**: 43-131; Greifswald.
- DE KLERK, P., COUWENBERG, J. & JOOSTEN, H. (2007): Short-lived vegetational and environmental change during the Preboreal in the Biebrza Upper Basin (NE Poland). – *Quat. Science Rev.*, **26**; Oxford [in press].
- ENEROTH, O. (1951): Undersökning rörande möjligheterna att i fossilt material urskilja de olika *Betula*-arternas pollen. – *Geol. För. Stockholm Förhandl.*, **73**: 343-405; Stockholm.
- ERDTMAN, G. (1947): Suggestions for the classification of fossil and recent pollen grains and spores. – *Sven. Bot. Tidskr.*, **59**: 49-58; Stockholm.
- FÆGRI, K. (1993): *Bestimmungsschlüssel für die nordwest-europäische Pollenflora*. Extract from: FÆGRI & IVERSEN (1989), translated by E. LANGE. – 85 S.; Jena (Fischer).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1950): *Textbook of modern pollen analysis*. – 169 S.; Copenhagen (Munksgaard).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1964): *Textbook of pollen analysis*. – 2nd edition: 237 S.; Copenhagen (Munksgaard).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1975): *Textbook of pollen analysis*. – 3rd edition: 295 S.; Copenhagen (Munksgaard).
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): *Textbook of pollen analysis*. – 4th edition: 328 S.; Chichester (John Wiley & sons) [revised by FÆGRI, K., KALAND, P.E. & KRZYWINSKI, K.].
- GAUDIG, G., COUWENBERG, J. & JOOSTEN, H. (2006):

- Peat accumulation in kettle holes: bottom up or top down? – *Mires Peat*, **1**: article 06 (<http://www.mires-and-peat.net>).
- GREUTER, W., MCNEILL, J., BARRIE, F.R., BURDET, H.M., DEMOULIN, V., FILGUEIRAS, T.S., NICOLSON, D.H., SILVA, P.C., SKOG, J.E., TREHANE, P., TURLAND, N.J. & HAWKSWORTH, D.L. (2000): International code of botanical nomenclature (Saint Louis code) adopted by the Sixteenth International Botanical Congress St. Louis, Missouri, July-August 1999. – 474 S.; Koenigstein (Koeltz).
- HESSE, M., WEBER, M. & ZETTER, R. (2003): The importance of being an ultrastructurally experienced palynologist. – *Palynos*, **26/2**: 1-7; Tempe.
- HJELMROOS, M. (1991): Evidence of long-distance transport of *Betula* pollen. – *Grana*, **30**: 215-228; Oslo.
- HJELMROOS, M. & FRANZÉN, L.G. (1994): Implications of recent long-distance pollen transport events for the interpretation of fossil pollen records in Fennoscandia. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **82**: 175-189; Amsterdam.
- HOLMGREN, P., LANJOUW, J. & STAFLEU, F.A. (1990): Index herbariorum: a guide to the location and contents of the world's public herbaria. Part 1: the herbaria of the world.– 8th edition: 693 S.; New York (New York Botanical Garden).
- HOOGHIEMSTRA, H. & VAN GEEL, B. (1998): World list of Quaternary pollen and spore atlases. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **104**: 157-182; Amsterdam.
- IVERSEN, J. (1936): Sekundäres Pollen als Fehlerquelle. Eine Korrektionsmethode zur Pollenanalyse minerogener Sedimente. – *Dan. Geol. Unders. IV. Række*, **2**: 3-24; Copenhagen.
- IVERSEN, J. & TROELS-SMITH, J. (1950): Pollenmorfologiske Definitioner og Typer/Pollenmorfologischer Definitionen und Typen. – *Dan. Geol. Unders. IV. Række*, **3/8**: 1-52; Copenhagen.
- IVERSEN, J. & TROELS-SMITH, J. (1980): Pollen morphological definitions and types (translation of IVERSEN & TROELS-SMITH 1950). – *Dan. Geol. Unders.*, Årbog **1980**: 5-44; Copenhagen.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (2002): What's in a name? Some thoughts on pollen classification, identification, and nomenclature in Quaternary palynology. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **122**: 29-45; Amsterdam.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (2007a): DAMOCLES: a DAsching Monolith Cutter for fine sectioning of peats and sediments into Large Slices. – *Boreas*, **36**: 76-81; Oslo.
- JOOSTEN, H. & DE KLERK, P. (2007b): In search of finiteness: the limits of fine resolution palynology of *Sphagnum* peat. – *The Holocene*, **17**; London [in press].
- JOOSTEN, J.H.J. & VAN DEN BRINK, L.M. (1992): Some notes on pollen entrapment by rye (*Secale cereale* L.). – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **73**: 145-151; Amsterdam.
- KAFFKE, A. & KAISER, K. (2002): Das Pollendiagramm „Prerower Torfmoor“ auf dem Darß (Mecklenburg-Vorpommern): neue Ergebnisse zur holozänen Biostratigraphie und Landschaftsgeschichte. – *Meyniana*, **54**: 89-112; Kiel.
- KAFFKE, A., MATCHUTADZE, I., COUWENBERG, J. & JOOSTEN, H. (2002): Early 20th Century Russian peat scientists as possible vectors for the establishment of *Calluna vulgaris* in Georgian *Sphagnum* bogs. – *Suo*, **53**: 61-66; Helsinki.
- LAURSEN, K., HOLM, E. & SØRENSEN, I. (1997): Pollen as a marker in migratory warblers, *Sylviidae*. – *Ardea*, **85**: 223-231; Leiden.
- LORENZ, S. & SCHULT, M. (2004): Das Durchbruchstal der Mildnitz bei Dobbartin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern. – *Meyniana*, **56**: 47-68; Kiel.
- MÄKELÄ, E.M. (1996): Size distinctions between *Betula* pollen types - a review. – *Grana*, **35**: 248-256; Oslo.
- MOORE, P.D. (1980): The reconstruction of the Lateglacial environment: some problems associated with the interpretation of pollen data. – In: LOWE, J.J., GRAY, J.M. & ROBINSON, J.E. (eds.): *Studies in the Lateglacial of North-west Europe*: 151-155; Oxford (Pergamon Press).
- MOORE, P.D. & WEBB, J.A. (1978): An illustrated guide to pollen analysis. – 133 S.; London (Hodder & Stoughton).
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991): *Pollen analysis*. – 216 S.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- PRAGLOWSKI, J.R. (1962): Notes on the pollen morphology of Swedish trees and shrubs. – *Grana Palynol.*, **3**: 45-65; Stockholm.
- PUNT, W. (ed.) (1976): *The Northwest European Pollen Flora I*. – 145 S.; Amsterdam (Elsevier).

- PUNT, W. & BLACKMORE, S. (eds.) (1991): The Northwest European Pollen Flora VI. – 275 p.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1980): The Northwest European Pollen Flora II. – 265 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1981): The Northwest European Pollen Flora III. – 138 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1984): The Northwest European Pollen Flora IV. – 369 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W., BLACKMORE, S. & CLARKE, G.C.S. (eds.) (1988): The Northwest European Pollen Flora V. – 154 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W., BLACKMORE, S., HOEN, P.P. & STAFFORD, P.J. (eds.) (2003): The Northwest European Pollen Flora, VIII. – 183 S.; Amsterdam (Elsevier).
- PUNT, W., HOEN, P.P. & BLACKMORE, S. (eds.) (1995): The Northwest European Pollen Flora VII. – 275 S.; Amsterdam (Elsevier).
- SCAMONI, A. (1955): Über den gegenwärtigen Stand unseres Wissens vom Pollenflug der Waldbäume. – Z. Forstgenetik Forstpflanzenz., **4**: 145-149; Frankfurt Main.
- STAFLEU, F.A. (1967): Palynology, nomenclature and terminology. – Rev. Palaeobot. Palynol., **3**: 15-26; Amsterdam.
- STAFLEU, F.A. & COWAN, R.S. (1976): Taxonomic literature: a selective guide to botanical publications and collections with dates, commentaries and types. – Vol. 1: A-G. – 1136 S.; Utrecht (Bohn, Scheltema & Holkema).
- TERASMÄE, J. (1951): On the pollen morphology of *Betula nana*. – Svensk Bot. Tidskr., **45**: 358-361; Uppsala.
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12880 cal. BP). – Greifswalder Geogr. Arb., **29**: 143-189; Greifswald.
- USINGER, H. (1975): Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchungen an zwei Spätglazial-Vorkommen in Schleswig-Holstein. – Mitt. Arbeitsgemeinschaft. Geobot. Schleswig-Holstein Hamburg, **25**: 1-183; Kiel.
- VAN DER HAMMEN, T. (1956): A palynological systematic nomenclature. – Bol. Geol., **4**: 63-101; Bogotá.
- VAN DER KNAAP, W.O. (1987): Long-distance transported pollen and spores on Spitsbergen and Jan Mayen. – Pollen Spores, **29**: 449-454; Paris.
- VAN DER WOUDE, J.D. (1983): Holocene paleoenvironmental evolution of a perimarine fluviatile area. Geology and paleobotany of the area surrounding the archeological excavation at the Hazendonk river dune (Western Netherlands). – Anal. Praehist. Leidensia, **16**: 1-124; Leiden.
- VAN GEEL, B. & GRENFELL, H.R. (1996): Green and blue-green algae 7A – Spores of Zygnemataceae. – In: JANSONIUS, J. & MCGREGOR, D.C. (eds.): Palynology: principles and applications: 173-179; Salt Lake City (AASP Foundation).
- VUORELA, I. (1972): Tap-water and unfiltered air as sources of error in pollen analysis. – Memoranda Soc. Fauna Flora Fennici, **48**: 49-54; Helsinki.

Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/ Paläobodensequenzen in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffisotopenkurve

BIRGIT TERHORST^{*)}

Keywords: Middle Pleistocene, Loess, Paleosols, Upper Austria, Stratigraphy

Kurzfassung: Im Untersuchungsgebiet in der Umgebung von Wels werden drei Deckschichtenprofile auf glazifluviatilen Terrassen der Traun-Enns-Platte vorgestellt, die für das Mittelpleistozän im nördlichen Alpenvorland charakteristisch sind. Die Abfolgen umfassen mächtige interglaziale Pedokomplexe, die eine Differenzierung in eindeutige Interglazialböden zulassen. Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Jüngeren Deckenschottern von Oberlaab zeigt vier interglaziale Paläoböden, die eine Einstufung der Schotter ins 5.-letzte Glazial nahe legen, bei einem Vergleich mit der marinen Sauerstoffisotopenkurve wird das OIS 12 (Oxygenium Isotope Stage) als Ablagerungszeitraum wahrscheinlich.

Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern bei Neuhofen und Wels-Aschet beinhalten fünf Paläoböden, wobei der basale Pedokomplex wesentlich intensiver ausgeprägt ist, als die jüngeren Interglazialböden. Der Entstehungszeitraum (Mindestalter) für die Älteren Deckenschotter wird aufgrund pedostratigraphischer Ergebnisse ins OIS 16 gestellt.

[Correlation between Middle Pleistocene loess/paleosol sequences in Upper Austria and marine Oxygenium Isotope Stages (OIS)]

Abstract: Three profiles of Middle Pleistocene covering layers on top of fluvioglacial terraces of the Traun-Enns-Plate are recorded in the region of Wels representing characteristic Middle Pleistocene sequences for the Northern Alpine Foreland.

The sequences comprise thick pedocomplexes, providing the opportunity to distinguish and to classify specific interglacial paleosols. The loess/paleosol sequence of Oberlaab developed on top of the fluvioglacial terrace of the classical Mindel (Jüngere Deckenschotter) shows four interglacial paleosols. This fact suggests that the age of the terrace is at least the fifth to last glacial period, correlative to OIS 12.

The covering layers on top of the classical Günz terrace (Ältere Deckenschotter) in Neuhofen and Wels-Aschet include five paleosols. The intensity of pedogenesis of the basal pedocomplex is considerably more pronounced as in the overlying paleosols. Pedostratigraphical results point out that the genesis of the Günz terrace can be correlated to OIS 16 (minimum age).

1 Einleitung

Zahlreiche Sauerstoffisotopenkurven, die auf der Basis mariner Bohrungen erstellt wurden, geben mittlerweile eine deutliche Vorstellung über die Zahl der Glazial-/Interglazialzyklen sowie für die paläoklimatische Entwicklung des Mittelpleistozäns.

* Anschrift des Verfassers: Apl.-Prof. Dr. B. TERHORST, Institut für Geographie und Regionalforschung, Althanstraße 14, A-1180 Wien, birgit.terhorst@univie.ac.at

Terrestrische Studien in Europa können diesen Vorgaben in Ermangelung von Datierungsmethoden nicht folgen. Dies gilt insbesondere für den Zeitabschnitt des Mittelpleistozäns im nördlichen Alpenvorland. HABBE (2003) spricht in diesem Zusammenhang von einer Zeitlücke zwischen Günz und Jungpleistozän. Die Paläomagnetikgrenze am Übergang vom Alt- zum Mittelpleistozän (780.000 Jahre) besitzt aus diesem Grund eine entscheidende stratigraphische Bedeutung. Im ehemaligen Rheingletschergebiet konnte die Matuyama-/Brunhes-Grenze zum einen in der Basis von Günzschottern am Heiligenberg nachgewiesen werden (ELLWANGER et al. 1995), zum anderen trat die Paläomagnetikumkehr jedoch auch innerhalb der jüngeren Deckenschotter der Ziegelei Allschwil bei Basel auf (ZOLLINGER 1991), was zusätzlich durch die pedostratigraphischen Ergebnisse unterstrichen wird (BIBUS 1990). Im nordöstlichen Alpenvorland vermutet man den Beginn des „Günz-Komplexes“ knapp oberhalb der Matuyama-/Brunhes-Grenze, da der Übergang von reverser zu normaler Magnetisierung bisher in keiner Sequenz sicher nachgewiesen wurde und die untersuchten Sedimente durchweg positiv magnetisiert sind (vgl. KOHL 2000).

Die stratigraphische Einordnung von quartären Formen und Sedimenten oberhalb der Matuyama-/Brunhes-Grenze im nördlichen Alpenvorland bleibt weiterhin problematisch. Es bestehen Unklarheiten über absolute Alter von mittelpleistozänen Ablagerungen, und detaillierte Untergliederungen sind bislang nicht möglich. Daraus resultiert letztendlich die Problematik, dass auch vergleichsweise vollständig überlieferte Quartärfolgen für eine überregionale Korrelation nicht zur Verfügung stehen. In der Konsequenz zeigt dies auch die stratigraphische Tabelle der DEUTSCHEN STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION (2002), die unterhalb des Rißkomplexes große Unsicherheiten in der chronostratigraphischen Zuordnung der Glaziale zwischen dem nordwestlichen und dem nordöstlichen Alpenvorland aufweist. Auch die österreichische stratigraphische Tabelle (ÖSTERREICHISCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2004) veranschaulicht diese Problematik sehr deutlich.

Aus diesen Gründen spielen für den Untersuchungsraum die paläopedologisch-pedostratigraphischen Studien die wichtigste Rolle für die Einschätzung der stratigraphischen Stellung der Jüngeren und Älteren Deckenschotter. Im Gegensatz zum nordwestlichen Alpenvorland lassen sich die Terrassen in Oberösterreich bisher nicht weiter differenzieren.

Während die rißzeitliche Stellung der Hochterrassenschotter im Untersuchungsgebiet durch pedostratigraphische Untersuchungen und absolute Datierungen in den Deckschichten (vgl. TERHORST et al. 2002, 2003a, b) weitgehend gesichert erscheint, herrscht über das Alter der älteren Schotterablagerungen Unklarheit. In Ermangelung absoluter Daten wird deshalb bis heute die klassische morphostratigraphische Gliederung nach PENCK & BRÜCKNER (1909) angewandt, wenn auch bereits frühere Studien über die Deckschichten der glazifluviatil Terrassen im Linz-Welser Raum deutlich zeigen, dass es für die klassischen Vorstellungen zu viele Interglazialböden gibt (vgl. KOHL & KRENMAYR 1997).

1.1 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet befindet sich auf der Traun-Enns-Platte zwischen Wels und Linz (Abb. 1). Die Jahresdurchschnittstemperaturen liegen hier bei 9,1° C, die Niederschläge betragen 821 mm im Jahr.

Als rezente Klimaxböden auf Terrassen, Löss und lössähnlichen Sedimenten kommen insbesondere Parabraunerden mit allen Übergängen zu Pseudogleyen vor.

Die untersuchten Jüngeren und Älteren Deckenschotter sind mit Lössen und Lösslehmen überdeckt, die Mächtigkeiten bis zu 12 m erreichen und mächtige Paläoböden und Pedokomplexe umfassen.

Studien über die quartären Ablagerungen im Untersuchungsraum liegen von KOHL & KRENMAYR (1997), STREMMER et al. (1991) und FINK et al. (1978) vor. Analysen zur sedimentologischen und mineralogischen Zusammensetzung der Deckschichten wurden von TERHORST (2003a,b) und TERHORST & OTTNER (2002) durchgeführt.

Es werden insgesamt drei Löss-/Paläoboden-



Abb. 1: Untersuchungsgebiet und Lage der Profile, x1 = Profil Oberlaab, x2 = Profile Wels-Aschet, x3 = Profile Neuhofen.

Fig. 1: Study area and sites, x1 = Profile Oberlaab, x2 = Profil Wels-Aschet, x3 = Profil Neuhofen.

Sequenzen der Traun-Enns-Platte vorgestellt, von denen ein Profil auf den jüngeren Deckenschottern sowie zwei auf den Älteren Deckenschottern entwickelt sind.

2 Paläopedologische Ergebnisse

2.1 Die Deckschichten auf den Jüngeren Deckenschottern im Profil Oberlaab

Die noch im Abbau befindliche Lehmgrube Oberlaab liegt ca. 1,5 km nördlich von Wels und gehört zum Ziegelwerk Pichler. Es handelt sich hier um die zur Zeit einzige zugängliche Grube im Untersuchungsgebiet, in welcher die Jüngeren Deckenschotter mit überlagernden Deckschichten aufgeschlossen sind.

Im Jahr 2003 zeigte ein Baggeraushub die relativ unverwitterten Kiese und Sande der Jüngeren Deckenschotter (Abb. 2, OL 15-17). Die Terrassenkiese sind an dieser Stelle karbonatfrei (Abb. 2) und Gerölle aus Sediment-

gesteinen sind schwach angewittert, während kristalline Gerölle kaum Verwitterungsspuren zeigen. KOHL (2000) beschreibt hingegen an einem ehemaligen Profilabschnitt auch das Vorkommen von stark verwitterten Pechschottern. Die Terrassenablagerungen sind von kräftigen Eisen- und Manganbändern durchsetzt.

Im östlichen Teil der Grube kommt über den Jüngeren Deckenschottern ein kräftiger, grauer Gley vor (OL 14), der ungewöhnlich intensiv durchwurzelt ist und stellenweise sogar noch Wurzelreste zeigt. Unmittelbar darüber tritt lokal ein bis zu 60 cm mächtiger Ah-Horizont auf (OL 13).

Die Gley-Horizonte werden von einem stark schluffigen, vergleyten, ebenfalls verwitterten Lösslehm überdeckt, der im gesamten Aufschluss zu verfolgen ist (OL 12).

Auf diesem Lösslehm entwickelte sich ein bis zu 2 m mächtiger Pedokomplex (OL 11 – OL 9). Dieser besteht aus den basalen Horizonten von zwei ehemaligen Parabraunerde-Pseudo-

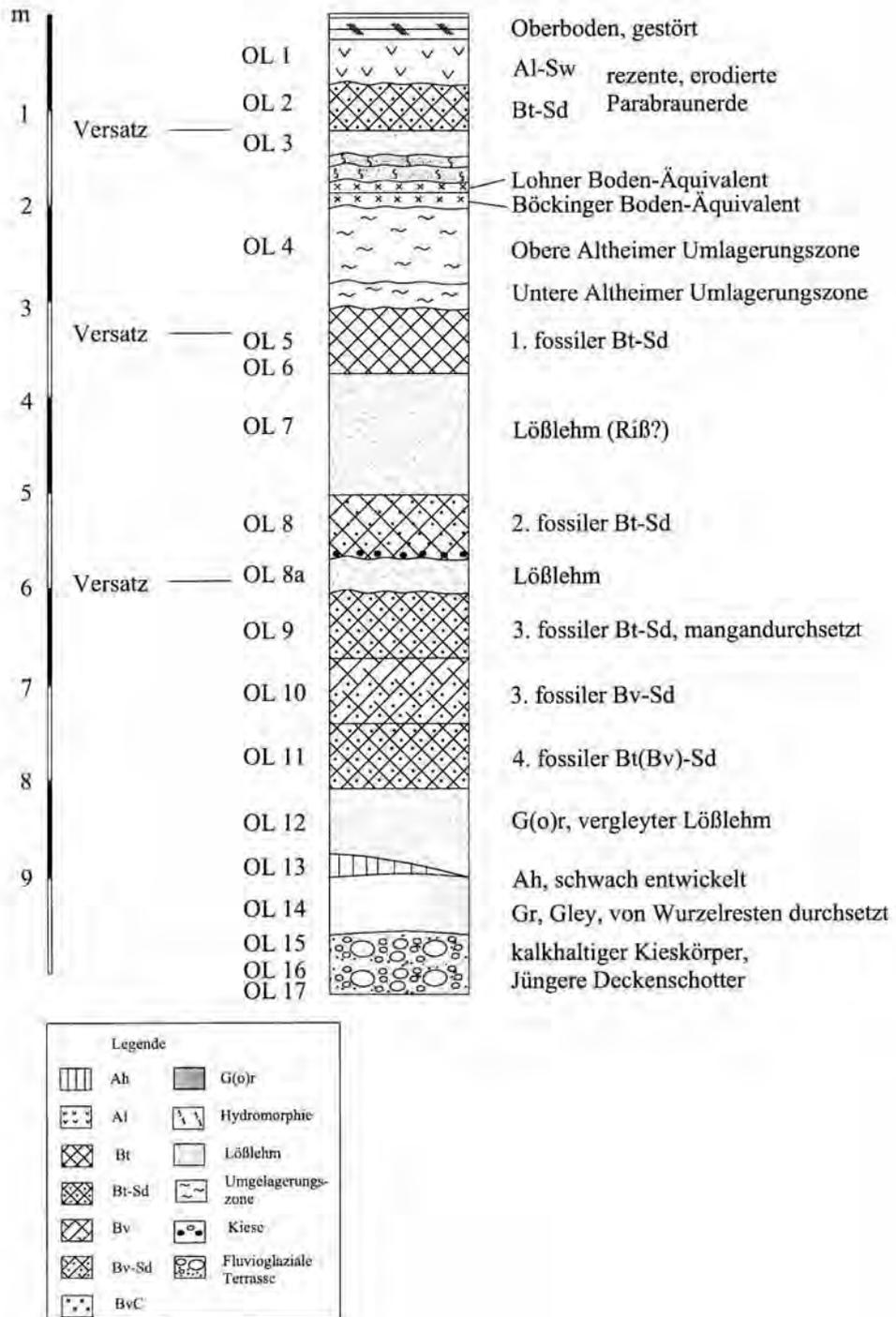


Abb. 2: Die Löß-/Paläoboden-Sequenz auf den Jüngeren Deckenschottern im Profil Oberlaab.

Fig. 2: Loess/Paleosol sequence of Oberlaab on top of the fluvio-glacial terrace „Jüngere Deckenschotter“ (in classical sense acc. to PENCK & BRÜCKNER (1909): Mindel terrace).

gley-Paläoböden, die z. T. mehrfach pedogenetisch überprägt wurden und zwei Interglazialphasen entsprechen. Solche Pedokomplexe sind auch als Riesenböden bekannt, wie sie u. a. im westlichen Alpenvorland auftreten (vgl. auch BIBUS 1995). Auffällig ist, dass die Grenzen der Horizonte stellenweise sehr scharf und geradlinig verlaufen und damit Erosionsoberflächen darstellen können.

Interessanterweise können die einzelnen Bodenhorizonte (OL 11 – OL 9) mit ihren charakteristischen Merkmalen über den gesamten Aufschluss nachvollzogen werden, was die Eigenständigkeit der einzelnen Paläoböden unterstreicht. So ist der 3. fossile Bt-Sd-Horizont durch seine intensiven Mn-Ausfällungen und -überzüge gekennzeichnet. Zusätzlich tritt zwischen dem 3. und 4. fossilen Boden eine Zone nachlassender Verwitterungsintensität auf, was sich durch einen geringeren Tongehalt sowie einen erhöhten Schluffgehalt bemerkbar macht.

Ein weiteres Argument für die Eigenständigkeit der Böden ist die Tatsache, dass die unteren Horizonte OL 10 und 11 sukzessive nach Westen hin auskeilen und dort vermutlich durch Erosion beseitigt wurden.

Über dem 3. fBt-Sd-Horizont folgt an einigen Stellen im Aufschluss ein Lösslehm (OL 8a), welcher durch eine Kieslinie vom Horizont OL 8 getrennt ist. OL 8 entspricht dem 2. fossilen Bt-Sd-Horizont und damit einem weiteren eindeutigen Interglazial.

Der Pedokomplex ist von einem bis zu 2 m mächtigen Lösslehm überdeckt, der z. T. pseudovergleyt sein kann (OL 7). Wahrscheinlich handelt es sich bei dem Sediment aufgrund seiner stratigraphischen Position im Profil um rißzeitlichen Lösslehm.

Darauf hat sich der eemzeitliche Interglazialboden ausgebildet, welcher in der Abbildung 2 als 1. fBt-Sd-Horizont bezeichnet wird.

Die westliche Aufschlusswand zeigt über dem eemzeitlichen Interglazialboden eine bis zu 2 m mächtige Würmlössabfolge, die, obwohl hier sehr verkürzt, mit den Profilen der Hochterrasse vergleichbar ist. So treten basal die alt- bis mittelwürmzeitlichen Altheimer Umlagerungszonen auf (OL 4, vgl. TERHORST et al. 2003). Auf diesen haben sich schwach umgelagerte

Residuen von Mittelwürminterstadialen (Äquivalente des Böckinger und des Lohner Bodens) erhalten.

Darüber folgt ein stark verkürztes Äquivalent der Erbenheimer Böden und unter dem rezenten Boden eine Lössschicht (OL 3). Die etwas über 1 m mächtige rezente Pseudogley-Parabraunerde ist nur geringfügig erodiert. Generell ist in der näheren Umgebung der AISw-Horizont mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 30 – 40 cm noch vorhanden.

Abschließend betrachtet, sind in den Deckschichten des hier vorgestellten Profils mindestens vier interglaziale Pedokomplexe (OL 5/6 und OL 8 – OL 11) zu erkennen.

2.2 Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern im Profil Wels-Aschet

Das Profil Wels-Aschet wurde im Jahr 2003 von einer Arbeitsgruppe, die von Prof. Dr. DIRK VAN HUSEN geleitet wurde, aufgedigelt und neu aufgenommen. Ältere Studien über die Lehmgrube der Ziegelei Pichler in Wels-Aschet liegen von KOHL & KRENMAYR (1997), KOHL (2000) und STREMMER et al. (1991) vor.

Die Löss-/Paläoboden-Sequenz des untersuchten Profils erreicht eine Mächtigkeit von 12,5 m. Sie ist weitgehend entkalkt, während die Kiesablagerungen der Älteren Deckenschotter durch hohe Kalkgehalte gekennzeichnet sind.

Die basalen Abschnitte des Profils zeigen eine intensive rötliche, ferrettoartige Verwitterung (Abb. 3, AS 2) mit dunkelroten Toncutanen in den Kiesen der Älteren Deckenschotter (AS 1). Der Feinboden zeigt den höchsten Tonanteil im gesamten Profil. Stellenweise ist der Paläoboden geringfügig durch Kryoturbationen gestört.

Über dem Paläoboden, der mindestens ein Interglazial repräsentiert, kamen umgelagerte, kiesführende Schichten zur Ablagerung, welche von einem zweifach durch Kryoturbationen gestörten, 3,5 m mächtigen Lösslehm überdeckt wurden (AS 4a – 4e). Die eingeschalteten Kryoturbationshorizonte sind als Nassböden, bzw. Tundragleye ausgebildet und weisen eine intensiv graubraune Färbung auf. Diese zweifache Untergliederung des untersten Lösslehms der Älteren Deckenschotter wur-

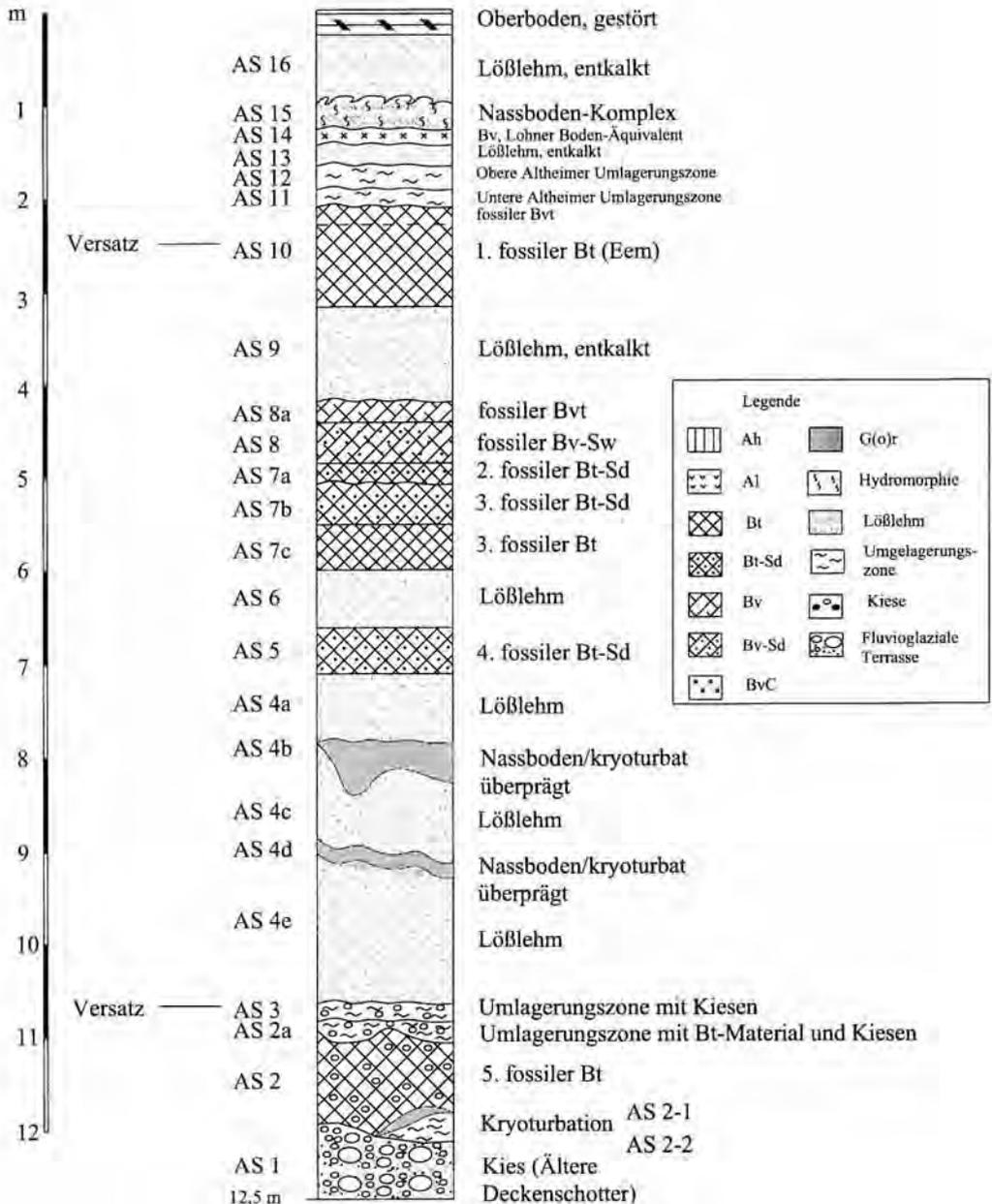


Abb. 3: Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Älteren Deckenschottern im Profil Wels-Aschet.

Fig. 3: Loess/Paleosol sequence of Wels-Aschet on top of the fluvio-glacial terrace „Ältere Deckenschotter“ (in classical sense acc. to PENCK & BRÜCKNER (1909): Günz terrace).

de bereits von KOHL (2000) für Wels-Aschet sowie auch für den ehemaligen Aufschluss Linz/Grabnerstraße beschrieben (vgl. FINK et al. 1978). In dem Lösslehm AS 4a hat sich ein Paläoboden entwickelt, der durch einen intensiv pseudovergleyten, dunkel gelbbraunen Bt-Sd-Horizont interglazialer Ausprägung überliefert ist (AS 3). Die Bodenart ist ein schluffiger Ton, und die Toncutane sind intensiv über den gesamten Horizont verteilt. Der Boden ist erodiert.

Eine weitere, geringmächtige und ungegliederte Lösslehmschicht (AS 6) überlagert den Paläoboden AS 5. Über diesem Lösslehm hat sich ein mehrfach gegliederter Pedokomplex entwickelt (AS 8a – 7c). Die basalen, 3. fBt(-Sd-)Horizonte (AS 7b, 7c) sind schluffige Tone und besitzen an den Aggregatoberflächen deutliche rotbraune Tonüberzüge. Diese beiden unteren Horizonte des Pedokomplexes lassen sich durch eine Erosionsdiskordanz (wellige Horizontengrenze) und eine Korngrößenveränderung deutlich von dem darüber liegenden 2. fBt-Sd Horizont (AS 7a) unterscheiden. Die Differenz manifestiert sich vor allem in dem erhöhten Tongehalt. Zudem sind die hydromorphen Bodenmerkmale deutlich schwächer ausgebildet. Die Horizonte 8 und 8a im Hangenden des Pedokomplexes sind nicht eindeutig zu interpretieren. Sie sind sehr intensiv pseudovergleyt; insbesondere entlang von ehemaligen, deutlich entwickelten Wurzelbahnen haben sich gräulich gefärbte reduzierte Bereiche entwickelt. Der Tongehaltsunterschied zu den unterlagernden Horizonten ist sehr groß, so sind die Bodenarten hier ein schluffiger Lehm, bzw. toniger Schluff. Vereinzelt treten schwache Toncutane auf, wobei im obersten fBvt-Horizont (AS8a) geringfügig intensivere Tonüberzüge auftreten.

Über diesem Pedokomplex lagert ein 1 m mächtiger Lösslehm (toniger Schluff), der nicht weiter untergliedert ist (AS 9).

Auf dem Lösslehm hat sich ein Interglazialboden entwickelt, der als intensiver, 1,10 m mächtiger, dunkelbrauner fBt-Horizont einer fossilen Parabraunerde (AS 10) entwickelt ist, in dem nur schwache Hydromorphiemerkmale auftreten. Der obere Abschnitt (fBvt-Horizont/AS 10) weist eine schwache Tondurchschlammung auf

und ist deutlich weniger intensiv als der mittlere und basale fBt-Horizont. Der Interglazialboden besitzt eine große Übereinstimmung mit dem 1. fBt-Horizont des oben beschriebenen Profils Oberlaab (TERHORST et al. 2003a).

Eine wärmzeitliche Sequenz, die hier im Vergleich zu anderen Profilen stark verkürzt ausgebildet ist, überdeckt den zuletzt beschriebenen Paläoboden. Die basalen wärmzeitlichen Sedimente des Profils Wels-Aschet (AS 11, AS 12) lassen sich mit den Altheimer Umlagerungszonen im Innviertel vergleichen (vgl. TERHORST et al. 2003b). Sie sind wie diese von Holzkohlen sowie Bt-Resten des unterlagernden Paläobodens durchsetzt. Im mittleren Abschnitt ist ein verkürztes Äquivalent des Lohner Bodens (AS 14) nachzuweisen, welches als jüngstes Mittelwärm-Interstadial in fast allen oberösterreichischen Löss-Sequenzen erhalten ist (TERHORST et al. 2002). Die charakteristische olivbraune Färbung und rundliche Eisenkonkretionen von weniger als 1 mm Durchmesser im Bv-Horizont sprechen für eine solche Einstufung. In seinem oberen Abschnitt ist der Lohner Boden von einer kräftigen, kryoturbar gestauchten Nassbodenbildung überprägt worden. Der darüber folgende Lösslehm (AS 16) tritt als entkalkte, geringmächtige Ablagerung auf. Der rezente Boden fehlt an diesem Profilschnitt der ehemaligen Lehmgrube.

Das Profil Wels-Aschet umfasst 5 Paläoböden interglazialer Intensität, wobei die starke Verwitterung des untersten Paläobodens besonders auffällt.

2.3 Die Deckschichten auf den Älteren Deckenschottern im Profil Neuhofen

Die Deckschichten der Lehmgrube Obermair in Neuhofen sind im Mittel 6,5 m mächtig, können aber stellenweise bis zu 10 m mächtig werden und laufen in Richtung Nordwesten in eine Dellenposition hinein. Auf der südöstlichen Seite war in den letzten Jahren der untere, extrem stark verwitterte, „ferrettoartige“ Ältere Deckenschotter aufgeschlossen (Abb. 4). In der nordwestlichen Ecke des Aufschlusses kommen, vermutlich in Form einer Rinnenfüllung, graue schluffige Tone vor, die z. T. deutlich geschichtet sind.

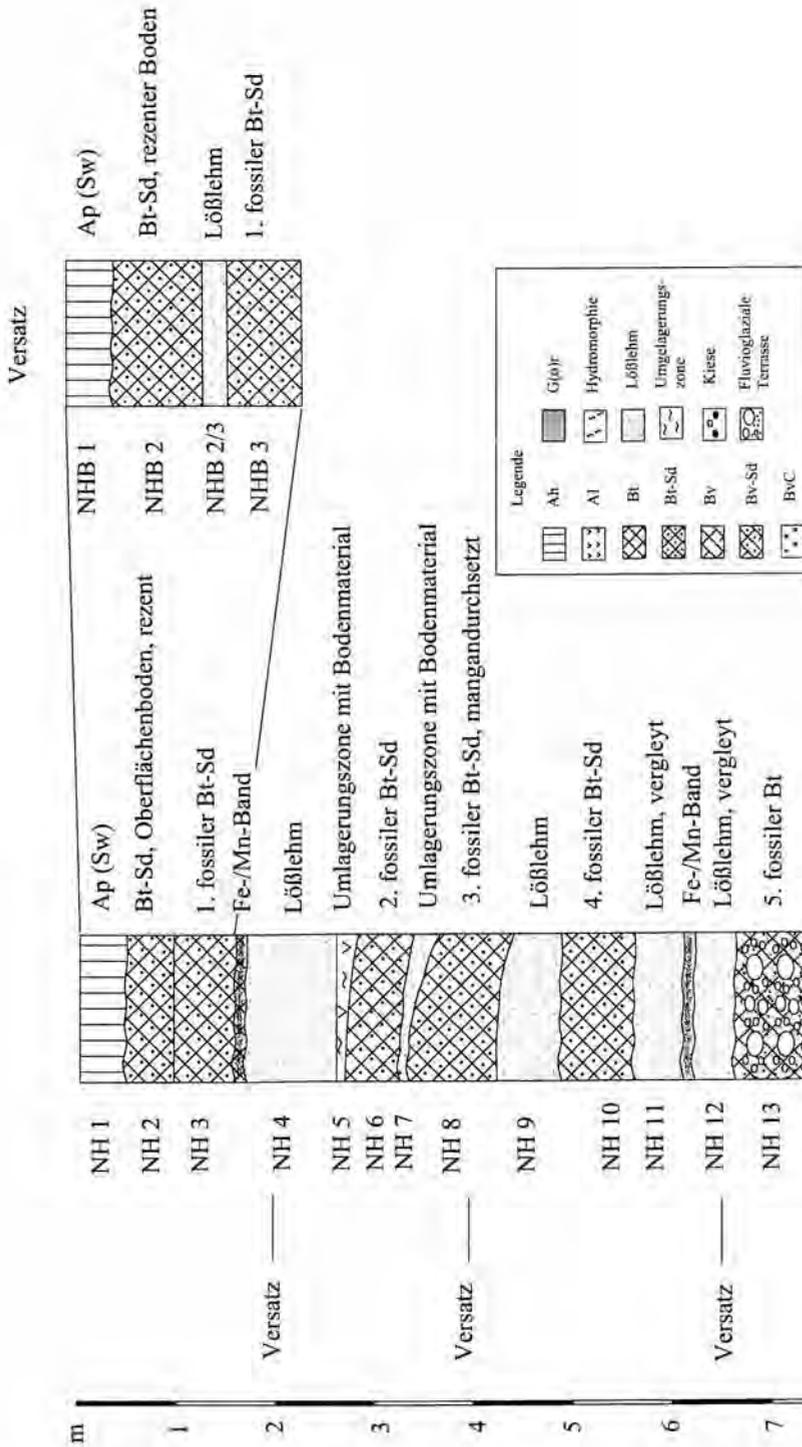


Abb. 4: Die Löss-/Paläoboden-Sequenz auf den Älteren Deckenschottern im Profil Neuhofen.

Fig. 4: Loess/Paleosol sequence of Neuhofen on top of the fluvio-glacial terrace „Ältere Deckenschotter“ (in classical sense acc. to PENCK & BRÜCKNER (1909), Günz terrace).

Nach den jüngsten Profilaufnahmen entspricht der unterste, intensiv verwitterte Paläoboden in den Kiesen dem 5. fossilen Paläoboden (Abb. 4, NH 13). Der Boden ist aufgrund seiner Verwitterung als Interglazialboden einzustufen, wobei auch eine Entstehung in mehreren Interglazialen angenommen werden kann (vgl. TERHORST et al. 2003a). Seine Oberfläche ist erodiert und von einem vergleyten Lösslehm, der ca. 1 m mächtig ist, überdeckt (NH 12, NH 11). Ein kräftiges Eisen-/Manganband unterteilt diesen Horizont.

Über dem Lösslehm ist ein Bt-Sd-Horizont ausgebildet, der sehr stark pseudovergleyt ist (NH 10). Interessanterweise enthält dieser Horizont lokal dunkelbraune bis schwarze Tonüberzüge, die auf einen ehemals überlagernden Ah-Horizont hinweisen, welcher heute nicht mehr erhalten ist. Dieser Bt-Sd-Horizont entspricht in dem vorgestellten Profil dem 4. fossilen, interglazialen Paläoboden.

Darüber kam wiederum ein Lösslehm zur Ablagerung (NH 9), in dem ein weiterer interglazialer Paläoboden (3. fBt-Sd, NH 8) entwickelt ist. Auch dieser Bodenhorizont ist in seinem obersten Bereich erodiert, wobei die überlagernde Umlagerungszone (NH 7) auch als geringfügig umgelagerter Rest eines ehemaligen A1Sw-Horizontes gelten kann.

Mit NH 6 ist dann nach oben folgend ein weiterer interglazialer Paläobodenhorizont überliefert, der stellenweise von einer geringmächtigen Umlagerungszone mit Bodensediment (NH 5) überlagert wird.

Es folgt ein bis zu 1,5 m mächtiger Lösslehmhorizont, welcher nach oben hin an einigen Stellen im Profil von einem Eisen-/Manganband begrenzt wird. Das Band fällt in Richtung Rinnenfüllung ein.

Der oberste Abschnitt des Profils Neuhofen wird flächenhaft von einem Pedokomplex gebildet, der aus zwei unterschiedlichen Bt-Sd-Horizonten besteht. Die Bt-Sd-Horizonte sind maximal 1,50 m mächtig. Der Pedokomplex ist lokal (vgl. Abb. 4) durch eine Lösslehmschicht getrennt, so dass zwei eigenständige Bodenbildungen nachweisbar sind.

3 Diskussion der stratigraphischen Ergebnisse

Bei allen hier vorgestellten Mittelpleistozän-Abfolgen ergibt sich eine sehr differenzierte Gliederung der Deckschichten. Unter einer meist geringmächtigen, charakteristischen wärmzeitlichen Abfolge, die in Neuhofen fehlt, ist als oberster Interglazialboden der Eemboden erhalten, der in der Regel wesentlich weniger dicht und pseudovergleyt ist als die älteren wärmzeitlichen Paläoböden. Darunter folgen in allen Profilen mindestens drei weitere, z. T. sehr stark pseudovergleyte Bt-Horizonte. Die Paläoböden sind oft als Pedokomplexe ausgebildet und können mehrere Interglaziale repräsentieren. Die mehrfache pedogenetische Überprägung fällt bei detaillierter Profilaufnahme zumeist schon makromorphologisch auf. So lässt in den Bodenhorizonten nach unten hin die Intensität der pedogenetischen Merkmale, wie Färbung, Tonilluvation und Hydromorphie, sukzessive nach oder es sind Kieslagen an den Horizontgrenzen vorhanden.

Jüngere Deckenschotter

Die Lehmgrube in Oberlaab schließt eines der am besten gegliederten Deckschichtenprofile auf Jüngeren Deckenschottern im gesamten nördlichen Alpenvorland auf. Die insgesamt vier deutlich ausgeprägten Interglazialböden weisen auf das 5.-letzte Glazial als Mindestalter für die Schotteroberfläche hin.

Auf den Jüngeren Deckenschottern in Oberlaab tritt zusätzlich zu den vorhandenen Interglazialböden noch ein basaler, intensiv verwitterter Gleyboden auf, dessen paläoklimatische Bedeutung allerdings unklar ist. Eine interglaziale Bildung ist in diesem Fall nicht ganz auszuschließen, zumal in einem ähnlichen Horizont in Wels-Aschet holsteinzeitliche Pollen (Mindestalter) nachgewiesen wurden (KOHL 2000). Die klassische Vorstellung einer Entstehung der mindelzeitlichen Jüngeren Deckenschotter im 3.-letzten Glazial ist für das vorgestellte Profil auf jeden Fall nicht zutreffend; auch eine Einstufung in das 4.-letzte Glazial unterschätzt deren Alter. Bereits KOHL (in KOHL & KRENMAYR 1997) hat bei seinen Aufnahmen in den Jahren

1985 und 1993/94 drei fossile Interglazial-Böden beschrieben. Folglich war auch zu diesem Zeitpunkt bereits die klassische Vorstellung vom Alter der Jüngeren Deckenschotter aus dem 3.-letzten Glazial in Frage gestellt.

Ältere Deckenschotter

Die Deckschichten der Älteren Deckenschotter in Wels-Aschet und Neuhofen beinhalten einen interglazialen Paläoboden mehr als im Profil Oberlaab und sind in der Konsequenz mindestens ein Glazial älter einzustufen. Es kann vermutet werden, dass in der ferrettoartigen Schotterverwitterung (Pechschotter) zudem zwei Interglaziale enthalten sind, so dass als Mindestalter für die Älteren Deckenschotter das 6.- bis 7.-letzte Glazial angesehen werden kann. Hinzu kommt, dass die Matuyama-/Brunhes-Grenze in den Deckschichten bisher nicht nachgewiesen werden konnte und diese vermutlich noch komplett zur Brunhes-Epoche zählen. Vorläufige Untersuchungen zu mittelpleistozänen magnetischen Exkursionen unterstützen diese Aussagen (TERHORST et al. 2006). In den basalen Lösslehmen von Wels-Aschet (AS 4e) lässt sich eine magnetische Exkursion erkennen, die nach vorläufigen Ergebnissen der Calabrian 2-Exkursion, welche etwa 515.000 Jahre alt ist, entspricht (TERHORST & SCHOLGER 2007). Einen weiteren stratigraphischen Hinweis geben die Funde von *Carya* und *Pterocarya*-Pollen (KOHL 2000) unter dem vom Autor als rißzeitlich eingestuftem Lösslehm. Diese Pollen treten bis zur Holstein-Warmzeit auf, welche nach SARNTHEIN et al. (1986) mit dem OIS 11 zu parallelisieren ist. Diese Ergebnisse sprechen für ein vergleichsweise hohes Alter der basalen Profilschnitte.

Zur Zeit werden die Älteren Deckenschotter in der Österreichischen Stratigraphischen Tabelle (ÖSTERREICHISCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2004) in das 7.-letzte Glazial eingestuft.

Bereits KOHL (2000) beschreibt vier Interglazialböden in Neuhofen und damit auch in diesem Fall ein Interglazial zu viel für die klassischen Vorstellungen vom Alter der Älteren Deckenschotter, die dem klassischen Günz entsprechen.

Vergleich der Deckschichten im Nördlichen Alpenvorland

Insgesamt zeigen sich Übereinstimmungen mit vergleichbaren Arbeiten aus dem nördlichen Alpenvorland. BIBUS (1995) beschreibt Deckschichten der Iller-Lech-Platte und diskutiert dort für die Jüngeren Deckenschotter als Mindestalter das 4.- oder 5.-letzte Glazial. Aufgrund der Paläoböden in den Deckschichten der Jüngeren Deckenschotter der Ziegelei Allschwil bei Basel denkt er sogar an ein Mindestalter vom 6.- bis in das 7.-letzte Glazial (BIBUS 1990), was später von ZOLLINGER (1991) durch den Nachweis der Matuyama-/Brunhes-Grenze innerhalb der Jüngeren Deckenschotter bestätigt wurde (vgl. auch Diskussion bei BIBUS 1995). Für den oberösterreichischen Untersuchungsraum lässt sich für eine Einstufung der Jüngeren Deckenschotter in das 7.-letzte Glazial bisher kein Hinweis finden, so dass sie vermutlich (zumindest an ihrer Oberfläche) etwas jünger sind als im Rheingletschergebiet.

Ein Vergleich der Älteren Deckenschotter in Oberösterreich mit Arbeiten auf der Iller-Lech-Platte (BIBUS 1995) erscheint aufgrund der differenzierteren morphologischen Gliederung der Terrassen im westlichen Alpenvorland schwierig. Am Besten lassen sich die Deckschichten der Jüngeren Deckenschotter in der Ziegelei Roßhaupten mit den Sequenzen auf den hier vorgestellten Älteren Deckenschottern vergleichen. BIBUS (1995) stuft den Jüngeren Deckenschotter aufgrund von mindestens 5 bis 6 Paläoböden in die 7.-letzte Kaltzeit ein. Auch die 8.-letzte Kaltzeit könnte an dieser Stelle möglich sein, da über den Kiesen die Matuyama-/Brunhes-Grenze nachgewiesen werden konnte (vgl. JERZ 1993). Folglich scheint sich auch hier ein geringeres Alter der oberösterreichischen Terrassen abzuzeichnen.

Die Einstufung nach den pedostratigraphischen Untersuchungen lässt sich gut mit den glazialmorphologischen Studien aus dem nördlichen Alpenvorland nach DOPPLER & JERZ (1995) in Einklang bringen, obwohl bei einer kritischen Betrachtung davon ausgegangen werden muss, dass die Abfolge der vorgestellten Profile nicht vollständig erhalten ist. Nach DOPPLER & JERZ (1995) wird die untere Grenze des Günz-

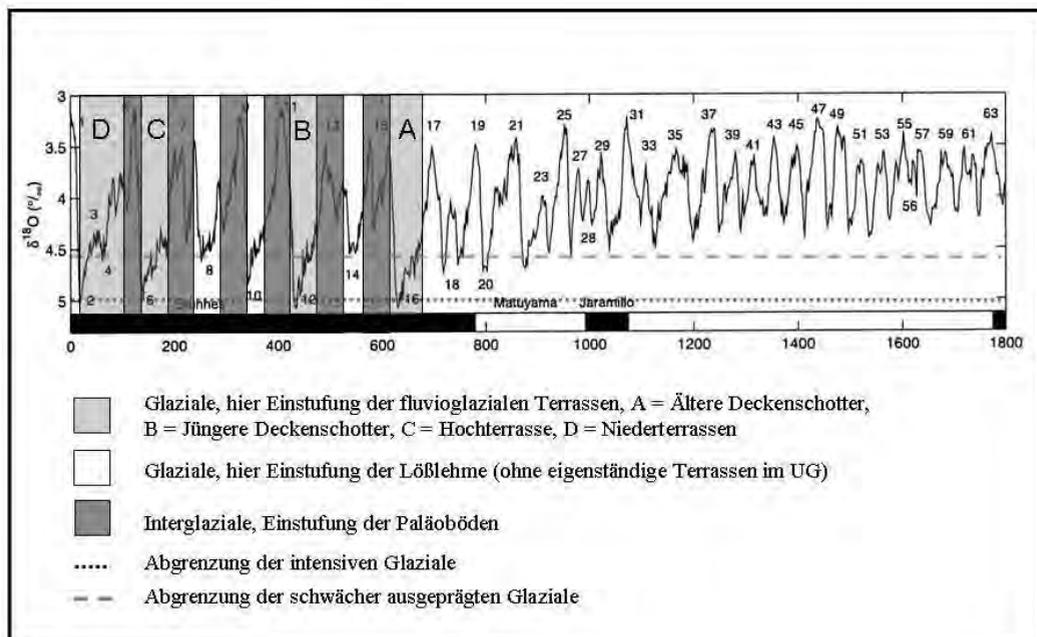


Abb. 5: Einstufung und Korrelation von Paläoböden und glazifluvialen Terrassen im Mittelpleistozän mit der marinen O-Isotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO (2005, verändert).

Fig. 5: Classification and correlation of paleosols and fluvioglacial terraces in the Middle Pleistocene combined with the marine isotope curve according to LISIECKI & RAYMO (2005, modified).

Komplexes ins OIS 24 gelegt (Jaramillo) und das obere Ende des Günz-Komplexes nach Ergebnissen aus den ehemaligen Glazialgebieten an den Übergang von OIS 16 zu OIS 15 eingestuft. Nach den eigenen pedostratigraphischen Ergebnissen scheinen die Älteren Deckenschotter der Traun-Enns-Platte in den jüngsten Abschnitt des Günz-Komplexes zu gehören. Da die Terrassenfluren des Älteren Deckenschotter an ihrer Oberfläche sehr homogen erscheinen, gibt es für weitere Untergliederungen wie im westlichen Alpenvorland bis jetzt keine Hinweise.

Korrelation mit marinen Kurven

Betrachtet man die Sauerstoffisotopenkurve nach LISIECKI & RAYMO (2005), so wären nach der Matuyama-/Brunhes-Grenze beginnend mit dem OIS 19 etwa acht interglaziale Bodenbildungen möglich (Abb. 5), bzw. acht Glaziale. Nach der Anzahl der Paläoböden in

den untersuchten Profilen können die Älteren Deckenschotter bisher jedoch maximal ins OIS 16 gestellt werden. Die allgemein intensive ferrettoartige Verwitterung der Älteren Deckenschotter in Oberösterreich (5. fBt-Horizont) sollte dann dem nächstfolgenden Interglazial (OIS 15) entsprechen. Die darauf abgelagerten Lösslehme sind nach den vorläufigen Ergebnissen der paläomagnetischen Analysen mit dem OIS 14 zu korrelieren (TERHORST et al. 2006). Anschließend sind noch fünf marine Interglaziale überliefert, und damit wären in der Folge fünf Paläoböden möglich, von denen im Untersuchungsgebiet auf Jüngeren und Älteren Deckenschottern in eindeutiger Weise jedoch nur vier Böden vorhanden sind.

Die voran stehende Diskussion führt insgesamt zu der Vorstellung, dass die Älteren Deckenschotter mindestens in das OIS 16 gehören (7.-letzte Glazial) und damit einem Alter von mehr als 620.000 Jahren entsprechen. Setzt man die stratigraphischen Überlegun-

gen für die ebenfalls einheitlich auftretenden Jüngeren Deckenschotter in Oberlaab fort und zieht zusätzlich die Anzahl der Paläoböden auf den Jüngeren Deckenschottern in Betracht, bedeutet dies in der Konsequenz, dass OIS 12 oder 14 als Entstehungszeiträume für die Jüngeren Deckenschotter in Frage kommen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass OIS 14 nicht so intensiv wie die übrigen Glaziale ausgeprägt ist (vgl. Abb. 6) und für weitflächige Schotterablagerungen vermutlich gar nicht in Frage kommt. Weiterhin lässt sich die Alterseinstufung des jüngeren Mindelkomplex mit der Stratigraphie nach DOPPLER & JERZ (1995) in Einklang bringen. Die Autoren setzen das Haslach-Glazial ins OIS 14 und das klassische Mindel hingegen ins OIS 12. Im Untersuchungsgebiet sind auf den Jüngeren Deckenschottern noch vier Interglazialböden überliefert, deren Entstehungszeitraum nach den vorangegangenen Überlegungen in OIS 11, 9, 7 und 5 einzuordnen ist. Die eingeschalteten glazialen Phasen haben im Untersuchungsgebiet anscheinend nicht zur Bildung eigenständiger, morphologisch erkennbarer glazifluvialer Terrassen geführt, erst das OIS 6 ist durch Ablagerung der Riß-Hochterrasse deutlich vorhanden. Diese ist im Untersuchungsgebiet durch Datierungen und pedostratigraphische Untersuchungen (TERHORST et al. 2002) ins jüngere Riß zu stellen. Während die zwei älteren Glaziale OIS 8 und 10 hier nicht durch Terrassen überliefert sind, fand jedoch eine Sedimentation von Lösslehmen zwischen den Interglazialen statt. Diese sind zumeist als >1 m mächtige Ablagerungen erhalten. Nach der Glazialstratigraphie für das Nördliche Alpenvorland (DOPPLER 2003, DOPPLER & JERZ 1995) wird der Rißkomplex in drei Glazialphasen eingeteilt: Älteres, Mittleres und Jüngeres Riß, dazu gehören lokal zwei Hochterrasse im westlichen pleistozänen Salzachgletschergebiet.

Interessant erscheint in diesem Zusammenhang, dass Datierungen von STREMMER et al. (1991: 311) in Wels-Aschet unter dem Eemboden Alter zwischen 136.000 (± 13.000) und 128.000 (± 15.000) Jahre ergeben haben. Das Alter des Lösslehmes unter dem 2.fBt-Horizont wird in der gleichen Arbeit mit 233.000 (± 35.000) und 245.000 (± 51.000) Jahren angegeben.

4 Schlussfolgerungen

Die Deckschichten der untersuchten Profile lassen den Schluss zu, dass die Jüngeren und Älteren Deckenschotter anders zu bewerten sind, als dies in der klassischen morphostratigraphischen Gliederung vermutet wird. Die langjährigen pedostratigraphischen Aufnahmen in Oberösterreich belegen darüber hinaus ein höheres Entstehungsalter der Terrassen als es bisher in der Literatur angegeben wird (z. B. KOHL 2000). Die Schotteroberfläche der Älteren Deckenschotter scheint im Untersuchungsraum jünger als die Matuyama-/Brunhes-Grenze zu sein und gehört mindestens ins OIS 16. Dieses pedostratigraphische Ergebnis stimmt mit der glazialmorphologischen Einstufung der Älteren Deckenschotter der ÖSTERREICHISCHEN STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION (2004) überein.

Die Jüngeren Deckenschotter in Oberlaab sind ein bis zwei Glazial-/Interglazialzyklen jünger als die Älteren Deckenschotter und lassen sich nach eingehender Diskussion mindestens in das OIS 12 einstufen. Die Untersuchungen belegen weiterhin, dass mit einer weitgehend vollständigen Überlieferung der Paläobodensequenzen auf der Traun-Enns-Platte gerechnet werden kann.

Überregional lassen sich Übereinstimmungen und Abweichungen in den stratigraphischen Einstufungen erkennen. Für grundlegende Korrelationen müssen vorhandene Datierungsmethoden, wie die optisch stimulierte Lumineszenz, weiter ausgebaut und neuere paläomagnetische Möglichkeiten konsequent eingesetzt werden. In chinesischen Lössprofilen ist es bereits gelungen, die in marinen Bohrkernen nachgewiesenen, mittelpleistozänen magnetischen Exkursionen zu finden und stratigraphisch zu nutzen (vgl. HELLER & LIU 1982, HESLOP et al. 2000).

Für die Zukunft wäre es wünschenswert und unbedingt erforderlich, das terrestrische Mittelpleistozän in Europa chronostratigraphisch zu differenzieren. Nur so sind überregionale oder auch globale Korrelationen überhaupt denkbar.

5 Literatur

- BIBUS, E. (1990): Das Mindestalter des „Jüngeren Deckenschotters“ des Rheins bei Basel aufgrund seiner Deckschichten in der Ziegelei Allschwil. – Jh. geol. L.-Amt Baden-Württ., **14**: 223-234; Freiburg i. Br.
- BIBUS, E. (1995): Äolische Deckschichten, Paläoböden und Mindestalter der Terrassen in der Iller-Lech-Platte. – *Geologica Bavarica*, **99**: 135-164; München.
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland; Potsdam.
- DOPPLER, G. (2003): Geologische Übersicht des westlichen pleistozänen Salzachvorlandgletschers und seines Vorlands (Oberbayern). – In: TERHORST, B. (Hrsg.): Löß-/Paläoboden-Sequenzen in Oberösterreich. – *Tübinger Geowiss. Arb., Reihe D*, **9**: 25-46; Tübingen.
- DOPPLER, G. & JERZ, H. (1995): Untersuchungen im Alt- und Ältestpleistozän des bayerischen Alpenvorlands - Geologische Grundlagen und stratigraphische Ergebnisse. – *Geologica Bavarica*, **99**: 7-53; München.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Baden-Württemberg. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 255-295; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- FINK, J., FISCHER, H., KLAUS, W., KOCL, A., KOHL, H., KUKLA, J., LOZEK, V., PIFFL, L. & RABEDER, G. (1978): Exkursion durch den österreichischen Teil des Nördlichen Alpenvorlandes und den Donaauraum zwischen Krems und Wiener Pforte. – *Mitt. Komm. Quartärforsch. österr. Akad. Wissensch.*, **1**: 31 S.; Wien.
- HABBE, K. A. (2003): Gliederung und Dauer des Pleistozäns im Alpenvorland, in Nordwesteuropa und im marinen Bereich – Bemerkungen zu einigen neueren Korrelierungsversuchen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **154/2-3**: 171-192; Stuttgart.
- HELLER, F., & LIU, T. S. (1982): Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. – *Nature*, **300**: 431-433; Washington.
- HESLOP, D., LANGEREIS, C. G. & DEKKERS, M. J., (2000): A new astronomical time-scale for the loess deposits of northern China. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **184**: 125-139; Amsterdam.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern – Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. – *Geologie von Bayern II*: 243 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOHL, H. & KRENMAYR, H. G. (1997): Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50 000, Erläuterungen zu Blatt 49 Wels. – 77 S.; Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – 429 S.; Linz (Oberösterreichischer Museal-Verein).
- LISIECKI, L. E. & RAYMO, M. E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18} records. – *Paleoceanography*, **20**: 1-17; Washington D.C.
- ÖSTERREICHISCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich; Wien.
- PENCK A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – **1**: 393 S.; Leipzig.
- SARNTHEIN, M., STREMMER, H.E. & MANGINI, A. (1986): The Holstein interglaciation and the Correlation to Stable Isotope Stratigraphy of Deep-Sea-Sediments. – *Quat. Res.*, **26**: 283-298; Orlando.
- STREMMER, H., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W. (1991): Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. – *Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, Festschr. K. Brunnacker*, **82**: 301-315; Köln.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrassen in Oberösterreich. – *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, **127**: 213-232; Berlin, Stuttgart.
- TERHORST, B. & OTTNER, F. (2002): Mineralogische Charakteristik von holozänen und jungpleistozänen Lößböden im Innviertel in Oberösterreich. – In: OTTNER, F. & GIER, S. (Hrsg.): *Berichte der Deutschen Ton- und Tonmineralgruppe e.V.*, **9**: 229-239; Wien.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003a): Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich). – In: TERHORST, B. (Hrsg.): *Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich*. – *Tübinger Geowiss. Arb., Reihe D*, **9**: 115-155; Tübingen.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., HERR, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003b): Jungpleistozäne Deckschichten auf der Hochterrasse bei Altheim (Innviertel/ Oberösterreich). – In:

- TERHORST, B. (Hrsg.): Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. – Tübinger Geowiss. Arb., Reihe D, **9**: 47 – 86; Tübingen.
- TERHORST, B., SCHOLGER, R., VAN HUSEN, D., OTTNER, F., REITNER, J., PREUSSER, F. & FIEBIG, M. (2006): Loess/paleosol sequences as stratigraphical database of the Brunhes Chron in Upper Austria. – 150 years of Neanderthal discovery. – Terra Nostra, **2006/2**: 52-53; Bonn.
- TERHORST, B. & SCHOLGER, R. (2007): Paläomagnetische Untersuchungen in Profil Aschet bei Wels. – Mitt. Komm. Österreich. Akademie der Wissenschaften [eingereicht].
- ZOLLINGER, G. (1991): Zur Landschaftsgenese und Quartärstratigraphie im südlichen Oberrheingraben - am Beispiel der Lössdeckschichten der Ziegelei Allschwil (Kanton Basel-Land). – *Ecol. geol. Helv.*, **84/3**: 739-752; Basel.

Sedimentuntersuchungen an unterpleistozänen Schmelzwasserablagerungen und Periglazialschottern im Riß-Iller-Gebiet, deutsches Alpenvorland

ANDREAS GERTH & RAIMO BECKER-HAUMANN^{*)}

Keywords: Lower Pleistocene, Paleogeography, Stratigraphy, Glacifluvial gravel, Periglacial gravel, Petrographic analysis, Heavy mineral analyses, Germany, Alpine Foreland

Kurzfassung: Die unterpleistozänen Schmelzwassersedimente im Übergangsbereich von Rhein- und Illergletscher (Baden-Württemberg, Bayern) sowie die darunter anstehenden Sedimente periglazialer Schüttungen (Ältester Periglazialschotter) werden in dieser Arbeit beschrieben. Im Vordergrund steht die geröllpetrographische und schwermineralogische Untersuchung der Sedimente aus dem Biber-, Donau- und Günz-Glazial. Die Ergebnisse bestätigen, dass die bereits von früheren Bearbeitern vorgenommene Trennung des Ältesten Periglazialschotters von den darüber lagernden Schmelzwassersedimenten aufgrund des Bestandes kristalliner Gerölle sowie auf Grund differierender Schwermineralvergesellschaftungen sicher möglich ist. Durch die hohe Beprobungsdichte ist innerhalb der glazifluviatilen Schotterniveaus eine kontinuierliche Änderung der petrographischen Zusammensetzung erkennbar. In der Geröllfraktion steigt zum Hangenden der Anteil kristalliner Gerölle und der so genannten Harten (Radiolarit, Quarzit), während sich die Karbonate verringern. Die Daten weisen darauf hin, dass es sich hierbei um eine Veränderung des Geröllspektrums und nicht um einen Verwitterungseffekt handelt. Bei den Schwermineralen sinken die Gehalte an instabilen Mineralen (Granat, Hornblende) ab, hingegen steigt der Gehalt an Stauolith zu den jüngeren Ablagerungen stark an. Die qualitativen Ergebnisse werden in den Kontext der rekonstruierten Paläo-Talfüllungen gestellt und die flussgeschichtliche Entwicklung des Riß-Iller-Gebietes nachgezeichnet.

[Sedimentological research on Lower Pleistocene meltwater deposits and periglacial sediments of the Rhine-Iller area; German Alpine Foreland]

Abstract: The Lower Pleistocene meltwater deposits at the contact of the Rhine- and Iller glacier (Baden-Württemberg, Bavaria) and the periglacial sediments occurring below them are described. The research is focused on the analysis of the petrography of the pebble-size fraction and of the sand-size heavy mineral assemblages of the Biber-, Donau- and Günz-age deposits. The results confirm that the periglacial sediments can be distinguished clearly from the glaciofluvial material by arguments of the petrography. However, a systematic change of the lithology also within the glaciofluvial material can be inferred from the high number of the investigated samples. Within the gravel fraction the amount of crystalline rocks, radiolarite and hornstone increases towards the younger accumulation units, whereas the content of calcareous components decreases. Concerning the heavy minerals the amount of instable minerals as Garnet and Hornblende decreases, while the portion of Stauolite increases remarkably towards the younger deposits. In the paper at hand these results are interpreted with respect to the palaeogeography, in order to figure out the river development of the Riß-Iller-tract.

* Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. A. GERTH, PD Dr. R. BECKER-HAUMANN, Geographisches Institut der Universität zu Köln, Albertus-Magnus-Platz, 50923 Köln, r.beaumann@uni-koeln.de

1 Einführung

Die Riß-Iller-Platte ist ein klassisches Untersuchungsgebiet für glaziale und glazifluviale Ablagerungen im Übergangsbereich des östlichen Rhein- sowie des westlichen Illergletschers. Insbesondere die haslach- bis würmzeitlichen Schotter wurden in der bisherigen Literatur eingehenden sedimentologisch-petrographischen Untersuchungen unterzogen, um eine zeitliche und flussgeschichtliche Gliederung aufzustellen. Aufgrund schlechter Erhaltungsbedingungen sind die älteren Schottervorkommen bislang in nur wenigen Beiträgen - so grundlegend von SINN (1972) und LÖSCHER (1976) sowie zuletzt von DOPPLER (2003) und VILLINGER (2003) - beschrieben worden. Es bot sich daher an, im Iller-Riß-Gebiet diese Ablagerungen eingehend zu untersuchen und sie mit den Sedimenten der Nachbargebiete zu vergleichen. Dazu war es hilfreich, dass in BECKER-HAUMANN (2005) für das Illergletscher-Vorland ein stratigraphisches und paläogeographisches Konzept dargestellt wird, mit dem sich die neuen Befunde abgleichen ließen.

Um eine Konnektion beider Gebiete zu ermöglichen, ist die Riß-Iller-Platte im Rahmen einer separaten Kampagne geologisch kartiert, die Ablagerungen beprobt und der Datensatz GIS-gestützt verwaltet worden. Zudem ist die stratigraphische Gliederung und die flussgeschichtliche Einstufung der Schmelzwassersediment-Abfolgen überprüft worden. Die Ergebnisse des Projekts ergänzen die Arbeit von DOPPLER (2003), wobei insbesondere die GIS-gestützte 3D-Modellierung neue Ergebnisse für die flussgeschichtliche Interpretation der Ablagerungen erbracht hat. Die ehemaligen Sedimentfüllungen der Schmelzwassertäler wurden über ihre Ober- und Basisflächen definiert und unter Berücksichtigung hydraulischer Randbedingungen sowie der Talgeometrie dreidimensional modelliert. Die methodischen Grundlagen sind ausführlich in BECKER-HAUMANN (2007), die Resultate im Bezug auf das Riß-Iller-Gebiet in BECKER-HAUMANN & GERTH (im Druck) erläutert. Auf die Modellierungsergebnisse wird hier nur im Hinblick auf die flussgeschichtli-

che Entwicklung Bezug genommen (Kap. 4). In vorliegender Arbeit werden die neu gewonnenen petrographischen und sedimentologischen Daten für die biber- bis günzzeitlichen Schmelzwassersedimente vorgestellt. Das Untersuchungsgebiet liegt zwischen den Städten Ulm im Norden und Memmingen im Süden (Abb. 1). Im Nordwesten wird es vom Tal der Donau, im Westen und Osten vom Tal der Roth begrenzt. Im Süden schließen sich die Anhöhen mehrerer Endmoränenzüge an. Die untersuchten Schottervorkommen weisen insgesamt eine Fläche von rund 112 km² auf.

Für das Riß-Iller-Gebiet existieren zahlreiche stratigraphische Gliederungen und Alterszuordnungen der pleistozänen Ablagerungen (Tab. 1), aus denen sich eine Terrassenstratigraphie der Region ergibt (Tab. 2). So werden die Schottervorkommen des Erlenmooser und Erolzheimer Riedels, des Heggbacher und des Holzstöcke-Feldes (Abb. 1) von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) als Ältere Deckenschotter in das Günzglazial gestellt. WEIDENBACH (1937, 1940) und SCHÄDEL (1952) unterstützen diese Zuordnung des Erlenmooser und Erolzheimer Riedels. Die Hochflächen des Holzstöcke- und Heggbacher Feldes werden von den letztgenannten Bearbeitern in das Mindelglazial gestellt. Der Erlenmooser und Erolzheimer Schotterriedel werden seit GRAUL (1962, 1968) als donauzeitlich eingeordnet. Das von ihm als donauzeitlich ausgewiesene Heggbacher Feld wird von SCHÄDEL & WERNER (1963) als günzzeitlich angesehen. Das Holzstöcke-Feld wird von GRAUL (1962) dem Günz zugeordnet. Diese stratigraphische Zuordnung wird in der Literatur bis heute eingehalten, ebenso wie die Stellung des Kellmünzer Feldes in das Donauglazial (LÖSCHER 1976) und die der Walpertshofener Schotteranhöhe in das Günz (HAAG 1982). Die Schotterkörper von Illerrieden und Dorndorf werden von SCHÄDEL (1952) in das Mindel I und Günz II gestellt. GRAUL (1962) sieht den Illerriedener Schotterkörper als Donau I-zeitlich, die südliche Dorndorfer Schotterfläche jedoch als Donau II-zeitlich an. Dessen nördlicher Bereich wird von ihm dem Günz I zugeordnet. Beide Vorkommen werden von SCHÄDEL & WERNER (1963) hingegen zum Donau II gerechnet.

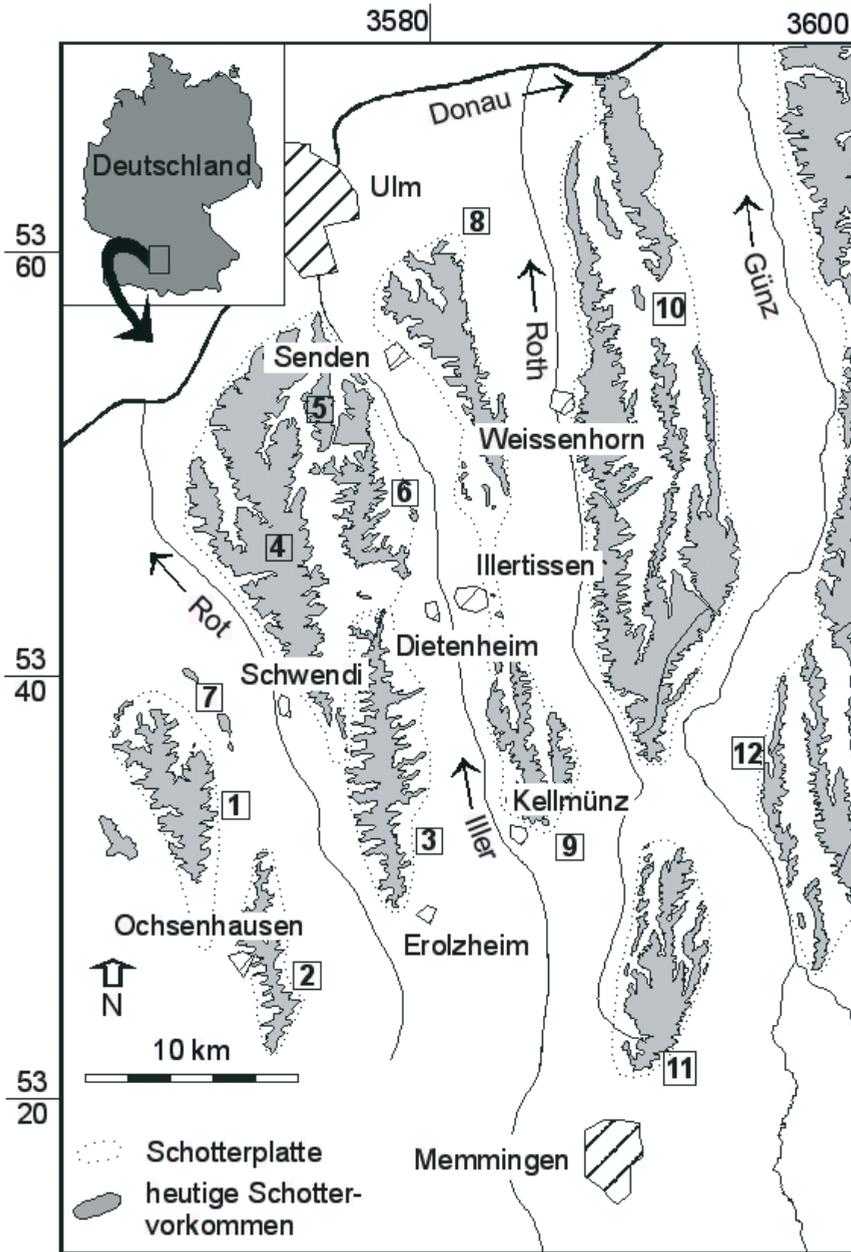


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes mit den untersuchten Schottervorkommen 1 bis 6 sowie angrenzenden Schotterkörpern. Es bedeuten 1: Heggbacher Feld, 2: Erlenmooser Riedel, 3: Erolzheimer Riedel, 4: Holzstöcke-Feld, 5: Sendener Feld, 6: Kellmünzer Feld, 7: Weissenhorn-Kissendorfer Feld, 8: Eisenburger Feld, 9: Inneberg-Reisensburger Feld.

Fig. 1: General map showing the investigated gravel occurrences 1 to 6 and gravel areas in the neighbourhood.

Tab. 1: Zusammenstellung der stratigraphischen Gliederungen für die untersuchten Schotterkörper aus wichtigen Bearbeitungen. Die Gebiete von Weißenhorn-Kissendorfer Feld (Nr. 7 in Abb. 1), Eisenburger Feld (Nr. 8) und Inneberg-Reisensburger Feld (Nr. 9) sind im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht neu aufgenommen worden. ÄDS: Älterer Deckenschotter; JDS – Jüngerer Deckenschotter; UZT, MZT, OZT – Untere, mittlere, obere Zwischenterrassenschotter; UDS: Untere Deckschotter, ÄP – Ältestpleistozän; PGS – Periglaziale Schotter.

Tab. 1: Summary of stratigraphies for the investigated gravel areas derived from important papers. Abbreviations see above.

Schotterkörper (Nummerierung nach Abbildung 1)								
Bearbeiter	1 (Süd)	1(Nord)	2	3	4	5 (Süd)	5 (Nord)	6
PENCK & BRÜCKNER (1901-1909)	ÄDS (Günz)	-	ÄDS (Günz)	ÄDS (Günz)	ÄDS (Günz)	-	-	-
WEIDENBACH (1937 / 1940)	JDS (Mindel)	-	Günz	Günz	JDS (Mindel)	-	-	-
Übersichtskart. SW- Deutschl. (1938)	Mindel	-	Günz	Günz	Mindel	Günz	Günz	Günz
SCHÄDEL (1953)	Mindel I	Mindel I	Günz I	Günz I	Mindel I	Günz II	Mindel I	-
GRAUL(1962)	Donau II	Donau II	Donau I	Donau I	Günz I	Donau I	Donau II + Günz I	-
SCHÄDEL & WERNER (1963)	Günz	-	Donau I	Donau I	Günz	Donau II	Donau II	-
GRAUL (1968)	Donau II	-	Donau I	Donau I	Günz	Donau II	Donau II	-
LÖSCHER (1976)	-	-	UDS (Donau)	UDS (Donau)	UZT (Günz)	MZT (Günz)	MZT/OZT Günz	UDS (Donau)
			+ PGS	+ PGS				+ PGS
HAAG(1982)	Günz	Günz	ÄP (Donau)	ÄP (Donau)	Günz	-	-	ÄP (Donau)
Übersichtskarte Iller-Riß-Gebiet (1988)	Günz	Günz	Donau	Donau	Günz	Günz	Günz	Donau
SCHREINER (1989 ff)	Günz	Günz	Donau	Donau	Günz	Günz	Günz	Donau
DOPPLER (2003)	Günz 2	Günz 2	Donau+Günz	Donau+Günz	Günz 2	Günz 1+2	Günz 1+2	Donau+Günz
			+ PGS	+ PGS				+ PGS

LÖSCHER (1976) stellt das Holzstöcke-Feld, die Illerriedener und Dorndorfer Schotterkörper zu unterschiedlichen Niveaus von Zwischenterrassenschottern, die zum größten Teil dem Günz zugeordnet werden. Auf Grund des Fehlens von Dolomitgeröllen, die für glazifluviale Ablagerungen des Nördlichen Alpenvorlands typisch sind, sollen sie durch periglazial-fluviatile Umlagerung entstanden sein. Die donauzeitlichen, kristallinarmen und teilweise dolomitführenden Schotter von Och-

senhausen, Erolzheim und Kellmünz werden von LÖSCHER (1976) als Hangendfazies mit glazifluviatiler Genese bezeichnet. Die ebenfalls von LÖSCHER (1976) im Riß-Iller-Gebiet beschriebene kristallinreiche, dolomitfreie Liegendfazies - von DOPPLER (2003) als Älteste Periglazialschotter in Molassekristallinfazies bezeichnet - steht unter den als donauzeitlich eingestufteten Sedimenten an. Sie ist nach SINN (1972) ein Aufarbeitungsprodukt aus der Adelegg, das von einer periglazialen

Tab. 2: Terrassenstratigraphische Gliederungen des Iller-Riss-Gebietes nach den Vorstellungen von GRAUL (1943, 1949, 1962), PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) und JERZ (1975).

Tab. 2: Stratigraphies of the terrace succession of the Iller-Riss-tract according to GRAUL (1943, 1949, 1962), PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) and JERZ (1975).

System I	System II	Stratigraphie
Niederterrassenschotter	Niederterrassenschotter Tieferer Niederterrassenschotter Höherer Niederterrassenschotter	Würm
Hochterrassenschotter Tieferes Niveau Höheres Niveau	Hochterrassenschotter Tieferer Hochterrassenschotter Höherer Hochterrassenschotter	Riss
Zwischenterrassenschotter Unterer Zwischenterrassenschotter Mittlerer Zwischenterrassenschotter Oberer Zwischenterrassenschotter*	Jüngerer Deckenschotter Tieferer Jüngerer Deckenschotter Höherer jüngerer Deckenschotter Älterer Deckenschotter Tieferer Älterer Deckenschotter Mittlerer Älterer Deckenschotter Höherer Älterer Deckenschotter	Mindel / Günz Mindel / Haslach Mindel Haslach Günz / Donau Günz / Donau Günz / Donau
Deckschotter Unterer Deckschotter	Höherer Älterer Deckenschotter	Donau / Biber Donau / Biber
Mittlerer Deckschotter Oberer Deckschotter	Ältester Deckenschotter Tieferer Ältester Deckenschotter Höherer Ältester Deckenschotter	Biber
Hochschotter	Hochschotter	Biber / Pliozän

* im Rot-Günz-Gebiet Unterer, Mittlerer und Oberer Zwischenterrassenschotter

System I nach GRAUL (1943, 1949, 1962) System II nach PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) und JERZ et al. (1975)

Ur-Argen angeliefert wurde. Östlich des Reiß-Iller-Gebiets anstehende kristallinreiche Schotter werden von EBERL (1930) in das Pliozän gestellt und als Ottobeurer Schotter bezeichnet. SINN (1972) sieht in ihnen unterpleistozäne, periglazial-fluviatile Schüttungen einer Ur-Eschach, -Rohrach und -Rottach, deren generelle Entwässerungsrichtung in nordöstlicher Orientierung verlaufen sein soll.

Die Literaturlaufarbeitung dieses Absatzes verdeutlicht die bisherigen Schwierigkeiten bei der stratigraphischen Zuordnung der fluviatilen Ablagerungen im Raum südlich von Ulm und die Änderungen im Verlaufe der fortschreitenden Forschungstätigkeit. Die vorliegenden Untersuchungen sollen einen Beitrag liefern, die fraglichen Sedimente mit den Abfolgen des Illergletschergebietes zu korrelieren und eine lithostratigraphische Untergliederung anzubie-

ten, die neue Erkenntnisse zur Geometrie und lithologischen Charakteristik der Paläotäler berücksichtigt. Dies erfolgt auch vor dem Hintergrund noch offener stratigraphischer Fragen, die nachfolgend skizziert werden und bislang die Korrelation von pleistozänen Abfolgen des nordwestlichen mit denen des nordöstlichen Alpenvorlandes erschwert haben

Das Reiß-Iller-Gebiet liegt im Grenzbereich zweier derzeit gültiger stratigraphischer Gliederungen, welche insbesondere für den Zeitraum vor dem Holstein stark divergieren (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2002, LITT et al. 2005). Die für das baden-württembergische Rheingletschergebiet erarbeitete Stratigraphie (ELLWANGER et al. 1995, VILLINGER 2003) steht derjenigen für das bayerische Alpenvorland gegenüber (JERZ 1995, DOPPLER 2003). Eine aktuelle Übersicht

unterschiedlicher Teilstratigraphien ist in HABBE (2003) wiedergegeben.

Die Diskrepanzen in den Stratigraphien westlich und östlich der Iller beruhen u. a. auf dem verschiedenen methodischen Ansatz, bei dem in Bayern die morphostratigraphische Untersuchung und in Baden-Württemberg die lithostratigraphische Interpretation von Beckenabfolgen im Vordergrund steht. Die besonders im Oberrheintal-Graben sowie im Hoßkircher Becken aufgefundenen Sedimente erlauben eine sequenz-stratigraphische Gliederung, mit der durch den Nachweis lithologischer Wechsel auf klimatische Veränderungen geschlossen werden kann. Die zeitliche Einordnung und die Korrelation mit anderen Quartärstratigraphien wird hier durch biostratigraphische und chronostratigraphische Informationen gestützt (LITT et al. 2005). Die bayerische Quartärgliederung beruht auf der Gliederung von Schmelzwasserterrassen, welche im Gefolge der klassischen Untersuchungen von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) zum Nachweis immer komplexeren Terrassenabfolgen geführt hat. Mit der glazialen Serie wird für die letzten drei Glazialkomplexe (Mindel, Riss, Würm) die Verbindung von kaltklimatischem Klimasignal zum Sedimentkörper, der durch Gletscherschmelzwasser aufgeschüttet worden ist, hergestellt.

Den beiden stratigraphischen Konzepten gemeinsam ist die Zweiteilung in einen unterpleistozänen Abschnitt, in dem flächenhaft Deckenschotter verbreitet sind, und einen mittel- und oberpleistozänen Abschnitt. Dieser wird durch markante Moränensequenzen mit zugehörigen Terrassen geprägt. Von ELLWANGER et al. (1995) wird für den Rheingletscherbereich der Begriff morpho-tektonische Wende eingeführt und mit schubweisen Krustenbewegungen im Verlauf des Quartär in Verbindung gebracht, die solche auffallenden Fazieswechsel verursacht haben könnten. Die Bezeichnung morphologisch-tektonische Wende hat SCHLÜCHTER (1989) für das schweizerische Alpenvorland geprägt, um die älteren Deckenschotter-Vereisungen von den vier jüngeren Vorlandvereisungen gemäß des Systems von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) zu unterscheiden.

Inkonsistenzen bei unterschiedlichen Regionalstratigraphien sind auch darauf zurückzuführen, dass die Dynamik der alpinen Gletscher regional unterschiedliche Überlieferungsdichten geologischer Zeugnisse aus den jeweiligen Zeitscheiben zur Folge hatten. Diese haben die Erosions- und Akkumulationstätigkeit im Vorland maßgeblich bestimmt, jedoch aufgrund ihrer differierenden Größe unterschiedlich auf Klimasignale reagiert. Der kleine Illergletscher hat beispielsweise schneller, aber wegen des kleineren Einzugsgebietes weniger ausgreifend auf eine Klimaänderung als der deutlich größere Rheingletscher reagiert. Dadurch sind Zeiten mit dominierender glazifluvialer Akkumulation oder Erosion selbst bei zwei benachbarten alpinen Schmelzwassersystemen nicht zwangsläufig zeitgleich erfolgt. Neben der sedimentologisch-petrographischen Untersuchung stellt daher die Rekonstruktion von Paläotälern aufgrund geometrischer Kriterien (Kap. 4) ein wichtiges Hilfsmittel zur Klärung der Ablagerungsreihenfolge dar.

2 Methode

Die quartären Ablagerungen des Untersuchungsgebiets wurden im Gelände geologisch kartiert und das Material in Aufschlüssen sedimentologisch-petrographisch aufgenommen. An Sedimentproben erfolgten im Labor weitere Untersuchungen, beispielsweise zur Korngrößenverteilung, Morphometrie, Schotterpetrographie und zum Schwermineralgehalt der Sandfraktion, um die Ablagerungsbedingungen sowie das Liefergebiet charakterisieren zu können. Es handelt sich dabei um Standardmethoden, die in der Literatur bereits mehrfach eingehend beschrieben worden sind (z. B. LÖSCHER 1976, SCHREINER 1992, BECKER-HAUMANN 1995, 2005). Im Folgenden werden zwei Verfahren näher beschrieben, die bei der vorliegenden Untersuchung im Vordergrund standen und deren Ergebnisse in Kapitel 3 erläutert werden.

Schotterpetrographie

Um stratigraphische Zuordnungen unterstützen und die Liefergebiete der Schotter eingrenzen zu können, wurden geröllpetrographische

Analysen an 43 Sedimentproben durchgeführt (Tab. 3). Pro Probe wurden durchschnittlich 300 Gerölle der Kornfraktion 20-63 mm (Grobkies) analysiert. Die Anzahl von 300 Geröllen erachten wir als ausreichend, denn Kontrollzählungen zeigten, dass bei 300, 400, 500 und 600 Komponenten die prozentuale Zusammensetzung innerhalb des statistischen Fehlers gleich bleibt. FEZER (1969) hat für das Untersuchungsgebiet beschrieben, wie die petrographische Zusammensetzung von der Korngröße beeinflusst wird, so dass an Stichproben ebenso die Fraktion 11,2-20 mm (Fein-, Mitteltkies) untersucht wurde. Die Zählergebnisse dieser Fraktion stimmen mit denen der Grobkiesfraktion überein. Folgende Gesteinstypen wurden unterschieden und zu fünf lithologischen Gruppen zusammengefasst:

I Kalkstein

Kalkstein - Meist mikritische alpine Kalke, bei denen schwarze Kalke, helle, grauweiße Kalke, rotbraune Kalke, gelbe Fleckenkalke gesondert ausgezählt wurden. Kalke mit gelben Krusten entstehen durch Verwitterung aus mikritischen Kalken.

Kieselskelette - Völlig entkalkte, splittrig zerfallende Residuate unreiner Kalksteine. Nur das Kieselgerüst ist erhalten.

II Dolomit

Dolomit in unterschiedlichster Erhaltung von leicht verwitterten Geröllen bis zu stark sandenden, leicht zerfallenden so genannten Dolomitaschen (FEZER 1969).

III Sandstein und Konglomerat

Sandstein - Fein- bis mittelkörnige Sandsteine und Konglomerate, z. T. stark karbonatisch mit Unterteilung in helle Molassesandsteine, Flyschsandsteine, roter Sandsteine, Quarzsandsteine und Glaukonitsandsteine.

IV Kristallin

Kristalline - Meist helle Gneise und dunkle Amphibolite sowie Epidot-Chlorit-(Glimmer-) Schiefer und hellgrün-weiß gebänderte Epidotquarzite. Selten kommen rote Granite vor. Die Gneise zerfallen durch Verwitterung meist leicht.

V Harte

Gangquarz - Oft grobe, milchig trübe, weiße bis gelbliche Gerölle.

Quarzit - Quarzite metamorpher Abkunft und kieselig gebundene Sandsteine aller Farbvariationen.

Radiolarit - Dunkelrot, feingeadert ausgebildete Kieselgesteine.

Hornstein - Schwarzbraune Kieselkonkretionen, die nur selten (< 1%) vorkommen und mit den Radiolariten zusammengefasst wurden.

Schwermineralanalysen

Nach den Untersuchungen von WEYL (1952) wurden im Riß-Iller-Gebiet erneut systematische Schwermineralanalysen durchgeführt, um ergänzende Informationen über die Herkunft und Transportrichtung der Sedimente zu erhalten (Tab. 4). Dazu wurde an 97 Proben die Korngrößenfraktion 0,4–0,063 mm abgesiebt und 15 Minuten lang mit 25%-iger Salzsäure gekocht. Dadurch werden Eisenhydroxidverkrustungen beseitigt, die die spätere Analyse behindern, jedoch wird auch das Mineral Apatit entfernt. Die Schwerentrennung erfolgte mit Natrium-Polywolframat ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) mit einer Dichte von $2,85 \text{ g/cm}^3$ in einer Zentrifuge bei 2500 U/min. Nach Reinigung und Trocknung wurden die Schwerminerale in Kanadabalsam mit einem Brechungsindex von $n = 1,54$ eingebettet. Nach anschließender Aushärtung und Reinigung der Präparate erfolgte die polarisationsoptische Bestimmung von rund 100 transparenten Schwermineralkörnern nach BOENIGK (1983).

Zu Auswertungszwecken sind die Minerale gemäß ihrer Verwitterungsresistenz nach BOENIGK (1983) in folgende Gruppen zusammengefasst worden:

I Instabile - Granat, grüne und braune Hornblende, Klinopyroxen

II Stabile - Epidot, Staurolith

III Sehr Stabile - Andalusit, Disthen, Sillimanit

IV Extrem Stabile - Zirkon, Rutil, Turmalin.

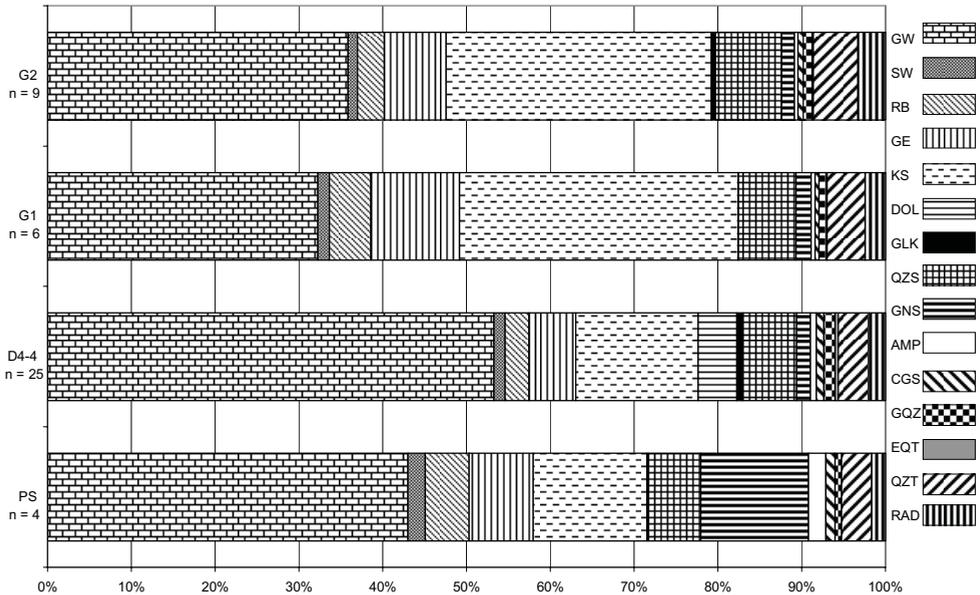


Abb. 2: Mittelwerte der schotterpetrographischen Analysen. Es bedeuten G2: Günz-2-zeitlicher Schotter, G1: Günz-1-zeitlicher Schotter, D4-4: Donau-4-4-zeitlicher Schotter, PS: Ältester Periglazialschotter, Abkürzungen in der Legende wie in Tabelle 2.

Fig. 2: Mean values of the petrography of the gravels. G2: Günz-2-age gravels, G1: Günz-1-age gravels, D4-4: Donau-4-4- age gravels, PS: Ältester Periglazialschotter, abbreviations of the petrography see table 2.

3 Ergebnisse

Schotterpetrographie

Aufgrund des hohen Alters der Sedimente und der feuchten Witterungsbedingungen der Region (heutiger Wert: 800-900 mm/Jahr) spielt die Verwitterung bei der schotterpetrographischen Zusammensetzung eine große Rolle. Bei geringmächtigen Schottern kann es dadurch über das gesamte Profil zur Anreicherung von harten Komponenten (Quarz, Quarzit, Hornstein, Radiolarit) kommen, während karbonatische Gerölle (Kalkstein, Dolomit) stark korrodiert oder aufgelöst sein können.

Über den Anteil an Kieselskeletten kann nur näherungsweise auf den primären Gehalt von Karbonaten geschlossen werden. Berechnungen des ursprünglichen Anteils von Karbonatgeröllen, wie sie VILLINGER (2003) für die Sedimente der Restschotter im Raum Ehingen-Rottenacker durchführt, erscheinen

problematisch, da der Anteil völlig aufgelöster Karbonate nicht in die Kalkulation eingeht. Zudem können laterale Schwankungen der Schotterzusammensetzung zu Fehlrechnungen führen, wenn Daten aus anderen Bereichen eines Schotterniveaus als Referenz herangezogen werden. Aus dem erweiterten Untersuchungsbereich gibt es zahlreiche Beispiele für lateral heterogene Zusammensetzungen von Schotterkörpern (BECKER-HAUMANN 2005).

Zuverlässig gelingt die Unterscheidung des Ältesten Periglazialschotters (Bezeichnung nach DOPPLER 2003, kristalline Liegendfazies nach SINN 1972) auf den Schotterfeldern von Ochsenhausen, Erolzheim sowie Kellmünz von den überlagernden glazifluviatilen Schottern (Hangendfazies nach LÖSCHER 1976), die dem Donau 4-4 zugerechnet werden (Abb. 2). Während die Kristallingehalte der glazifluviatilen Schotter zwischen 1% und 7% liegen, weisen die Ältesten Periglazialschotter solche von 13-19% auf. Diese Unterschiede lassen sich nicht auf Verwitterungseffekte zurückführen, da die

Anteile an Kieselskeletten annähernd gleich sind und bei den Proben von der Ochsenhauser und der Erolzheimer Hochfläche sogar unter denen der Hangendfazies liegen. Das Spektrum der Kristallingerölle wird in den Sedimenten der Ältesten Periglazialschotter im Wesentlichen von hellen Gneisen und dunklen Amphiboliten geprägt, daneben finden sich Epidot-Chloritschiefer mit 2-3%. Der Anteil an Epidot-Chloritschiefern beträgt in der glazifluviatilen Hangendfazies demgegenüber nicht mehr als 2%. Der von GEIGER (1969) und LÖSCHER (1976) angeführte hohe Anteil heller Gneise aus dem Silvretta-Gebiet wird durch die eigenen Analysen bestätigt.

Die Untersuchungen innerhalb des Donau-4-Niveaus zeigen, dass das Kristallinspektrum weitaus differenzierter ist, als von GEIGER (1969), EICHLER (1970) und LÖSCHER (1976) beschrieben. Neben den in Tabelle 3 angegebenen Gesteinsarten treten Diabase, rote Granite und dunkelgrüne Epidotquarzite auf. Vereinzelt finden sich rote Granite mit bis zu 14 cm Durchmesser, wie sie in den jüngeren, mindelzeitlich eingestufteten Schottern als typisches Rheingletschermaterial beschrieben werden (GEIGER 1969, HAAG 1982, SCHAEFER 1995). Die qualitativen Untersuchungen von BECKER-HAUMANN (1996) zeigten bereits, dass diese Komponenten ebenso in pleistozänen Illerschottern verbreitet sind. Nach SINN (1972) und LÖSCHER (1976) ist das Auftreten der genannten Kristallingesteine auf Umlagerung aus dem tertiären Hochgratfächer (Eschach-Kürnacher Wald) zurückzuführen.

In den Sedimenten des Hochgratfächers treten bevorzugt helle Muskowit-Gneise (EBERHARD 1987, HALDER 1988) und Amphibolite (EBERHARD 1987, HANSEL 1989) auf, wobei die Amphibolite bereits im Adelegg-Gebiet starke Verwitterungsspuren aufweisen, da sich dort die Gerölle bereits auf sekundärer Lagerstätte befinden. Sie entstammen dem Silvretta-Kristallin (TANNER 1944). Im Zuge der pleistozänen Umlagerung wurden die Gehalte der Amphiboliterölle weiter reduziert, so dass heute nur Werte von 1-3% in den Schmelzwasserschottern erreicht werden (Tab. 3, GEIGER 1969, LÖSCHER 1976). Die Ausgangsgehalte von Amphiboliten und Gneisen sind im Hochgrat-

fächer mit 1-20% recht variabel (HALDER 1988, EBERHARD 1986). Das Geröllspektrum wird bei den Schottern der glazifluviatilen Hangendfazies (Donau 4) von Gesteinen der Silvretta-Decke (Kristallin), der osthelvetischen Decken und aus dem Ostalpin (Sedimente) dominiert (GEIGER 1969, VILLINGER 2003).

Die geröllpetrographischen Untersuchungen im Arbeitsgebiet (Abb. 2) zeigen, dass es innerhalb der untersuchten Einheiten - der Ältesten Periglazialschotter sowie der glazifluviatilen Fazies aus der Donau- und Günzeiszeit - zu einer nur unwesentlichen Vergrößerung des alpinen Einzugsgebietes von Rhein- und Illergletscher kam. Wesentlich ist, dass das periglazial-fluviatile Material große Anteile von Adelegg-Material (hoher Silvretta-Anteil, geringer Amphibolitgehalt), die glazifluviatilen Schotter hingegen überwiegend Komponenten der Ostalpinen Decken (geringer Silvretta-Anteil in Bezug zum Amphibolitgehalt, erhöhter Chloritschiefer-Gehalt) enthalten. Eine Unterscheidung zwischen donau- und günzeitlichen Terrassenschottern ist nicht möglich. Die unterpleistozänen Sedimente zeigen insgesamt eine hohe Diversität bei den Kristallingesteinen.

Eine petrographische Differenzierung der glazifluviatilen Ablagerungen gelingt erst bei den haslach- und mindelzeitlichen Schottern (GRAUL 1953, GEIGER 1969, HAAG 1982, SCHAEFER 1995), denn das zentralalpine Grundgebirge wurde durch glazigenen Einfluss zunehmend abgetragen, was zur lithologischen Veränderung des Liefergebiets führte (VILLINGER 2003). Eine weitere Auffälligkeit der Hangendfazies westlich des heutigen Illertals ist das weitgehende Fehlen des Dolomits (0-1%). Nach DOPPLER (2003) zeigen auch die eigenen Untersuchungen, dass dort nur noch geringe Reste nicht entkalkter Schotter erhalten geblieben sind. Dies könnte für einen Verwitterungseffekt sprechen, jedoch sind die Schotter östlich des Illertales von vergleichbarem Alter und führen Dolomit in Anteilen von 15 bis 22% (EBERL 1930, EICHLER 1970, RÖGNER 1986, SINN 1972). Dolomite treten verstärkt in haslach- und mindelzeitlichen Sedimenten auf (SCHREINER & EBEL 1981, HAAG 1982, SCHAEFER 1995).

Für die höheren Dolomitgehalte des Kellmünzer Schotters ist weniger der Einfluss des Iller-

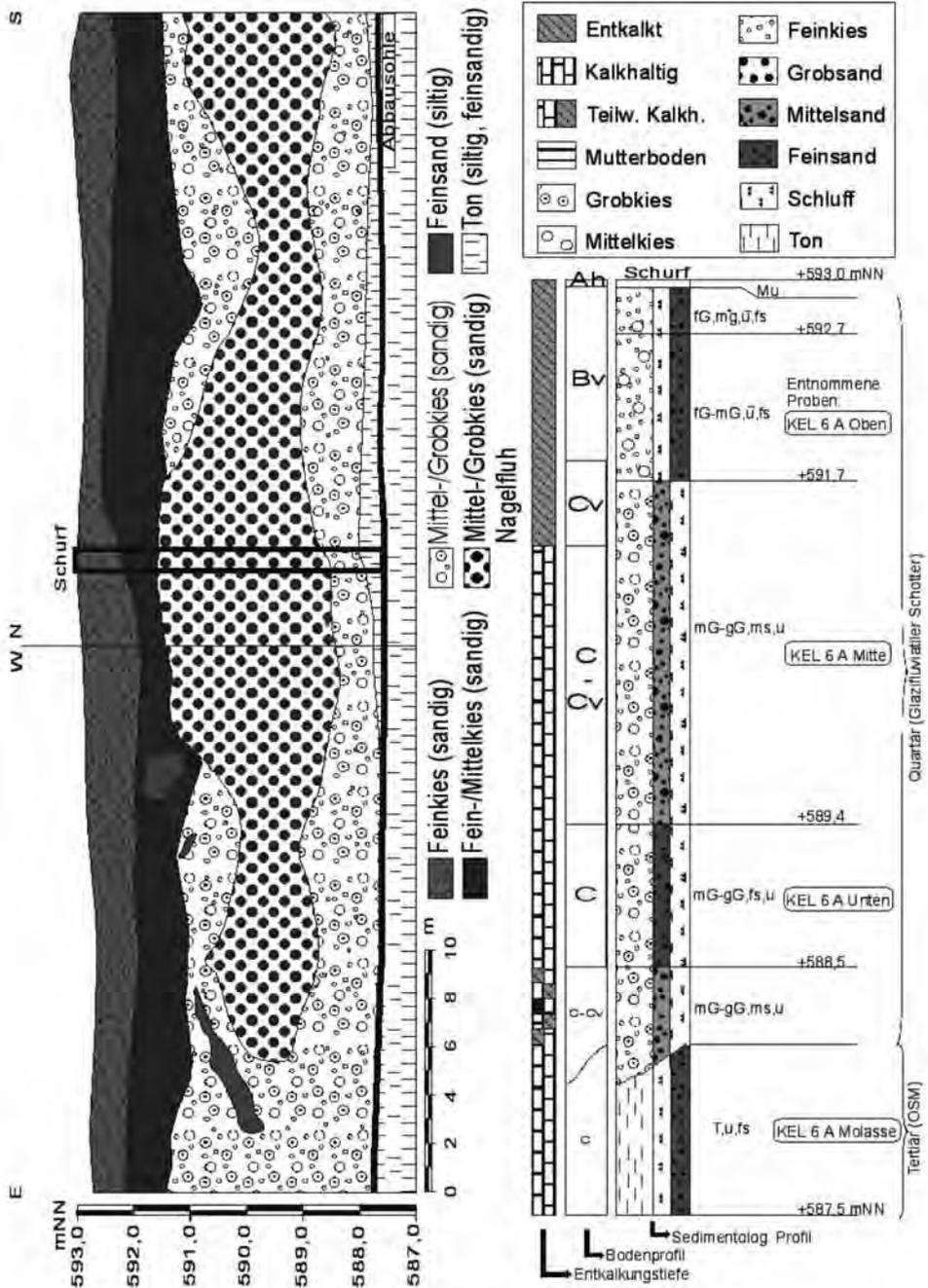


Abb. 3: Kiesgrube bei Untereichen. Links: Skizze der Abbauwand im östlichen Abbaubereich. Rechts: Profil des Schurfes. Die Höhe des Schurfes ist nicht maßstäblich, sondern in Teilbereichen aufgespreizt.

Fig. 3: Gravel pit near Untereichen. The sketch on the left displays the eastern cut of the pit. On the right the section of the deposits is shown. The vertical scale is exaggerated.

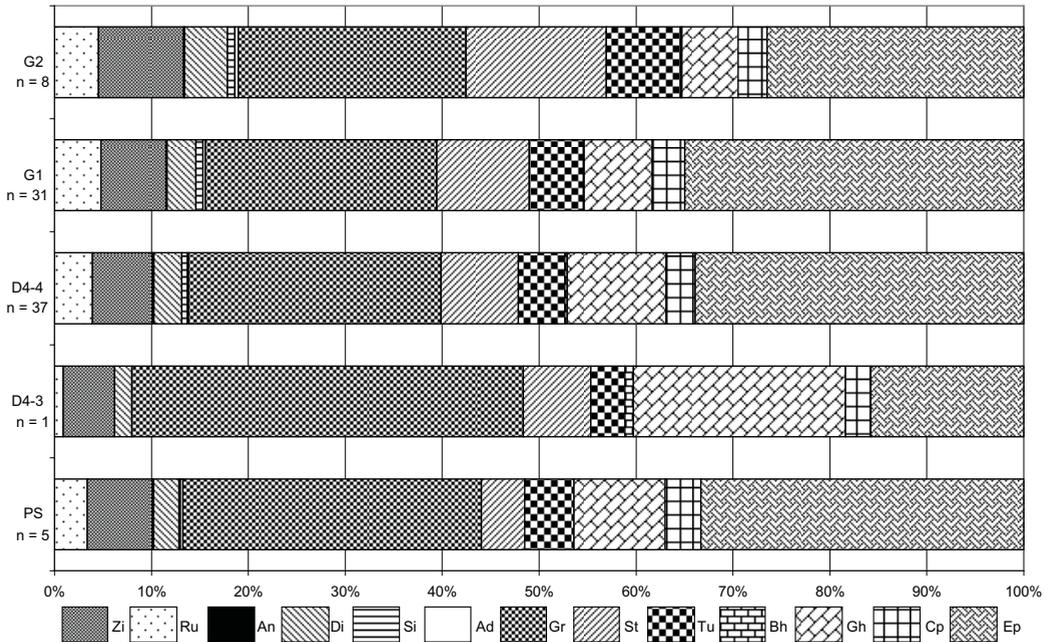


Abb. 4: Mittelwerte der Schwermineralanalysen der untersuchten Schotter. Es bedeuten G2: Günz-2-zeitlicher Schotter, G1: Günz-1-zeitlicher Schotter, D4-4: Donau-4-4-zeitlicher Schotter, PS: Ältester Periglazialschotter, Abkürzungen in der Legende wie in Tabelle 3.

Fig. 4: Mean values of the heavy mineral analyses. G2: Günz-2-age gravels, G1: Günz-1-age gravels, D4-4: Donau-4-4- age gravels, PS: Ältester Periglazialschotter, abbreviations of the heavy minerals see table 3.

gletschers, als die lokal reduzierte Verwitterungswirkung verantwortlich. Das Material des Kellmünzer Schotter, das bei Untereichen untersucht wurde, ist vermutlich vom Rhein- und nicht vom Illergletscher (SINN 1972) geliefert worden. Dafür sprechen die Einregelungsmessungen mit einer Vorzugsrichtung aus 212° . Es ist allerdings darauf hinzuweisen, dass sich die Herkunft dieser unterpleistozänen Schotter derzeit nicht zweifelsfrei klären lässt, da die Petrographie keine eindeutigen Schlüsse zulässt und die Dichte der Paläoströmungsinformationen vergleichsweise gering ist.

Der Schotter bei Untereichen (Abb. 3) besteht im unteren Bereich weitgehend aus schluffigen bis feinsandigen Grobkiesen, die mit korngestützten, mittelsandigen Grob- bis Mittelkiesen wechseln. Darüber folgen mittelsandige Grob- bis Mittelkiese in Wechsellagerung mit grobsandigen Grobkiesen. Diese gehen zum Hangenden in z. T. stark schluffige Fein- bis

Mittelkiese und mittel- bis feinsandige Grobkiese mit vereinzelt Blocklagen über. Die Entkalkungstiefe der Abfolge beträgt etwa 2 m, darunter folgt in unregelmäßiger Ausprägung - auf zirkulierende Porenwässer und sekundäre Kalkausfällung zurückgehend - zu Nagelfluh verbackener Schotter. Ein stellenweise direkt über der Molasse auftretender unterer Entkalkungshorizont in den Schottern ist wahrscheinlich auf Prozesse an der Oberfläche des Grundwassers zurückzuführen. Aufgrund der Überprägung der Sedimente durch Verwitterung (Braunerde-Bodenbildung) und Porenwasser steht lediglich etwa ein Meter eines nicht oder kaum alterierten Schotterrestes an (C-Horizont des Bodenprofils in Abb. 3). Insbesondere die Ausbildung bzw. Erhaltung des Sedimentes im oberen, stärker den Verwitterungsprozessen ausgesetzten Schotterbereich ist mit den Verhältnissen der anderen untersuchten Schottervorkommen vergleichbar.

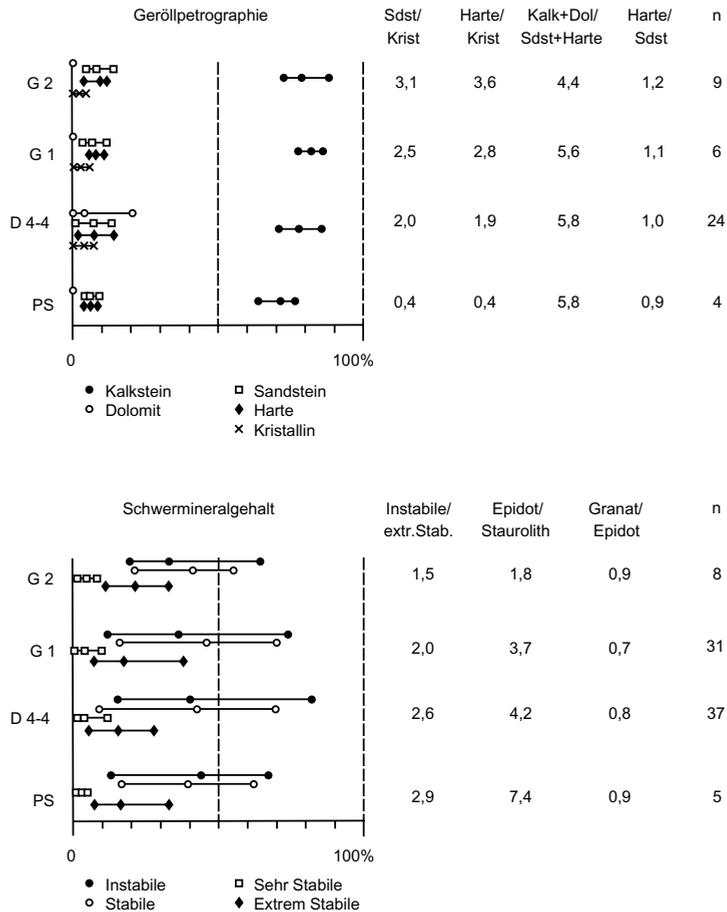


Abb. 5: Auswertung der Analysenergebnisse durch Quotientenbildung einzelner Geröll- (oben) bzw. Schwermineralgruppen (unten). n: ausgewertete Probenzahl.

Oben links sind die Minimal-, Mittel- und Maximalgehalte von fünf petrographischen Gruppen gemäß Tabelle 2 eingetragen. Daran ist die Streuung der Ergebnisse innerhalb der stratigraphischen Einheiten PS (Ältester Periglazialschotter), D 4-4 (Donau-4-4-zeitlicher Schotter), G 1 (Günz-1-zeitlicher Schotter) und G 2 (Günz-2-zeitlicher Schotter) zu erkennen. Auf der rechten Seite sind Quotienten aus den Mittelwerten der angegebenen Geröllgruppen errechnet, die eine systematische Veränderung von den ältesten zu den jüngeren Terrassen erkennen lassen. Im unteren Teil der Abbildung ist die Auswertung für die Schwermineralgehalte in den untersuchten Terrassen angegeben. Daraus lässt sich schließen, dass über die Zeit eine Veränderung der Sedimentanlieferung erfolgt ist (weitere Erläuterung im Text).

Fig. 5: Petrographic (above) and heavy mineral analyses (below) of the investigated gravels.

The minimal, mean, and maximum values of petrographic composition of the gravels (tab. 2) are shown above left. The high variation of the stratigraphic units PS (Ältester Periglazialschotter), D 4-4 (Donau-4-4-age gravels), G1 (Günz-1-age gravels) and G2 (Günz-2-age gravels) can be recognized. On the above right diagram the quotients of the mean values for several petrographic associations are given showing a systematic trend from the older towards the younger terrace units. In the lower part of the figure the analogous calculations of the heavy mineral content is shown (tab. 3). This reveals the conclusion that the sediment supply has changed over time. For further explanations see text.

In Übereinstimmung mit DOPPLER (2003) ergibt sich, dass eine schotter-petrographische Unterscheidung nur zwischen Ältestem Periglazialschotter und den glazifluviatilen Schottern der Hangendfazies möglich ist. Das Fehlen von Leitgeröllen verhindert eine klare Unterscheidung zwischen Material, das durch den Rhein bzw. die Iller angeliefert worden ist. Trotz der generellen verwitterungsbedingten Einschränkung bei der Interpretation des Dolomitgehaltes ist auffallend, dass die glazifluviatilen Vorkommen westlich des heutigen Illertales weitgehend dolomitfrei, die östlich anschließenden dolomitführend sind. Werden die untersuchten Geröllfraktionen in petrographische Gruppen gemäß der Tabelle 3 zusammengefasst, zeigt sich, dass der durchschnittliche Gehalt an Kalksteinen zu den jüngeren Terrassenschottern von 71,5% (Ältester Periglazialschotter) auf etwa 80% (Günz 2) zunimmt (Abb. 5). Werden die mittleren Anteile der Sandsteine und der Harten (Radiolarit, Hornstein, Quarz, Quarzit) in Relation zu den Kristallinen gesetzt, ergibt sich bei den donau- und günzzeitlichen Terrassen ein klarer Trend zu höheren Werten bei den günzzeitlichen Ablagerungen, der auf eine relative Abreicherung kristalliner Gerölle zurückgeht (Abb. 5). Bei den Ältesten Periglazialschottern liegen die Werte aufgrund der hohen Kristallinanteile von durchschnittlich 16% bei 0,4. Werden die Karbonate (Kalkstein und Dolomit) ins Verhältnis zu den Sandsteinen und Harten gesetzt, sinken die Quotienten von 5,8 bei den Ältesten Periglazialschottern auf 4,4 bei den Günz 2-Sedimenten ab. Ein Trend zu höheren Werten ist bei dem Anteil der Harten zu dem der Sandsteine von den alten zu den jungen untersuchten Terrassenschottern ablesbar, was eine starke Zunahme der Harten um etwa 4 Prozentpunkte entspricht.

Schwerminerale

Das Schwermineralspektrum wird bei den untersuchten Ablagerungen von der charakteristischen alpinen Schwermineralassoziaton von Granat, Epidot und Staurolith dominiert und entspricht den von LÖSCHER et al. (1978) und RÖGNER (1986) mitgeteilten Werten. Im Ältesten Periglazialschotter betragen die Gehalte

von Granat 38-58%, für Epidot 14-59% und für Staurolith 2-9% (Proben SW-12, 78, 84 gemäß Tab. 4). Grüne Hornblende liegt mit maximal 20% vor (Probe SW-84 gemäß Tab. 4), jedoch werden 6% meist nicht überschritten (Abb. 4, Tab. 4). Diese Werte bestätigen die Daten, die LÖSCHER et al. (1978) für den Aufschluss Untereichen mitgeteilt haben.

Die große Streubreite bei den einzelnen Mineralen sowie bei den aufgrund unterschiedlicher Verwitterungsresistenz gebildeten Mineralgruppen (Instabile, Stabile, sehr Stabile, extrem Stabile) lässt keine sichere Unterscheidung der Terrassensedimente zu. Dennoch lassen sich einige Tendenzen aus den Daten ableiten. Im Mittel ist von den D4-4- zu den G2-Schottern eine Abnahme des Gehaltes an grüner Hornblende sowie eine Zunahme der Staurolith- und Turmalinanteile zu verzeichnen (Abb. 4, Tab. 4). Das Verhältnis von Epidot zu Staurolith sinkt innerhalb der vier Einheiten von 7,4 auf 1,8. Da beide Minerale ähnlich verwitterungsresistent sind, zeigt dies eine primäre Zunahme des Stauroliths an. Trotz der Schwankungsbreiten ist auffallend, dass der mittlere Gehalt von Granat wie auch der ganzen Gruppe der instabilen Schwerminerale (Granat, Hornblende, Klinopyroxen) von den Ältesten Periglazialschottern zur Günz 2-Terrasse um etwa 11 Prozentpunkte abnimmt. Gleichzeitig steigt der Gehalt der extrem stabilen Schwerminerale um etwa 6 Prozentpunkte an. Dies spiegelt sich in einer Verringerung des Quotienten aus dem Anteil instabiler und extrem stabiler Schwerminerale von 2,9 auf 1,5 zu den jüngeren Einheiten wider (Abb. 5). Die Befunde deuten insgesamt darauf hin, dass über die Zeit eine Veränderung des Liefergebiets stattgefunden hat, in deren Verlauf der Granatgehalt abnahm und der Staurolithanteil stieg. Die Sedimentschüttung ist ferner dadurch ausgezeichnet, dass der Epidotgehalt den des Granat um bis zu einem Drittel übersteigt.

4 Flussgeschichtliche Interpretation der Befunde

Älteste Periglazialschotter sind auf dem Erlensmooser Riedel, Erolzheimer Riedel, Kellmünzer Feld und Teilen des Eisenburger Feldes

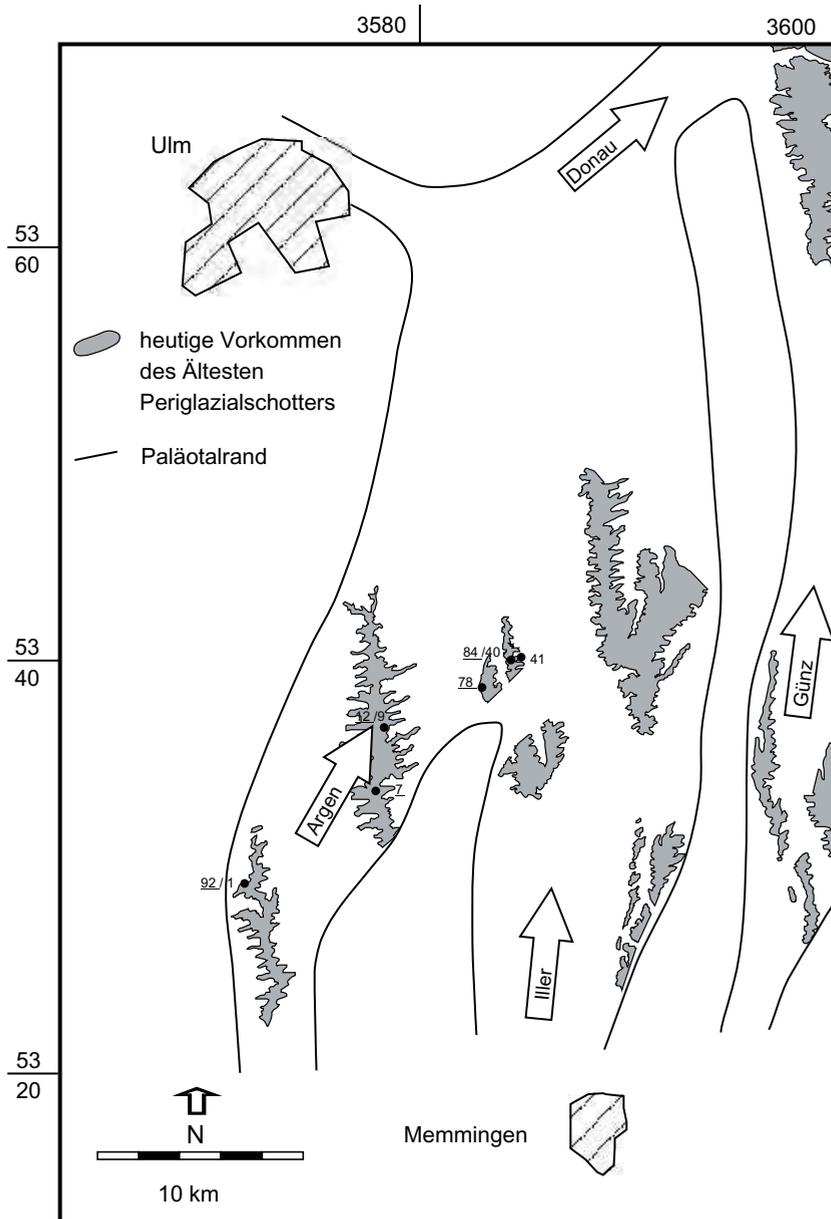


Abb. 6: Talverlauf zur Zeit der Ablagerung der Ältesten Periglazialschotter (Donau 2). Die Ziffern geben die Probenentnahmestellen für petrographische Analysen (ohne Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 2) und Schwermineraluntersuchungen (mit Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 3) an.

Fig. 6: Valley during Donau 2 (Ältester Periglazialschotter). The sample locations are indicated by underlined numbers for petrographic analyses (tab. 2) and numbers for heavy mineral analyses (tab. 3).

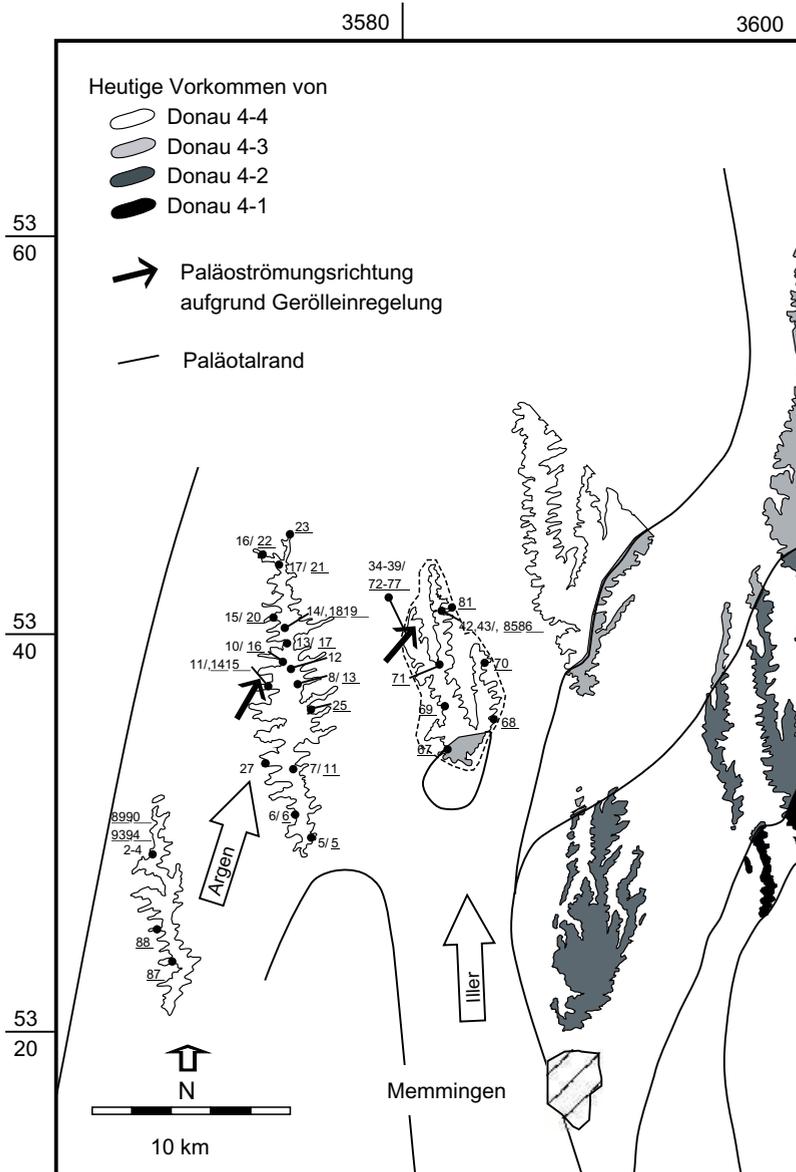


Abb. 7: Talverlauf zur Zeit der Ablagerung von Donau 4-1 bis Donau 4-4. Die Ziffern geben die Probenentnahmestellen für petrographische Analysen (ohne Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 2) und Schwermineraluntersuchungen (mit Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 3) an. Donau 4-1 und Donau 4-2 nach BECKER-HAUMANN (2005).

Fig. 7: Valley from Donau 4-1 to Donau 4-4. Indications see fig. 6. Donau 4-1 and Donau 4-2 after BECKER-HAUMANN (2005). The sample locations are indicated by underlined numbers for petrographic analyses (tab. 2) and numbers for heavy mineral analyses (tab. 3).

sowie des Inneberg-Reisensburger Feldes erhalten (Abb. 6). Die aus südwestlicher bzw. südlicher Richtung strömenden Wässer von Argen und Iller vereinigten sich nahe des Ortes Kellmünz zu einem nordwärts gerichteten, etwa 14 km breiten Tal. Dieses wurde bereits in der vorausgegangenen Donau-Eiszeit angelegt und von den periglazialen Bächen weiterhin genutzt (BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck). Das Gefälle des Illertales nimmt von 3‰ auf 2,3‰ ab, das des Argentals ist mit 4,2‰ etwas steiler. Aufgrund einer abweichenden Entwicklung der Einfallswerte ist das Günzital isoliert vom Illertal nordwärts verlaufen und bei Offingen in die Donau gemündet. Wie 3D-Modellierungen gezeigt haben (BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck) ist der Älteste Periglazialschotter mit dem Donau-zeitlichen D2-Niveau im Lechtal zu korrelieren. Die Gefällswerte der Donau, die relativen Altersbezüge zu den überlagernden glazifluviatilen Sedimenten des Ältesten Periglazialschotters finden ebenso wie die Terrassenabfolgen des Illergletscher-Vorlandes bei dieser Einstufung Berücksichtigung. Die glazifluviatile Hangendfazies der Ältesten Periglazialschotter wird in BECKER-HAUMANN (2005) in vier Einheiten gegliedert, die eine Verlagerung des Illertales nach Nordwesten dokumentieren. Die ältesten Ablagerungen des Niveaus Donau 4-1 sind kristallinarm und dolomitreich (LÖSCHER 1976). Die Schotterpetrographie und schwermineralogische Zusammensetzung der in vorliegender Arbeit beprobten Einheit Donau 4-4 ist lateral einheitlich und durch geringe Dolomitgehalte (<1%) und Kristallingehalte um 5% charakterisiert. Abbildung 7 zeigt die in nordwestlicher Richtung jünger werdenden Ablagerungen und die Ränder der Paläotäler im erweiterten Iller-Riß-Gebiet. Die ältesten Schüttungen Donau 4-1 bis Donau 4-3 sind im Gebiet nördlich und östlich von Memmingen verbreitet und bauen den flächenmäßig dominierenden Teil des Illergletscher-Vorlandes auf. Die jüngste Einheit Donau 4-4 tritt hingegen im Iller-Riß-Gebiet auf, wo sie den Erlenmooser und Erolzheimer Riedel, weite Bereiche des Kellmünzer sowie den südlichen Teil des Weißenhorn-Kissendorfer Feldes (Bucher Schotter) einnimmt. Problematisch und in BECKER-HAUMANN (2005)

diskutiert ist das Fehlen im Gelände auskartierbarer Talränder und Uferzonen an den Grenzen der einzelnen Niveaus, was sich allerdings durch eine kontinuierliche Talverlagerung gemäß der Vorstellungen von BECKER-HAUMANN (1999) erklären lässt. Die in BECKER-HAUMANN & GERTH (im Druck) aufgeführten Daten zur Talgeometrie zeigen, dass sich bei der Annahme von vier Einheiten plausible Werte zur primären Mächtigkeit der Talfüllung und zum Gefälle des Terrassenkörpers ergeben. Ebenso stehen die Geländebeobachtungen zur Paläoströmungsrichtung und den erhaltenen Schottermächtigkeiten im Einklang mit dem sich ergebenden Talverlauf. Die Grenzen, die in Abbildung 7 eingezeichnet sind, stellen daher Resultate dieser 3D-Modellierungen und keine Kartiererergebnisse dar. Für das Iller-Riß-Gebiet resultiert ein Tal, das während des Donau 4-4 von Ochsenhausen nach Nordnordosten verlief (Argental) und den östlichen Rheingletscher entwässerte (Abb. 7). Es erhielt einen Zufluss vom Illergletscher aus dem Gebiet westlich von Memmingen (Illertal).

Die zwei jüngsten untersuchten Schotterniveaus werden in Übereinstimmung mit DOPPLER (2003) in die Günzzeit gestellt. Die Günz 1-zeitliche Terrasse ist auf dem Sendener Feld und dem östlichen Bereich des Holzstöcke-Feldes erhalten (Abb. 8). Der Talverlauf ist hier - im Bereich zwischen Dietenheim und Ulm - sicher rekonstruierbar, während die Informationen weiter südlich für eine paläogeographische Aussage zu spärlich sind. Einzig der Südsporn des Holzstöcke-Feldes besteht östlich des Ortes Schwendi aus korrelierten Ablagerungen, die einen Zufluss der Argen aus dem östlichen Rheingletschergebiet anzeigen. Der Verlauf der Iller ist für diese Zeit weithin unsicher. Der Zusammenfluss von Iller und Argen kann für das Günz 1 im Bereich Dietenheim (im heutigen Iller-Tal) und für das Günz 2 im Bereich von Gutenzell (im heutigen Rot-Tal) vermutet werden (Abb. 8 und BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck). Die Ergebnisse der 3D-Modellierungen zeigen, dass sich der Wortelstettener Schotter am Nordsporn der Zusamplatte sowie einige Vorkommen auf der Aindlinger Terrassentreppe mit den Ablagerungen des Argentales mit einem Gefälle von ca. 0,8‰ verknüpfen lassen (BECKER-HAUMANN & GERTH im Druck).

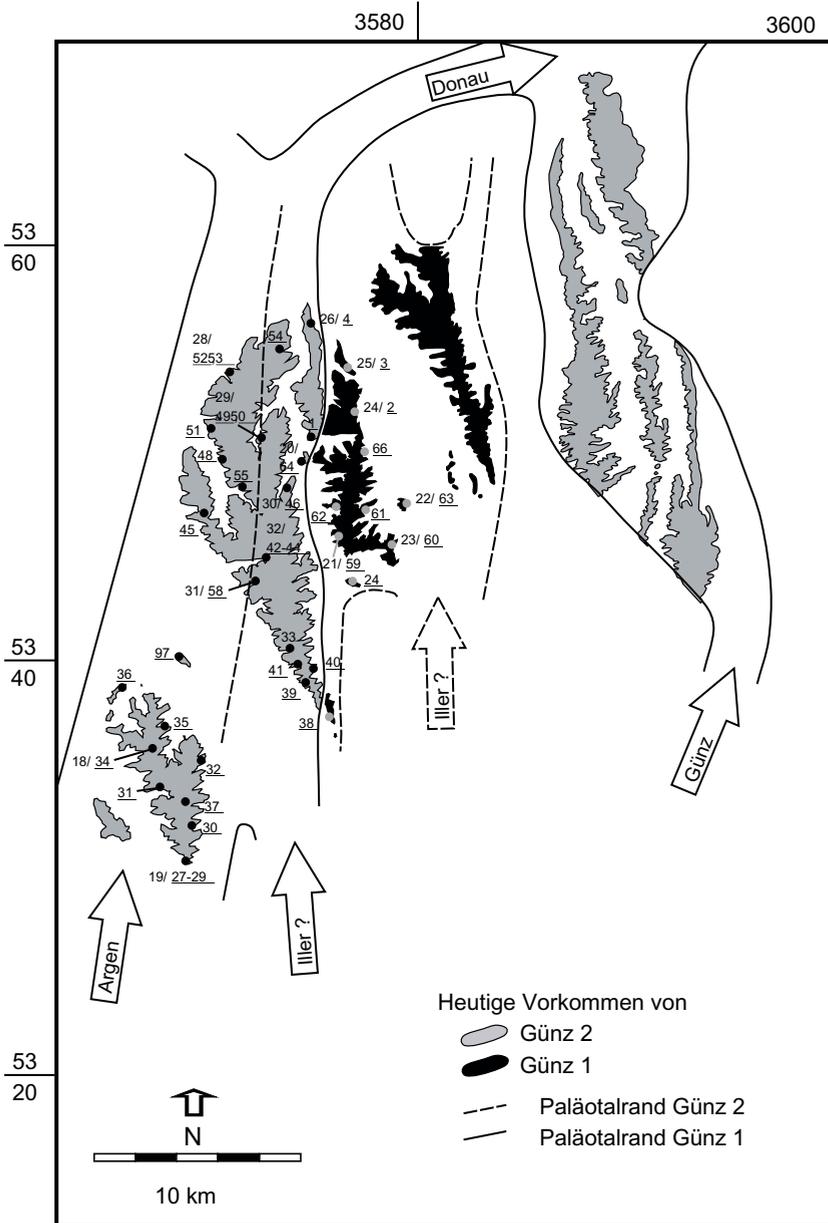


Abb. 8: Talverlauf zur Zeit der Ablagerung von Günz 1 und 2. Die Ziffern geben die Probenentnahmestellen für petrographische Analysen (ohne Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 2) und Schwermineraluntersuchungen (mit Unterstrich, Nummerierung nach Tab. 3) an.

Fig. 8: Valley from Günz 1 to Günz 2. The sample locations are indicated by underlined numbers for petrographic analyses (tab. 2) and numbers for heavy mineral analyses (tab. 3).

Westlich und östlich dieser Terrasse sind die Günz 2-zeitlichen Vorkommen auf dem Heggbacher Feld, dem Holzstöcke-Feld und dem Weißenhorn-Kissendorfer Feld erhalten. Die Täler von Argen und Iller verliefen voneinander getrennt und mündeten bei Ulm bzw. Leipheim in die Donau. Für die stratigraphische Zuordnung ist die räumliche Beziehung zum Zeiler Schotter wesentlich, das zuletzt von SCHREINER (2003) beschrieben und als Typregion für die Günzzeit vorgeschlagen worden ist. Der Zeiler Schotter lässt sich mit 4,3% mit den Vorkommen bei Schwendi verknüpfen, jedoch bleibt wegen der großen Entfernung, über die interpoliert werden muss, eine gewisse Unsicherheit bestehen. Die Korrelation steht jedoch im Einklang mit den Überlegungen von DOPPLER (2003) und wird auch durch die geröllpetrographischen Ergebnisse (durchschnittlicher Kristallgehalt: 2,5%) gestützt. Die Ergebnisse zeigen, dass die petrographischen Daten die geschilderte flussgeschichtliche Interpretation stützen und im Zusammenhang mit den modellierten Paläotälern zu einem schlüssigen Bild der unterpleistozänen Landschaftsgeschichte führen. Jedes der in den Abbildungen 6 bis 8 dargestellten Täler ist durch eine petrographische Ausbildung ausgewiesen, die im Rahmen der statistischen Fehler und bei Berücksichtigung von Verwitterungseffekten homogen ist. Eine gegenseitige Unterscheidbarkeit der glazifluvialen Terrassenschotter aufgrund der Petrographie gelingt jedoch nicht. Der älteste Periglazialschotter der Argenschüttung ist gegenüber den nachfolgenden glazifluvialen Terrassenschottern im Riß-Iller-Gebiet durch eine eindeutige Signatur im Geröll- und Schwermineralspektrum ausgezeichnet. Erst östlich einer Linie Memmingen - Leipheim ist eine Differenzierung der donauzeitlichen Einheiten aufgrund des Dolomit- und Kristallingehaltes nachweisbar (LÖSCHER 1976).

5 Dank

Bei den Herrn Dr. G. Doppler sowie Dr. C. Hoselmann bedanken wir uns herzlich für die Anregungen, die zur Verbesserung des Manuskripts beigetragen haben.

6 Literatur

- BECKER-HAUMANN, R. (1995): Zur Flußgeschichte der ältestpleistozänen Iller. - Sonderveröffentlichungen des Geologischen Institutes der Universität zu Köln, **98**: 168 S.; Köln.
- BECKER-HAUMANN, R. (1996): Die Petrologie der kristallinen Iller-Gerölle (bayerisches Alpenvorland). - Aufschluss, **46**: 13-28; Heidelberg.
- BECKER-HAUMANN, R. (2007): Hydraulic parameters as key factors for the 3D-modeling of fluvial deposits. - Transactions in GIS, **11**(1): 83-100; Blackwell.
- BECKER-HAUMANN, R. (2005): Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung fluvialer Terrassenkörper. - 332 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- BECKER-HAUMANN, R. & GERTH, A. (im Druck): 3D-Modellierung pleistozäner Schmelzwasserabflüsse im Verzahnungsbereich von Rhein- und Illergletscher, deutsches Alpenvorland. - Zeitschrift für Geomorphologie (zum Druck angenommen).
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. - 158 S.; Stuttgart (Enke).
- DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. - 16 S.; Potsdam.
- DOPPLER, G. (2003): Zur Gliederung von Ältesten Periglazialschottern und Älteren Deckenschottern im Rot-Günz-Gebiet (Oberschwaben und Bayerisch Schwaben). - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **154/2-3**: 255-286; Stuttgart.
- EBERHARD, M. (1986): Litho- und Biostratigraphie im Oberen Süßwassermolasse-Fächer der Adelegg (Südbayern). - Jahrbuch Geol. B. Reihe A, **129**: 5-39; Wien.
- EBERHARD, M. (1987): Entwicklung von Sedimentation, Flora, Fauna, Klima und Relief von Mittelmiozän bis Quartär zwischen Arlberg (Vorarlberg / Tirol) und Adelegg (Allgäu). - Mitteilung des Geologischen Instituts der ETH u. Univ. Zürich, N. F., **267**: 242 S.; Zürich.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - 427 S.; Augsburg (Filsler).
- EICHLER, H. (1970): Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riss und oberer Rottum. - Heidelberger Geographische Arbeiten, **30**: 128 S.; Heidelberg.

- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): XI. Baden-Württemberg. – In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 255-295; Stuttgart (Borntträger).
- FEZER, F. (1969): Tiefenverwitterung circumpalper Pleistozänschotter. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **24**: 144 S.; Heidelberg.
- GEIGER, E. (1969): Der Geröllbestand des Rheingletschergebietes nördlich von Bodensee und Rhein. – *Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württ.*, **11**: 127-172; Freiburg i. Br.
- GRAUL, H. (1953): Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorlande. – *Geologica Bavarica*, **19**: 266-280; München.
- GRAUL, H. (1962) Eine Revision der pleistozänen Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **106**: 253-271; Gotha.
- GRAUL, H. (1968): Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet – August 1968. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **49**: 31-75; Heidelberg.
- HAAG, T. (1982): Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschers zwischen Riß und Iller. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F.*, **64**: 225-266; Stuttgart.
- HABBE, K. A. (2003): Gliederung und Dauer des Pleistozäns im Alpenvorland, in Nordwesteuropa und im marinen Bereich. – *Bemerkungen zu einigen neueren Korrelierungsversuchen*. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **154/2-3**: 171-192; Stuttgart.
- HALDER, W. (1988): Die Obere Süßwassermolasse des Hochgratfächers. – *Arbeiten des Inst. für Geologie und Paläontologie der Universität Stuttgart, N. F.*, **84**: 121-171; Stuttgart.
- HANSEL, H. (1989): Erläuterungen zu Blatt 8226 Isny Nord. – *Geol. Kt. Baden-Württ.* 1:25000: 89 S.; Stuttgart.
- JERZ, H. (1995): XII. Bayern. – In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*: 296-326; Stuttgart (Borntreger).
- LITT, T., ELLWANGER, D., VILLINGER, E. & WANSCHA, S. (2005): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. – *Newsl. Stratigr.*, **41**: 385-399; Berlin.
- LÖSCHER, M. (1976): Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **45**: IX+157; Heidelberg.
- LÖSCHER, M., MÜNZING, K., TILLMANN, W. (1978): Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **28**: 68-82; Öhringen.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – 2 Bde., 1199 S.; Leipzig.
- RÖGNER, K. (1986): Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lechplatte (Bayerisch-Schwaben). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **36**: 111-119; Hannover.
- SCHÄDEL, K. (1952): Die Stratigraphie des Altdiluviums im Rheingletschergebiet. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **34**: 1-20; Stuttgart.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J. (1963): Neue Gesichtspunkte zur Stratigraphie des mittleren und älteren Pleistozäns im Rheingletschergebiet. – *Eiszeitalter und Gegenwart* **14**: 5-26; Öhringen.
- SCHAEFER, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters. – *Forschungen in seinem Kerngebiet zwischen Riß und Lech*. – Textband. 405 S.; Stuttgart (Steiner).
- SCHLÜCHTER, C. (1989): A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the Northern Alpine Foreland of Switzerland. – *Bull. de la Soc. neuchâteloise de géogr.*, **32-33**: 143-157; Neuchâtel.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. – 258 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981) Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen und südlichen Illergletscher-Vorland. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **37**: 159 S.; Heidelberg.
- SINN, P. (1972): Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletschervorland. – *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **37**: IX +159 S.; Heidelberg.
- TANNER, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli. – *Mitt. thurg. naturforsch. Ges.*, **33**: 5-108; Frauenfeld.
- VILLINGER, E. (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **154/2-3**: 193-253; Stuttgart.
- WEIDENBACH, F. (1937): Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. – *N. Jb. Mineral. u. Geol., Beil.*, **78**, Abt. B: 66-108; Stuttgart.
- WEIDENBACH, F. (1940): Blatt Ochsenhausen Nr.

158. – Erl. geol. Spezialkarte Württ. – 63 S.;
Stuttgart.

WEYL, R. (1952): Schwermineraluntersuchungen an
eiszeitlichen Ablagerungen der Riß-Lech-Platte.
– *Geologica Bavarica*, **14**: 107-123; München.

Tab. 3: Ergebnisse der schotterpetrographischen Analysen (Prozent der Gerölle). Die Probenlokalitäten sind in den Abbildungen 6 bis 8 eingetragen. RW: Rechtswert (Gauss/Krüger-Gitter), HW: Hochwert (Gauss/Krüger-Gitter), GW: grauweißer Kalkstein, SW: schwarzer Kalkstein, RB: roter u. brauner Kalkstein, GE: gelber Kalkstein, KS: Kieselkette, DOL: Dolomit, MOL: Molasse- u. Flyschsandstein, BNT: roter Sandstein, GLK: Glaukonit-Sandstein, QZS: Quarzsandstein, NGF: Nagelfluh, GNS: Gneis, AMP: Amphibolit, CGS: Epidot-Chlorit-Glimmerschiefer, R: Radiolarit, H: Hornstein, GOZ: Gangquarz, EQT: Epidotquarzit, QZT: Quarzite; n: gezählte Gerölle.

Tab. 3: Petrographic composition of the gravel deposits. The sample localities are marked in Fig. 6-8. RW: x-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), HW: y-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), GW: gray-white limestone, SW: black limestone, RB: red and brown limestone, GE: yellow limestone, KS: weathered limestone with residual silicious material, Dol: Dolomite, MOL: sandstone from Molasse and Flysch, BNT: red sandstone, GLK: sandstone with Glaukonite, QZS: metamorphic sandstone, NGF: conglomerate, GNS: Gneiss, AMP: Amphibolite, CGS: micaschist with Epidote, Chlorite R: Radiolarite, H: Chert, GOZ: Quartz from alpine veins, EQT: Quartzite with Epidote, QZT: Quartzite, n: number of analyzed pebbles.

	I: Kalkstein						II: Dol.		III: Sandstein				IV: Kristallin				V: Harte											
	PB	GW	SW	RB	GE	KS	DOL	MOL	BNT	GLK	QZS	NGF	GNS	AMP	CGS	EQT	R _H	GOZ	QZT	n	SI	SIII	SIV	SV	SI	SIII	SIV	SV
PT-	[%]	52,4	3,8	11,2	3,4	1,3	0	0	0	0	7,4	0	13,2	2,6	0,8	0	0,4	1,2	2,3	368	72,1	7,4	16,6	3,9	72,1	7,4	16,6	3,9
1	[%]	55,7	1,2	5,2	7,6	13,2	0	0	0,4	1,2	8,4	0	2,4	1,2	0	0	1,5	0,8	1,2	314	82,9	10	3,6	3,5	82,9	10	3,6	3,5
2	[%]	53,2	2,4	7,6	5,4	11,4	0	0,2	0	0,6	6,4	0	2,8	1,6	1,2	0,8	2,1	1,5	3	325	80	7,2	6,4	6,6	80	7,2	6,4	6,6
3	[%]	61,2	2,1	8,4	4,5	4,7	0	0	0	1,4	5,3	0	3,5	1,3	2,4	0,8	1,7	0,8	1,9	356	80,9	6,7	8	4,4	80,9	6,7	8	4,4
4	[%]	49,7	3,5	0,2	8,3	19,5	0	0	0,4	1,8	6,7	0	1,2	0,8	0,8	1,2	2,4	2,1	1,4	374	81,2	8,9	4	5,9	81,2	8,9	4	5,9
5	[%]	43,2	1,7	1,2	3,6	23,3	0	0	0	0	9,8	0	2,7	1,4	1,8	0	2,7	3,4	5,2	411	73	9,8	5,9	11,3	73	9,8	5,9	11,3
6	[%]	38,6	2,3	3,5	6,4	26,8	0	0	0	0,4	10,2	0	2,9	0,7	0,9	0,6	1,9	1,4	3,4	389	77,6	10,6	5,1	6,7	77,6	10,6	5,1	6,7
7	[%]	48,4	1,2	1,6	8,9	13,4	0	0	0	0	12,5	0	1,2	1,8	0,7	0	2,8	2,6	4,9	322	73,5	12,5	3,7	10,3	73,5	12,5	3,7	10,3
8	[%]	57,6	2,2	1,4	1,3	2,1	0	0	0	0	8,5	0	15,7	3,4	0	0	3,1	1,2	3,5	402	64,6	8,5	19,1	7,8	64,6	8,5	19,1	7,8
9	[%]	42,1	1,2	2,3	7,3	27,1	0	0	0	0	13,1	0	1,7	0,4	0	0	0,8	1,7	2,3	345	80	13,1	2,1	4,8	80	13,1	2,1	4,8
10	[%]	61,3	0,9	3,1	6,5	3,5	0	0	0	2,4	7,9	0,2	2,4	1,5	1,1	0,8	2,3	0,6	5,5	331	75,3	10,5	5,8	8,4	75,3	10,5	5,8	8,4
11	[%]	46,3	1,6	3,7	9,2	18,3	0	0	0,2	3,1	5,2	0	2,1	0,7	0,5	0	5,4	0,5	3,2	374	79,1	8,5	3,3	9,1	79,1	8,5	3,3	9,1
12	[%]	54,6	1,9	2,5	3,1	12,9	0	0	0	1,3	8	0	2,3	1,5	1,3	1,2	3,5	2,4	3,5	315	75	9,3	6,3	9,4	75	9,3	6,3	9,4
13	[%]	47,8	3,2	5,4	5,4	20	0	0	0	0	7,9	0	1,1	0,2	0	0	1,2	0,2	7,6	369	81,8	7,9	1,3	9	81,8	7,9	1,3	9

15	51,2	1,7	3,2	7,8	15,4	0	0	0	1,7	8,1	0	1,7	0,7	0	0	2,4	0,2	5,9	426	79,3	9,8	2,4	8,5
16	42,4	1,1	1,6	4,8	21,7	0	0	0	0,8	9,8	0	2,8	1,3	1,1	1,2	4,1	2,1	3,5	318	71,6	10,6	6,4	9,7
17	46,8	2,6	4,5	8,4	14,8	0	0	0	0	7,3	0	0,7	0,2	0,4	0,2	3,6	3,4	7,1	323	77,1	7,3	1,5	14,1
18	39,4	0,8	3,1	2,3	36	0	0	0	0	5,6	0	0,6	0,1	0,3	0	5,4	1,2	5,2	346	81,6	5,6	1	11,8
19	49,5	3,4	2,6	6,9	26,5	0	0	0	0,4	4,8	0	1,1	0	0,2	0	1,2	0,8	2,6	357	88,9	5,2	1,3	4,6
20	32,4	1,2	5,3	12,4	23,3	0	0	0	1,2	12,7	0	1,2	0,6	1	0,4	1,7	1,2	5,4	328	74,6	13,9	3,2	8,3
21	26,4	0,8	8,3	16,7	32,5	0	0	0	0	5,3	0	2,4	0,4	0	0	0,9	2,4	3,9	385	84,7	5,3	2,8	7,2
22	41,6	2,1	7,6	4,9	23,7	0	0	0	0,2	3,2	0	3,4	1,1	1,7	0	3,9	1,2	5,4	346	79,9	3,4	6,2	10,5
23	22,5	1,9	4,3	8,5	48,9	0	0	0	0	5,1	0	0,6	0	0,2	0	1,3	0	6,7	377	86,1	5,1	0,8	8
24	50,2	2,5	7,6	10,5	13,4	0	0	0,2	0,4	6,4	0	1,9	0,6	0,4	0,4	2,5	1,1	2,5	358	84,2	7	3,3	6,1
25	33,4	0,7	1,5	13,4	32,6	0	0	0	0	10,2	0	1,2	0,6	0	0	3,6	0,7	2,1	355	81,6	10,2	1,8	6,4
26	38,7	1,9	3,5	7,6	24,9	0	0	0	1,5	7,5	0	0,6	0,8	0,6	0	5,3	0,9	6,2	342	76,6	9	2	12,4
27	52,3	0	3,4	6,4	17,6	0	0	0	0	6	0	2,8	0,7	1,2	0,8	3,5	1,8	3,5	259	79,7	6	5,5	8,8
28	24,1	0,9	2,1	8,4	42,5	0	0	0	0	8,4	0	1,9	0,2	0	0,6	2,1	1,3	7,5	339	78	8,4	2,7	10,9
29	28,5	0,7	5,4	9,1	36,1	0	0	0	0,2	6,7	0	2,1	0,6	1,2	0	5,1	1,5	2,8	314	79,8	6,9	3,9	9,4
30	41,2	0,2	2,3	5,9	24,1	0	0	0	1,2	9,2	0	2,4	0,6	1,2	0,2	3,8	0,9	6,8	348	73,7	10,4	4,4	11,5
31	35,4	1,1	3,5	7,6	31,5	0	0	0	0	7,6	0	1,9	0,8	0,6	0	1,7	0,5	7,8	416	79,1	7,6	3,3	10
32	33,5	0	0,9	6,5	39,8	0	0	0	0	8,5	0	2,1	0,2	0,2	0,3	3,1	1,2	3,7	331	80,7	8,5	2,8	8
33	19,6	0	0,6	9,5	48,3	0	0	0	0	11,2	0	1,3	0	0,6	0	2,4	0	6,5	358	78	11,2	1,9	8,9
34	66,6	0,8	1,2	2,4	5,6	15	0	0	0	3,2	0,2	0,4	0	0,9	0,4	0,2	0,6	2,1	347	76,6	3,4	1,7	2,9
35	69,4	0,2	0,2	1,4	1,2	19	0	0	0,2	2,1	0	0,2	0,2	1,2	0	0,2	0,2	3,9	421	72,4	2,3	1,6	4,3
36	71,8	0,4	0	0,8	0	18	0	0	0	1,8	0	0,4	0	1,7	0	0	0,8	4,1	365	73	1,8	2,1	4,9
37	65,3	0,3	1,7	1,2	3,1	17	0	0	0	3,4	0	0,4	0	1,2	0,3	0,4	1,1	1,5	341	71,6	3,4	1,9	3
38	69,3	0,2	0,6	1,2	0	19	0	0	0	1,2	0	0,6	0	1,4	0,4	1,1	1,7	3,1	326	71,3	1,2	2,4	5,9
39	73,5	0	0,2	0,2	0	22	0	0	0,2	0,8	0	0,4	0	1,4	0	0,4	0,2	1,2	385	73,9	1	1,8	1,8
40	29,9	1,4	3,2	12,5	25,6	0	0	0	0	5,4	0	12,4	1,5	1,8	0	1,8	0,3	4,2	307	72,6	5,4	15,7	6,3
41	32,1	0,9	5,2	13,4	25,2	0	0	0	0,8	3,6	0	10,2	0,8	1,7	0	1,2	0,4	4,5	395	76,8	4,4	12,7	6,1
42	36,4	1,6	4,6	8,9	33,7	0	0	0	0	5,8	0	1,2	0,2	0	0,2	3,1	1,2	3,1	325	85,2	5,8	1,6	7,4
43	28,1	0,4	2,1	14,5	41,8	0	0	0	0,2	4,4	0	1,2	0,8	0	0,6	1,4	0,8	3,7	347	86,9	4,6	2,6	5,9

Tab. 4: Schwermineralegehalte der untersuchten Proben (Kornprozent). Die Probenlokalitäten sind in den Abbildungen 6 bis 8 eingetragen.
 RW: Rechtswert (Gauss/Krüger-Gitter), HW: Hochwert (Gauss/Krüger-Gitter), Gr: Granat, Bh: Braune Hornblende, Gh: Grüne Hornblende, Cp: Clinopyroxen,
 Ep: Epidot, Zoisit, St: Staurolith, Di: Disthen, Si: Sillimanit, An: Andalusit, Zi: Zirkon, Ru: Rutil, Tu: Turmalin.

Tab. 4: Heavy mineral composition of the investigated samples. The sample localities are marked in Fig. 6-8.
 RW: x-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), HW: y-co-ordinate (Gauss/Krüger-system), Gr: garnet, Bh: brown hornblende, Gh: green hornblende, Cp: augite,
 Ep: epidote, zoisite, St: staurolite, Di: kyanite, Si: sillimanite, An: andalusite, Zi: zircon, Ru: rutile, Tu: tourmaline.

PB-Nr.	I: Instabile			II: Stabile			III: Sehr stabile			IV: Extrem stab.			Op	S I	S II	S III	S IV	Strat.	
	Gr	Bh	Gh	Cp	Ep	St	Di	Si	An	Zi	Ru	Tu							n
1	5	0	3	5,9	42	18	5	0	1	6,9	5,9	7,9	101	3	13,9	59,4	6	20,7	G1
2	21	0	1,7	2,6	22	19	5,2	1,7	0	6,9	5,2	16	116	5	25	40,6	6,9	27,6	G2
3	6,7	0	10	3,7	38	13	3,7	0,7	0	6	6,7	11	134	3	20,8	50,8	4,4	23,9	G2
4	53	0	8,1	2,7	12	14	2,7	0,9	0	0,9	2,7	2,7	111	7	64	26,1	3,6	6,3	G1
5	8,7	0	8,7	4,3	44	9,8	3,3	0	0	6,5	6,5	8,7	92	11	21,7	53,3	3,3	21,7	D4-4
6	21	0	0	5,3	33	12	6,3	0	1,1	5,3	12	5,3	95	7	26,4	44,2	7,4	22,2	D4-4
7	4,3	0	1,4	6,4	46	5,7	2,9	0	1,4	8,6	11	11	140	5	12,1	52,1	4,3	31,4	PS
8	4,5	0	0	8,2	50	4,5	6,4	0,9	0	8,2	11	6,4	110	3	12,7	54,5	7,3	25,5	Molasse
9	6,3	0	9,4	5,5	49	4,7	6,3	0	0	4,7	9,4	4,7	128	10	21,2	53,9	6,3	18,8	Decklehm
10	3,7	0	0	2,8	34	3,7	1,9	0	0	28	20	5,6	108	4	6,5	38	1,9	53,8	Decklehm
11	5,6	0	5,6	6,7	62	2,2	1,1	0	0	4,5	9	3,4	178	5	17,9	64	1,1	16,9	D4-4
12	38	0	5,6	5,6	29	3,2	4	0	0	1,6	8,8	4,8	125	2	48,8	32	4	15,2	PS
13	14	1	12	3,8	49	2,9	2,9	0	1	2,9	4,8	5,8	104	6	30,7	51,9	3,9	13,5	D4-4
14	12	0	2,2	2,2	54	8,6	4,3	1,1	0	4,3	8,6	3,2	93	8	16,2	62,4	5,4	16,1	D4-4
15	7,7	0	6,2	6,9	49	14	1,5	0	0	3,1	6,2	6,2	130	5	20,8	62,3	1,5	15,5	D4-4
16	8,7	0	2,9	2,9	57	1,4	2,9	0	0	10	10	4,3	138	5	14,5	57,9	2,9	24,5	D4-4
17	12	0	8,3	4,2	48	6,3	3,1	2,1	1	7,3	3,1	5,2	96	2	24	54,2	6,2	15,6	D4-4
18	19	0	19	5,7	38	3,3	0,8	0,8	0,8	4,1	4,9	4,1	123	5	43,1	41,5	2,4	13,1	D4-4
19	14	1,1	20	2,2	23	4,4	7,7	3,3	0	6,6	12	5,5	91	6	37,4	27,5	11	24,2	D4-4
20	26	0	11	1,5	21	13	6,1	2,3	0	3,1	8,4	8,4	131	12	38,2	33,6	8,4	19,9	D4-4

21	14	0	0	3,7	44	18	2,8	0	0,9	4,6	5,5	6,4	109	4	17,5	62,3	3,7	16,5	D4-4
22	22	0,8	0,8	7,4	33	9,8	6,6	0,8	0	5,7	9,8	3,3	122	7	31,1	42,6	7,4	18,8	D4-4
23	6,9	1	0	6,9	57	13	2	1	0	2,9	5,9	3,9	102	2	14,8	69,6	3	12,7	D4-4
24	18	0	7,5	2,5	26	13	5	0,8	0	5	7,5	15	120	5	27,5	39,1	5,8	27,5	D4-4
25	20	1,1	1,4	5,1	40	4,5	3,4	0	0	4,5	5,6	2,2	178	12	39,9	44,4	3,4	12,3	D4-4
26	33	0	17	4	17	17	4	0	0	2	2,6	3,3	151	9	53,7	34,4	4	7,9	Molasse
27	16	0	5,9	5,9	43	2,9	1,5	0	0	12	4,4	8,8	136	13	28	45,5	1,5	25	G1
28	11	0	7,1	4,2	46	4,8	2,4	0	0	8,3	9,5	7,1	168	6	22	50,6	2,4	24,9	G1
29	69	0	2,2	1,1	15	3,3	2,2	0	0	0	4,4	2,2	91	9	72,5	18,7	2,2	6,6	G1
30	34	0	5,1	3,2	29	10	2,5	0	1,3	6,3	5,1	3,8	158	10	42,5	38,6	3,8	15,2	G1
31	27	0	1,2	4,3	35	7,4	2,5	0	1,2	4,9	11	4,9	162	15	32,7	42,6	3,7	20,9	G1
32	32	0	13	5,3	31	9,5	0	0	0	2,1	4,2	4,2	95	11	49,5	40	0	10,5	G1
33	19	0	2,3	2,3	47	6,8	2,3	1,1	0	5,7	6,8	6,8	176	7	23,9	53,4	3,4	19,3	Decklehm
34	20	1,2	2,3	5,2	42	5,8	0	1,2	4,7	2,3	7	8,1	172	13	28,5	48,2	5,9	17,4	G1
35	9,2	0	5,1	6,1	38	20	5,1	0	0	4,1	8,2	4,1	98	9	20,4	58,2	5,1	16,4	G1
36	10	0	2	3,1	64	2	4,1	2	0	2	4,1	6,1	98	7	15,3	66,3	6,1	12,2	G1
37	33	0	5,8	4,8	28	5,8	3,8	0	0	3,8	5,8	9,6	104	10	43,3	33,7	3,8	19,2	G1
38	21	0	14	2,5	31	11	3,4	0	0	5,1	7,6	4,2	118	8	37,3	42,4	3,4	16,9	G1
39	34	0	11	2,3	22	6,8	1,1	1,1	0	3,4	11	6,8	176	8	47,8	28,4	2,2	21,6	G1
40	10	0	5,2	4,5	50	14	2,6	0	0	3,9	5,2	3,9	154	12	20,1	64,3	2,6	13	G1
41	45	0	8,1	1,6	17	8,1	4,1	0,8	0	4,1	6,5	4,9	123	9	54,4	25,2	4,9	15,5	G1
42	10	1	6,2	3,1	18	17	6,2	2,1	0	9,3	12	16	97	3	20,6	34	8,3	37,2	G1
43	11	0	9	3,4	43	10	4,5	1,1	0	6,7	7,9	3,4	178	5	23,6	52,8	5,6	18	G1
44	27	0	3,6	4,8	36	8,4	1,2	1,2	0	9,6	3,6	4,8	166	11	34,9	44,5	2,4	18	G1
45	14	0	6,2	2,1	37	13	2,1	1	1	7,2	11	4,1	97	8	22,7	50,5	4,1	22,6	G1
46	46	0	15	0,6	4,4	12	5,7	1,3	0	4,4	6,3	4,4	158	13	61,4	16,4	7	15,1	G1
47	74	0	1,1	3,3	12	2,2	2,2	1,1	0	0	3,3	1,1	92	6	78,3	14,2	3,3	4,4	Molasse
48	19	0	1,6	4,7	48	6,3	3,1	0	0	7,8	6,3	3,1	128	3	25,1	54,7	3,1	17,2	G1
49	13	0	13	2	32	13	2,9	2	0	3,9	8,8	9,8	102	8	27,4	45,1	4,9	22,5	G1
50	44	0	2	3	26	6,1	2	1	0	4	8,1	3	99	2	49,4	32,4	3	15,1	G1

Fortführung Tab. 4; Continuation of Tab. 4

PB-Nr.	I: Instabile				II: Stabile				III: Sehr stabile				IV: Extrem stab.				Op	S I	S II	S III	S IV	Strat.
	Gr	Bh	Gh	Cp	Ep	St	Di	Si	An	Zi	Ru	Tu	n	n	[%]	[%]						
51	26	0	11	1,1	20	6,7	5,6	1,1	0	5,6	14	8,9	90	7	37,8	26,7	6,7	28,9	G1			
52	7,7	0	19	0	65	1,5	0	0	0	1,5	3,1	130	12	26,2	66,1	0	7,7	G1				
53	22	0	7,2	3,9	22	18	6,6	2,6	0	2,6	7,2	8,6	152	6	32,8	39,5	9,2	18,4	G1			
54	23	0	10	2,9	38	15	1,4	1,4	0	4,3	1,4	2,9	138	10	36,2	52,2	2,8	8,6	G1			
55	6,3	0	3,8	1,3	68	1,3	5,1	0	0	3,8	6,3	3,8	158	13	11,4	69,7	5,1	13,9	G1			
56	31	0	6,3	3,1	37	2,5	1,3	0	0	5	3,8	10	160	11	40,7	39,4	1,3	18,8	Decklehm			
57	14	0	0	6,9	46	9,8	3,9	2	0	3,9	2	12	102	10	20,6	55,9	5,9	17,7	Decklehm			
58	8,9	0	2,5	2,5	51	14	2,5	1,3	1,3	5,1	5,1	6,3	158	8	13,9	64,5	5,1	16,5	G1			
59	17	0	8,6	1,9	16	14	7,6	0	2	3,8	13	15	105	5	27,6	30,5	9,6	32,3	G2			
60	12	0	4,4	3,7	35	21	5,9	0	0	5,9	10	2,9	136	4	19,9	55,2	5,9	19,1	G2			
61	16	1	5,8	1	40	9,6	4,8	0	0	5,8	11	4,8	104	5	24,1	50	4,8	21,2	G2			
62	47	0	3,8	5,7	20	7,6	3,8	1,3	0	2,5	7,6	1,3	158	7	56,3	27,2	5,1	11,4	G2			
63	15	0	4,8	3,2	27	25	3,2	2,4	0	2,4	11	6,5	124	3	22,5	52,4	5,6	19,4	G2			
64	34	0	9,6	5,9	32	10	0,7	0,7	0	2,9	2,2	1,5	136	4	49,3	42,7	1,4	6,6	G1			
65	63	1,4	2,7	2,7	11	5,5	4,1	0	0	2,7	2,7	4,1	146	8	69,8	16,5	4,1	9,5	Molasse			
66	54	0	7	2	14	7	1	0	2	3	6	4	100	2	63	21	3	13	G2			
67	40	0,9	22	2,6	16	7	1,8	0	0	0,9	5,3	3,5	114	9	65,8	22,8	1,8	9,7	D4-3			
68	21	1,5	14	0,7	35	11	7,4	0	0	2,2	5,1	2,2	136	9	37,5	45,6	7,4	9,5	D4-4			
69	31	1	23	1	21	7,2	2,1	1	0	5,2	3,1	5,2	97	4	55,6	27,8	3,1	13,5	D4-4			
70	38	0	34	1,6	11	6,5	0	0,8	0	0	4,1	3,3	123	7	73,9	17,9	0,8	7,4	D4-4			
71	46	0	14	4,5	17	11	1,5	0	0	1,5	1,5	4,5	132	4	63,6	27,3	1,5	7,5	D4-4			
72	48	1	23	2	13	5,9	1	0	2	1	1	2,9	102	8	73,5	18,6	3	4,9	D4-4			
73	54	0	4,3	1,1	22	8,6	1,1	0	2,2	1,1	2,2	4,3	93	5	59,2	30,1	3,3	7,6	D4-4			
74	78	0	2,6	2,6	5,2	3,9	1,3	0	0	1,3	2,6	2,6	154	12	83,1	9,1	1,3	6,5	D4-4			
75	75	1,1	3,2	1,1	9,5	5,3	1,1	0	0	1,1	2,1	1,1	95	3	80,1	14,8	1,1	4,3	D4-4			
76	39	0	8	3	26	7	2	0	1	5	5	4	100	5	50	33	3	14	D4-4			

77	46	0	5,3	1,3	29	7,9	1,3	0	0	1,3	3,9	3,9	152	5	52,7	36,8	1,3	9,1	D4-4
78	58	0	2,7	3,5	19	8,8	2,7	0	0	0,9	2,7	2,7	113	7	63,7	27,4	2,7	6,3	PS
79	35	0	7,3	2,7	34	6,4	4,5	0	0	0,9	8,2	1,8	110	2	44,5	40	4,5	10,9	Molasse
80	40	0	3,1	1	18	2	6,1	0	0	5,1	12	12	98	6	43,9	20,4	6,1	29,5	Molasse
81	27	0,7	32	0,7	24	4,4	1,5	0,7	0,7	1,5	3,7	2,2	135	4	60,7	28,8	2,9	7,4	D4-4
82	34	0	5,1	3	32	6,1	4	0	0	2	10	3	99	8	42,4	38,4	4	15,1	Molasse
83	41	0	13	1,7	26	6,9	0,9	0,9	0	2,6	3,4	3,4	116	3	56	32,8	1,8	9,4	Molasse
84	44	0	20	3,1	14	2,5	2,5	0,6	0,6	2,5	7,4	4,3	163	7	66,3	16	3,7	14,2	PS
85	35	0	5,8	1,9	37	5,8	1,9	1,9	0	3,8	5,8	1,9	104	9	42,3	42,3	3,8	11,5	D4-4
86	14	0	13	3,3	53	2,2	3,3	0	0	3,3	5,4	2,2	92	4	30,4	55,5	3,3	10,9	D4-4
87	22	0	8,7	0	44	2,2	2,2	0	0	4,3	11	6,5	92	2	30,4	45,7	2,2	21,7	D4-4
88	23	0	6,8	1,4	38	5,5	4,1	0	0	11	5,5	4,1	146	9	31,5	43,9	4,1	20,6	D4-4
89	21	0	9,5	2,4	46	3,6	3,6	0	0	2,4	7,1	3,6	168	10	33,3	50	3,6	13,1	D4-4
90	25	0	14	2,9	29	8,7	1	1	0	1,9	7,7	8,7	104	5	42,3	37,5	2	18,3	D4-4
91	35	0	4,7	3,5	28	14	2,4	0	0	2,4	4,7	4,7	170	7	43,5	42,3	2,4	11,8	Molasse
92	11	0	18	0	59	2,2	1,1	0	0	3,3	3,3	2,2	91	7	28,6	61,5	1,1	8,8	PS
93	27	0	24	1,4	13	10	1,4	0	1,4	2,9	10	8,6	140	13	52,8	22,9	2,8	21,5	D4-4
94	31	0	1,1	5,3	37	6,4	4,3	1,1	1,1	0	11	2,1	94	4	37,3	43,6	6,5	12,7	D4-4
95	38	0	3,6	1,8	23	5,4	5,4	3,6	0	3,6	5,4	11	112	5	42,9	28,6	9	19,7	Molasse
96	24	0	4,9	1,2	38	7,4	2,5	0	0	9,9	7,4	4,9	162	9	29,6	45,7	2,5	22,2	D4-4
97	10	0	10	0,9	32	29	1,8	0,9	0	3,7	3,7	7,3	109	2	21,1	61,5	2,7	14,7	D4-4

The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from Schatthausen in North Baden-Württemberg

MANFRED FRECHEN, BIRGIT TERHORST & WOLFGANG RÄHLE^{*)}

Keywords: loess, palaeosol, luminescence dating, palaeoclimate, mollusc, Pleistocene, Germany

Abstract: The loess/palaeosol sequence from the section at Schatthausen in North Baden-Württemberg gives evidence for a younger Bt horizon superimposing the last interglacial palaeosol. This result requires a more careful investigation of polygenetic superimposed palaeosols to avoid misinterpretation of the chronostratigraphic positions. The humic horizon and the underlying Bt horizon were most likely formed during two soil forming periods, as evidenced by means of palaeopedology, phytoliths and luminescence dating. The lowermost Bt horizon (Bt1) was most likely formed during the Eemian interglacial, marine isotope substage (MIS) 5e. The sediment of the uppermost Bt horizon (Bt2) was deposited about 71.5 ± 7.4 ka ago and subsequently superimposed by soil formation most likely during early MIS 3. The Ah horizon covering the Bt gave infrared optically stimulated luminescence (IRSL) age estimates between 52.5 ± 5.5 ka and 45.4 ± 4.7 ka confirming soil formation during MIS 3. Periods of increased dust accumulation rates can be distinguished for the loess/palaeosol sequence by IRSL age estimates. These are from the youngest to the oldest: the Late glacial loess (MIS 2) with a weighted mean age of 15.2 ± 0.6 ka ($n=7$), the Middle Pleniglacial sediments (MIS 3) with a weighted mean age of 48.9 ± 2.5 ka ($n=4$) and the Lower Pleniglacial/Early Glacial sediments (MIS 4/MIS 5) with a deposition age of 71.5 ± 7.4 ka and older loess deposits. The IRSL age estimates are in excellent agreement with the geological estimates and correlate well with the dust peaks of the Greenland Icecore record (GRIP). The loess record from Schatthausen complements the loess/palaeosol sequence from the nearby Nußloch section with the late glacial loess and its intercalated Cryic Gleysols.

[Die oberpleistozäne Löss-/Paläobodenabfolge von Schatthausen im nördlichen Baden-Württemberg]

Zusammenfassung: In der Löss-/Paläobodenabfolge des Profils Schatthausen aus dem nördlichen Baden-Württemberg ist den Lössen ein Bt-Horizont oberhalb eines letztinterglazialen Paläobodens zwischengeschaltet. Diese Befunde fordern eine genauere Untersuchung von polygenetisch überprägten Paläoböden, um eine mögliche chronostratigraphische Fehlinterpretation zu vermeiden. Der Humushorizont und der darunter liegende Bt-Horizont entstanden während zweier Bodenbildungsphasen. Diese Annahme wird durch paläopedologische Befunde, Phytolithe und Lumineszenz-Datierungen unterstützt. Der untere Bt-Horizont (Bt1) wurde vermutlich während des Eem gebildet. Die Sedimente des obersten Bt-Horizontes (Bt2) wurden um 71.5 ± 7.4 ka abgelagert und durch eine Bodenbildung, vermutlich während des Mittelwürm, überprägt. Die Sedimente des Ah-Horizontes des Bt2-Horizontes ergaben Infrarot Optisch Stimulierte Lumineszenz (IRSL)

* Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. M. FRECHEN, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), Geochronology and Isotope Hydrology Section, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany, manfred.frechen@gga-hannover.de

Apl.-Prof. Dr. B. TERHORST Institut für Geographie und Regionalforschung, Althanstraße 14, A-1180 Wien, birgit.terhorst@univie.ac.at

DR. W. RÄHLE, Universität Tübingen, Geographisches Institut, Hölderlinstr. 12, 72074 Tübingen, Germany

-Datierungen zwischen 52.5 ± 5.5 ka und 45.4 ± 4.7 ka und bestätigen eine Bodenbildung während des Mittelwürm. Perioden unterschiedlicher Staubakkumulation können durch IRSL-Datierungen im Profil quantitativ unterschieden werden: der spätglaziale Löss mit einem gewichteten Alter von 15.2 ± 0.6 ka ($n=7$), die mittelwürmzeitlichen Sedimente und einem gewichteten Alter von 48.9 ± 2.5 ka ($n=4$) und die frühwürmzeitlichen Sedimente mit einem Ablagerungsalter von 71.5 ± 7.4 ka sowie nicht physikalisch datierte ältere Löss.

Die IRSL-Alter sind in guter Übereinstimmung mit den geologisch erwarteten Ergebnissen und korrelieren sehr gut mit den letztglazialen Perioden maximaler Staubakkumulationsraten aus Grönland (GRIP-Eisbohrkern). Die Lössabfolge von Schatthausen ergänzt die gut gegliederte letztinterglaziale/letztglaziale Löss-Sequenz des benachbarten Nußloch-Profiles um den spätglazialen Löss und seine zwischengeschalteten Nassböden.

1 Introduction

In Germany, the term "Löß" (loess) was first reported by Carl Caesar von LEONHARD (1823/24) who described yellowish brown, silty deposits from a section near Heidelberg. LYELL (1834) brought the term into widespread usage by visiting the Rhine and Mississippi Valleys observing the similarity of loess and loess derivatives in both areas. The aeolian origin of loess has been accepted since the work of Virlet d' Aoust (1857) and RICHTHOFEN'S (1878) observation and interpretation of loess from China. Loess deposits and the intercalated palaeosols display a wide variety of climate proxies, and supply some clues about terrestrial climate and environmental changes during the Middle and Upper Pleistocene. The last glacial loess record has become of major interest because chronological methods like thermoluminescence (TL) and optically stimulated luminescence (OSL) have recently been improved significantly enabling the direct dating of the deposition age of aeolian sediments. High-resolution luminescence dating studies with a large number of samples were successfully applied to Upper Pleistocene loess and loess derivatives in Germany and elsewhere (FRECHEN 1994, 1999; FRECHEN et al. 1997, 1999, 2001; LANG et al. 2003; ZÖLLER et al. 1994).

During the last glacial period, North Baden-Württemberg experienced periglacial conditions, which were characteristic in Central Europe for the time being. Thick deposits of calcareous loess subdivided by palaeosols are widespread. The main source of the silt-rich dust is situated in the floodplain of the Rhine valley (FRECHEN et al. 2003), which is located

about 20 km to the west of the section under study.

A general pedostratigraphical scheme was set up for the last interglacial/glacial loess record by BIBUS (1989), SCHÖNHALS et al. (1964) and SEMMEL (1967, 1968, 1996, 1999), and for the penultimate interglacial/glacial record by BIBUS (1974, 1995) and BIBUS et al. (1996). Several studies have been more recently published about loess stratigraphy in the Middle Neckar area and the Rhine-Main area (cp. BIBUS 1989; BIBUS et al. 1996; FRECHEN 1999; ZÖLLER & LÖSCHER 1999; ANTOINE et al. 2001). ROHDENBURG & MEYER (1966) and RÖSNER (1990) described the formation of brown forest soils during the last interglacial but also during interstadials of the early last glacial (Early Würmian). TERHORST et al. (2001) investigated the section at Schatthausen by means of palaeopedology and rock magnetic properties. This loess/palaeosol sequence includes stratigraphically part of the last interglacial/glacial record with the Eemian interglacial soil and last glacial interstadial soils. In general, magnetic susceptibility measurements show that magnetic minerals are sensitive in respect to weak soil forming processes, different horizons in soil profiles and hydromorphic features in soils and sediments.

The aim of this study is to set up a more reliable chronological framework for the climatic variations recorded in loess-palaeosol sequences during the last interglacial/glacial period. In particular, the study focuses on the pedogenetic complexes on top of the Eemian palaeosol and their stratigraphical meaning.



Fig. 1: Map showing the locality of the sections at Schatthausen and Nussloch in the Upper Neckar valley.

2 The Loess Record

The profile under study is located in the abandoned loess pit "Sandritter" near Schatthausen situated between the villages Maisbach and Nußloch to the southeast of Heidelberg (Fig. 1). The altitude is 220 m above sea level and the coordinates of the section of interest are R3492000 and H5452750 following the Gauss-Krüger coordinates of German topographic maps (scale 1:25.000). A succession of NNW to SSE elongated gredas with a thickness of 15-20 m and a length of 2-4 km are separated by small dry valleys (ANTOINE et al. 2001). The profile under study, Schatthausen B, is located within a palaeovalley, which is not visible in the present relief, close to the famous Nussloch loess site studied recently by ANTOINE et al. (2001).

The lower part of the sequence consists of laminated sediments superimposed by a reddish brown interglacial Bt horizon (WRB 1998), which correlates most likely with the Eemian interglacial, marine isotope substage (MIS) 5e (Fig. 2, SH 17). This Bt horizon formed on top of the penultimate glacial Cryic Gleysols ("Bruchköbeler Nassböden" *sensu* BIBUS 1974). The upper part of the Bt horizon is truncated, as described for many other loess/palaeosol sequences in the study area (BENTE & LÖSCHER 1987). Sediments of the last glacial period reach a thickness of about 6.50 m and cover the truncated Eemian Luvisol and older loess deposits. The transition from interglacial to glacial climatic conditions is recorded by an

erosional discontinuity and the subsequently deposited pedosediments including rounded charcoal pieces of *Larix*, *Picea* and *Betula* (Fig. 2; SH16), as determined by W. Schoch (Adliswil, Switzerland). These charcoal pieces are most likely the remains of boreal forest fires. Similar horizons enriched with charcoal have been described from equivalent stratigraphic positions in many loess profiles (cp. ROHDENBURG 1968; SCHÖNHALS et al. 1964; RICKEN 1983; RÖSNER 1990; FRECHEN et al. 1999).

The pedosediment was affected by interstadial soil forming processes, which can be recognized along the whole profile wall (Fig. 2; SH16 – SH13). The uppermost horizon of the pedocomplex consists of a degraded and decalcified humic-rich horizon with crotovinas. The pedocomplex can be distinguished into a dark brown Ah horizon (SH13) and a dark yellowish brown AhE horizon (SH14). An AhBt horizon (SH15) and a weakly lessivated Bt horizon (SH16) are exposed below. It is important to note that the weakly developed Bt horizon (SH 16) is superimposed on the strongly developed interglacial palaeosol (SH 17) and, thus post-dates the Eemian. The described pedocomplex (SH 16 – SH 13) including a relatively thick Ah and AhE horizon is similar to that of grey forest soils, respectively Phaeozems (WRB 1998), as described in the Russian literature (e.g. GERASIMOVA et al. 1996). This soil type is designated to correlate with a polygenetic soil formation because the upper humic-rich horizon was formed in a second period of soil formation after the lessivation (cp. PÉCSI & RICHTER 1996; GERASIMOVA et al. 1996). The study of autochthonous opal phytoliths sampled from horizons SH13 – SH 15 yielded two different spectra. The first spectrum gave 36% phytoliths indicating a typical forest steppe environment of conifers and 9% phytoliths of forest grass and herbs. The second spectrum, which is present in the humic zone of SH13, gave 17% of phytoliths of grass steppe environment, as determined by A. Golyeva (Geographical Institute, Moscow). The palaeobotanical studies confirm a polygenetic and multiphase soil forming process for the lower part of the sequence. The upper humic-rich horizon is covered by a light

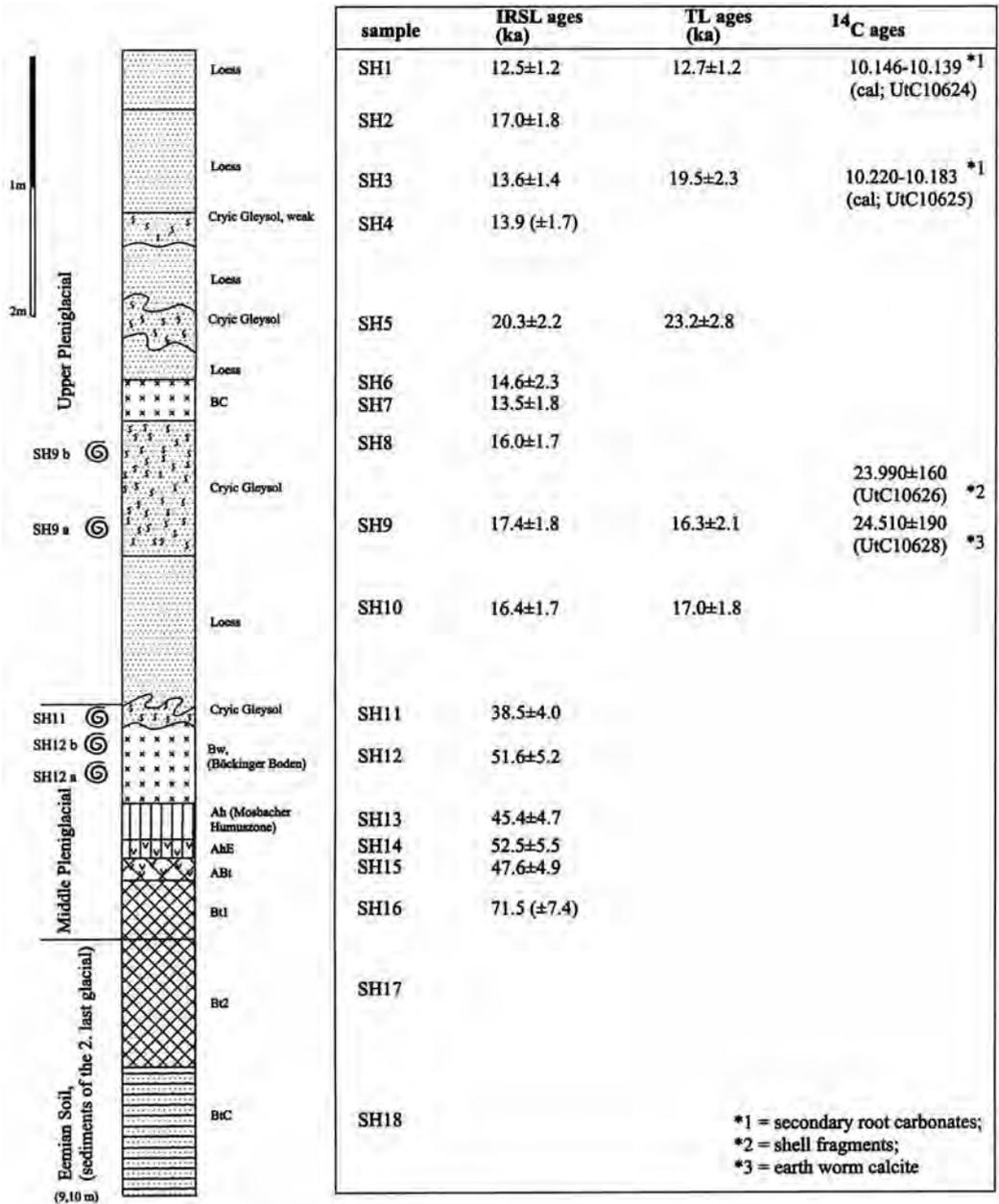


Fig. 2: Lithological results, luminescence age estimates including IRSL and TL and radiocarbon ages from the loess/palaeosol sequence at Schatthausen.

olive-brown coloured Bw horizon (SH12) intercalated between the early Middle Würmian and the early Upper Würmian Cryic Gleysols. This weakly developed palaeosol does not have the characteristics of the “Lohner Boden (Lohne soil)” *sensu* ROHDENBURG & SEMMEL (1971) and SEMMEL (1968), which is supposed to correlate with the Denekamp interstadial at the end of MIS 3 or at the beginning of MIS 2. The Bw horizon probably correlates with the “Böckinger Boden” following BIBUS (1989) and formed prior to the Denekamp interstadial (“Lohner Boden”). The IRSL age estimates range from 51.6 ± 5.2 to 38.5 ± 4.0 ka and confirm a deposition of the sediment prior to the Denekamp interstadial. Furthermore, this interstadial soil (Bw horizon) is superimposed by a light greyish Cryic Gleysol (SH11, 2.5Y 7/2) showing pushed cryoturbation features with cone-shaped and tongue-like structures inserted into the underlying palaeosol. These properties indicate a cold period during the Middle Würmian (MIS 3). The Middle Pleniglacial record is poorly preserved and covered by Upper Pleniglacial calcareous loess about 5 m thick (SH 10 – SH 1) and intercalated by at least three Cryic Gleysols. These Gleysols do not show the characteristic features of the Upper Würmian Gleysols, as described by SEMMEL (1968).

The lowermost Cryic Gleysol is covered by a weak brown BC horizon (SH 7, 6). The loess deposits above the brownish horizon are subdivided by two weak Cryic Gleysols. Stratigraphically, this part of the sequence may correlate with the E4 and E5 “Erbenheimer Böden” *sensu* SEMMEL (1968). The Eltville tephra, defined as stratigraphical marker horizon for the Upper Pleniglacial, has not been found.

However, three Cryic Gleysols and one weak brownish BC horizon are intercalated in the Upper Würmian loess. A correlation with the “Erbenheimer Böden” according to SEMMEL (1967, 1968) is suggested but remains uncertain. The problems of Upper Würmian loess stratigraphy in the area under study is under discussion (cp. SEMMEL 1967; ANTOINE et al. 2001). According to ANTOINE et al. (2001), the Upper Würmian loess record, which correlates to MIS 2, gives evidence for more weak cli-

matic fluctuations than previously thought (cp. SEMMEL 1967), similar to those described in the Greenland ice core record (NORTHGRIP 2004).

3 Malacozoology

Malacozoological studies were carried out to study the palaeoenvironmental conditions of the loess sequence under study in more detail. Five samples were taken containing numerous shells and shell fragments: two originating from the BC horizon (SH12a and SH12b), one from the Cryic Gleysol (SH11) immediately above the BC horizon and two were taken from the next younger Cryic Gleysol (SH9 and SH8, Table 1, Fig. 2).

The mollusk assemblages from the Middle Würmian Bw horizon (SH12a, SH12b and SH11) are similar and reflect interstadial conditions, as evidenced by high dominance values of *Vallonia costata* and the occurrence of some climatically more demanding species like *Vallonia pulchella* and *Vertigo pygmaea*. A correlation with the Middle Würmian is very likely. Towards the overlying Cryic Gleysol (SH9), which is closely linked with the BC horizon, an increase of moisture demanding snails (*Succinella oblonga*, *Vitrea crystallina*, slugs) and a decrease of more thermophilous species like *Vallonia* were detected. Snails, which might indicate a severe cooling, have not been found. It is likely that these faunal changes are linked to climatic changes at the beginning of the following stadial. The described faunas are of open landscape type, suggesting the existence of grassland or herb-rich steppe. Snails associated with more abundantly covered vegetation were not detected.

The two samples originating from the upper Cryic Gleysol (SH9a and SH9b) show a similar composition (Table 1). Both represent the *Columella*-fauna *sensu* LOZEK (1964). Next to relative high numbers of *Columella columella*, index species of glacial conditions occur including catholic (*Succinella oblonga*, *Trichia hispida*, *Clausilia rugosa parvula* and others) and open-landscape species (predominantly *Pupilla muscorum*). Thermophile species have not been found. *Vallonia costata* indicates a cold and humid climate but is very rare in

Table 1: Mollusk assemblages from the Würmian loess/palaeosol sequence of Schatthausen. The abundance of species per sample is expressed by dominance rates in %.

SH12 Middle Würmian Bw horizon ("Böckinger Boden"), a lower part, b middle part

SH11 Middle Würmian Cryic Gleysol on top of Bw horizon

SH9 Upper Würmian Cryic Gleysol, a lower part, b upper part

	SH12a	SH12b	SH11	SH9a	SH9b
Index species of glacials					
<i>Columella columella</i>	-	-	-	24.0	11.6
Common climatic indifferent loess species					
<i>Pupilla muscorum</i>	50.8	21.6	22.7	34.0	26.4
<i>Succinella oblonga</i>	5.7	11.0	20.1	14.7	33.3
<i>Trichia hispida</i>	15.0	24.4	20.1	12.6	11.2
Accidental climatic indifferent loess species					
Agriolimacidae/Limacidae	2.0	1.9	7.6	0.5	4.7
<i>Arianta arbustorum</i>	0.1	0.8	0.8	0.1	0.4
<i>Clausilia dubia</i>	-	-	-	0.1	-
<i>Clausilia rugosa parvula</i>	0.2	-	-	13.4	11.6
<i>Cochlicopa lubrica</i>	0.5	1.7	3.4	-	-
<i>Eucobresia</i> spec.	-	0.2	-	-	-
<i>Punctum pygmaeum</i>	0.3	-	2.8	0.1	-
<i>Trichia</i> spec.	-	-	-	0.1	-
<i>Vallonia costata</i>	20.3	30.3	11.6	0.3	0.8
<i>Vitrea crystallina</i>	0.5	3.0	10.1	0.1	-
Species correlating mainly to warm phases but also to warmer periods of glacials					
<i>Vallonia pulchella</i>	4.5	3.8	-	-	-
<i>Vertigo pygmaea</i>	0.1	1.3	0.8	-	-
Number of species	12	11	10	12	8
Number of individuals (= 100 %)	665	472	966	818	258

samples SH9a and SH9b. A correlation of this Cryic Gleysol with the Upper Würmian is very likely.

There is a remarkable coincidence concerning composition and dominance structure between the fauna from the Cryic Gleysol (SH9a and SH9b) and a fauna described by MOINE et al. (2002) from "zone 4" of the P3 sequence at Nußloch.

4 Luminescence dating/Experimental details

The basic principle of luminescence dating is solid state dosimetry of ionising radiation (AITKEN 1998, BÖTTER-JENSEN et al. 2003, WINTLE 1997). Luminescence is the light emitted from crystals such as quartz, feldspar or zircon when they are stimulated with heat or light after receiving a natural or artificial radiation dose. As

Table 2: Dosimetric results of the samples from the section at Schatthausen, as measured by gamma spectrometry. Moisture and alpha efficiency were estimated to $20\pm 5\%$ and 0.08 ± 0.02 for all samples, respectively.

Sample	Depth [m]	Uranium [ppm]	Thorium [ppm]	Potassium [%]	Cosm. [$\mu\text{Gy/ka}$]	Dose rate [Gy/ka]
SH1	0.30	3.09 \pm 0.04	8.89 \pm 0.08	1.28 \pm 0.03	190 \pm 19	3.31 \pm 0.32
SH2	0.50	3.20 \pm 0.06	9.00 \pm 0.10	0.79 \pm 0.02	190 \pm 19	2.96 \pm 0.31
SH3	1.10	3.07 \pm 0.03	9.34 \pm 0.06	1.16 \pm 0.02	190 \pm 19	3.25 \pm 0.32
SH4	1.40	2.94 \pm 0.03	8.63 \pm 0.09	1.16 \pm 0.02	190 \pm 19	3.71 \pm 0.35
SH5	2.40	3.41 \pm 0.03	10.04 \pm 0.05	1.27 \pm 0.02	170 \pm 17	3.52 \pm 0.35
SH6	2.65	3.53 \pm 0.07	10.79 \pm 0.11	1.23 \pm 0.03	160 \pm 16	3.60 \pm 0.37
SH7	2.65	3.07 \pm 0.06	9.72 \pm 0.11	1.23 \pm 0.03	160 \pm 16	3.32 \pm 0.33
SH8	3.10	3.19 \pm 0.05	9.56 \pm 0.09	1.23 \pm 0.03	150 \pm 15	3.33 \pm 0.33
SH9	3.80	3.33 \pm 0.03	9.62 \pm 0.06	1.19 \pm 0.02	140 \pm 14	3.35 \pm 0.34
SH10	3.90	3.33 \pm 0.03	9.72 \pm 0.06	1.09 \pm 0.01	130 \pm 13	3.86 \pm 0.38
SH11	4.60	3.44 \pm 0.07	11.51 \pm 0.12	1.52 \pm 0.04	140 \pm 14	3.24 \pm 0.33
SH12	4.65	3.52 \pm 0.06	11.21 \pm 0.12	1.53 \pm 0.03	130 \pm 13	3.85 \pm 0.38
SH13	5.90	3.94 \pm 0.04	12.86 \pm 0.10	1.50 \pm 0.02	120 \pm 12	4.15 \pm 0.42
SH14	6.10	3.97 \pm 0.05	12.96 \pm 0.12	1.40 \pm 0.03	120 \pm 12	4.09 \pm 0.42
SH15	6.20	3.90 \pm 0.05	12.61 \pm 0.12	1.40 \pm 0.03	120 \pm 12	4.03 \pm 0.42
SH16	6.70	3.81 \pm 0.04	12.41 \pm 0.10	1.44 \pm 0.02	110 \pm 11	3.99 \pm 0.41

Table 3: Equivalent dose values in Gray (Gy) and IRSL and TL age estimates in 1.000 years.

Sample	Palaeodose in [Gy]		Age in 1,000 years	
	TL	IRSL	TL	IRSL
SH1	41.9 \pm 3.0	41.4 \pm 0.6	12.7 \pm 1.5	12.5 \pm 1.2
SH2		50.4 \pm 1.5		17.0 \pm 1.8
SH3	63.3 \pm 4.1	44.3 \pm 1.1	19.5 \pm 2.3	13.6 \pm 1.4
SH4		51.4 \pm 3.8		13.9 \pm 1.7
SH5	81.7 \pm 5.6	71.3 \pm 3.2	23.2 \pm 2.8	20.3 \pm 2.2
SH6		52.5 \pm 6.3		14.6 \pm 2.3
SH7		44.8 \pm 3.8		13.5 \pm 1.8
SH8		53.2 \pm 2.3		16.0 \pm 1.7
SH9	54.6 \pm 4.6	58.1 \pm 1.2	16.3 \pm 2.1	17.4 \pm 1.8
SH10	55.1 \pm 1.3	53.2 \pm 0.9	17.0 \pm 1.8	16.4 \pm 1.7
SH11		148.3 \pm 3.8		38.5 \pm 4.0
SH12		198.9 \pm 3.9		51.6 \pm 5.2
SH13		188.1 \pm 4.1		45.4 \pm 4.7
SH14		214.6 \pm 3.3		52.5 \pm 5.5
SH15		191.6 \pm 2.3		47.6 \pm 4.9
SH16		285.6 \pm 3.7		71.5 \pm 7.4

a result of natural radiation in sediments, the number of electrons lodged at traps caused by crystal lattice defects, increases with time and dose until all traps are filled and saturation is reached. The equivalent dose is a measure of the past radiation energy absorbed in natural dosimeters like quartz and feldspar minerals and, in combination with the dose rate, which is the rate of radiation absorbed per unit time, yields the time elapsed since the last exposure to sunlight. In this study, the equivalent dose is determined in the laboratory by the Multiple Aliquot Additive Dose protocol (MAAD)

An important assumption of luminescence dating techniques is that the mineral grains were sufficiently long exposed to daylight/sunlight prior to deposition. About 3-5 minutes and 4-6 hours are required to reset the IRSL signal and the TL signal to zero or to the unbleachable residual, respectively. A further important dating assumption requires no charge loss, e.g. anomalous fading (WINTLE 1973), within the period to be dated.

In this study, IRSL and TL measurements were carried out on sixteen samples. Polymicrobial fine-grained material (4-11 μ m) was prepared for the determination of equivalent dose, as described by FRECHEN et al. (1996). The samples were either gamma irradiated by a ^{60}Co source or beta irradiated by a ^{90}Sr beta source in at least seven dose steps with five discs each and a maximum radiation dose of 750 Gray (Gy). All discs were stored at room temperature for at least four to six weeks after irradiation. The irradiated samples were preheated for 1 minute at 230°C before infrared and thermal stimulation. Equivalent dose values were determined using IRSL and TL. A Schott BG39/Corning 7-59 filter combination was placed between photomultiplier and aliquots for both IRSL and TL measurements. A 10s IR exposure was followed by heating up the discs to 450°C with a heating rate of 5°C/s to obtain their IRSL and TL signals. Five discs of each sample were exposed to an unfiltered solar simulator lamp (dr hönle 2) for three hours to determine the residual TL signal. The equivalent dose was obtained by integrating the 1-10s region of the IRSL decay curves. The equivalent dose values of the TL signal were obtained by integrating

a 100°C temperature region between 280 and 420°C of the glow curves using an exponential fit. Alpha efficiency was estimated to a mean value of 0.08 ± 0.02 for all samples (cp. LANG et al. 2003). Dose rates for all samples were calculated from potassium, uranium and thorium contents, as measured by gamma spectrometry (N-type high purity Germanium (HPGe) detector with 25% relative efficiency) in the laboratory, assuming radioactive equilibrium for the decay chains. Cosmic dose rate was corrected for the altitude and sediment thickness, as described by AITKEN (1985) and PRESCOTT & HUTTON (1994). The natural moisture content of the sediment was estimated to $20\pm 5\%$ for all samples. Potential problems encountered to an underestimation of the moisture owing to permafrost conditions during the geological past were described by FRECHEN et al. (2001).

Dating results

Uranium, thorium and potassium contents range from 2.9 to 4.0 ppm, 8.6 to 12.9 ppm and from 0.8 to 1.5 %, respectively, resulting in a dose rate between 2.96 and 4.15 Gy/ka. The mean dose rate is 3.60 Gy/ka and is typical for Central European loess (cp. FRECHEN et al. 1999, 2001). Pedosediments and palaeosols from the lower part of the profile have a higher dose rate, most likely owing to the higher clay content. These dosimetric results are in excellent agreement with those of a previous study on loess from the nearby Nußloch section (LANG et al. 2003).

The IRSL equivalent dose values increase with depth from 41 to 286 Gray (Gy). Both, IRSL and TL equivalent dose values were determined for five samples and are in agreement within the 1-sigma standard deviation for three samples. Sample SH5 was taken from a Cryic Gleysol and shows a significantly higher TL equivalent dose value, if compared to IRSL, indicating most likely a short-distance transport and insufficient bleaching prior to deposition for TL in any case, but also for IRSL.

The silt of the upper part of the Bt horizon yielded an IRSL age estimate of 71.5 ± 7.4 ka. Samples from the humic-rich horizon and the Bw horizon gave IRSL age estimates ranging

from 52.5 ± 5.5 to 47.6 ± 4.9 ka. The weighted mean age of these samples yielded 48.9 ± 2.5 ka ($n=4$) for this part of the sequence. In order to test the reliability of the weighted mean ages, the chi square test was applied. This statistical approach allows to check, whether the single data points (n) belong to the same cumulative distribution. The chi square test gave 1.3 ($n=4$), which is acceptable. The Cryic Gleysol (SH11) above the Bw horizon was also sampled and gave an IRSL age estimate of 38.5 ± 4.0 ka.

The upper 5 m of the loess sequence correlates most likely with the Late Glacial of the Upper Würmian (MIS 2). Ten IRSL age estimates are available and range from 17.4 ± 1.8 to 13.5 ± 1.8 ka. The TL age estimates are in agreement with those from IRSL and range from 15.8 ± 1.2 to 12.7 ± 1.2 ka excluding samples SH3 and SH5. The weighted mean IRSL age estimate is 15.2 ± 0.8 ka ($n=8$) and the chi square test gave 6.1 ($n=8$), which is acceptable. Two samples were excluded from the interpretation in order to fulfil the chi square test. The first sample excluded was taken from a solifluction layer (SH5) and most likely was insufficiently bleached prior to deposition. The second sample was most likely contaminated with younger material by bioturbation processes close to the present surface (SH1).

Discussion

At the Schatthausen section, the oldest studied loess sediments are at least of penultimate glacial deposition age (TERHORST et al. 2001). A well-developed Bt horizon (SH 17) of a Luvisol superimposes the penultimate glacial loess (SH18). The truncated Bt horizon correlates most likely with the last interglacial, the Eemian interglacial and MIS 5e.

The overlying weak Bt horizon yielded an IRSL age estimate of 71.5 ± 7.4 ka BP (SH 16). In the Neckar area, the sections at Böckingen and at Bönningheim located about 65 km to the south-east of Schatthausen were investigated by a luminescence dating approach (FRECHEN 1999; ZÖLLER & WAGNER, 1990). The sediments from below and above a chernozem, correlating to the "Mosbacher Humuszone" *sensu* SEMMEL (1968), gave IRSL age estimates rang-

ing from 68.7 ± 8.2 ka to 55.7 ± 4.8 ka at the Böckingen section, respectively. These results are in agreement with those determined for the loess/palaeosol sequence at the Bönningheim section. In general, the uppermost chernozem in the Neckar area correlates most likely with the uppermost "Mosbacher Humuszone" *sensu* SEMMEL (1968), whereas the older humic-rich horizons (Middle and Lower "Mosbacher Humuszone" *sensu* SEMMEL, 1968) are not recorded. At the Mainz-Weisenau section situated in the Mainz basin, the loess from below the uppermost chernozem gave an IRSL age estimate of 72.4 ± 12.3 ka (FRECHEN & PREUSSER 1996; FRECHEN 1999). These luminescence results indicate that soil formation did occur during the Lower Würmian or during the early Middle Würmian.

In the Middle Rhine area, the sediments sandwiching the Lower Würmian BtAh horizon at the Tönchesberg section and the Upper Pedocomplex at the Koblenz-Metternich section gave IRSL age estimates ranging from 75 to 64 ka and from 77 to 67 ka, respectively (BOENIGK & FRECHEN 2001). It is very likely that the BtAh from Tönchesberg and the Upper Pedocomplex from Koblenz-Metternich correlate with MIS 5a. At both sections, Ah horizons postdating MIS 5a are intercalated in the loess record.

At the Nußloch section, LANG et al. (2003) determined an IRSL age estimate of 122 ± 18 ka for the penultimate glacial loess from below the Bt horizon (cp. TL age estimates determined by ZÖLLER et al. 1988). A sample taken from the lower part of the Bt horizon yielded an IRSL age estimate of 62 ± 10 ka, which was interpreted as considerably underestimated by ANTOINE et al. (2001). Three distinct horizons of humic-rich material were described from the section at Nußloch (ANTOINE et al. 2001), however not exposed at the section under study.

At the section at Schatthausen, the palaeopedological investigations show clearly, that two different Bt horizons can be distinguished. The upper pedocomplex (SH16 – SH13) gives evidence for a later soil forming period, which took place after the Eemian pedogenesis and postdates the erosional phase at the beginning of the last glacial period. The palaeopedological results coincide well with the IRSL-dating

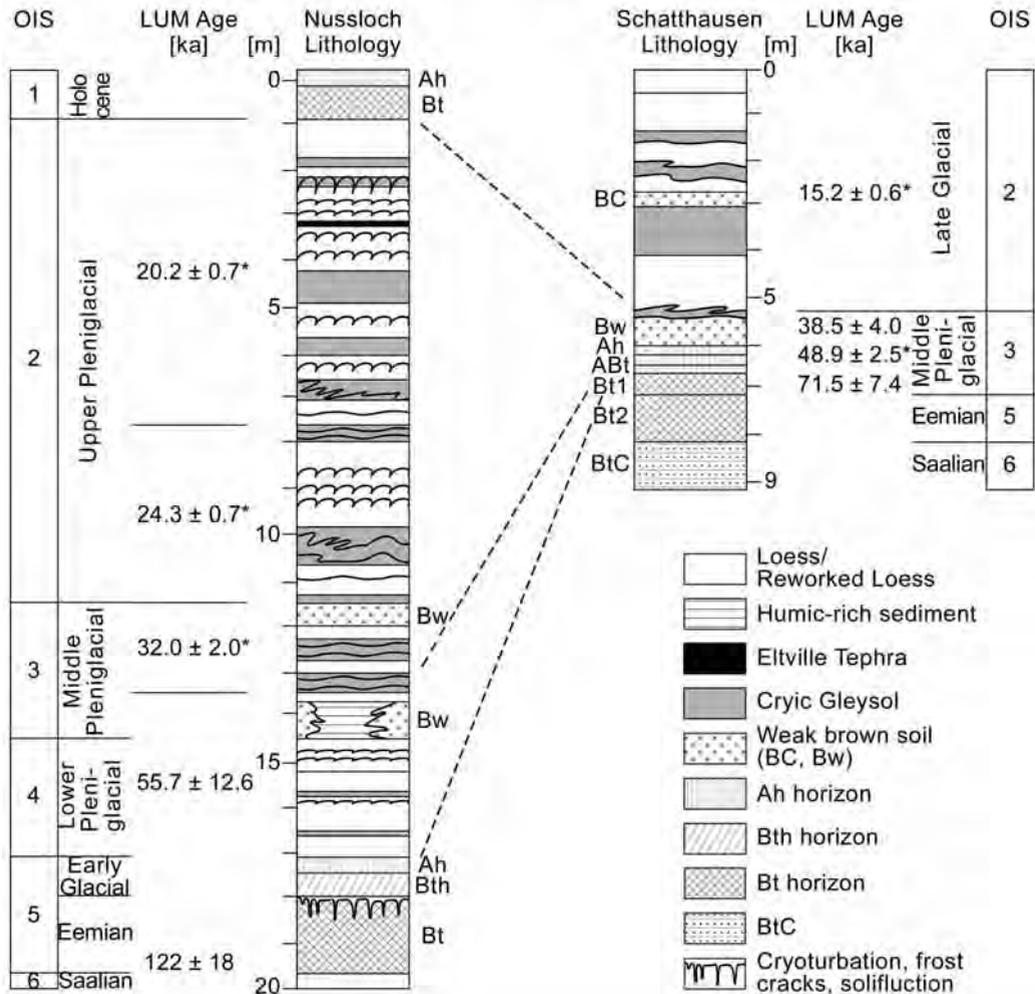


Fig. 3: Chronological interpretation and comparison of the two loess/palaeosol sequences from the sections at Nussloch and Schatthausen. The lithological sequence of the Nußloch section is modified after ANTOINE et al. (2001), the weighted mean ages were calculated from the results of this study and LANG et al. (2003).

of 71.5±7.4 ka for the sedimentation of the parent material of the younger soil. The sharp and clear boundary between the Eemian Bt horizon (SH17) and the overlying interstadial Bt horizon (SH16) implies the formation by an erosional process. The fact that rounded charcoals have been redeposited in combination with rounded clay fragments in thin sections (forthcoming study) proves that in this position pre-weathered material was accumulated on top of the Eemian soil. There is no evidence of similar features inside the well-developed interglacial soil. Furthermore, variations in

clay content and in the intensity of clay cutans vary strongly between SH17 and the overlying pedocomplex. After TERHORST et al. (2001), the Eemian soil contains 32.7% clay, whereas the clay content of the superimposed Bt horizon is reduced to 20% and even further to 18% in the AhE horizon of SH15. Soil forming processes inside the pedocomplex are additionally reflected in the record of magnetic susceptibility showing a decrease inside the leached upper parts of the pedocomplex (SH13, SH14) and an increase in the weakly developed interstadial Bt horizon (SH16, TERHORST et al. 2001). The

above discussion and the results of the IRSL dating study underline the interpretation of different soil forming phases, which differ in chronology and in intensity of pedogenesis, one reflecting interglacial conditions the other interstadial ones. Additionally, the polygenetic and interstadial origin of the pedocomplex SH16 – SH13 is yielded by the composition of phytoliths in this profile section. ZÖLLER et al. (2004) also discussed a Bt horizon buried under last glacial loess, which might be younger than the last interglacial period. The fact of superimposing palaeosols, weathering intensity and pedogenesis in pre-weathered soil sediments (cf. STEPHAN 2000) should be taken more seriously into account when interpreting polygenetic palaeosols.

The Middle Pleniglacial (Middle Würmian) sediments yielded IRSL age estimates ranging from 71.5 ± 7.4 to 38.4 ± 4.0 ka at the Schatthausen section. At Nußloch, the Lower Pleniglacial deposits consist of sandy and loessic sediments subdivided by a Cryic Gleysol and a Gelic Cambisol. There, loessic samples yielded IRSL age estimates ranging from 61 ± 10 ka to 56 ± 13 ka (LANG et al. 2003). The Middle Pleniglacial deposits of Nußloch consist of loess subdivided by at least one Cambisol and one Cryic Gleysol, which formed between 55 – 40 ka (LANG et al. 2003). These results are in excellent agreement with those of the Middle Pleniglacial record at the Schatthausen section. At Nußloch, the IRSL age estimates from the loess sandwiching the uppermost palaeosol gave IRSL age estimates ranging from 34 ± 3 ka to 30 ± 4 ka. It is very likely that this palaeosol correlates with the Denekamp Interstadial (“Lohner Boden” *sensu* SEMMEL 1967). The Bw horizon from the section at Schatthausen very likely correlates with the oldest Middle Würmian palaeosol from Nußloch, as evidenced by an IRSL age estimate of 50.5 ± 3.8 ka for the sediments of the BC horizon and an IRSL age estimate of 38.5 ± 4.0 ka for the Cryic Gleysol covering the Bw horizon (Figs. 2 and 3). At the Böckingen and Bönningheim sections, the lower Bw horizon, which correlates with the Middle Würmian, gave IRSL estimates ranging from 43.5 ± 6.0 to 28.7 ± 2.9 ka and from 44.4 ± 6.3 to 29.6 ± 5.0 ka, respectively (FRECHEN 1999).

In Upper Austria, loess from below a contemporaneous Bw horizon yielded an IRSL age estimate of 46.5 ± 3.4 ka at the Trindorf section (TERHORST et al. 2002, 2003).

It is likely to correlate this Bw horizon (“Böckinger Boden” *sensu* BIBUS 1989) with the Mershoofd or Hengelo interstadial (cp. BEHRE 1989) or both. An equivalent of the Denekamp interstadial (MIS 3) is not exposed at the Schatthausen section but very likely exposed at the Nußloch section (cp. LANG et al. 2003).

During the Upper Pleniglacial, loess accumulated more than 10 m thick at Nußloch. There, single loess layers vary in thickness from 0.5 to 2.0 m (ANTOINE et al. 2001). The loess is subdivided by numerous Cryic Gleysols (Gelic Gleysols), which are more or less cryoturbated and/or were subject to solifluction. The Gleysols correlate with slightly more humid periods when dust accumulation decreased. This loess record indicates considerable fluctuations in response to variations in wind dynamics and the intensity of deflation in the Rhine valley near Nußloch (ANTOINE et al. 2001). The loess record at Nußloch gives evidence for at least two major pulses of loess accumulation between 27–25 ka and between 22–19 ka (LANG et al. 2003), which are contemporary with the main Upper Pleniglacial dust peaks recorded in the Greenland ice core (NORTHGRIP MEMBERS 2004). LANG et al. (2003) and HATTÉ et al. (2001) provided IRSL and ^{14}C dating results for the loess/palaeosol sequence from Nußloch, which are in excellent agreement for the time period of the past 30,000 years. This Upper Würmian (Upper Pleniglacial) loess/palaeosol sequence gives a more or less continuous record about 11.30 m thick. The radiocarbon ages and the IRSL age estimates range from 26.0 ± 4.0 ka to 18.2 ± 3.7 ka for the Upper Würmian part of the sequence. The IRSL age estimates from Nußloch do not indicate any age increase with depth and, thus suggest a fast accumulation of dust most likely during two Pleniglacial periods, as confirmed by the two weighted mean ages of 20.6 ± 0.6 ka ($n=14$) and 24.3 ± 0.7 ka ($n=4$), respectively (Fig. 3). The chi-square test gave 7.3 ($n=14$) and 0.4 ($n=4$), which is acceptable. At the Schatthausen section, this part of the Upper Würmian loess record is not exposed

in the profile under study. The younger Middle Würmian/Middle Pleniglacial sediments are eroded. The Late Glacial loess is subdivided by three Cryic Gleysols and a weak brownish BC horizon. The sediment was accumulated between 17.4 ± 1.8 and 13.5 ± 1.8 ka. A weighted mean age of 15.2 ± 0.6 ka was determined for this loess, which most likely correlates to a Late Glacial pulse of dust sedimentation, as described in the Greenland ice core (NORTHGRIP MEMBERS 2004). The IRSL results do not show age increase with depth indicating a large mass accumulation rate during the late glacial, most likely > 1.5 m/ka. The duration of the increased dust accumulation period cannot be determined precisely owing to the analytical error of luminescence dating technique and its resulting 1-sigma standard deviation. It can be assumed that the upper 5 m of the loess record at Schatthausen correlates with the Late Glacial and postdates the eruption of the Eltviller tephra. A weighted mean age for the loess sandwiching the Eltviller Tephra at the Ockenfels section in the Middle Rhine area (PREUSSER & FRECHEN 1999) and at the Mainz-Weisenau section (FRECHEN & PREUSSER 1996) gave 19.8 ± 0.7 ka ($n=10$). A similar weighted mean age of 19.5–19.0 ka was calculated for the Eltviller Tephra from Nußloch by LANG et al. (2003). The chronostratigraphic position of the brown BC horizon (SH 6 and 7) correlates most likely with the one from above the Eltviller tephra in the loess/palaeosol sequence at the Ockenfels section in the Middle Rhine area, as evidenced by IRSL age estimates and loess stratigraphy (BIBUS 1989; PREUSSER & FRECHEN 1999). Four radiocarbon ages are available for the upper part of the sequence (SH9 – SH1), those are $24,510 \pm 190$ BP (UtC10628) and $23,990 \pm 160$ BP (UtC10626) for sample SH9 and calibrated ^{14}C ages of 10,220–10,183 cal BP (UtC 10625) and 10,146–10,139 cal BP (UtC 10524) for samples SH1 and SH3. The latter radiocarbon dates are not consistent with the IRSL age estimates. The uncalibrated radiocarbon ages of 24,510 BP and 23,390 BP are within the 1-sigma standard deviation in agreement with the IRSL age estimates. The samples of calcified root cells of SH1 and SH3 belong to the beginning of the Holocene period and

mark first carbonate leaching processes. Post-segregational recrystallization can result in ^{14}C ages of pedogenic carbonate that are too young (PUSTOVOYTOV & TERHORST 2004, AMUNDSON et al. 1994). Furthermore, HATTÉ et al. (1999, 2001) underlined that ^{14}C ages have to be taken cautiously owing to carbonate recrystallisation in snails from the loess.

5 Conclusion

The loess/palaeosol sequence from the section at Schatthausen gives evidence for a younger Bt horizon superimposing the last interglacial palaeosol. This result requires a more careful investigation of polygenetic superimposed palaeosols in order to avoid misinterpretation of the chronostratigraphic position (cp. TERHORST & OTTNER 2003; ZÖLLER et al. 2004). The humic horizon and the underlying Bt horizon form a pedocomplex designated to have been developed during at least two Lower or Middle Pleniglacial periods, as suggested by palaeopedology, phytoliths and chronology. The sediment of the lower and upper part of this pedocomplex was deposited around 70 ka and between 50 and 45 ka, respectively. The lower part of the sequence shows discontinuities in sedimentation and pedogenesis.

The youngest Middle Würmian interstadial, the Denekamp interstadial, is not recorded in Schatthausen. However, there is evidence for an older Middle Würmian palaeosol, which is supposed to correlate with the “Böckinger Boden” *sensu* BIBUS (1989) by means of pedological properties and IRSL dating results. The sediment gave an IRSL age estimate of 51.6 ± 5.2 ka, which is in agreement with IRSL age estimates from other loess sequences in the Neckar-Main area (cp. FRECHEN 1999).

Three luminescence age clusters can be distinguished for the loess/palaeosol sequence at the section at Schatthausen. These are from the youngest to the oldest: the Late glacial loess (MIS 2) with a weighted mean IRSL age estimate of 15.2 ± 0.6 ka, the Middle Pleniglacial (MIS 3) with a weighted mean age of 48.9 ± 2.5 ka and a Lower Würmian record (MIS 4/MIS 5) with a deposition age of > 70 ka BP. The chronological investigations are in agreement with those from

the nearby Nußloch section and complement the idealized sequence with the Late Glacial loess and its intercalated tundra gleys. Furthermore, this loess record shows an excellent agreement with the GRIP dust record for the late Glacial period. The brownish BC horizon formed during the Late Glacial was also described in similar stratigraphic position at the Ockenfels section in the Middle Rhine area (BIBUS 1980).

Acknowledgment

Funding of the Deutsche Forschungsgemeinschaft (HI 643/2-3) in the frame of the project "Sediment budget of Pliocene and Quaternary sediments in the Upper Rhine area" is appreciated. Prof. Dr. A. SEMMEL and Prof. Dr. L. ZÖLLER were thanked for valuable comments on an earlier version of the manuscript.

References

- AITKEN, M.J. (1985): Thermoluminescence Dating. – 359 S.; Oxford (Oxford University Press).
- AITKEN, M.J. (1998). Introduction to Optical Dating. – 267 S.; Oxford (Oxford University Press).
- AMUNDSON, R., WANG, Y., CHADWICK, O., TRUMBORE, S., MCFADDEN, L., McDONALD, E., WELLS, S. & DE NIRO, M. (1994): Factors and processes governing the ^{14}C content of carbonate in desert soils. – *Earth and Planetary Science Letters*, **125**: 385-405; Amsterdam.
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.D., ZÖLLER, L., LANG, A., MUNAUT, A.V., HATTÉ, C. & FONTUGNE, M. (2001): High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. – *Quaternary International*, **76/77**: 211-229; Oxford.
- AOUST, V. de (1857): Observations sur un terrain d'origine météorique ou de transport arien qui existe au Mexique et sur le phénomène des trombes de poussière auquel il doit principalement son origine. – *Geol. Soc. France, Full.*, 2d, Ser., 2: 129-139; Paris.
- BEHRE, K. (1989): Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. – *Quaternary Science Reviews*, **8**: 25-44; Oxford.
- BENTE, B. & LÖSCHER, M. (1987): Sedimentologische, pedologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg. – *Göttinger Geographische Beihefte*, **84**: 9-17; Göttingen.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **25**: 166-182; Öhringen.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – *Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D*, **1**: 1-296; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. (Hrsg.) (1989): Paläoböden im mittleren Neckarbecken unter besonderer Berücksichtigung von Lößstratigraphie und Paläoböden. – *Exkursionsführer*, 8. Tagung des Arbeitskreises „Paläoböden“ der Deutschen Bodenkundl. Gesellschaft. - Heilbronn.
- BIBUS, E. (1995): Exkursion C8, Weser-Bodensee-Traversal, Bereich Süddeutschland. In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): *Quaternary Field Trips in Central Europe*, **1**: 459-470; München (Pfeil).
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. – *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D*, **20**: 21-52; Frankfurt a. M.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (2001): The loess record in sections at Koblenz-Metternich and Tönchesberg in the Middle Rhine Area. – *Quaternary International*, **76/77**: 201-209; Oxford.
- BOETTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. & WINTLE, A.G. (2003): Optically stimulated luminescence dosimetry. – 404 S.; Amsterdam (Elsevier).
- FRECHEN, M. (1994): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Tönchesberges aus der Osteifel. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **44**: 79-93; Stuttgart.
- FRECHEN, M. (1999): Upper Pleistocene loess stratigraphy in Southern Germany. – *Quaternary Science Reviews*, **18**: 243-269; Oxford.
- FRECHEN, M., HORVÁTH, E. & GÁBRIS, G. (1997): Geochronology of Middle and Upper Pleistocene loess sections in Hungary. – *Quaternary Research*, **48**: 291-312; Washington.
- FRECHEN, M., OCHES, E.A. & KOHFELD, K.E. (2003): Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. – *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1835-1857; Oxford.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des

- Lößprofil Mainz-Weisenau. – Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, **20**: 53-66; Frankfurt a. M.
- FRECHEN, M., VLIET LANOE, B.V. & VAN DEN HAUTE, P. (2001): The Upper Pleistocene loess record at Harmignies/Belgium – High resolution terrestrial archive of climate forcing. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **173**: 175-195; Amsterdam.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – *Ancient TL*, **14/2**: 15-17; Clermont-Ferrand.
- FRECHEN, M., ZANDER, A., CILEK, V. & LOZEK, V. (1999): Loess chronology of the last interglacial/glacial cycle in Bohemia and Moravia/Czech Republic. – *Quaternary Science Reviews*, **18**: 1467-1493; Oxford.
- GERASIMOVA, M.I., GUBIN, S.V. & SHOBA, A.A. (1996): Soils of Russia and adjacent countries: geography and micromorphology. – 204 S.; Moscow (Miedema).
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ROUSSEAU, D.D., TISNÉRAT-LABORDE, N. & ZÖLLER, L. (1999): New chronology and organic matter $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimatic significance of Nußloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). – *Quaternary International*, **62**: 85-91; Oxford.
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., LANG, A., ROUSSEAU, D.D. & ZÖLLER, L. (2001): $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation reconstruction. – *Quaternary Research*, **55**: 33-38; Washington.
- LANG, A., HATTÉ, C., ROUSSEAU, D.D., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ZÖLLER, L. & HAMBACH, U. (2003): High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ^{14}C and optical dating results. – *Quaternary Science Reviews*, **22**: 953-959; Oxford.
- LEONHARD, K.C. v. (1823/24): Charakteristik der Felsarten. – 3: 772 S.; Heidelberg (Engelmann).
- LOZEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozprawy Ustr. ust. geol.*, **31**: 1-374; Prague.
- LYELL, C. (1834): Observations on the loamy deposits called “loess” of the basin of the Rhine. – *Edinburgh New Philosophical Journal*, **17**: 110-113, 118-120; Edinburgh.
- MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P. & HATTÉ, C. (2002): Mise en évidence d'événements climatiques rapides par les faunes de mollusques terrestres des loess Weichseliens de Nussloch (Allemagne). – *Quaternaire*, **13**: 209-217; Paris.
- NORTHGRIP MEMBERS (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature*, **431**: 147-151; Oxford.
- PÉCSI, M., & RICHTER, G. (1996): Löss: Herkunft - Gliederung - Landschaften. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neu Folge Supplementband*, **98**: 1-392; Berlin.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, **23**: 497-500; Oxford.
- PREUSSER, F. & FRECHEN, M. (1999): Chronostratigraphie der oberweichselzeitlichen Lößabfolge von Ockenfels (Mittelrhein). – In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. (Hrsg.): *Terrestrische Quartärgeologie*: 475 S.; Köln (logabook).
- PUSTOVOYTOV, K. & TERHORST, B. (2004): An isotopic study of a late Quaternary loess-palaeosol sequence in SW Germany. – *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **21/1**: 88 - 93, Mexico (<http://satori.geociencias.unam.mx/21-1.htm>).
- RICHTHOFEN, F. v. (1878): Bemerkungen zur Lößbildung. – *Verh. Geol. Reichsanst. Berlin*: 1-13; Berlin.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland - Stratigraphie, Paläopedologie und Konnektierung in Flußterrassen. – *Catena Supplement*, **3**: 95-138; New York.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa – Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. – *Göttinger bodenkundliche Berichte*, **6**: 2-103; Göttingen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – *Mitteilungen Deutsche bodenkundliche Gesellschaft*, **5**: 1-135; Göttingen.
- ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1971): Bemerkungen zur Stratigraphie des Würmlösses in Mitteleuropa. – *Notizblatt des hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **99**: 246-252; Wiesbaden.
- RÖSNER, U. (1990): Die Mainfränkische Lößprovinz.

- Mitteilungen fränkische geographische Gesellschaft, **37**: 1-307; Erlangen.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in Lössen. – *Notizblatt Hessisches Landesamt für Bodenforschung*, **95**: 104-108; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geographische Hefte*, **45**: 1-133; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (Hrsg.) (1996): Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene. – *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D*, **20**: 1-144; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1999): Loess section of Mainz-Weisenau. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (Hrsg.): *Loess in the Middle and Upper Rhine area. - Field Guide Loessfest '99*: 57-69; Bonn.
- STEPHAN, S. (2000): Bt-Horizonte als Interglazial-Zeiger in den humiden Mittelbreiten: Bildung, Mikromorphologie, Kriterien. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **50**: 95-106; Hannover.
- TERHORST, B., APPEL, E. & WERNER, A. (2001): Results of paleopedological and magnetic susceptibility analyses in a loess exposure in SW-Germany. – *Quaternary International*, **76-77**, 231-240, Oxford.
- TERHORST, B., FRECHEN, M. & REITNER, J. (2002): Chronostratigraphische Ergebnisse aus Lößprofilen der Inn- und Traun-Hochterrasse in Oberösterreich. – *Zeitschrift Geomorphologie N.F.*, **127**: 213-232; Stuttgart.
- TERHORST, B. & OTTNER, F. (2003): Polycyclic Luvisols in Northern Italy: Palaeopedological and Clay Mineralogical Characteristics. – *Quaternary International*, **106-107**: 215-231; Oxford.
- TERHORST, B., OTTNER, F., POETSCH, T., KELLNER, A. & RÄHLE, W. (2003): Pleistozäne Deckschichten auf der Traun-Enns-Platte bei Linz (Oberösterreich). – In: TERHORST, B. (Hrsg.): *Exkursionsführer zur 22. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden in Oberösterreich. – Tübinger Geowissenschaftl. Arbeiten, Reihe D*, **9**: 115 – 155; Tübingen.
- WINTLE, A.G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. – *Nature*, **245**: 143-144; London.
- WINTLE, A.G. (1997): Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. – *Radiation Measurements*, **27**: 769-817; Pergamon.
- WRB (1998): *World Reference Base for Soil Resources. – FAO Report 84*; Rome.
- ZÖLLER, L., OCHES, E.A. & MCCOY, W.D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. – *Quaternary Science Reviews*, **13**: 465-472; Oxford.
- ZÖLLER, L. & LÖSCHER, M. (1999): The last glacial-interglacial cycle in the loess section at Nussloch and underlying upper Tertiary loams. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (Hrsg.): *Loess in the Middle and Upper Rhine area. – Field Guide Loessfest '99*: 37-50, Bonn.
- ZÖLLER, L., STREMMER, H.E. & WAGNER, G.A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. – *Chemical Geology (Isot. Geosc. Sect.)*, **73**: 39-62; Heidelberg.
- ZÖLLER, L., ROUSSEAU, D.-D., JÄGER, K.-D. & KUKLA, G. (2004): Last interglacial, Lower and Middle Weichselian - a comparative study from the Upper Rhine and Thuringian loess areas. – *Zeitschrift Geomorphologie Neue Folge*, **48**: 1-24; Stuttgart.
- ZÖLLER, L. & WAGNER, G.A. (1990): Thermoluminescence dating of loess – recent developments. – *Quaternary International*, **7/8**: 119-128, Oxford.

Hinweise für Autoren

Manuskript-Übermittlung: Das Manuskript ist der Schriftleitung in dreifacher Ausfertigung zuzusenden. Manuskriptformat DIN A4, einseitig bedruckt, durchnummeriert und mit Namen und Adresse des Erstautoren versehen. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf oder .doc-Format. Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand. Bitte das eingereichte Manuskript nicht heften.

Manuskripte, die nach der Begutachtung zum Druck angenommen sind, werden nur auf Anforderung an die Autoren zurückgesendet. Dies gilt auch für beigelegte Originale (Zeichnungen, Fotos etc.). Die überarbeitete Endversion des Manuskriptes ist abschließend auf einer CD/Diskette und als Ausdruck bei der Schriftleitung einzureichen. Eine Übermittlung via E-Mail ist ebenso möglich. Ausdruck und elektronische Fassung müssen identisch sein, etwaige notwendige Änderungen können den Autoren in Rechnung gestellt werden.

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. Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform.

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen: **I.** Kurze, aber prägnante Überschrift **II.** Ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akademischem Grad, Post- und E-Mail-Adresse **III.** Bis zu fünf 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 einen rechtsseitigen Flatterrand.

Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.

Bitte alle automatischen Formatierungen in ihrer Textverarbeitung deaktivieren.

Bitte keine Seitenzählung

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

Abbildungen: Bitte fügen sie jede Abbildung als separaten Ausdruck bei und versehen sie den Ausdruck mit dem Namen des Autors, der Abbildungsnummer und der Ausrichtung der Abbildung. Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 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.

Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Bitte verwenden sie hoch aufgelöste Dateien im .tif- oder .eps-Format (600 dpi). Stark reduzierte .jpg oder .pdf-Dateien oder in Word-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert.

Klapptafeln oder farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

Zitierweise (Beispiele):

Aufsätze:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 250-261; Öhringen.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – *Z. geol. Wiss.*, **7**: 451-462; Berlin.

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).

Monographische Werke, Bücher:

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

Sonderdrucke: Autoren erhalten 20 Sonderdrucke kostenfrei, weitere auf Kosten des Verfassers.

Manuskripte sind an den Schriftleiter von *Eiszeitalter und Gegenwart*, *Quaternary Science Journal* zu senden: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstraße 1, D-26382 Wilhelmshaven, E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Instruction to Authors

Manuscript submission: Manuscripts are to be sent in triplicate to the Editor, printed on one side of standard sized paper (DIN A4). The author's permanent and temporary addresses are to be given. Microsoft Word files are preferred (.rtf or .doc-files). Use 12pt type in one of the standard fonts: Times Roman, Helvetiva, or Courier is preferred. It is not necessary to double space your manuscript. Do not use staples to fix your manuscript.

Manuscripts accepted for publication, including original artwork will not be returned to the author unless requested. The final revised and accepted manuscript should be submitted on CD/diskette along with a copy of the printout or via E-mail. The CD/diskette should be labelled with the author's name and the version of the word processing system used. The electronic files and the printout must be identical. Changes to the electronic files may be charged to the author(s).

Manuscript style: The languages of the journal are English and German. Manuscripts in German must contain an English subtitle, an abstract and English keywords.

Manuscripts should be arranged in the following order: **I.** Informative but brief title **II.** Full names, full address and academic position of all authors. E-mail of the author who is to check the proofs. **III.** Include up of five keywords that describe your paper. **IV.** A short abstract of up to 200 words. Papers in German should additionally contain a summary in German language; the English abstract should carry the translated title of the paper in square brackets. **V.** The main text, if necessary subdivided by headings, which should be numbered with arabic numerals. **VI.** Reference list, the references should be arranged alphabetically and should also be conform to the examples given below.

References should be quoted in the text as name and year within brackets and listed at the end of the text alphabetically. Use small CAPITALS for the author e.g. MÜLLER (2006). Where reference is made to more than one work by the same author published in the same year, 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, figure, table etc. 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*) are to be written in *italics*. Use small CAPITALS for the author (*Armeria maritima* WILLD.).

Do not justify your text, use a ragged right hand margin.

Do not break words at the end of lines.

Do not use any automatic formatting.

Do not use pages numbers

Graphic elements, tables and images should be kept as separate files. Figures and tables captions should be placed at the end of the manuscript.

Illustrations: Supply each figure as a separate print-out, with the author's name, the figure number and the top of the figure indicated. Illustrations should be reducible to a column width of 7 cm or a maximum size of 14,5 x 21 cm. Lettering must be of reasonable size that would be clearly readable after reduction. Where a key of symbols is required, include this in the artwork itself, not in the figure caption. Avoid fine lines and grey-shading/halftones.

For the final version all illustrations must be supplied electronically as files at a sufficient resolution (600 dpi). Please use a tiff or eps format. Pdf-files or figures in word-documents are not acceptable.

Foldout inserts and colour illustrations are permitted, provided the author bears the cost.

References (examples):

Papers:

SCHWARZBACH, M. (1968): Neue Eiszeithypothesen. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 250-261; Öhringen.

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der Quartärentwicklung im norddeutschen Tiefland. – Z. geol. Wiss., **7**: 451-462; Berlin.

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).

Books:

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

Offprints: Authors will receive 20 offprints free of charge. Further offprints can be ordered.

Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstraße 1, D-26382 Wilhelmshaven, E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Available volumes of
Eiszeitalter und Gegenwart
(status quo 09/2007)

Volume	Year	Price	Volume	Year	Price
6	1955	38,00 €	34	1984	40,00 €
7	1956	38,00 €	35	1985	40,00 €
11	1960	38,00 €	36	1986	42,00 €
12	1962	38,00 €	37	1987	44,00 €
13	1962	38,00 €	38	1988	44,00 €
14	1963	38,00 €	39	1989	44,00 €
15	1964	38,00 €	40	1990	48,00 €
16	1965	38,00 €	41	1991	48,00 €
17	1966	38,00 €	42	1992	49,90 €
18	1967	vergriffen/sold out	43	1993	49,90 €
19	1968	38,00 €	44	1994	49,90 €
20	1969	38,00 €	45	1995	49,90 €
21	1970	38,00 €	46	1996	49,90 €
22	1971	38,00 €	47	1997	49,90 €
23/24	1973	Doppelband/double feature 57,00 €	48	1998	49,90 €
25	1974	38,00 €	49	1999	49,90 €
26	1975	38,00 €	50	2000	49,90 €
27	1976	38,00 €	51	2002	49,90 €
28	1978	38,00 €	52	2003	54,00 €
29	1979	38,00 €	53	2003	54,00 €
30	1980	38,00 €	54	2004	54,00 €
31	1981	38,00 €	55	2005	54,00 €
32	1982	38,00 €	56/1-2	2007	54,00 €
33	1983	38,00 €	56/3	2007	27,00 €

A list of all published volumes is also shown under <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>.

For members of the DEUQUA volumes 11-50 (exclusive of Vol. 17-18, 29) are available for 10,- € per volume.
The price for other volumes is 25,- € for DEUQUA-members.

Volume 6-7, 17, and 29 are exclusively offered by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller),
Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Also available:

EISSMANN L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): Das Quartär Mitteleuropas. – Altenburger Naturwiss. Forsch., 7; Altenburg.
The price is 43,- €

If you are interested please contact:

Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, D-30655 Hannover deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Volumes 1-5, 8 and 10 are available as reprints:

Firma Zwerts und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse (price for DEUQUA-members is 28,- €).

Contents Vol. 56 No. 3 (2007)

- Zur spätholozänen Vegetationsgeschichte des Pfälzerwaldes - Neue139
pollenanalytische Untersuchungen im Pfälzischen Berg- und Hügelland
Late Holocene vegetation development in the Palatinate Forest
Steffen Wolters
- The difference between pollen types and plant taxa:162
a plea for clarity and scientific freedom
*Der Unterschied zwischen Pollentypen und Pflanzentaxa:
Ein Plädoyer für Deutlichkeit und wissenschaftliche Freiheit*
Pim de Klerk & Hans Joosten
- Korrelation von mittelpleistozänen Löss-/Paläobodensequenzen172
in Oberösterreich mit einer marinen Sauerstoffisotopenkurve
*Correlation between Middle Pleistocene loess/paleosol sequences
in Upper Austria and marine Oxygenium Isotope Stages (OIS)*
Birgit Terhorst
- Sedimentuntersuchungen an unterpleistozänen Schmelzwasserablagerungen186
und Periglazialschottern im Riß-Iller-Gebiet, deutsches Alpenvorland
*Sedimentological research on Lower Pleistocene meltwater deposits
and periglacial sediments of the Rhine-Iller area; German Alpine Foreland*
Andreas Gerth & Raimo Becker-Haumann
- The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from212
Schatthausen in North Baden-Württemberg
*Die oberpleistozäne Löss-/Paläobodenabfolge
von Schatthausen im nördlichen Baden-Württemberg*
Manfred Frechen, Birgit Terhorst & Wolfgang Rähle

Eiszeitalter und Gegenwart

Volume 56
Number 4
2007

E & G

Quaternary Science Journal



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





www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V. German Quaternary Association

Founded 1948

Office:

D-30655 Hannover, Stilleweg 2, P.O. 510153

E-Mail: deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Web: www.deuqua.de

Bank accounts:

Postbank Hannover: Konto 45303 308, BLZ 250 100 30, BIC: PBNKDEFF, IBAN: DE84 2501 0030 0045 3033 08
Sparkasse Hannover: Konto 2000 806 311, BLZ 250 501 80, BIC: HANSDE2HXXX, IBAN: DE10 2505 0180 2000 8063 11

Executive board

(2006-2010)

President:	MARGOT BÖSE, Berlin
Vice-President:	MARKUS FIEBIG, Wien REINHARD LAMPE, Greifswald
Editor E&G:	HOLGER FREUND, Wilhelmshaven
Assistant Editor E&G:	LUDGER FELDMANN, Benningen
Editor GMit Newsletter:	CHRISTIAN HOSELMANN, Wiesbaden BIRGIT TERHORST, Wien
Treasurer:	JÖRG ELBRACHT, Hannover
Academic library:	STEFAN WANSÄ, Halle
Homepage:	JÜRGEN REITNER, Wien
Public relation	FRANK PREUSSER, Bern

Editorial Board E&G – Quaternary Science Journal: HOLGER FREUND, Wilhelmshaven, Editor

KARL-ERNST BEHRE, Wilhelmshaven	ELSE KOLSTRUP, Uppsala (Schweden)
HANS-RUDOLF BORK, Kiel	JAN PIOTROWSKI, Aarhus (Dänemark)
ARNT BRONGER, Kiel	LUDWIG REISCH, Erlangen
JÜRGEN EHLERS, Hamburg	JEF VANDENBERGHE, Amsterdam (Niederlande)
ETIENNE JUVIGNÉ, Liège (Belgien)	BERND ZOLITSCHKA, Bremen
WIGHART VON KOENIGSWALD, Bonn	

The subscription rates for DEUQUA membership are as follows:

Ordinary Members	45,- €
Student, retired and unwaged members	20,- €
Institutions	55,- €

In Germany subscription rates are paid by standing order. For all other members, subscription rates should be paid by bank transfer into one of the two accounts listed above prior to 1st March each year. If you would like to join DEUQUA or have questions regarding missing or past volumes of *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal*, please contact the DEUQUA office.

Manuscript Submission: Manuscripts for E&G – Quaternary Science Journal must be submitted to the editor: PD Dr. Holger Freund, ICBM – Marine Laboratory, Schleusenstr. 1, D-26382 Wilhelmshaven; E-Mail: holger.freund@icbm.terramare.de

Titelbild: Drei annähernd parallel verlaufende, bis zu mehr als 3 m tiefe und 0,5 m breite Eiskeil-Pseudomorphosen in der Kalkgrube Lieth bei Elmshorn. Sie sind in Zechstein-Aschen und -Kalken angelegt. Maßband = 1 m (Foto: Alf Grube 2005).

Front cover image: Three approximately parallel ice-wedge pseudomorphs with setting in Zechstein-ashes and –limestones in the former chalk quarry Lieth near Elmshorn. The width is about 0.5 m and the depth is more than 3 meters. Tape measure = 1 m (photo: Alf Grube 2005).

Forthcoming Volume of Eiszeitalter & Gegenwart

E&G
Quaternary Science Journal

Special issue 57/1-2 (printed in July 2008)

Recent Progress in Quaternary Dating Methods

Special issue editors: Frank Preusser, Irka Hajdas & Susan Ivy-Ochs

Including:

DEHNERT, A. & SCHLÜCHTER, C.: Sediment burial dating using terrestrial cosmogenic nuclides

GEYH, M.: The handling of numerical ages and their random errors

HAJDAS, I.: The radiocarbon dating method and its applications in Quaternary studies

PREUSSER, F. et al.: Luminescence dating: Basics, methods and applications

SHELLMANN, G. et al.: Electron spin resonance (ESR) dating of Quaternary materials

and others...

Authors are responsible for the content of their manuscripts.

E&G – Quaternary Science Journal is printed by Papierflieger Offsetdruck GmbH,
38678 Clausthal-Zellerfeld – E-Mail: papierflieger_offsetdruck@web.de

Eiszeitalter und Gegenwart

E & G

Quaternary Science Journal

Volume 56 Number 4

84 pages, 23 figures, 2 tables and 3 maps

Editor and publishing: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Editor: HOLGER FREUND

Distribution:



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

2007

E&G

Quaternary Science Journal

Published for Deutsche Quartärvereinigung e. V.

Editor: Holger Freund

Contents

Das jungpleistozäne Lößprofil von Nußloch (SW-Wand)227

im Aufschluss der Heidelberger Zement AG

The Late Pleistocene loess profile Nussloch (SW wall)

Erhard Bibus, Manfred Frechen, Michael Kösel & Wolfgang Rähle

Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung.....256

der Umgebung des Rangsdorfer Sees

Reassessment of the geological development of the Rangsdorf lake area

Christopher Lüthgens & Margot Böse

Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil–Großformen.....283

in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

Structure and development of ice-wedge pseudomorphs

in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

Alf Grube

Weichselian red tills in the Gardno Phase End Moraine (Dębina Cliff)295

– criteria for distinction, origin and stratigraphic position,

and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream

Weichselzeitliche rote Moränen in der Gardno Endmoräne (Dębina Kliff)

– Besonderheiten, Herkunft und Chronostratigraphie, unter besonderer

Berücksichtigung des Verlaufs und der Quelle des Baltischen Eisstroms

Jarosław Jasiewicz



Das jungpleistozäne Lößprofil von Nußloch (SW-Wand) im Aufschluss der Heidelberger Zement AG

ERHARD BIBUS, MANFRED FRECHEN, MICHAEL KÖSEL & WOLFGANG RÄHLE ^{*)}

Kurzfassung: Im Aufschluss Nußloch südlich von Heidelberg ist ein neu aufgeschlossener Lößrücken paläopedologisch aufgenommen und ein Standardprofil mit verschiedenen Methoden untersucht worden. Im Einzelnen wurden Sedimentanalysen (Korngrößen, Kohlenstoff, Kalkgehalt) und die magnetische Suszeptibilität bestimmt, biomorphologische und malakologische Untersuchungen durchgeführt sowie 27 Proben mit der IRSL-Methode datiert. Stratigraphisch umfasst der untersuchte Abschnitt das Jungpleistozän mit einem mehrgliedrigen Eem-Boden und einem ungewöhnlich mächtigen Würmlöß (ca. 18 m).

Bodentypologisch wurden ein Bt-Horizont, eine Humuszone und zahlreiche Nassböden von unterschiedlicher Intensität mit und ohne Verbraunungszone nachgewiesen. Von den fünf ausgewiesenen Verbraunungszonen (WB2 - WB6) sind WB2, WB4 und WB5 aufgrund der Molluskenführung als interstadiale Bildungen anzusehen. Hinzu kommt noch eine der drei interstadialen Mosbacher Humuszonen (WB1) im stark reduzierten Altwürmabschnitt mit einem Alter von ca. 75 ka BP. Als kräftigster Interstadialboden ist der Bv-Horizont einer arktischen Braunerde erkannt worden (WB4), welcher aufgrund verschiedener Kriterien mit dem Lohner Boden bei ca. 30 ka BP parallelisiert wurde. Der im Hangenden des Lohner Bodens überlieferte Jungwürmlöß ist mit 12 m für Mitteleuropa sehr mächtig und von zahlreichen Nassböden (mindestens 10) untergliedert. Besonders aufgespaltet ist der Bereich des E2-Nassbodens, in dem auch die Böden WB5 und WB6 mit schwachen Verbraunungszonen liegen. Auch der jüngste Jungwürmlöß über dem Leithorizont des Eltviller Tuffs ist mit 4,5 m relativ mächtig und mehrgliedrig überliefert, so dass von einem E4/E5-Komplex gesprochen wird.

Die paläopedologischen Befunde stimmen hervorragend mit den Veränderungen in der Molluskenfauna und der Suszeptibilitätskurve überein, so dass detaillierte stratigraphische und paläoklimatische Rekonstruktionen möglich sind. Die absoluten Altersdatierungen bestätigen dabei weitgehend die vorgenommenen Altersstufungen.

Abschließend wird das neu bearbeitete Profil in Nußloch mit Ergebnissen von ANTOINE et al. (2001) verglichen, welche im gleichen Aufschluss an anderer Stelle erzielt worden sind.

[The Late Pleistocene loess profile Nussloch (SW wall)]

Abstract: At the Nussloch section located south of Heidelberg, a more recently exposed new loess wall was pedologically investigated. The profiles were investigated multidisciplinary including grain-size spectra, organic and carbonate content, magnetic susceptibility, as well as biomorphology and malacology and infrared optically stimulated luminescence (IRSL). The lower part of the Late Pleistocene includes the subdivided Eemian paleosol and the Wuermian loess about 18 m thick. A Bt horizon, a humic-rich horizon ("Humuszone") and several tundra gleysols ("Nassböden") of different intensity, with and without Bw horizons could be detected. Five brown soils (WB2 – WB6) are intercalated in the loess. The brown soils WB2, WB4 and

* Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. E. BIBUS, Geographisches Institut der Universität, Rümelinstraße 19-23, D-72070 Tübingen; Prof. Dr. M. FRECHEN, Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (GGA-Institut), Stilleweg 2, D-30655 Hannover; Dr. M. KÖSEL, RP Freiburg, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg, Dienstgeb. Stuttgart, Urbanstraße 53, D-70182 Stuttgart; Dr. W. RÄHLE, Staatliches Museum für Naturkunde, Rosenstein 1, D-70191 Stuttgart.

WB5 correlate to interstadial periods, as evidenced by the mollusc spectra. Furthermore, WB1 correlates to one of the three Early Wuermian interstadials ("Mosbacher Humuszone"). Soil WB1 with an age estimate of about 75 ka BP represents the reduced Early Wuermian sequence.

The most intensive brown soil (WB4) has the typical soil criteria of an arctic brown soil, which most likely correlates to the about 30 ka old Lohne Soil ("Lohner Boden"). The Late Wuermian loess covering the Lohne Soil is about 12 m thick and intercalated by at least ten tundra gleysols. The equivalent of the E2-Nassboden forms a tundra gley complex including also the weak brown soils WB5 and WB6. The youngest Upper Wuermian loess about 4.50 m thick covers the Eltville tephra and is designated to correlate to the E4/E5 complex.

The paleopedological results are in excellent agreement with the results and interpretation by means of malacology and magnetic susceptibility enabling detailed stratigraphic and paleoclimatic reconstruction.

Keywords: loess, paleosol, Late Pleistocene, absolute dating, loess snails, SW Germany, magnetic susceptibility

1 Einleitung

Im terrestrischen Bereich wird die letzte Kaltzeit besonders gut durch mächtige Lößablagerungen mit darin eingeschalteten Bodenbildungen überliefert. In Mitteleuropa sind mit dem Profil Schwalbenberg bei Sinzig am unteren Mittelrhein (BIBUS 1980, 1995; SCHIRMER 1990, 2000), den Profilen Schillo & Co. am Gräselberg (SEMMELE 1968: 15), in Schierstein bei Wiesbaden (SABEL & THEWS 1986) sowie in Nußloch bei Heidelberg (BENTE 1987; BENTE & LÖSCHER 1987; ZÖLLER 1995; ZÖLLER & LÖSCHER 1999; ANTOINE et al. 2001) Lokalitäten bekannt geworden, in denen der Würmlöß zwischen 15 und 20 m Mächtigkeit erreicht. In Nußloch ist zudem der Altwürmlöß nur rudimentär ausgebildet, so dass das knapp 20 m mächtige Profil vorwiegend den Mittel- und Jungwürmlöß repräsentiert. Da solche hochauflösenden Lößabfolgen wichtige Informationen zur Paläopedologie, Paläoklimaentwicklung, Paläoökologie und Stratigraphie liefern können, wurden von uns in den Deckschichten des Muschelkalksteinbruchs der Heidelberger Zement AG in Nußloch neue Untersuchungen durchgeführt. Es handelt sich dabei nicht um die bisher beschriebenen Profile (BENTE & LÖSCHER 1987; ZÖLLER 1995; ZÖLLER & LÖSCHER 1999; ANTOINE et al. 2001; ROUSSEAU et al. 2002; HATTÉ et al. 1999, 2001), sondern um den seit 1998 neu aufgeschlossenen SW-Bereich des Aufschlusses, in dem ein von Dellen flankierter Lößriedel durch den Abraumabbau

vollkommen durchschnitten wurde (vgl. Abb. 1). Der Riedel verläuft ungefähr in SE-NW-Richtung und setzt an einem ostexponierten Hang in ca. 205 m ü.NN an. Nach W erfolgt noch ein ca. 20 m hoher Anstieg zu einem flachen Wasserscheidenbereich in ca. 220 bis 225 m ü.NN, welcher NNW-SSE verläuft. ANTOINE et al. (2001: 212) haben die Fortsetzung dieses breiten Lößrückens als eine von NNW-Winden sedimentierte Lößdüne angesehen. Der von uns bearbeitete Riedel liegt somit als Kleinform rechtwinklig zu der als Lößdüne angesehenen Form vor. Von Bedeutung ist, dass die im Löß enthaltenen Horizonte die Riedeloberfläche nachzeichnen. Der Riedel ist deshalb nicht durch Eintiefung der flankierenden Dellen, sondern durch stetige Aufschüttung entstanden. Da der Aufschluss nur ca. 3 km von der östlichen Bruchstufe des Rheintalgrabens entfernt liegt, ist wegen der Nähe des Auswehungsgebietes mit einer stark sandigen Lößfazies zu rechnen. Der zentrale Bereich des aufgeschlossenen Riedels wurde durch zehn eingemessene Profile in seiner Gesamtheit aufgenommen (vgl. Abb. 2). An der Stelle mit der vollständigsten Gliederung ist ein Standardprofil erstellt und für verschiedene Analysen beprobt worden (vgl. Abb. 3 bis 6). Im Einzelnen erfolgten Sedimentanalysen (Korngröße, Kalkgehalt, organische Substanz) (BIBUS & KÖSEL), Schneckenbestimmungen (RÄHLE), gesteinsmagnetische Messungen (Suszeptibilität, Paläomagnetik) (APPEL), biomorphologische Analysen (GOLJEWJA) und Lumineszenz-Datierungen (IRSL) (FRECHEN).

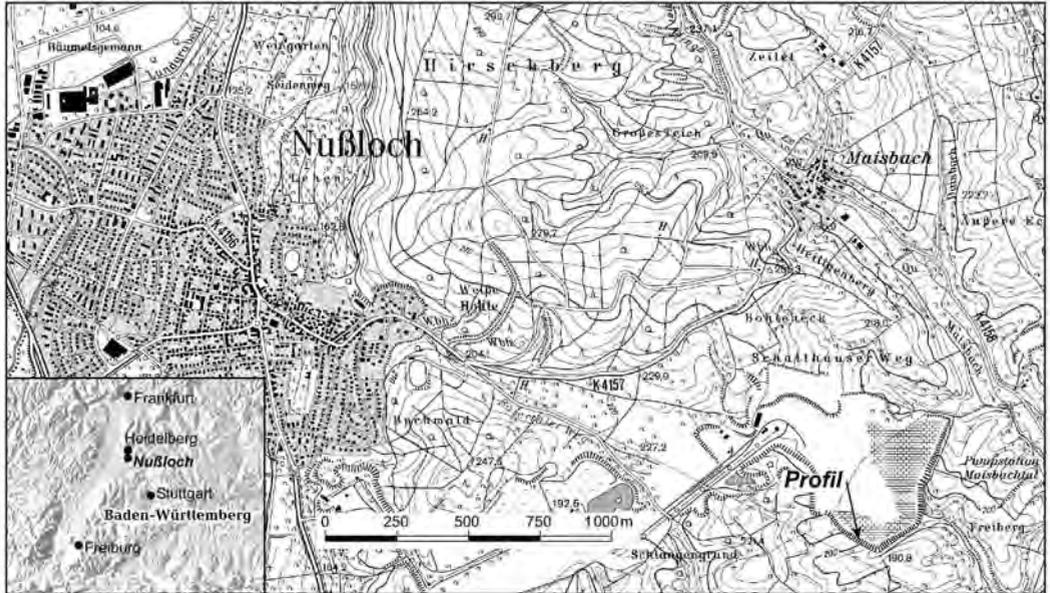


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage des bearbeiteten Lößbiedels im Aufschluss Nußloch. (Druck mit Genehmigung des Landesvermessungsamts Baden-Württemberg, Az. 5.12/1581)

Fig. 1: Map showing the position of the profile at the Nussloch section.

2 Beschreibung und Interpretation des Lößbiedels im zentralen Bereich

Das aufgenommene Profil beginnt an der Basis mit einem präeemzeitlichen sandigen Kies aus Lokalschottern. Darüber folgt ein 30 cm mächtiger, vernässter Lößlehm mit Rost- und Bleichbändern, der nach seiner Position in die Rißeiszeit einzustufen ist. Eine Überprägung durch eine Nassbodenbildung (Bruchköbeler Böden) i.S.v. BIBUS (1974) ist nicht auszuschließen. Abgeschlossen wird der rißeiszeitliche Lößlehm durch einen bis 1,70 m mächtigen, stellenweise mehrgliedrigen Bt-Horizont (Abb. 2, Abschnitt A, Schichten 46, 45, 44). In seinem oberen Bereich besteht der fossile Boden aus einem rötlichbraunen mittel schluffigen Ton mit vielen Sesquioxidkonkretionen und groben Polyedern, auf denen kräftige Tonüberzüge ausgebildet sind. Im mittleren Abschnitt (45) löst sich der Bt-Horizont in einen Lamellenstreifen-Horizont mit Bbt-Bändern auf. Dieser Zone folgt nach unten ein brauner lehmiger Schluff mit schwach polyedrischem Gefüge. In

diesem Bvt-Horizont (46) sind ebenfalls noch schwach ausgebildete Lamellenstreifen zu erkennen. Der gesamte B-Horizont wird dem Eem (MIS 5e) zugeordnet. Neben sehr vielen einheitlich ausgebildeten Bt-Horizonten sind entsprechende mehrgliedrige Unterböden der letztinterglazialen Parabraunerde vereinzelt auch an anderen Stellen in Baden-Württemberg beobachtet worden (z. B. Nußloch an anderer Stelle, ZÖLLER & LÖSCHER 1999; Reihen, BIBUS 2002; Bönnigheim, BIBUS 2002; Gundelfingen, BIBUS & STRAHL 2000: 221). Die Mehrgliedrigkeit wird von uns dadurch erklärt, dass der Eemboden einen vorstrukturierten Rißlöß z. B. mit Nassböden oder Bodensediment-Einlagerungen überprägt hat. ZÖLLER & LÖSCHER (1999: 41) diskutieren auch die Möglichkeit, dass der untere Teil des Bodenkomplexes dem vorletztinterglazialen Boden entspricht. Das Vorkommen der Mehrgliedrigkeit nur in gewissen Reliefpositionen, das Auskeilen des mittleren Horizontes innerhalb eines Aufschlusses sowie die Unterlagerung durch typisch gegliederten Rißlöß mit den Bruchköbeler Nassbö-

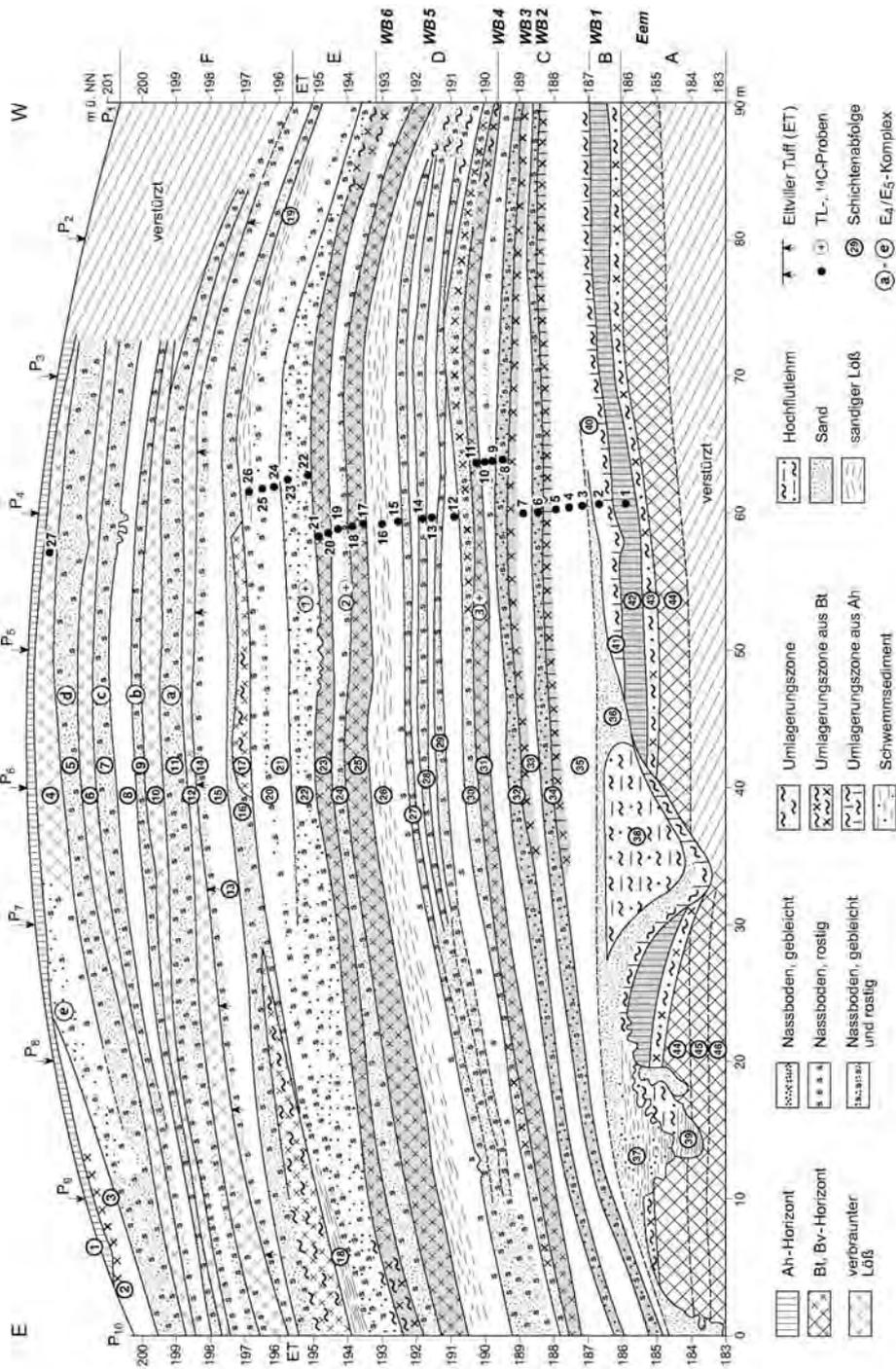


Abb. 2: Aufschlussprofil des zentralen Lößriedels im Aufschluss Nußloch.

Fig. 2: Sketch showing the profiles under study in the central part of the loess „Riedel“ at the Nussloch section.

Erläuterung zur Abb. 2

- 1 Ap-Horizont
 - 2 Btv-Horizont, rez. Parabraunerde
 - 3 Jüngster Jungwürmlöß
 - 4 Schwach verbraunter Löß, z.T. mit schwachen Vernässungserscheinungen
 - 5 Nassboden
 - 6 Sehr schwacher Bv-Horizont
 - 7 Nassboden
 - 8 Jungwürmlöß
 - 9 Nassboden
 - 10 Sehr schwacher Bv-Horizont
 - 11 Nassboden (E4)
 - 12 Sehr schwacher Bv-Horizont (E4)
 - 13 Eltviller Tuff (ET)
 - 14 Schwacher Nassboden, E3
 - 15 Jungwürmlöß zwischen E3 und E2
 - 16 Nassboden, z.T. mit umgelagerter Bt-Material (E2)
 - 17 Umgelagertes Bt-Material (Kolluvium)
 - 18 Feingebänderter Schwemmlöß
 - 19 Jungwürmlöß, oben sandstreifig
 - 20 Schwacher Nassboden
 - 21 Jungwürmlöß, z.T. schwach vernässt
 - 22 Nassboden, z.T. zweigeteilt
 - 23 Bv-Horizont, Boden WB6
 - 24 Vernässungszone (Nassboden)
 - 25 Bv-Horizont, Boden WB5
 - 26 Löß, oben sandstreifig
 - 27 Nassboden
 - 28 Nassboden, kräftig
 - 29 Nassboden, verlagert, mit liegendem Löß
 - 30 Vernässungszone (Nassboden)
 - 31 Kräftiger Bv-Horizont mit liegendem Löß, Boden WB4, Lohner Boden
 - 32 Nassboden mit schwachen Bv-Horizont, WB3, Gräselberger Boden 1
 - 33 Mittelwürmlöß
 - 34 Kräftiger Nassboden mit humosen Bv, WB2, Gräselberger Boden 2
 - 35 Mittelwürmlöß
 - 36 Sand
 - 37 Sand- u. Schluffbänder, wechsellagernd, Kiese
 - 38 Hochflutlehm
 - 39 Schluff- u. Lehmabänder, wechsellagernd
 - 40 Löß, schwach verbraunt
 - 41 Fließerde aus Ah-Material
 - 42 Mosbacher Humuszone, WB1
 - 43 Zweigeteilte, schmutzigbraune Fließerde, „Grauer Waldboden“
 - 44 1. fBt
 - 45 1. fBbt
 - 46 1. fBvt
- } E4 / E5 - Nassbodenkomplex
- } dreigeteilter Eemboden

den an einzelnen Lokalitäten spricht gegen die Auffassung von ZÖLLER & LÖSCHER (1999). Der letztinterglaziale Bt-Horizont ist im Profil gekappt und wird von einer zweigeteilten Fließerde überlagert (Abschnitt B, Schicht 43). Im unteren Bereich handelt es sich um einen rötlichbraunen sandig-schluffigen Lehm mit feinblättrigem Gefüge und einzelnen eingelagerten Holzkohlen. Auf den Aggregatflächen sind schwache schmutzigbraune Tonüberzüge ausgebildet, die ihrerseits wiederum von hellgrauem Feinstsand überzogen werden. Der obere Abschnitt der Fließerde hat eine graubräunliche Farbe. Hier fehlen die Toncutane, während das feinblättrige Gefüge mit den hellgrauen Feinstsandbelägen wie bei der unterlagernden Schicht entwickelt ist. Die zweigeteilte Fließerde steht in keiner genetischen Beziehung zum liegenden Bt-Horizont und kann deshalb nicht als Al-Horizont gedeutet werden. Dies lässt sich dadurch belegen, dass die Fließerde in einer flachen Mulde den Bt-Horizont kappt. Bei der Fließerde handelt es sich innerhalb des Profils um die erste nachweisbare Abtragungsphase nach dem Eem im Altwürm. Auch ZÖLLER (1995: 75) hat zunächst den beschriebenen Bereich als eine eigenständige Umlagerungszone angesehen. Nach einer späteren Ansicht (vgl. ANTOINE et al. 2001:217; vgl. auch FRECHEN et al. 2007) soll das Bodensediment von einem interstadialen Grauen Waldboden überprägt worden sein, der an der Oberfläche eine starke Kappung erfahren haben soll. Der Boden wird von ANTOINE et al. (2001: 222) in das Odderade-Interstadial (MIS 5a) gestellt, wofür es in Nußloch jedoch keine sicheren Belege gibt. Im Profil Mainz-Weisenau (BIBUS et al. 1996) mit seinem hervorragend gegliederten Altwürmabschnitt wird das Odderade-Interstadial sehr wahrscheinlich durch eine Humuszone repräsentiert, die sich als degradiertes Tschernosem deutlich von dem hier diskutierten so genannten Grauen Waldboden unterscheidet. Die Lessivierung im unteren Abschnitt des Bodensediments darf nach unserer Auffassung nicht überinterpretiert werden, da das Ausgangssubstrat

aus vorverwittertem und damit vermutlich kalkfreiem Bodensediment bestand.

Über der zweigeteilten Fließerde folgt der Ah-Horizont einer Mosbacher Humuszone (Abschnitt B, Boden WB1, Schicht 42). Die Humuszone ist schwarzbraun gefärbt, weitgehend entkalkt und weist lokal Krotowinen auf. Trotz der Degradation führt sie an einzelnen Stellen Schnecken. Die Humuszone ist im oberen Bereich umgelagert (41), was an einzelnen eingelagerten Steinen erkennbar ist. Zudem sind einzelne Ah-Butzen in den hangenden Löß aufgefroren. Im westlichen Teil des Aufschlusses wird die Humuszone von einem graubräunlichen, geschichteten und nach E einfallenden Sand (36) überlagert. Es handelt sich stratigraphisch bei der Umlagerungszone über der Humuszone und den hangenden Sanden um die stratigraphische Position der Niedereschbacher Zone (vgl. SEMMEL 1969), die mit erheblichen Diskordanzen verbunden sein kann. Dies zeigt sich auch im östlichen Bereich des Rückens, in dem sich mehrere Rinnen bis in den unteren Bereich des letztinterglazialen Bodens eingeschnitten haben (vgl. Abb. 2). Die westlichste Rinne wird an der Basis von der Fließerde aus Humuszonematerial nachgezeichnet (41). Daraus folgt, dass die Einschneidung unmittelbar vor der Entstehung der Fließerde stattgefunden hat. Sie ist anschließend von Sanden und einem grauen Hochflutlehm (38) verfüllt und von abschließenden Sanden überdeckt worden. In der mittleren Rinne lassen sich mehrere Erosions- und Verfüllungsphasen (37, 39) nachweisen. Die östlichste Rinne ist hingegen nur von Sand verfüllt worden. Geomorphologisch kann festgehalten werden, dass die Landschaft nach der Verfüllung der Rinnen wieder ihr altes Niveau erreicht hatte. Dennoch sind mit dem beginnenden Mittelwürm, welches mit der Fließerde über der Humuszone einsetzt (Beginn Abschnitt C, Schicht 41), markante landschaftliche Veränderungen abgelaufen (vgl. SEMMEL 1999). In diesem Zusammenhang muss erwähnt werden, dass im östlichsten Teil des Rückens (in Abb. 2 nicht dargestellt) der Altwürmabschnitt vollkommen fehlt. Hier liegt die Niedereschbacher Zone in typischer Ausbildung direkt auf dem

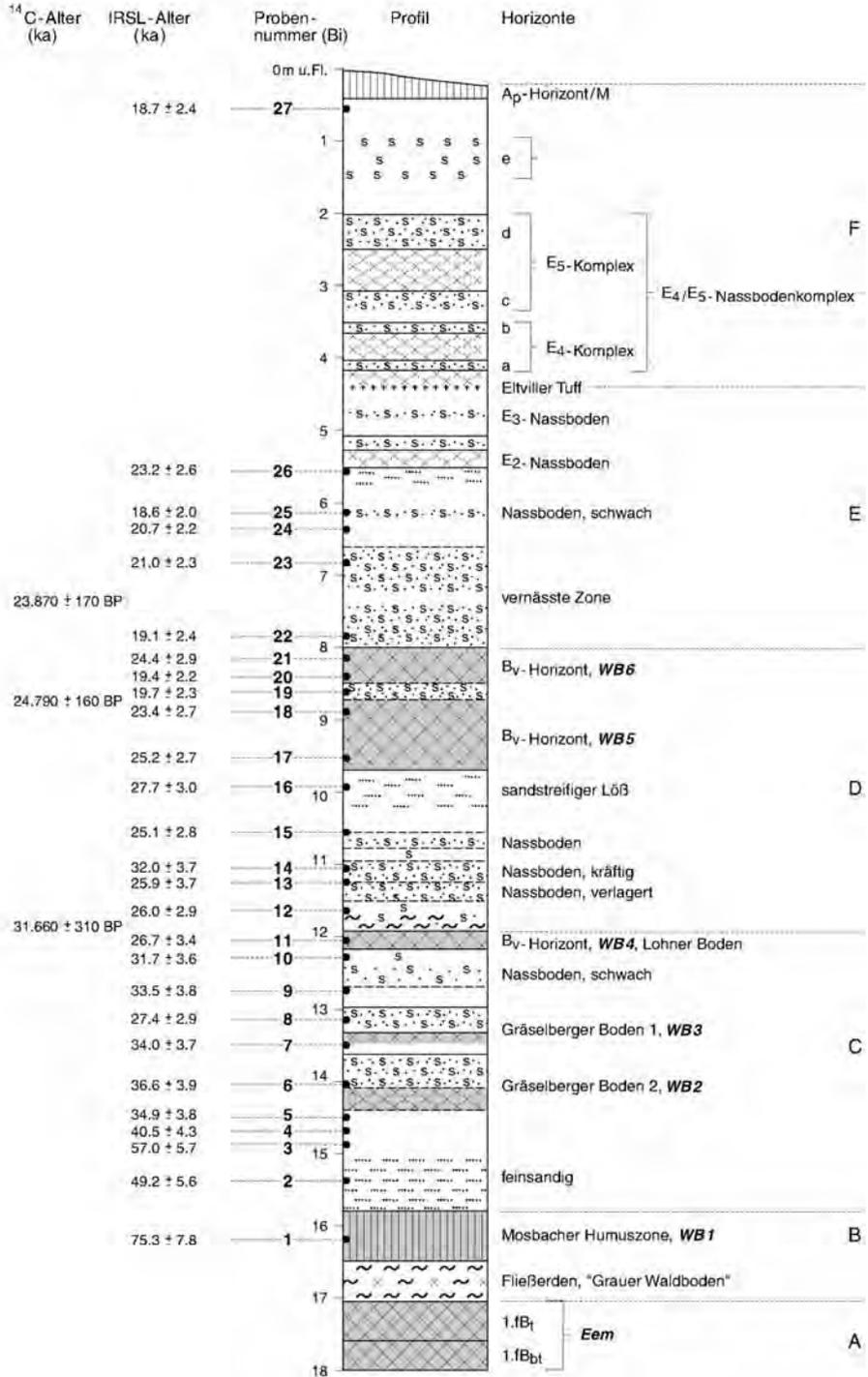


Abb. 3: Standardprofil mit IRSL- und ¹⁴C-Altern in Nußloch.

Fig.3: Loess/paleosol sequence including radiocarbon and IRSL ages from the Nussloch section.

letztingerglazialen Bt-Horizont. Zudem ist der Altwürmabschnitt in Nußloch nur teilweise überliefert, da an anderen Lokalitäten noch mindestens zwei weitere interstadiale Humuszonen nachzuweisen sind (vgl. SEMMEL 1968, 1996; BIBUS et al. 1996).

Über den frühmittelwürmzeitlichen Umlagerungsprodukten setzt Löß ein (Fortsetzung Abschnitt C, Schicht 40), dessen Sedimentation bis in die ausgehende Würmeiszeit anhielt. Im unteren Bereich ist zunächst ein sandiger Löß ausgebildet, der nach oben in typischen Schnecken führenden Löß (35) übergeht. In diesem sind zwei kräftige Nassböden mit z.T. basalen humosen Verbraunungszonen ausgebildet. Der obere Nassboden (WB 3, Schicht 32) ist rostbraun-grau gefleckt, von feinblättriger Struktur und von vielen Fe- und Mn-Knötchen durchsetzt. Lokal können auch rostbraune und graue Bänder ausgebildet sein.

Der untere Nassboden (WB2, Schicht 34) ähnelt sehr stark dem oberen, insgesamt ist er jedoch etwas kräftiger entwickelt. Die Verbraunungszone unter den beiden Nassböden ist schmutzigbraun bis schwach olivstichig gefärbt. Beim oberen Nassboden weist sie auch deutliche Vernässungsmerkmale auf. Kennzeichnend für die beiden Nassböden sowie den Löß unmittelbar darüber sind daumengroße Bleichflecken. Entsprechende Erscheinungen sind von BIBUS (2002) auch in anderen Profilen von Baden-Württemberg beschrieben und als Lauffener Zone (bzw. Nassboden) bezeichnet worden. Die Lauffener Zone ist somit in den basalen Nassbodenkomplex von Nußloch einzuordnen. Stratigraphische Position und Ausprägung der beiden vernässen Böden in Nußloch (WB2 u. WB3) entsprechen dem Gräselberger Boden, der erstmals von SEMMEL (1968) aus dem Rhein-Maingebiet beschrieben wurde. Die Doppelung kann einerseits mit der hohen Sedimentationsrate in Nußloch zusammenhängen; andererseits handelt es sich um einen Abschnitt, der in Lößprofilen sehr selten aufgeschlossen und überliefert ist. Ob es sich bei den von ZÖLLER (1995) als „Nußlocher Böden“ (zwei Böden in Muldenlage vom Typ arktischer Wiesenböden nach Ansprache von

VAN VLIET-LANOË) bezeichneten Horizonten um die hier beschriebenen verbraunten Nassböden handelt, muss offen bleiben, da ZÖLLER (1995:73) die Nußlocher Böden älter als die Niedereschbacher Zone einstuft. Die beiden verbraunten Nassböden sowie der gesamte Löß im unteren Profilabschnitt führen reichlich Mollusken, weshalb sich dieser Bereich besonders gut für malakologische Untersuchungen eignet (vgl. Kapitel 5). Der beschriebene Abschnitt ist an anderer Stelle in Nußloch nur durch einen Boden überliefert.

Über dem oberen Gräselberger Boden folgt nur im westlichen Aufschlussbereich eine geringmächtige schwache Nassbodenbildung, die nicht weiter berücksichtigt wird.

Der beschriebene Bereich des Mittelwürmlösses (Abschnitt C) wird von einem kräftigen, braungefärbten Bv-Horizont (Boden WB4, Schicht 31) abgeschlossen, der neben der Mosbacher Humuszone die markanteste Bodenbildung innerhalb des Würmlösses darstellt. Es handelt sich um einen schwach rötlichbraunen, lehmigen Schluff mit sehr vielen Mn- und Fe-Knötchen und -Nadelstichen im oberen Bereich. In dem kalkhaltigen Horizont sind viele Schnecken eingelagert. Er weist an einzelnen Stellen eine feine Frostblättrigkeit oder eine wellig-plattige Struktur mit schwachen Tonanflügen auf. Makroskopisch wie mikromorphologisch lassen sich keine Hinweise auf stärkere Umlagerung feststellen. Die wechselnde Struktur kann jedoch ein Hinweis auf lokale schwache Umlagerung sein. Die Durchgängigkeit des Horizontes, auch in anderen Aufschlussbereichen, spricht für eine eigenständige Bodenbildung. Aufgrund der deutlichen Verbraunung aber nur mäßigen Entkalkung und Verlehmung muss der Horizont typologisch als ein Übergang zwischen einem Cv- und Bv-Horizont angesehen werden. Aus Gründen der Vereinfachung werden im Folgenden verbrauchte Horizonte auch ohne Verlehmung als Bv-Horizonte angesprochen. Die stratigraphische Einstufung des Bv-Horizontes beruht auf Grund seiner tiefen Lage im Profil sowie seiner recht kräftigen Ausbildung Schwierigkeiten. Da der Boden aber lokal

die typischen Merkmale des Lohners Bodens besitzt (rostige Mn- und Fe-Nadelstiche, Fe-Knötchen, welligplattige Struktur, Tonanflüge, schwache diffuse Mn-Ausfällungen), wurde er letztendlich mit dem Lohner Boden parallelisiert. Auch eine Korrelation mit dem Böckinger Boden oder einer älteren mittelwürmzeitlichen Bildung wäre nicht auszuschließen. Dagegen sprechen jedoch die durchgeführten absoluten Datierungen (vgl. Kapitel 6).

Unmittelbar über dem als Lohner Boden angesehenen Bv-Horizont (WB4) liegt eine vernässte Umlagerungszone (Beginn Bereich Abschnitt D, Schicht 30), die mit dem unterlagernden Boden in keiner genetischen Beziehung steht. Es handelt sich um einen Nassboden, der von BIBUS (2002) als E0-Nassboden bezeichnet wird. Im darüber liegenden Löß folgen drei weitere Nassböden (29, 28, 27), die im Zentrum des Rückens klar durch Löß voneinander getrennt sind, im Randbereich jedoch zusammenlaufen und dann nur einen schlecht zu gliedernden Nassbodenkomplex bilden.

Der oberste Nassboden (27) ist am schwächsten ausgebildet und zudem sehr stark verflochten. Es handelt sich um eine vernässte Zone, in der die Bleichflecken schräg gestellt sind. Lokal wurde unter diesem Nassboden ein sehr schwacher Ah-Horizont beobachtet.

Zwischen dem mittleren und dem unteren Nassboden sowie über dem oberen Nassboden ist der Löß (z.B. Schicht 26) aufgrund von Flugsandeinfluss stark sandstreifig ausgebildet. Nach oben abgeschlossen wird der beschriebene Abschnitt durch einen Bodenkomplex, der in der Regel durch zwei Nassböden mit einem jeweils darunter liegenden, undeutlichen Bv-Horizont zweigegliedert ist. Da an einer Stelle der untere Boden nochmals untergliedert werden konnte, muss sogar mit einer Dreiteilung gerechnet werden. Bei den Aufnahmen und Untersuchungen wurde diese Stelle jedoch nicht berücksichtigt.

Die beiden Böden sind sehr ähnlich ausgebildet. Der obere Bv-Horizont (Boden WB6, Schicht 23) wird von einer sehr kräftigen Vernässungszone (Ø 80 cm, Schicht 22) überlagert. Es handelt sich um einen fahlgrauen, feinsandigen

Schluff mit intensiven Rostflecken, -schlieren und -knötchen. Der Bv-Horizont des Bodens (Ø 50 cm, Schicht 25) ist schwach braun gefärbt und rostfleckig, hat eine wellig-blättrige Struktur mit Fe- und Tonanflügen und weist an der Obergrenze diffuse Mn-Flecken auf.

Der darunter liegende Bv-Horizont (Boden WB5, Ø bis 80 cm) ist mit einer olivbräunlichen Farbe kräftiger ausgebildet als der obere Bv-Horizont. Er ist etwas dichter gelagert und nur schwach frostblättrig. Typisch sind im oberen Bereich ebenfalls leuchtend rote Rostknötchen und diffuse Mn-Flecken. Die Vernässungszone über dem Boden (24) ist als fahlgrauer feinsandiger Schluff mit intensiven Fe- und Mn-Flecken kräftig ausgebildet.

Am Anfang unserer Untersuchungen hatten wir den oberen Bv-Horizont als den Lohner und den unteren Bv-Horizont als den Böckinger Boden angesehen. Von dieser Vorstellung sind wir aber deswegen abgekommen, weil die beiden Böden sehr schwach ausgebildet sind und sie eher eine feinblättrige statt eine wellig-plattige Struktur besitzen, wie dies beim Lohner und Böckinger Boden der Fall ist. Zudem haben die absoluten Datierungen jungwürmzeitliche Alter erbracht (vgl. Kapitel 6).

Ungefähr 90 cm über der vernässten Umlagerungszone des oberen Bv-Horizontes (Abschnitt E) ist in einem gelblichen Löß (21) ein geringmächtiger Nassboden (Ø 10 cm, Schicht 20) ausgebildet, der sich durch einzelne intensive Rostflecken und nach unten geöffnete Rosthalbmonde auszeichnet.

Im Hangenden folgt sandstreifiger Löß (19, 18) und ein weiterer, nunmehr sehr kräftiger, z.T. zweiseitiger Nassboden (16). Mächtigkeit und Intensität des Horizontes verändern sich in Nußloch sehr stark innerhalb des Aufschlusses. Bei schwacher Ausbildung ist er nur 20 cm mächtig (fahlrötlich-grauer Vernässungshorizont mit daumengroßen Rostflecken, z.T. halbmondartig, darunter schwach gelblichbrauner Bv, oben und unten vernässte Randsäume). Im östlichen Bereich des Aufschlusses liegt unter dem Nassboden umgelagertes, kräftig braun gefärbtes Material (17), welches offensichtlich aus einem Bt-Horizont stammt. Das Bodense-

diment ist durch Fließvorgänge im Zuge der Nassbodenbildung entstanden. Bemerkenswerterweise war auch in einem anderen Aufschlussbereich in gleicher stratigraphischer Position entsprechendes rötlichbraunes Bodensediment nachzuweisen. Der beschriebene Bereich liegt zweifelfrei im Abschnitt des E2-Nassbodens.

Darüber tritt im Löß (15) eine schwache Vernässung (14) auf, die als E3-Nassboden angesehen wird. Eine solche Zuordnung kann deshalb sicher erfolgen, weil unmittelbar im Hangenden der Eltviller Tuff (13) vorhanden ist. Das schwarzgraue, wellig verlaufende Tuffband (\emptyset 0,5-1cm) ist lokal zwei- oder dreigeteilt. Auf kurze Entfernung kann es in Flecken aufgelöst sein oder auch fehlen. Mit einem Alter von 19,5 - 20,6 ka (Altersmittelwert n. FRECHEN & PREUSSER 1996: 63, vgl. auch ANTOINE et al. 2001: 226) stellt der Eltviller Tuff die wichtigste, stratigraphisch sicher zuzuordnende Leitschicht innerhalb des Jungwürmlösses dar. Ohne ihn wäre in Nußloch aufgrund der differenzierten Ausbildung des obersten Jungwürmabschnitts eine sichere Zuordnung kaum möglich.

Über dem Eltviller Tuff liegt ein mehrere Meter mächtiger Nassbodenkomplex (Abschnitt F). Insgesamt lassen sich mindestens fünf Vernässungszonen mit z.T. schwachen unterlagernden Verbaunungshorizonten ausweisen. Die beiden oberen Nassböden sind am schwächsten ausgebildet. Der Eltviller Tuff liegt an der Untergrenze des untersten Bv-Horizontes (12). Dieser Boden entspricht einschließlich der hangenden Vernässungszone dem E4-Nassboden der Erbenheimer Böden i.S.v. SEMMEL (1968). Ob jedoch der nächst jüngere Nassboden aufgrund von starker Sedimentation und Spreizung auch noch zum E4 gehört oder bereits dem E5 zugeordnet werden muss, ist schwer zu entscheiden, zumal der E5-Nassboden sehr selten aufgeschlossen ist. ZÖLLER & LÖSCHER (1999: 49) haben in einem anderen Profil in Nußloch den „Maisbacher Boden“ als schwachen Bv-Horizont direkt zwischen einem als E4 und E5 angesehenen Nassboden ausgegliedert. Aufgrund des vorliegenden Profils mit wesentlich mehr Vernässungszonen und Bv-Horizonten kann

diese Interpretation nicht mehr aufrecht erhalten werden. Es soll deshalb im neu bearbeiteten Profil von einem E4/E5-Nassbodenkomplex gesprochen werden, wobei die einzelnen Nassböden mit a, b, c, d und e von unten nach oben durchnummeriert wurden (vgl. Abb. 2 u. 3). Da der gesamte Nassbodenkomplex auf stark sandigem Löß ausgebildet ist, erhebt sich für die jeweils im Liegenden der Nassböden ausgebildeten, sehr schwachen Bv-Horizonte die Frage, ob sie überhaupt pedogen sind und nicht durch das Substrat vorgetäuscht werden. Auch über dem E4/E5-Nassbodenkomplex ist der Löß (4) lokal schwach verbraunt und mit einzelnen Rostschlieren durchsetzt. Nur im östlichen Aufschlussbereich folgt als Abschluss ein jüngster graugelber Löß, auf dem noch lokal Reste des rezenten Bt-Horizontes erhalten sind. Im übrigen Aufschluss liegt als Folge der Bodenerosion eine Kultopararendzina vor.

Als Fazit bei der Interpretation des Würmlösses in Nußloch stellt sich das Problem, welcher der beschriebenen Verbraunungshorizonte dem Lohner Boden entspricht.

Wenn der Bv-Horizont (WB4) im unteren Profilabschnitt, wie wir es zuletzt getan haben, als Lohner Boden angesehen wird, dann ergibt sich die Schwierigkeit, dass der bis 8 m mächtige Abschnitt zwischen dem E3-Nassboden (bzw. dem Eltviller Tuff) und dem unteren kräftigen Bv-Horizont (WB4) dem Abschnitt E0 bis E2 entspricht, was aufgrund der großen Mächtigkeit doch sehr überrascht.

Würde der Bodenkomplex WB5/WB6 mit dem Lohner Boden und dem Böckinger Boden parallelisiert, dann könnte der hangende Löß mit den darin enthaltenen Nassböden relativ problemlos mit dem älteren Jungwürmabschnitt (E0, E1, E2) und der darunter liegende Löß mit dem Mittelwürmlöß und den darin vorkommenden Nassböden parallelisiert werden. Es ergäbe sich dabei allerdings die Frage, um welchen Boden es sich bei dem intensiv braunen Bv-Horizont (WB4) im unteren Profilabschnitt handelt. Er müsste dann einem älteren, bislang nicht bekannten, würminterstadialen Boden entsprechen.

3 Sedimentuntersuchungen im Profil Nußloch

Im sedimentologisch untersuchten Profil (vgl. Abb.4) tritt der höchste Tongehalt mit ca. 32 % im oberen Bereich des letztinterglazialen Bt-Horizontes auf. Zur Untergrenze sinken die Werte kontinuierlich bis auf einen Tongehalt von ca. 13 % ab. Die Korngrößenanalysen liefern somit kein Indiz für eine polygenetische Bildung mit mehreren Bt-Horizonten.

Die den letztinterglazialen Bt-Horizont überlagernde zweigliedrige Fließerde, der so genannte „Graue Waldboden“, weist, abgesehen von einer im Profil höher liegenden Sandlage, mit ca. 20 % den höchsten Sandgehalt (Durchschnitt ca. 5 %) auf. Dieser Sachverhalt könnte ein Hinweis dafür sein, dass es sich um ein umgelagertes Bodensediment handelt.

Die Mosbacher Humuszone (Boden WB1) besitzt mit 0,5 % einen relativ geringen Anteil an Kohlenstoff. Dieser Wert wird auch noch im Hangenden bei weiteren innerwürmzeitlichen Bodenbildungen erreicht. Oberhalb der Humuszone setzt an der Grenze vom Alt- zum Mittelwürm (Grenze Abschnitt B/C) der Kalkgehalt ein, der mit ca. 15 – 35 % eine relativ große Schwankungsbreite besitzt.

An der Basis des Mittelwürmprofils sind im Bereich der Niedererschbacher Zone zum Teil mit Sand verfüllte Rinnen vorhanden. Auch im hangenden Löß tritt ein deutlicher Sandanteil auf, der auf Flugsandbeimengungen zurückgeführt werden kann. Der Sandanteil liegt ansonsten, bis auf zwei Ausnahmen, im gesamten Würmlöß unter 5 %.

Im Abschnitt mit den Gräselberger Böden (WB2 und WB3) steigt die organische Substanz geringfügig an. Dieser Befund stimmt mit der etwas dunkleren Färbung der beiden Böden und dem dazwischen liegenden Löß überein.

Innerhalb der Laboranalysen sticht der kräftige Verbraunungshorizont (WB4), der mit dem Lohner Boden parallelisiert wurde, deutlich heraus. Er weist einen höheren Tongehalt (12,8 %) und geringere CaCO_3 -Anteile als der hangende und liegende Löß auf. Zudem besitzt

er mit 0,6 % den höchsten Anteil an organischer Substanz im gesamten Profil.

Im Jungwürmlöß sind bei den Laboranalysen keine Besonderheiten zu beobachten. Nur im Bereich der zwei schwachen verbraunten Nassböden (WB5, WB6) sowie in einem Abschnitt des E4/E5-Nassbodenkomplexes wurde ein geringfügig höherer Sandanteil registriert. Eine Sandstreifigkeit dieser Abschnitte wurde auch bei der Profilaufnahme festgestellt.

Das Standardprofil wurde lückenlos geophysikalisch untersucht, indem an 951 Proben die magnetische Suszeptibilität im Labor gemessen worden ist (vgl. Abb. 5). Die Suszeptibilität zeigt den Gehalt des ferrimagnetischen Materials sowie den Anteil der superparamagnetischen Bestandteile in einer Probe an. Durch pedogene Prozesse werden diese Minerale, vor allem die weichmagnetischen Teilchen, erhöht (vgl. HELLER & EVANS 1995), so dass die Suszeptibilität ein Parameter für Verwitterungsvorgänge und -intensität und damit für Klimaschwankungen ist. Die Bildung von pedogenen magnetischen Mineralen wird in günstigeren Klimaabschnitten durch anorganische (MAHER & THOMPSON 1995) und organische (z .B. bakteriologische Aktivitäten) Prozesse erklärt (vgl. FASSBINDER et al. 1990), wobei über die einzelnen Vorgänge im Boden wohl noch Unklarheit herrscht (vgl. auch MENG et al. 1997).

Die Suszeptibilitätskurve weist im Profil Nußloch einen wechselnden Verlauf mit z.T. starken Schwankungen auf. Es lassen sich drei Abschnitte ausgliedern.

Im oberen Abschnitt bis zur Obergrenze des Bodens WB6 (ca. 8 m u. Fl.) sind die Schwankungen gering und bewegen sich auf einem niedrigen Niveau. Es ist der Bereich der Löß- und Nassbodensequenzen im oberen Jungwürm. Eine typische Zuordnung der Suszeptibilität zu Nassböden ist nicht möglich. Nur der rezente Ap-Horizont sowie der Eltviller Tuff stechen durch starke Peaks heraus. Ab 8 m Profiltiefe mit der Obergrenze des Bodens WB6 erhöht sich die Suszeptibilität deutlich, aber auch hier sind die Schwankungen nicht signifikant. Die beiden Böden WB5 und WB6 zeichnen sich in der Kurve nicht ab. Anders

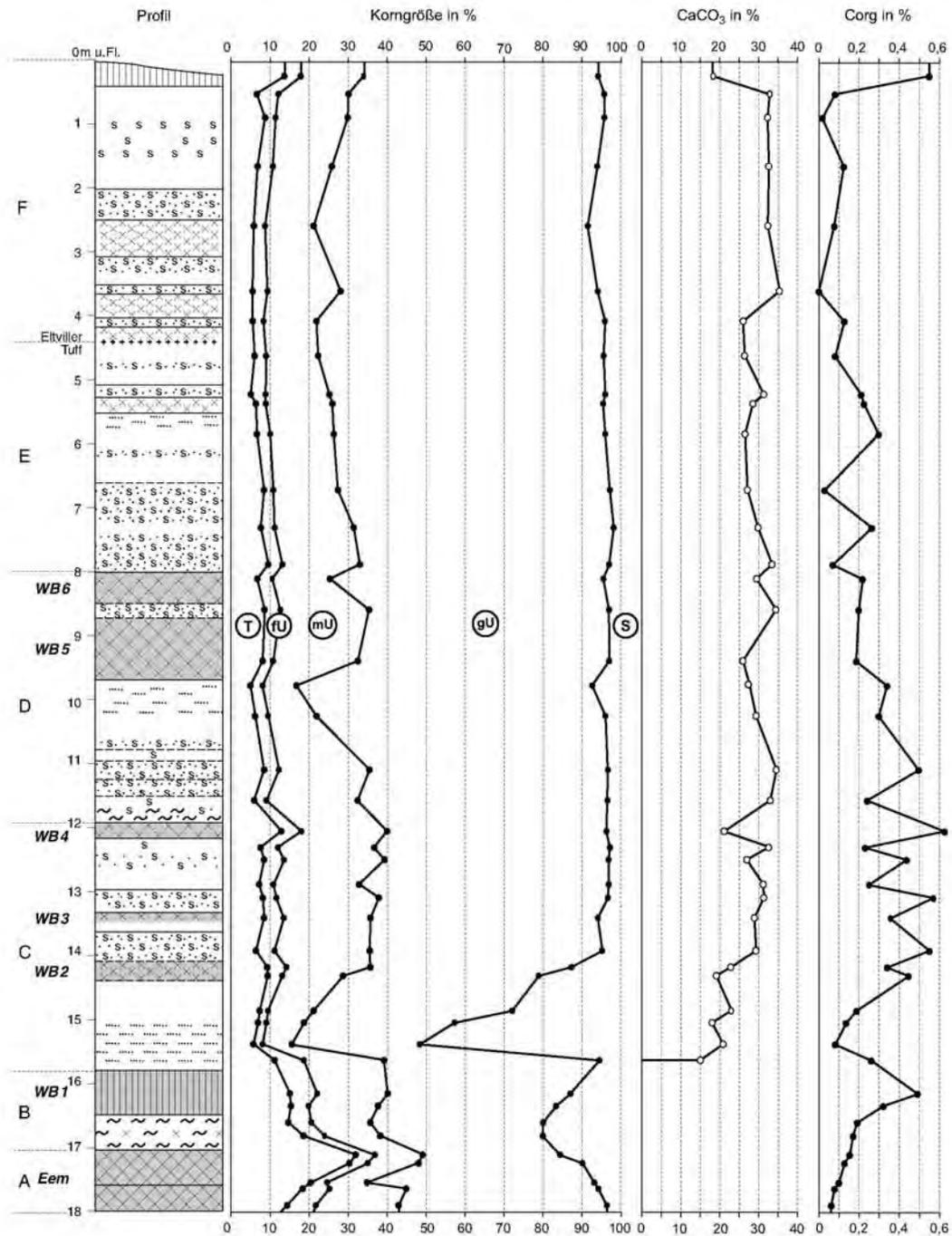


Abb. 4: Sedimentanalysen des untersuchten Standardprofils in Nußloch.

Fig. 4: Loess/paleosol sequence including sedimentological results from the Nussloch section.

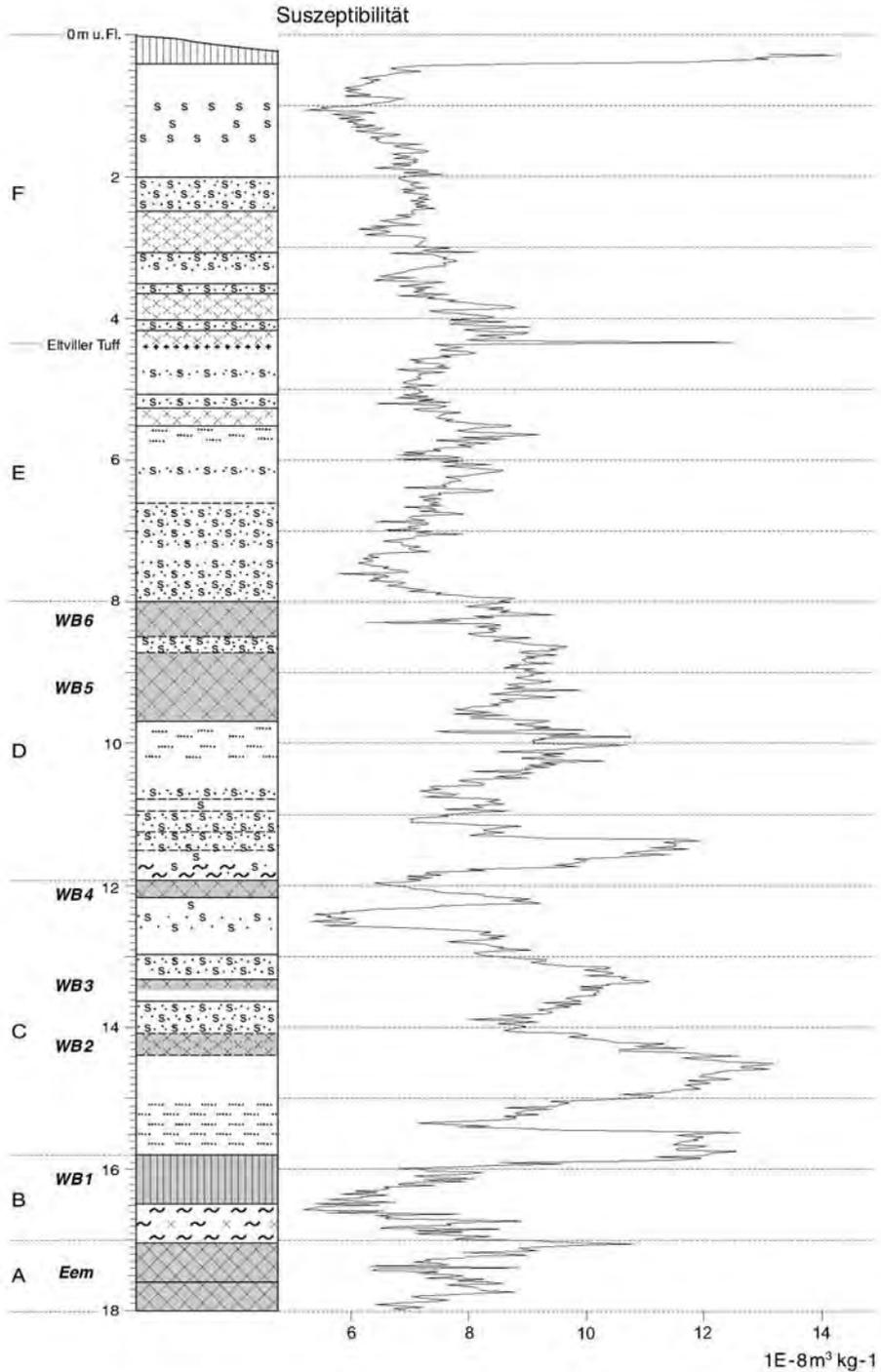


Abb. 5: Kurve der magnetischen Suszeptibilität im Jungpleistozän von Nußloch.

Fig. 5: Loess/paleosol sequence including results of magnetic susceptibility measurements from the Nußloch section.

wird die Situation ab 11,50 m unter Flur bis in den Bereich des Eembodens. Hier schwankt die Suszeptibilität sehr stark, wobei die Spitzen eindeutig den ausgegliederten interstadialen Böden des Mittelwürms zugeordnet werden können. Interessant ist dabei, dass die kräftigen Böden, wie z. B. der Lohner Boden (WB4), die Mosbacher Humuszone (WB1) und der letztinterglaziale Boden nicht die höchsten Werte besitzen. Für den letztinterglazialen Boden könnten wie in Mainz-Weisenau (vgl. BIBUS et al. 1996) oder in Schatthausen (TERHORST et al. 2001) sekundäre Staunäseeinflüsse mit Lösung ferrimagnetischer Bestandteile angenommen werden, zumal häufig Sesquioxidkonkretionen im Solmaterial auftreten. Doch sind die Pseudovergleyungsmerkmale insgesamt gering und die Suszeptibilitätswerte an der Obergrenze des Bodens am höchsten. Schwer zu erklären ist weiterhin, warum der z.T. verlagerte Nassboden (11,50 m unter Flur) über dem Lohner Boden (WB4) einen Spitzenwert bei der Suszeptibilität besitzt, da sich die Nassböden doch zumeist durch niedrige Werte auszeichnen. Eine Erklärung wäre es, dass in diesem Abschnitt vulkanisches Material des Rambacher Tuffis aufgearbeitet wurde, der in hessischen Profilen dicht über dem Lohner Boden gefunden worden ist (SEMMELE 1967; BIBUS 1973: 351).

Für das stark durch Diskordanzen geprägte Profil Schatthausen haben TERHORST et al. (2001) bei gesteinsmagnetischen Untersuchungen zeigen können, dass die zwischen Mosbacher Humuszone und Eemboden liegende, schwach lessivierte Verlagerungszone (so genannter Grauer Waldboden) im mittleren und unteren Teil die höchsten Suszeptibilitätswerte besitzt. Im Profil Nußloch können wir diese Ergebnisse nicht bestätigen. Übereinstimmung herrscht dagegen in dem Befund, dass im oberen Bereich des Grauen Waldbodens (EBt-Horizont nach TERHORST et al. 2001) mit die niedrigsten Suszeptibilitätswerte in der Eem-/Würmabfolge auftreten. Eine an anderer Stelle von ANTOINE et al. (2001) in Nußloch erstellte Suszeptibilitätskurve lässt sich nur schwer mit unseren Befunden parallelisieren, zumal die

stratigraphischen Korrelationen zwischen den Profilen nicht sicher sind. Insgesamt lässt sich jedoch in dem von uns untersuchten Profil zeigen, dass gesteinsmagnetische Parameter eine hilfreiche Bestätigung der im Gelände erkannten schwächeren Paläoböden sein können. Es fehlen jedoch systematische Untersuchungen über unterschiedliche Löss, Paläoböden und Klimaprovinzen. Es kann deshalb auch bezweifelt werden, dass es künftig in Mitteleuropa möglich sein wird, anhand der Suszeptibilität quantitative Klimaaussagen zu machen, wie dies in chinesischen Lössen versucht worden ist (HELLER et al. 1993; MAHER et al. 1994; MAHER & THOMPSON 1995; FLORINDO et al. 1999). Im Profil Nußloch wurden außerdem in ausgewählten Abschnitten paläomagnetische Messungen mit dem Ziel durchgeführt, den in Sedimenten des Nordatlantiks nachgewiesenen Mono Lake- und den Laschamp-Event zu finden (LAJ et al. 2000). Leider haben diese Untersuchungen keine positiven Ergebnisse erbracht.

4 Biomorphologische Ergebnisse im Profil Nußloch

An 25 Proben aus dem Profil wurden von A. Goljewa (Geogr. Institut, Moskau, schriftl. Mitteilung) biomorphologische Untersuchungen durchgeführt. Es sind die oberen Bereiche der unterschiedlichen Paläoböden sowie die unmittelbar hangenden Sedimente beprobt worden. Da für eine statistische Auswertung keine genügende Anzahl von biomorphen Bestandteilen vorhanden war, können nur qualitative und halbquantitative Aussagen gemacht werden. Es muss zudem berücksichtigt werden, dass die ursprüngliche Oberfläche der Böden zumeist gekappt wurde, was für die biomorphologischen Untersuchungen nachteilig ist. Im obersten, bereits mit Lößbutzen durchsetzten Bereich der Mosbacher Humuszone (Boden WB1) treten Detritus und Opalphytolithe auf, bei denen die Wiesengräser (Süßgräser, Riedgräser) dominieren. Es muss von einer unterschiedlich zusammengesetzten Wiesenvegetation zum Ende der Schwarzerdebildung

ausgegangen werden. Im überlagernden Löß sind keine Phytolithe enthalten. Im oberen Bereich des Ah-Horizontes ist eine ähnliche Zusammensetzung von Detritus und Phytolithen wie im darüber folgenden „Vermischungshorizont“ vorhanden, doch nimmt die Anzahl der Phytolithe ab. In der Mitte der Mosbacher Humuszone konnten hingegen keine Phytolithe nachgewiesen werden. Dies könnte für eine länger anhaltende Schwarzerdebildung ohne in die Tiefe gehende Vermischungsprozesse sprechen, was allerdings den Vorstellungen einer Schwarzerdebildung widerspricht. Die zweigeteilte Fließerde zwischen der Mosbacher Humuszone und dem letztinterglazialen Bt-Horizont, der so genannte „Graue Waldboden“, führt im obersten, noch von der Humuszone überprägten Abschnitt viel Detritus und Phytolithe. Mit abnehmender Häufigkeit treten Phytolithe von Moosen, Farnen, Wiesengräsern und vereinzelt von Waldgräsern auf. Es ergibt sich damit das Vegetationsbild eines lichten Laubwaldes. Eine tiefer liegende Probe aus dem „Grauen Waldboden“ erbrachte eine ähnliche Phytolith-Zusammensetzung. Allerdings konnten hier keine Waldgräser-Phytolithe nachgewiesen werden, was für eine offene Vegetation spricht. Diese Befunde zeigen, wie auch die Horizontabfolge, einen komplexeren Aufbau des basalen Würmabschnitts. Die Ergebnisse stehen etwas im Widerspruch zu der Tatsache, dass in dem „Grauen Waldboden“ in anderen Profilen oft Holzkohlebröckchen von Koniferen gefunden wurden. FRECHEN et al. (2007) führen diese in dem benachbarten Profil Schatthausen auf Umlagerung zurück und diskutieren ausführlich die Komplexität des Altwürmabschnitts. Eine Probe aus dem kräftigen, als Lohner Boden angesprochenem Bv-Horizont (Boden WB4) führte wenige Phytolithe, vor allem von Wiesengräsern, während Waldformen nicht nachzuweisen waren.

Bei den beiden schwach verbräunten Nassböden im mittleren Profilabschnitt (Böden WB5 und WB6) führen die vernässten Horizonte keine Phytolithe. In dem oberen Bereich der beiden Bv-Horizonte treten wenige, nicht näher zu identifizierende Phytolithe auf. Of-

fensichtlich waren Wald-, Wiesen- und Riedgräser abwesend. Wahrscheinlich war eine Tundravegetation ausgebildet. Anders sind jedoch die Verhältnisse an der Obergrenze des Bv-Horizontes vom E4-Nassbodens. Es treten in etwa mit gleichen Anteilen Phytolithe von Wiesen-, Wald- und Riedgräsern sowie Moosen und Dikotyledonen auf, die zu einem lichten Laubwald mit gut entwickelter Gras- und Moosschicht passen könnten.

Die biomorphologischen Untersuchungen durch GOLJEWА haben gezeigt, dass in den untersuchten Vernässungszonen von Nassböden sowie im reinen Löß keine Opalphytolithe vorhanden sind. Die kräftigen würmzeitlichen Böden haben hingegen, obwohl sie z.T. oberflächlich etwas erodiert sind, Hinweise auf die zur Bodenbildungszeit vorhandene Vegetation gegeben, wobei Differenzierungen möglich sind.

5 Malakozoologische Befunde in Nußloch

5.1 Molluskenführung

Für das Studium der Molluskenfaunen wurde der Mittel- und Jungwürmlöß des in dieser Arbeit beschriebenen Profils horizontiert, aber nicht immer in regelmäßigen Abständen, an 63 Stellen beprobt. Die Entnahmestellen der Proben sind der Abbildung 6 zu entnehmen. Weitere Proben enthielten entweder nur schlecht erhaltenes, nicht näher identifizierbares Material (Mosbacher Humuszone) oder überhaupt keine Fossilien (Abschnitte c-e des E4/E5-Nassbodenkomplexes).

Das Schalenmaterial in den jeweils 8 Liter umfassenden Sedimentproben wurde nach dem Schlämmen (Maschenweite der Siebe: 0,8 mm) unter dem Stereomikroskop quantitativ ausgelesen und bestimmt. Anschließend wurde nach den üblichen Methoden für die einzelnen Arten die Mindestzahl der in einer Probe vorhandenen Individuen ermittelt. Für die Wiedergabe der Häufigkeit der einzelnen Arten sowie der Summe der in einer Probe festgestellten Individuen wurde in Abbildung 6 eine duallogarithmische Darstellung gewählt.

Insgesamt konnten Reste von 22 Schnecken-

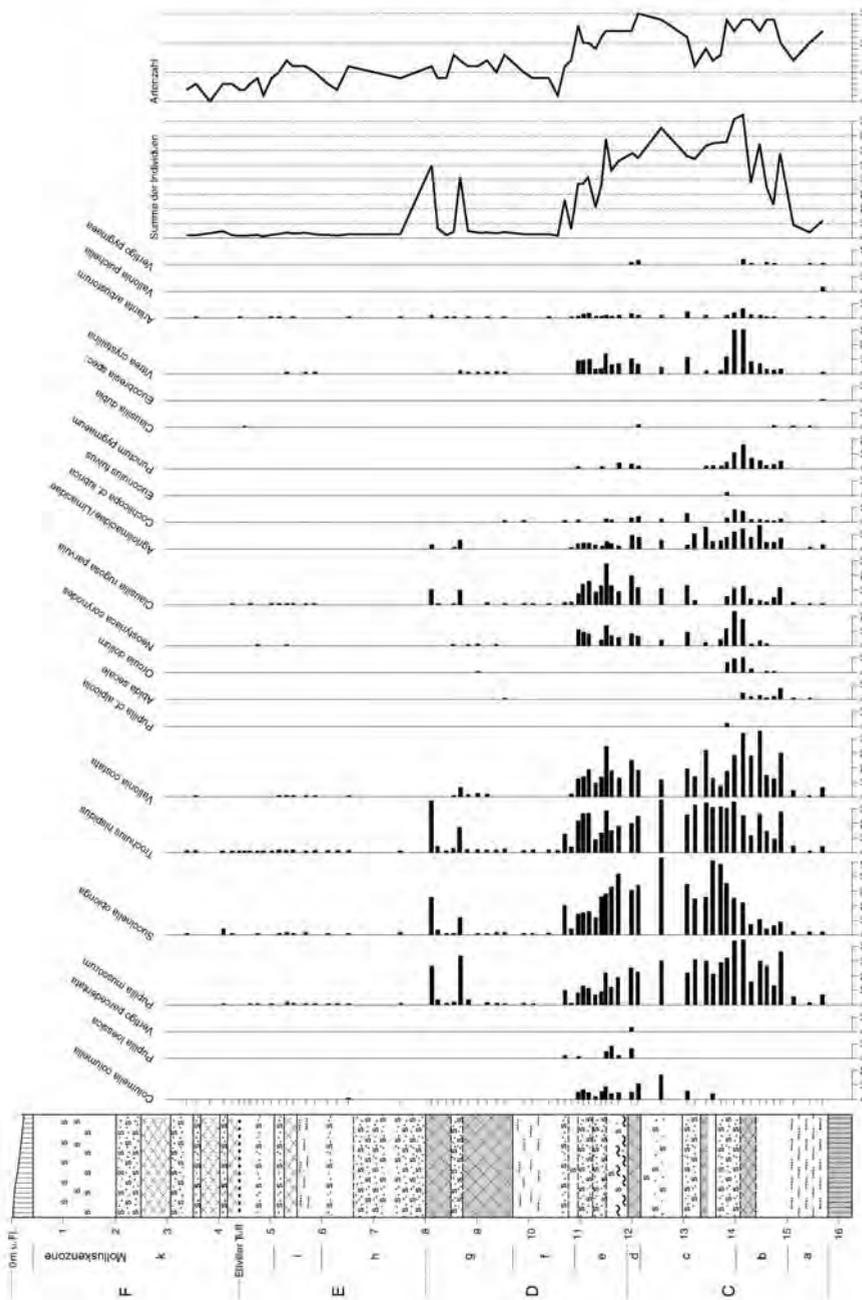


Abb. 6: Struktur der Molluskenfaunen im jungpleistozänen Lößprofil von Nußloch. Wiedergabe der Häufigkeit der Arten in duallogarithmischer Darstellung, d.h. die angegebenen Werte entsprechen den Quadratwurzeln der tatsächlich festgestellten Individuenzahlen.

Fig. 6: Mollusc assemblages in the wurmian loess profile of Nussloch. The abundance of the species in the samples is expressed by the square roots of the really counted individuals.

arten nachgewiesen werden. Maximal waren in einer Probe 15 Arten zu finden. Besonders zahlreich und zuweilen geradezu massenhaft traten Schnecken im unteren Drittel der Abfolge auf. Dagegen war im jüngeren Löss, von zwei Horizonten einmal abgesehen, die Ausbeute eher spärlich. Selten konnten dort mehr als zehn Individuen in einer Sedimentprobe registriert werden.

Die Faunen setzen sich aus Offenlandarten sowie anpassungsfähigen Ubiquisten zusammen und bezeugen für sämtliche Abschnitte des Profils eine Landschaft ohne höhere Vegetation. Den Grundstock der Faunen bilden die kaltzeitlichen Häufigkeitsarten *Pupilla muscorum*, *Succinella oblonga* und *Trochulus hispidus* (früher: *Trichia hispida*). Sie sind in den allermeisten Horizonten zu finden, und ihr Anteil an der Gesamtzahl der ausgelesenen Individuen beträgt selten weniger als 50 %. Häufig entfallen sogar mehr als 80 % auf diese drei Arten.

Eine Differenzierung erfahren die Lößfaunen in erster Linie durch Begleitarten, deren Auftauchen oder Verschwinden Rückschlüsse auf klimaökologische Veränderungen zulässt. Hier sind an erster Stelle die hoch kaltzeitlichen Indexarten *Columella columella*, *Vertigo parcedentata* und *Pupilla loessica* zu nennen, sowie einige Arten, die zwar vorwiegend in Warmzeiten auftreten, aber auch in milderen Abschnitten von Kaltzeiten anwesend sein können (*Vertigo pygmaea*, *Vallonia pulchella*). Die mit Interstadialen verbundenen wärmeren Schwankungen waren zu schwach oder zu kurz, um gravierende Veränderung in der Malakofauna, geschweige denn eine Auslöschung der etablierten kaltzeitlichen Fauna zu bewirken. Deshalb ist das vielfach zu beobachtende Nebeneinander von hoch kaltzeitlichen Elementen und klimatisch anspruchsvolleren Arten geradezu charakteristisch für Molluskenfaunen aus Interstadialen. Besondere Aufmerksamkeit verdient in diesem Zusammenhang auch die Anwesenheit alpiner Faunenelemente wie *Orcula dolium* oder *Neostyriaca corynodes* in Teilen des Profils, sowie das Auftreten von *Abida secale* (s. u.). Schlussfolgerungen klimaökologischer Art lassen sich unter Umständen auch aus der Armut oder dem

Reichtum an Arten oder aus den unterschiedlich hohen Individuenzahlen in den einzelnen Proben ziehen.

5.2 Paläoökologische Analyse der Molluskenfaunen

Mit Hilfe der Molluskenfaunen und deren Zusammensetzung lässt sich das vorliegende Lößprofil in mindestens 10 Zonen einteilen (Abb. 6, Molluskenzonen a - k). Was die Abgrenzung dieser Zonen angeht, so sind nicht immer, aber doch in den meisten Fällen deutliche Beziehungen zur paläopedologischen Gliederung der Abfolge in die Abschnitte B bis F (Abb. 3) zu erkennen.

Zone a: Niedereschbacher Zone

In diesem frühen mittelwürmzeitlichen Abschnitt wurden insgesamt 14 Schneckenarten festgestellt. Die Individuenzahlen sind erheblich geringer als in dem darüber einsetzenden Löß. Die Anwesenheit von klimaempfindlicheren Faunenelementen wie *Vertigo pygmaea* und *Vallonia pulchella* lassen auf einen eher milden Abschnitt der Kaltzeit schließen.

Zone b: Mittelwürmlöß einschließlich Verbraunungszone an der Basis des Nassbodens WB2

Besonders bezeichnend für diesen Profilabschnitt ist das regelmäßige Vorkommen von *Abida secale*, einer alpin-südwesteuropäischen Art. Sie tritt in der gesamten Abfolge nur noch einmal im oberen Bereich des Profils (WB5) auf. Die ökologische Amplitude von *A. secale* ist weit gespannt. Die Kalk liebende Schnecke lebt sowohl in lichten Wäldern als auch an Felsen und auf trockenen Rasenflächen. Im höheren Bergland verhält sie sich deutlich thermophil. Insgesamt ist anzunehmen, dass *A. secale* zu den anspruchsvollsten Arten aus dem Nußlocher Lößprofil zählt und als Indexart für mildere Abschnitte der Kaltzeit den schon genannten Formen *Vertigo pygmaea* und *Vallonia pulchella* an die Seite zu stellen ist.

Neben dem gelegentlichen Auftreten des klimempfindlichen *Vertigo pygmaea* fällt in diesem Profilabschnitt die Häufigkeit von Schnecken mit geringem Feuchtigkeitsbedürfnis auf (u. a. *Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Clausilia rugosa parvula*). Ihr Anteil kann bei den Individuenzahlen zuweilen mehr als 75 % erreichen (WB2). *Vallonia costata*, eine Art, die zwar nicht gerade zu den klimatisch anspruchsvollsten Schnecken gehört, aber deutlich die milderen Phasen der Kaltzeiten bevorzugt (ROUSSEAU 1989), ist fast überall reichlich und zuweilen geradezu massenhaft zu finden. Außerordentlich gering sind dagegen die Anteile der hygrophilen Lößschnecke *Succinella oblonga*.

Insgesamt entspricht die Zusammensetzung der Schneckenfauna einem relativ milden und überwiegend trockenen Abschnitt des Mittelwürms. Erst gegen Ende dieser Phase (im Übergangsbereich zu Molluskenzone c) ist eine allmähliche Verbesserung des Feuchtigkeitsangebotes festzustellen. An dieser Stelle wurden die mit Abstand höchsten Individuenzahlen des gesamten Profils registriert. Die Feuchte liebende Art *Vitrea crystallina* erreicht hier mit Anteilen von mehr als 13 % besonders hohe Abundanzwerte (Abb. 6).

Zone c: Nassböden und Löße im Liegenden des Bv-Horizontes WB4

Die Individuenzahlen in diesem Profilabschnitt sind nach wie vor hoch. Es deutet sich jedoch mit dem Verschwinden anspruchsvollerer Arten (*Vertigo pygmaea*, *Abida secale*) sowie in der deutlichen Abnahme der Artenzahlen eine Klimaverschärfung an, die in der Zeit zwischen der Bildung der beiden Nassböden WB2 und WB3 einen ersten Höhepunkt erreicht zu haben scheint. Hier tritt im Profil mit *Columella columella* erstmals eine Schneckenart der subarktischen Tundra auf. Von dem als Gräselberger Boden 1 bezeichneten Nassboden (WB3) bis in die Molluskenzonen d und e ist diese hoch kaltzeitliche Index-Art ohne Unterbrechung nachzuweisen (Abb. 6).

Die beiden alpinen Arten *Orcula dolium* und *Neostyriaca corynodes* erfahren nacheinander

auffallende Bestandseinbußen. *Orcula* erlischt und tritt weiter oben nur noch einmal auf (WB5). Dagegen erreicht *Neostyriaca* im Hangenden erneut beachtliche Dominanzwerte.

Die Häufigkeit von Arten mit mehr oder weniger großem Feuchtigkeitsbedürfnis, in erster Linie *Succinella oblonga*, nimmt in der Verlässungszone über WB2 kontinuierlich zu. Im Löß zwischen WB2 und WB3 entfallen etwa 85 % der Individuen auf diese Artengruppe. Dem entspricht ein drastischer Rückgang der Individuenzahlen bei den trockenresistenten Formen (*Pupilla muscorum*, *Vallonia costata*, *Clausilia rugosa*). Lediglich an der Basis von WB3 ist eine leicht gegenläufige Entwicklung festzustellen. Auch das Fehlen von *Columella columella* in diesem Profilabschnitt spricht für die Annahme einer trockeneren Schwankung innerhalb einer generell kalten und feuchten Phase des Mittelwürms.

Zone d: Bv-Horizont WB4 (Lohner Boden)

Das Auftreten einer vorwiegend warmzeitlichen Schneckenart (*Vertigo pygmaea*) neben hoch kaltzeitlichen Elementen (*Columella columella*, *Pupilla loessica*, *Vertigo parcedentata*) weist diesen stratigraphisch besonders markanten Horizont als interstadiale Bildung aus. Die Artenzahl (insgesamt 16) ist höher als in irgendeinem anderen Abschnitt des Profils. Auch das ist ein Hinweis auf besonders günstige Klimaverhältnisse.

Zonen e und f: Umlagerungszone und Löß mit drei Nassböden zwischen WB4 und WB5

Die Faunen aus der unteren Hälfte dieses Profilabschnittes (Abb. 6, Zone e) sind einander sehr ähnlich. Die hochglaziale Index-Art *Columella columella*, zuweilen in Gesellschaft von *Pupilla loessica*, ist überall vertreten. Auffallend häufig mit Anteilen bis zu 21,5 % an der Gesamtzahl der Individuen sind, wie schon im oberen Bereich von WB4, die beiden Schließmundschnecken *Clausilia rugosa* und *Neostyriaca corynodes*. Insgesamt lassen die Artenspektren sowie der nach wie vor große

Arten- und Individuenreichtum auf eine mehr oder weniger gleichförmige und weniger extreme kaltzeitliche Klimaentwicklung mit noch günstigen Lebensbedingungen für Schnecken schließen.

Gegen Ende der Phase e ist bei *Pupilla muscorum* eine auffallende Zunahme der durchschnittlichen Schalenmaße festzustellen, eine Erscheinung, die ursächlich mit langsamerem und verlängertem Wachstum der Tiere unter allmählich rauer werdenden Klimabedingungen in Verbindung gebracht werden kann (ROUSSEAU 1989). Der Übergang zu lebensfeindlichen Umweltverhältnissen spiegelt sich dann auch deutlich in den aus der oberen Hälfte dieses Profilabschnitts (Abb. 6, Zone f) überlieferten Schneckenfaunen wider. Die Artenzahl geht drastisch zurück, ebenso die Individuenzahlen. Lediglich am Beginn dieser Phase f zeichnet sich durch ein nochmaliges kräftiges Anwachsen der Individuenzahlen eine kurzzeitige, leichte Verbesserung der Lebensbedingungen ab. Arten, die zwar wenig anspruchsvoll sind, aber doch deutlich die milderen Phasen von Kaltzeiten zu bevorzugen scheinen, wie *Vallonia costata* oder *Neostyriaca corynodes*, waren nicht mehr nachzuweisen. Auch *Vitrea crystallina* fällt vollkommen aus.

Zone g: Bereich der Bv-Horizonte
WB5 und WB6

Unter den wenigen Fossilien aus dem unteren der beiden schwachen Bv-Horizonte (WB5) befinden sich mit *Abida secale* und *Orcula dolium* zwei Schneckenarten, die als Indexarten für mildere Abschnitte der Kaltzeit angesehen werden können. Auch *Vallonia costata*, *Vitrea crystallina* und *Neostyriaca corynodes*, die in dem vorigen Abschnitt fehlen, sind wieder vorhanden. Die Fauna aus dem Bv-Horizont WB6 ist ganz ähnlich zusammengesetzt. Klimaempfindlichere Formen fehlen allerdings.

In der Zone g ist ein zweimaliger, kräftiger Anstieg der Individuenzahlen bemerkenswert. Die Maxima liegen direkt über WB5 sowie im obersten Abschnitt von WB6 (Abb. 3 und 6). Dazwischen sind, wie zuvor und danach, die

Individuenzahlen sehr gering. Es sind in erster Linie die drei kaltzeitlichen Häufigkeitsarten *Pupilla muscorum*, *Succinella oblonga* und *Trochulus hispidus*, die für die hohen Individuenzahlen in den beiden Abundanzgipfeln verantwortlich sind. In Bereich von WB5 ist *Pupilla muscorum* hoch dominant, was auf relativ trockene Verhältnisse schließen lässt. Im Falle von WB6 spricht die Dominanz von *Trochulus hispidus* und *Succinella oblonga* für ein erhöhtes Feuchtigkeitsangebot.

Zone h: Vernässungszone,
gelblicher Löß und Nassboden

Aus diesem Bereich liegen nur einige wenige Schalenreste vor, die von 6 Arten stammen. Unter diesen befindet sich mit *Columella columella* eine Leitart für hochglaziale Klimaverhältnisse.

Zone i: Sandstreifiger Löß und E2-Nassboden

Auch in diesem Profilabschnitt wurden nur wenige Fossilien gefunden. Die Diversität der Fauna ist mit insgesamt 8 Arten jedoch etwas größer. Einige akzessorische Lößarten wie *Vallonia costata*, *Clausilia rugosa*, *Neostyriaca corynodes* und *Vitrea crystallina* erreichen letztmals nennenswerte Anteile. Ihre Anwesenheit lässt auf eine leichte Abschwächung eines mit Zone h einsetzenden, extremen Glazialklimas schließen.

Zone k: Löß mit E3-Nassboden,
Eltviller Tuff und E4/E5-Nassbodenkomplex

In den obersten Partien des Profils hat eine Sedimentprobe selten mehr als zwei bis drei Fossilien geliefert. Eine Probe aus dem Abschnitt a des E4/E5-Nassboden-Komplexes (Abb. 3), in welcher die hygrophile Art *Succinella oblonga* etwas zahlreicher vorkommt (Abb. 6), bildet eine Ausnahme.

Welche Faktoren letztlich für die auffallend geringen Abundanzwerte in den meisten Abschnitten des Jungwürmlösses von Nußloch verantwortlich sind, ist schwer zu sagen. Sie

sind selbst für hochglaziale Verhältnisse ungewöhnlich und hängen vielleicht mit den besonderen Standortsbedingungen auf dem exponierten, wachsenden Lößriedel zusammen. Hierbei ist insbesondere an extreme Austrocknung zu denken.

5.3 Zusammenfassende Diskussion der malakozologischen Ergebnisse

Der Arten- und Individuenreichtum der mittelwürmzeitlichen Faunen lässt auf generell weniger extreme klimatische und ökologische Bedingungen schließen (siehe auch MOINE et al. 2005). Neben dem Lohner Boden führen noch drei weitere Horizonte thermisch anspruchsvollere Schnecken und damit wärmer getönte Faunen. Einen deutlich interstadialen Charakter hat in dem von uns bearbeiteten Profil die Fauna der Niedereschbacher Zone (Molluskenzone a). Auch aus dem Liegenden des Gräselberger Bodens vom Gräselberg bei Wiesbaden (REMY 1969: 113 und Tab.1, 62-56) und aus der Niedereschbacher Zone des Lößprofils von Heilbronn-Böckingen (BIBUS & RÄHLE 1986; RÄHLE 2004) sind solche Schneckengemeinschaften bekannt. Betrachtet man das Artenspektrum, dann ist die Fauna aus der Niedereschbacher Zone unseres Profils derjenigen Interstadial-Fauna sehr ähnlich, welche MOINE et al. (2005) aus dem so genannten „Nußlocher Boden“ beschrieben haben. Kennzeichnend sind unter anderem die Häufigkeit von *Vallonia pulchella* und das Fehlen von *Neostyriaca corynodes*, welche im Nußlocher Löß offenbar erst später auftritt.

Von den beiden Nassböden zwischen Niedereschbacher Zone und Lohner Boden, die vorläufig als „Gräselberger Boden 2 und 1“ bezeichnet werden, führt nur der untere (WB2) eine für Interstadiale charakteristische Fauna. Sie weist trotz einiger Differenzen, die auf unterschiedliche standörtliche Gegebenheiten zurückgeführt werden können, eine bemerkenswert ähnliche Zusammensetzung auf wie diejenige, welche MOINE et al. (2005) in Nußloch aus einem ebenfalls als „Gräselberger Boden“ bezeichneten Horizont beschrieben

haben. Die Faunen stimmen in folgenden Merkmalen überein: (1) *Abida secale* tritt zum letzten Mal in nennenswerter Anzahl auf, (2) bei den Schließmundschnecken ist *Neostyriaca corynodes* deutlich häufiger als *Clausilia rugosa parvula*, nicht umgekehrt wie in allen übrigen Teilen der Lößsequenz, (3) *Orcula dolium* ist nirgends so häufig wie in diesem Profilschnitt und (4) *Vallonia costata* erreicht höchste Dominanzwerte.

Die gleichfalls wärmer getönte Fauna, die aus dem Löß im Liegenden von WB2 vorliegt, stammt möglicherweise aus derselben wärmeren Schwankung, welche MOINE et al. (2005) in stratigraphisch ähnlicher Position bei ihren Untersuchungen in Nußloch nachgewiesen haben. Der faunistische Befund, dass hier erstmals im Profil *Neostyriaca corynodes* auftaucht, spricht für eine derartige Korrelation.

Die artenreichste Fauna liegt aus dem Lohner Boden (WB4) vor. Sie wird im Hangenden von ausgesprochen arten- und meistens auch sehr individuenarmen Molluskenbeständen aus dem Jungwürmlöß abgelöst. Der Faunenwandel erfolgt jedoch nicht abrupt, sondern schrittweise über zwei mildere Phasen, welche in ihrer Intensität von unten nach oben stark abnehmen (Molluskenzone e).

Von besonderem Interesse sind die beiden Abundanzgipfel, die deutliche Beziehungen zu den beiden schwachen Bv-Horizonten WB5 und WB6 aufweisen (Molluskenzone g). Sie sind in einer fast identischen stratigraphischen Position auch in einem benachbarten Nußlocher Lößprofil nachgewiesen worden (MOINE et al. 2002), und stellen eine wertvolle Hilfe bei der Parallelisierung beider Profile dar.

Die im Bereich des E2-Nassbodens (Molluskenzone i) registrierte leichte Zunahme der Artenzahl (nicht der Individuenzahl) lässt vielleicht auf einen weiteren, weniger lebensfeindlichen Zeitabschnitt schließen.

Insgesamt gesehen ergeben die paläoökologischen Untersuchungen in Nußloch ein erheblich differenzierteres Bild vom Ablauf der Klimaentwicklung im Jungwürm als früher bearbeitete, bedeutende südwestdeutsche Lößprofile wie Heilbronn-Böckingen (RÄHLE

2004) oder vom Hainerberg bei Wiesbaden (REMY 1969), die lediglich den wenig präzisen Befund geliefert haben, dass im Bereich des E2-Nassbodens etwas anspruchsvollere Faunen auftreten. Gut vergleichen lässt sich das von uns bearbeitete Profil hingegen mit der von ANTOINE et al. (2001) untersuchten Nußlocher Lößsequenz. Die von dort vorliegenden malakozologischen Befunde (MOINE et al. 2002) stimmen mit unseren Ergebnissen weitgehend überein.

6. Befunde der Lumineszenz-Datierungen in Nußloch

6.1 Lumineszenz-Datierungen

Mit Hilfe der Lumineszenz-Datierungsverfahren kann das Sedimentationsalter, d.h. die Zeit, die seit der letzten Nullstellung durch Sonnenlicht-Exposition vergangen ist, von Lockerseimenten bestimmt werden. Zusammenfassende Darstellungen über den Stand der Forschung finden sich in DULLER (2004) sowie LIAN & ROBERTS (2006). Die physikalischen Grundlagen werden ausführlich in den Monographien von AITKEN (1998) und BOETTER-JENSEN et al. (2003) dargestellt. In dieser Arbeit wird die Infrarot Optisch Stimulierte Lumineszenz (IRSL) angewendet (FRECHEN et al. 2007). IRSL-Datierungen wurden erfolgreich an äolischen Sedimenten wie Lössen, Dünen und Flugsanden angewendet (FRECHEN et al. 1995).

Die IRSL-Datierungsobergrenze hängt u.a. von der Dosisleistung, d.h. von der natürlichen radioaktiven Strahlung im Sediment, und der Mineralart (Quarz oder Feldspat) ab. Für viele mitteleuropäische Löß-/Paläobodenabfolgen liegen stratigraphisch konsistente Alter bis zu etwa 150.000 Jahren vor heute vor (FRECHEN et al. 2003; NOVOTHNY et al. 2002). Allerdings weisen Lumineszenz-Alter von etwa 100.000 Jahren bereits signifikante Altersunterbestimmungen von etwa 20-30 % auf (FRECHEN 1992).

Die Aufbereitung von Lumineszenz-Proben findet im Rotlichtlabor statt. Es wurde polymineralisches Feinkornmaterial der Fraktion 4-11 µm aufbereitet. Karbonate und organische

Beimengungen wurden mit Salzsäure und Wasserstoffperoxid gelöst. Die Korngrößenfraktion 4-11 µm wurde über mehrere Trenngänge mittels Zentrifuge angereichert. Das aufbereitete Probenmaterial wird mit Aceton in Suspension gebracht und auf 50 Aliquots mittels Pipette gleichmäßig aufgetragen (FRECHEN et al. 1996). Eine kalibrierte $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ -Betaquelle wurde zum künstlichen Bestrahlen verwendet, um herauszufinden, wie das Probenmaterial auf sukzessive größer werdende Bestrahlungsdosen reagiert. Jeweils fünf Aliquots wurden in sukzessive aufsteigenden Dosissschritten zwischen 45 Gray (Gy) und 750 Gy bestrahlt, mit dem Ziel die Äquivalentdosis zu bestimmen. Die Äquivalentdosis ist die Dosis, die die Minerale seit der letzten Sonnenlicht-Exposition bzw. der Ablagerung absorbiert haben. Die Aliquots wurden nach der Bestrahlung für 4-6 Wochen bei Raumtemperatur gelagert, um instabile Signale wie beispielsweise „anomalous fading“ (WINTLE 1973) abklingen zu lassen. Alle Aliquots wurden vor der Messung eine Minute lang bei 230°C vorgeheizt, um thermisch instabile Signale zu eliminieren. Eine Schott BG39/Corning 7-59 Filterkombination wurde bei den Messungen Photomultiplier und Aliquots zwischengeschaltet, um ausschließlich die stabilere blaue Emission zu messen. Die Äquivalentdosis wurde mittels „Multiple-Aliquot-Additive Dose (MAAD)“-Protokoll bestimmt (WINTLE 1997). Die IRSL-Zerfallskurven wurden über das Integral 1-5 s integriert. Mit dem Programm Analyst 6.0 (G.A.T. Duller, Aberystwyth/Risö) wurde eine exponentielle Wachstumskurve über die Messwerte extrapoliert und mit der natürlichen Lumineszenz verglichen, um so die Äquivalentdosis zu bestimmen.

Die Alpha-Effektivität wurde für alle Proben mit $0,08 \pm 0,02$ angenommen (vgl. LANG et al. 2003). Die Konzentration relevanter Radioelemente wurde gammaspektrometrisch bestimmt (FRECHEN et al. 2007). Die Berechnung der Dosisleistung erfolgte über die gammaspektrometrisch detektierte Konzentration der radioaktiven Elemente sowie ihrer Tochterprodukte: Kalium (^{40}K bei 1560.8 keV), Uran (^{214}Pb bei 295.2 keV und 351.9

keV, ^{214}Bi bei 609.3 keV und 1129.3 keV) und Thorium (^{228}Ac bei 338.3 keV und 911.1 keV, ^{208}Tl bei 538.2 keV und 2614.5 keV, ^{212}Bi bei 727.3 keV). Ein radioaktives Gleichgewicht wurde für die Zerfallsketten vorausgesetzt. Die kosmische Dosisleistung ist abhängig von den Koordinaten (Längen- und Breitengrad) der Probenlokalität, der Höhe über Normal Null und der überlagernden Sedimentmächtigkeit (AITKEN 1998; PRESCOTT & HUTTON 1994). Der natürliche Wassergehalt wurde für alle Proben mit $20 \pm 5\%$ angenommen.

6.2 Resultate der Lumineszenzdatierungen

Aus dem Aufschluss Nußloch wurden 27 Proben für Lumineszenz-Datierungen entnommen. Die dosimetrischen Ergebnisse sowie die Altersergebnisse finden sich in Tabelle 1 und Abbildung 3. Der Urangehalt schwankt zwischen 1,7 und 2,8 ppm, der Thoriumgehalt zwischen 6,6 und 10,2 ppm und der Kaliumgehalt zwischen 0,86 und 1,41 %. Die daraus errechnete Effektiv-Dosisleistung liegt zwischen 2,38 und 3,21 Gy/ka. Diese dosimetrischen Werte sind typisch für mitteleuropäischen Löss (FRECHEN

Tab. 1: Analytische Ergebnisse und IRSL-Altersbestimmungen der Proben aus Nußloch. Die Probenfeuchte wurde auf $20 \pm 5\%$ und die Alpha-Effektivität auf 0.08 ± 0.02 für alle Proben festgelegt. De: Äquivalentdosis in Gray (Gy); ka: 1000 Jahre.

Tab. 1: Analytical results of IRSL age determination for the samples from the Nussloch section. The moisture was estimated to $20 \pm 5\%$, the alpha efficiency to 0.08 ± 0.02 for all samples. De: equivalent dose in Gray (Gy); ka: 1000 years.

Sample	Lab.-Ident. LUM	Depth [m]	U [ppm]	Th [ppm]	K [%]	Cosmic [$\mu\text{Gy/a}$]	Dose Rate [Gy/ka]	ED [Gy]	IRSL age [ka]
Bi1	145	17.00	2.80±0.14	9.50±0.48	1.32±0.07	76±4	3.18±0.33	239.6±2.8	75.3±7.8
Bi2	146	18.10	2.49±0.12	10.20±0.51	1.41±0.07	72±4	3.21±0.33	157.9±4.2	49.2±5.6
Bi3	147	15.70	1.71±0.09	6.56±0.33	1.20±0.06	81±4	2.38±0.23	135.5±3.1	57.0±5.7
Bi4	148	15.30	2.12±0.11	7.99±0.40	1.06±0.05	83±4	2.57±0.26	104.0±3.4	40.5±4.3
Bi5	149	15.00	2.46±0.12	9.77±0.49	1.21±0.06	84±4	3.01±0.31	104.8±4.1	34.9±3.8
Bi6	150	14.50	2.27±0.11	8.45±0.43	0.95±0.05	87±4	2.59±0.27	94.6±2.3	36.6±3.9
Bi7	151	14.00	2.23±0.11	7.99±0.40	0.91±0.05	89±4	2.49±0.26	84.7±2.6	34.0±3.7
Bi8	152	13.50	2.31±0.12	8.21±0.41	0.86±0.04	91±5	2.51±0.27	68.6±1.4	27.4±2.9
Bi9	153	13.20	2.36±0.12	8.32±0.42	0.91±0.05	93±5	2.58±0.27	86.5±3.5	33.5±3.8
Bi10	154	12.90	2.33±0.12	8.15±0.41	0.86±0.04	95±5	2.51±0.27	79.6±3.2	31.7±3.6
Bi11	155	12.50	2.53±0.13	9.44±0.47	1.10±0.05	97±5	2.92±0.30	77.9±5.7	26.7±3.4
Bi12	156	12.00	2.27±0.11	8.18±0.41	0.90±0.05	99±5	2.53±0.27	65.7±2.7	26.0±2.9
Bi13	157	11.50	2.22±0.11	8.14±0.41	0.94±0.05	102±5	2.54±0.26	65.9±6.4	25.9±3.7
Bi14	158	11.00	2.46±0.12	8.49±0.43	0.96±0.05	105±5	2.69±0.28	85.9±4.0	32.0±3.7
Bi15	159	10.30	2.48±0.12	8.81±0.44	0.89±0.04	110±6	2.68±0.28	67.2±2.1	25.1±2.8
Bi16	160	9.80	2.16±0.11	7.69±0.39	0.93±0.05	113±6	2.48±0.25	68.7±2.5	27.7±3.0
Bi17	161	9.50	2.33±0.12	8.85±0.44	1.04±0.05	115±6	2.75±0.28	69.3±2.3	25.2±2.7
Bi18	162	9.00	2.31±0.12	8.50±0.43	1.04±0.05	119±6	2.71±0.28	63.4±3.3	23.4±2.7
Bi19	163	8.60	2.30±0.12	7.98±0.40	0.88±0.04	122±6	2.53±0.26	49.7±2.5	19.7±2.3
Bi20	164	8.40	2.44±0.12	8.69±0.44	0.99±0.05	123±6	2.74±0.28	53.1±2.6	19.4±2.2
Bi21	165	8.20	2.37±0.12	8.34±0.42	1.02±0.05	125±6	2.71±0.28	66.0±4.1	24.4±2.9
Bi22	166	8.00	2.33±0.12	7.92±0.40	0.90±0.05	126±6	2.55±0.27	48.7±3.4	19.1±2.4
Bi23	167	7.40	2.44±0.12	8.40±0.42	1.01±0.05	131±7	2.74±0.28	57.5±2.1	21.0±2.3
Bi24	168	7.00	2.53±0.13	8.98±0.45	1.12±0.06	134±7	3.03±0.31	62.7±1.8	20.7±2.2
Bi25	169	6.50	2.63±0.13	9.62±0.48	1.14±0.06	139±7	3.05±0.31	56.6±2.1	18.6±2.0
Bi26	170	5.90	2.45±0.12	9.03±0.45	1.23±0.06	144±7	3.00±0.30	69.5±3.2	23.2±2.6
Bi27	171	0.70	2.27±0.11	8.01±0.40	1.13±0.06	205±10	2.80±0.27	52.3±4.2	18.7±2.4

et al. 2003); sie stimmen ebenfalls ausgezeichnet mit den Ergebnissen von LANG et al. (2003) aus einem früher bearbeiteten Profil im gleichen Aufschluss in Nußloch überein. Die Dosisleistung ist für Bodenmaterial aus dem Bt-Rest und dem umgelagerten Bodensediment darüber am größten. Die niedrigste Dosisleistung wurde für sandige Löss analysiert.

Die Äquivalentdosis reicht von $48,7 \pm 3,4$ Gy bis zu $239,6 \pm 2,8$ Gy. Der überwiegende Teil der Aufbaukurven liegt im linearen Auswertebereich. Aufgrund der exzellenten Reproduzierbarkeit der Messungen wurden von einer Normalisierung der Einzelmessungen abgesehen. Die IRSL-Alter lassen sich in vier Altersgruppen unterteilen (vgl. Tab. 1).

Die stratigraphisch älteste Probe wurde aus dem Ah-Horizont der Mosbacher Humuszone (Boden WB1 im Abschnitt B) genommen. Sie ergibt ein ISRL-Alter von $75,3 \pm 7,8$ ka (Probe 1). Eine Korrelation mit der jüngsten Mosbacher Humuszone (s. auch FRECHEN & PREUSSER 1996) ist aus chronologischen Gründen sehr wahrscheinlich.

Der nächste Altersbereich umfasst vorwiegend das Mittelwürm zwischen 12,50 und 18,10 m unterhalb Geländeoberkante (GOK, Tiefenangaben in diesem Kapitel beziehen sich auf die Angaben in Tab. 1). Es handelt sich um die Proben 2 - 11 im Abschnitt C. Die IRSL-Alter reichen von $57,0 \pm 5,7$ ka bis $26,7 \pm 3,4$ ka. Der kräftige braune Boden (Boden WB4), der diesen Abschnitt abschließt, wird zeitlich mit dem Lohner Boden korreliert. Diese Schlussfolgerung basiert auf der Tatsache, dass sämtliche Proben unterhalb des Bodens ein junges mittelwürmzeitliches Alter besitzen. Der Boden selbst hat jedoch mit $26,7 \pm 3,4$ ka (Probe 11) ein geringfügig zu junges Alter, stimmt jedoch innerhalb der 1-sigma Standardabweichung mit dem erwarteten Alter überein. Allerdings kann dieser Boden nach den Geländebefunden geringfügig verlagert und damit etwas zu jung sein. Eine ^{14}C -Datierung an Schnecken mit einem Alter von $31,660 \pm 310$ BP (KIA 12348) bestätigt eine Zuordnung zum Lohner Boden.

Mit den Proben 12 - 17 sind sechs Proben aus der Sedimentabfolge zwischen 9,00 und

12,00 m unterhalb GOK entnommen worden (Abschnitt D). Die IRSL-Alter reichen von $32,0 \pm 3,7$ ka bis $23,4 \pm 2,7$ ka und sind somit numerisch in das Jung- bzw. Oberwürm zu stellen. Die Probe B14 ($32,0 \pm 3,7$ ka) mit höherem IRSL-Alter liegt in einem Nassbodenbereich mit solifluidaler Umlagerung. Es ist deshalb zu vermuten, dass das Sediment vor der Ablagerung nicht vollkommen gebleicht wurde.

Für die beiden abschließenden schwachen Böden (WB5, WB6) und das dazwischen liegende Sediment wurden Alter zwischen $25,2 \pm 2,7$ ka und $19,4 \pm 2,2$ ka bestimmt. Nach den IRSL-Altern können deshalb diese beiden Horizonte nicht mit dem Lohner und Böckinger Boden parallelisiert werden, da die Alter zu jung sind. Dies lässt sich auch durch die ^{14}C -Alter bestätigen. So hat die Vernässungszone des unteren schwachen Bodens (WB5) ein ^{14}C -Alter von 24.790 ± 160 BP (KIA 12347) und die des oberen schwachen Bodens (WB6) ein ^{14}C -Alter von 23.870 ± 170 BP (KIA 12346) an Schnecken ergeben.

Der oberste Bereich der Abfolge zwischen 0,70 und 9,00 m unterhalb GOK erbrachte IRSL-Alter von $18,6 \pm 2,0$ ka und $24,2 \pm 2,9$ ka. Dieser Teil des Profils korreliert chronologisch eindeutig mit dem Oberwürm (Jungwürm). Durch den Nachweis der mafischen Asche des Eltviller Tuffes in ca. 4,50 m unter GOK war bereits schon vor den numerischen Datierungen klar, dass es sich bei den darüber liegenden Nassböden zweifelsfrei um den E4/E5-Nassbodenbereich handelt. Dieser Abschnitt wurde deshalb nicht beprobt. Die IRSL-Daten zeigen insgesamt, dass in dem untersuchten Lößbrücken von Nußloch innerhalb des Oberwürms (Jungwürms) in gut 12.000 Jahren bis zu 12 m Löß bei einer hohen Sedimentationsrate abgelagert wurde, weshalb es zu einer sehr starken Differenzierung der Nassböden, insbesondere im E2- und E4/E5-Bereich, gegenüber den normal gegliederten Standardprofilen gekommen ist.

Die Lumineszenz-Datierungen stimmen ausgezeichnet mit einer weiteren Datierungsstudie aus Nußloch überein (LANG et al. 2003). Die IRSL und ^{14}C -Alter aus dieser Arbeit kann man

ebenfalls in vier Altersabschnitte unterteilen:

1. die älteste Probe ergab ein IRSL-Alter von $122,0 \pm 17,8$ ka und korreliert vermutlich mit dem Riß,
2. zwischen 15,45 und 18,55 m unterhalb GOK wurden IRSL-Alter von $55,7 \pm 12,6$ ka bis $61,3 \pm 9,9$ ka bestimmt,
3. zwischen 11,00 und 12,70 m unterhalb GOK liegen die IRSL-Alter zwischen $29,5 \pm 3,7$ ka und $34,0 \pm 3,2$ ka, und
4. zwischen 1,20 m und 9,65 m unterhalb GOK wurden Alterswerte von $18,2 \pm 3,7$ ka und $26,0 \pm 4,0$ ka bestimmt.

Für das Profil Nußloch liegt somit ein hervorragender chronologischer Rahmen vor, der es ermöglicht, dieses hoch auflösende würmzeitliche Sedimentarchiv mit weiteren zeitgleichen Sequenzen regional und überregional zu korrelieren.

7 Zusammenfassung

In Nußloch südlich von Heidelberg wurde im Aufschluss der Heidelberger Zement AG beim Abraumbau ein von Dellen flankierter Lößriedel vollkommen durchschnitten. Die aufgeschlossenen Horizonte zeichnen die Oberfläche des Riedels nach, so dass von einer stetigen Aufschüttung ausgegangen werden kann. Dadurch kam es zu einer sehr differenzierten Profilabfolge, die in mehreren Abschnitten weit über die klassische Würmlößgliederung hinausgeht (vgl. SCHÖNHALS et al. 1964; SEMMEL 1968).

An anderer Stelle des Aufschlusses wurden von ANTOINE et al. (2001) mehrere Profile aufgenommen, die jedoch z.T. nicht die Reichhaltigkeit des Bodeninventars in Superposition wie im neu bearbeiteten Aufschluss erreichen. Neben der Gesamtaufnahme des zentralen Riedelbereiches wurde ein Standardprofil im Würmlöß mit dem liegenden Eemboden von insgesamt ca. 18 m erarbeitet und mit zahlreichen Methoden untersucht. Den chronologischen Rahmen geben durchgeführte IRSL- und ^{14}C -Datierungen. Bodentypologisch konnte ein mehrgliedriger Bt-Horizont, eine Humuszone, zahlreiche einfache Nassböden sowie mehrere

Nassböden mit unterschiedlich mächtigen Verbraunungshorizonten nachgewiesen werden. Da keine der Verbraunungszonen entkalkt ist, handelt es sich um initiale Bv-Horizonte (Bv-Cv) vom Typ der arktischen Braunerden.

Zwischen dem letztinterglazialen 1.fBt-Horizont und dem Eltviller Tuff wurden in der Würmsequenz, wenn man von der Altwürm-Humuszone (WB1) absieht, noch fünf mehr oder weniger deutliche Verbraunungszonen mit überlagernden Nassböden (WB2 - WB6) ausgegliedert.

Der kräftigste Bv-Horizont ist der Boden WB4 in ca. 12 m Tiefe. Aufgrund seiner Eigenschaften, seines IRSL- und ^{14}C -Alters sowie seiner herausstechenden, artenreichen, interstadialen Molluskenfauna wird er als Äquivalent des Lohner Bodens angesehen. Im darunter liegenden Mittelwürmlöß sind zwei Bodenbildungen vorhanden (WB2, WB3), die mit dem Gräselberger Boden parallelisiert werden und von denen auf jeden Fall die untere aufgrund der Molluskenführung auch als interstadial einzustufen sind. Bei der darunter folgenden Altwürm-Humuszone (WB1) handelt es sich nach den IRSL-Datierungen mit großer Wahrscheinlichkeit um die jüngste der drei Mosbacher Humuszonen. Im Alt- und Mittelwürmlöß muss deshalb insgesamt mit mindestens sechs Interstadialen einschließlich des Lohner Bodens gerechnet werden. Bei der Reichhaltigkeit des Profils tritt allerdings die Frage auf, warum der Böckinger Boden fehlt, da eine Deutung der beiden Gräselberger Böden als Böckinger Boden typologisch nicht möglich ist. Vermutlich liegt deshalb im Mittelwürmlöß eine nicht zu erkennende Diskordanz vor.

Der Jungwürmlöß erreicht mit 12 m eine große Mächtigkeit. Vor allem der Abschnitt zwischen dem Lohner Boden und dem Eltviller Tuff umfasst zahlreiche im Löß eingeschaltete Nassböden, von denen zwei (WB5 und WB6) eine deutliche Verbraunung aufweisen. Es wurde deshalb am Anfang unserer Untersuchungen diskutiert, ob die beiden Böden nicht dem Lohner und dem Böckinger Boden entsprechen. Die absoluten Datierungen (IRSL, ^{14}C) und die relativ schwache Ausbildung lassen eine sol-

che Deutung nicht zu. Der gesamte Abschnitt zwischen dem Lohner Boden und dem Eltviller Tuff muss dem E1- bis E3-Nassbodenbereich und dabei vor allem dem auch an anderen Stellen mehrgliedrigen E2-Abschnitt entsprechen. Allerdings ist bislang in keinem anderen Lößprofil in Mitteleuropa eine so starke Aufgliederung beobachtet worden.

Auch im Jungwürmlöß sind einige, allerdings schwächer ausgebildete Schwankungen zu klimagünstigeren Abschnitten festzustellen. Am deutlichsten sind sie in den beiden schwachen Verbraunungszonen WB5 und WB6 ausgebildet. Im oberen Bereich dieser beiden Horizonte ist bei den Mollusken jeweils eine starke Zunahme der Individuenzahlen zu verzeichnen. Diese beiden Abundanzgipfel wurden auch in einem benachbarten Profil in Nußloch gefunden und sind deshalb neben dem Eltviller Tuff eine wertvolle Hilfe zur Parallelisierung beider Profile (MOINE et al. 2002). Nach den Datierungen (IRSL, ^{14}C) sind die beiden Böden zwischen 25 ka und 20 ka BP einzustufen. Auch ANTOINE et al. (2001) haben für diesen Bereich ähnliche Alter festgestellt. Vielleicht ist auch die von SOMMÉ et al. (1986) beschriebene, interstadiale Molluskenfauna von Achenheim (Elsaß) hierher zu stellen, die zwischen dem „loess récent inférieur“ und dem „loess récent supérieur“ liegt und bei der TL-Datierungen auf ein Alter von 20 bis 25 ka BP hinweisen (ZÖLLER 1995).

Bei den kalten Phasen vor und nach dieser(n) Wärmeschwankung(en) dürfte es sich um die kältesten Abschnitte der Würmeiszeit gehandelt haben, für welche nach GUIOT et al. (1993) die Zeitabschnitte zwischen 29 und 26 ka BP sowie 21 und 20 ka BP (Heinrich Events 3 und 2) in Frage kommen.

Relativ schwach sind die Hinweise auf das Vorliegen einer weiteren wärmeren Schwankung im Liegenden des E3-Nassbodens, wo die Diversität der Molluskenfauna leicht zunimmt und die Suszeptibilitätswerte leicht erhöht sind.

Über dem Eltviller Tuff ist der Bereich des E4- und E5-Nassbodens mehrgliedrig ausgebildet, weshalb von einem E4/E5-Nassbodenkomplex gesprochen wurde. Es lassen sich mindestens

fünf Vernässungshorizonte (vgl. Abb. 6, Abschnitt F, a-e) ausgliedern, wobei im unteren Bereich drei schwache Verbraunungszonen im Löß angedeutet sind. ZÖLLER & LÖSCHER (1999) haben deshalb in diesem Abschnitt mit dem Maisbacher Boden einen weiteren schwach verbraunten Nassboden gegenüber der klassischen Lößgliederung ausgeschieden.

Bemerkenswert ist beim unteren Nassbodenbereich im E4/E5-Komplex, der dem E4-Nassboden zuzuordnen ist, das Auftreten von Phytolithen von Wiesen- und Waldgräsern, Moosen und zweikeimblättrigen Pflanzen, die auf einen lichten Laubwald hinweisen. Bei den Mollusken gibt es keinerlei Anzeichen für eine solche Entwicklung. Ansonsten stimmen die biomorphologischen und malakologischen Untersuchungen weitgehend überein, die für alle Abschnitte des Mittel- und Jungwürmlösses eine offene Landschaft belegen.

Die Schlussfolgerungen, die sich bezüglich der klimatischen Entwicklung aus der Paläobodensequenz und der Veränderung der Molluskenfauna ziehen lassen, stimmen erstaunlich gut mit der Kurve der magnetischen Suszeptibilität überein. Sämtliche als interstadial erkannte Abschnitte spiegeln sich in einer mehr oder minder starken Erhöhung der Suszeptibilität wider. Eine Ausnahme bildet lediglich der Bereich des Gräselberger Bodens 2 (WB3, Molluskenzone c; Abb. 3 und 6), wo trotz erhöhter Suszeptibilitätswerte faunistisch eine deutliche Abnahme sowohl der Diversität als auch der Abundanz festzustellen war.

Die Naßboden/Lößsequenzen im Jungwürmlöß, welche möglicherweise kurzfristige Klimaschwankungen zwischen kalttrockenen und kaltfeuchten Abschnitten widerspiegeln, stimmen im Übrigen weitgehend mit den Dansgaard-Oeschger-Events zwischen ca. 31 und 19 ka BP in den GRIP-Bohrungen im grönländischen Eis überein (vgl. auch ROUSSEAU et al. 2002).

Ein pedologischer Vergleich mit den von ANTOINE et al. (2001), ZÖLLER (1995) und ZÖLLER & LÖSCHER (1999) beschriebenen Profilen in Nußloch zeigt auf den ersten Blick Übereinstimmungen mit unseren Aufnahmen, im Detail ergeben sich jedoch Parallelisierungs-

schwierigkeiten. Dies gilt vor allem für den Bereich des Mittelwürmlösses. ANTOINE et al. (2001) weisen in ihrem Profil P1 zwar einen Gräselberger Boden aus, doch kann es sein, dass der Bereich der Gräselberger Böden in diesem Profil tatsächlich tiefer liegt. Es ist dabei nicht auszuschließen, dass der von ZÖLLER (1995) neu eingeführte Nußlocher Boden einem der beiden von uns ausgewiesenen Gräselberger Böden entspricht. Weiterhin tritt im unteren Bereich des Profils P1 bei ANTOINE et al. (2001) mit dem Horizont 9 ein Bv-Horizont vom Typ der arktischen Braunerde auf, der bei der Gesamtinterpretation zu wenig berücksichtigt wurde. Hinweise für das in Rinnen eingeschnittene und durch Fossilfunde ausgezeichnete Nußlocher Interstadial konnten in dem neu untersuchten Profil nicht gefunden werden. Mit dem im Hangenden auftretenden Lohner Boden beschreiben ANTOINE et al. (2001) drei dicht hintereinander folgenden Interstadiale („Gräselberger Boden“, Nußloch-Interstadial, Lohner Boden) im oberen Mittelwürmlöß. Es dürfte sich hierbei um den Abschnitt des Lohner und Böckinger Bodens (BIBUS 1989) in den bisher beschriebenen Profilen von Baden-Württemberg handeln. Am Schwalbenberg bei Remagen ist dieser Abschnitt wie bei ANTOINE et al. (2001) dreigeteilt. Hier handelt es sich um maximal drei kräftige Bv-Horizonte (vgl. BIBUS 1995; SCHIRMER 2000).

In dem von uns bearbeiteten Profil zeigt der Lohner Boden mit der darüber liegenden Jungwürmsequenz aus Nassböden und zwischengelagertem Löß eine weitgehende Übereinstimmung mit dem Profil P2 von ANTOINE et al. (2001). Nur der E4/E5-Komplex ist in dem neu bearbeiteten Profil wesentlich mächtiger und besser gliedert (s.o.).

Abschließend sei noch erwähnt, dass es im Aufschluss von Nußloch auch Jungwürmlöß-Abfolgen gibt, die von der Bodenabfolge und der Lößmächtigkeit her vollkommen den bisher bekannten Standardprofilen entsprechen. Der Jungwürmlöß ist deshalb nur in gewissen geomorphologischen Positionen (Riedeln, Dünen) so extrem mächtig abgelagert worden.

8 Danksagungen

Wir danken Herrn Prof. Dr. J. KIND für Hinweise und Anregungen zur Bearbeitung des Profils, Herrn Prof. Dr. L. ZÖLLER für die Zustimmung zur Untersuchung, Herrn Dr. M. LÖSCHER für Profilpräparierungen und Herrn Betriebsleiter ROTHENACHER für technische Unterstützungen. Weiterhin danken wir Frau Prof. Dr. A. GOLY-EVA (Geographisches Institut Moskau) für paläobotanische Untersuchungen und Herrn Prof. Dr. E. APPEL (Universität Tübingen) für die Benutzung des Geophysikalischen Labors. M. FRECHEN bedankt sich bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Förderung im Rahmen des Projektes „Sediment budget of Pliocene and Quaternary sediments in the Upper Rhine area“ (HI 643/2-3).

9 Literatur

- AITKEN, M.J. (1998): Introduction to Optical Dating. – 267 S.; Oxford (Oxford University Press).
- ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.-D., ZÖLLER, L., LANG, A., MUNAUT, A.-V., HATTÉ, C. & FONTUGNE, M. (2001): High-resolution record of the last Interglacial-glacial cycle in the Nussloch loess-palaeosol sequences, Upper Rhine Area, Germany. – *Quaternary International*, **76/77**: 221-229; Oxford.
- BENTE, B. (1987): Geochemische, sedimentologische und stratigraphische Untersuchungen an Löß-Profilen des westlichen Kraichgaus. – Dipl.-Arb. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Heidelberg: 107+26 S.; Heidelberg.
- BENTE, B. & LÖSCHER, M. (1987): Sedimentologische, pedologische und stratigraphische Untersuchungen an Lössen südlich Heidelberg. – *Göttinger geogr. Abh.*, **84**: 9-17; Göttingen.
- BIBUS, E. (1973): Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **101**: 346-361; Wiesbaden.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **25**: 166-182; Öhringen.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **1**: 296 S.; Frankfurt a.M.
- BIBUS, E. (1989): 8. Tagung das AK „Paläoböden“

- der dt. bodenkdl. Ges. vom 25.05. – 27.05. 1989 in Heilbronn. Programm u. Exkursionsführer. Mit Beitr. von W. RÄHLE und L. ZÖLLER. – 31 S.; Tübingen.
- BIBUS, E. (1995): Geomorphologische Position der Fundstelle und Gliederung der Lössse am Schwalbenberg bei Remagen. – In: APP, V. et al. (Hrsg.): Die altsteinzeitliche Fundstelle am Schwalbenberg bei Remagen. – Ber. Archäologie Mittelrhein u. Mosel, Trierer Z., Bh. **20**: 15-20; Trier.
- BIBUS, E. (2002): Zum Quartär im mittleren Neckarraum – Reliefentwicklung, Löß/Paläobodensequenzen, Paläoklima. – Tübinger geowiss. Arb., Serie D, **8**: 1-276.; Tübingen.
- BIBUS, E. & RÄHLE, W. (1986): Geomorphologische Lage, Deckschichten und Molluskenführung letztinterglazialer Hochflutlehme im Neckartal (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **36**: 86-109; Hannover.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau (Heidelberger Zement AG) und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **20**: 21-52; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. & STRAHL, M. (2000): Zur Gliederung und Altersstellung der bayerischen Hochterrassen nördlich des Donauriedes. – Z. Geomorph., N.F., **44** (2): 211-232; Berlin, Stuttgart.
- BOETTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. & WINTLE, A.G. (2003): Optically stimulated luminescence dosimetry. – 404 S.; Amsterdam (Elsevier).
- DULLER, G.A.T. (2004): Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. – Journal of Quaternary Sciences, **19**: 183-192; London.
- FASSBINDER, J.W.E., STANJEK, H. & VALI, H. (1990): Occurrence of magnetic bacteria in soil. – Nature, **343**: 161-163; London.
- FLORINDO, F., ZHU, R. & GUO, B. (1999): Low field susceptibility and palaeorainfall estimates. New data along a N-S transect of the Chinese loess plateau. – Physics Chemistry Earth, **A 24** (9): 817-821; Amsterdam, Oxford.
- FRECHEN, M. (1992): Systematic thermoluminescence dating of two loess profiles from the Middle Rhine Area (F.R.G.). – Quaternary Science Reviews, **11**: 93-101; Oxford.
- FRECHEN, M., BOENIGK, W. & WEIDENFELLER, M. (1995): Chronostratigraphie des „Eiszeitlichen Lößprofils“ in Koblenz-Metternich. – Mainzer geowiss. Mitt., **24**: 155-180; Mainz.
- FRECHEN, M., OCHES, E.A. & KOHFELD, K.E. (2003): Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. – Quaternary Science Reviews, **22**: 1835-1857; Oxford.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **20**: 53-66; Frankfurt a. M.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – Ancient TL, **14/2**: 15-17; Clermont-Ferrand.
- FRECHEN, M., TERHORST, B. & RÄHLE, W. (2007): The Upper Pleistocene loess/palaeosol sequence from Schatthausen in North Baden-Württemberg. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **56/3**: 212-226; Hannover.
- GUIOT, J., DE BEAULIEU, J.-L., CHADDADI, R., DAVID, F., PONEL, P. & REILLE, M. (1993): The climate in western Europe during the last glacial/interglacial cycle derived from pollen and insect remains. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **103**: 73-79; Amsterdam.
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ROUSSEAU, D.-D., TISNERAT-LABORDE, N. & ZÖLLER, L. (1999): New chronology and organic matter $\delta^{13}\text{C}$ paleoclimatic significance of Nussloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). – Quaternary International, **62**: 85-91; Oxford.
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., LANG, A., ROUSSEAU, D.-D. & ZÖLLER, L. (2001): $\delta^{13}\text{C}$ of loess organic matter as a potential proxy for a paleoprecipitation reconstruction. – Quaternary Research, **55**: 33-38; Washington.
- HELLER, F., SHEN, C.D., BEER, J., LIUX, M., LIU, T.S., BRONGER, A., SUTER, M. & BONANI, G. (1993): Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. – Earth and Planetary Science Letters, **114**: 385-390; Amsterdam.
- HELLER, F. & EVANS, M.E. (1995): Loess magnetism. – Reviews of Geophysics, **33**: 211-240; Washington.
- LAJ, C., KISSEL, C., MAZAUD, A., CHANNELL, J.E.T. & BEER, J. (2000): North Atlantic palaeointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp Event. – Phil. Trans. Royal Soc. London, **358**: 1009-1025; London.
- LANG, A., HATTÉ, C., ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ZÖLLER, L. & HAMBACH, U. (2003): High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ^{14}C and optical dating results. – Quaternary Science Reviews, **22**: 953-959; Oxford.

- LIAN, O.B. & ROBERTS, R.G. (2006): Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. – *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2449-2468; Oxford.
- MAHER, B.A. & THOMPSON, R. (1995): Palaeorain-fall reconstruction from pedogenic magnetic susceptibility variations in Chinese loess and paleosols. – *Quaternary Research*, **44**: 383-391; Washington.
- MAHER, B.A., THOMPSON, R., & ZHOU, L.P. (1994): Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: a new mineral magnetic approach. – *Earth and Planetary Science Letters*, **125**: 461-471; Amsterdam.
- MENG, X., DERBYSHIRE, E. & KEMP, R.A. (1997): Origin of the magnetic susceptibility signal in loess. – *Quaternary Science Reviews*, **16**: 833-839; Oxford.
- MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P. & HATTÉ, C. (2002): Mise en évidence d'événements climatiques rapides par les faunes de mollusques terrestres des loess Weichseliens de Nussloch (Allemagne). – *Quaternaire*, **13**: 209-217; Paris.
- MOINE, O., ROUSSEAU, D.-D., & ANTOINE, P. (2005): Terrestrial molluscan records of Weichselian Lower to Middle Pleniglacial climatic changes from Nussloch loess series (Rhine Valley, Germany). The impact of local factors. – *Boreas*, **34**: 363-380; Oslo.
- NOVOTHNY, Á., HORVÁTH, E. & FRECHEN, M. (2002): The loess profile at Albertirsa, Hungary – improvements in loess stratigraphy by luminescence dating. – *Quaternary International*, **95/96**: 155-163; Oxford.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – *Radiation Measurements*, **23**: 497-500; Amsterdam.
- RÄHLE, W. (2004): Mollusken aus zwei bedeutenden mittel- und jungpleistozänen Lößprofilen des mittleren Neckarraumes (Baden-Württemberg) und ihre ökologisch-stratigraphische Aussage. – In: KÖSEL, M. (Hrsg.): Festschrift zum 60. Geburtstag von E. BIBUS. – *Tübinger geowiss. Arb., Serie D*, **10**: 219-240; Tübingen.
- REMY, H. (1969) Würmzeitliche Molluskenfaunen aus Lößserien des Rheingaus und des nördlichen Rheinhessens. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 98-116; Wiesbaden.
- ROUSSEAU, D.-D. (1989): Réponses des malaco-faunes terrestres quaternaires aux contraintes climatiques en Europe septentrionale. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **69**: 113-124; Amsterdam.
- ROUSSEAU, D.-D., ZÖLLER, L. & VALET, J.-P. (1998): Late Pleistocene Climate Variations at Achenheim, France, Based on a Magnetic Susceptibility and TL Chronology of Loess. – *Quaternary Research*, **49**: 255-263; Washington.
- ROUSSEAU, D.-D., ANTOINE, P., HATTÉ, C., LANG, A., ZÖLLER, L., FONTUGNE, M., ORTHMAN, D., LUCK, J.M., MOINE, O., LABONNE, M., BENTALEB, I. & JOLLY, D. (2002): Abrupt millennial climatic change from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the last Glaciation. – *Quaternary Science Reviews*, **21**: 1577-1582; Oxford.
- SABEL, K. J. & THEWS, J.-D. (1986): Ein Würmlöß-Profil in Wiesbaden-Schierstein. – *Geol. Jb. Hessen*, **114**: 111-114; Wiesbaden
- SCHIRMER, W. (1990): Schwalbenberg südlich Remagen. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – *deuqua-Führer 1*: 105-108; Hannover (DEUQUA).
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löß. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **50**: 25-49; Hannover.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 199-206; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104-108; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1968): Studien über den Verlauf der jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geogr. H.*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395-399; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1996): Stop 1, Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau – Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. – *Frankfurter geowiss. Arb., Serie D*, **20**: 11-20; Frankfurt a.M.
- SEMMEL, A. (1999): Die paläopedologische Gliederung des älteren Würmlösses in Mitteleuropa – erörtert an Beispielen aus dem Rhein-Maingebiet. – *Z. geol. Wiss.*, **27** (1/2): 221-233; Berlin.
- SOMMÉ, J., LAUTRIDOU, J.-P., HEIM, J., MAUCORPS, J., PUISSÉGUR, J.-J., ROUSSEAU, D.-D., THÉVENIN, A. & VAN VLIET-LANOE, B. (1986): Le cycle climatique du Pléistocène supérieur dans les loess

- d'Alsace à Achenheim. – Bull. de l'Assoc. franç. pour l'étude du Quaternaire, **1/2**: 97-104; Paris.
- TERHORST, B., APPEL, E. & WERNER, A. (2001): Palaeopedology and magnetic susceptibility of a loess-palaeosol sequence in southwest Germany. – *Quaternary International*, **76/77**: 231-240; Oxford.
- WINTLE, A.G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. – *Nature*, **245**: 143-144; London.
- WINTLE, A.G. (1997): Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. – *Radiation Measurements*, **27**: 769-817; Amsterdam, Oxford.
- ZÖLLER, L. (1995): Würm- und Rißlöß-Stratigraphie und Thermolumineszenz-Datierung in Süddeutschland und angrenzenden Gebieten. – 208 S.; Heidelberg (unveröff. Habil.-Schr. Univ. Heidelberg).
- ZÖLLER, L. & LÖSCHER, M. (1999): The last glacial-interglacial cycle in the loess section at Nussloch and underlying upper Tertiary loams. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (Hrsg.): Loess in the Middle and Upper Rhine area, Field guide Loessfest '99: 37-50; Bonn.

Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees

CHRISTOPHER LÜTHGENS & MARGOT BÖSE ^{*)}

Kurzfassung: Für eine Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees wurde eine Strategie entwickelt, die die technischen Analysemöglichkeiten eines GIS mit der geomorphologischen Arbeit im Gelände kombiniert.

Die digitale Aufarbeitung von geologischen und topographischen Karten verschiedenen Alters bildet die Datengrundlage für die Arbeit im GIS. Im Zentrum stand hierbei die Aktualisierung der Preußischen Geologischen Karten aus dem ausgehenden 19. Jahrhundert. Nach der Verschneidung dieser Daten mit einem eigens erstellten DGM konnte ein vorläufiges Modell zur geomorphologischen Entwicklung mit folgenden wesentlichen Punkten erstellt werden: Ein durch saalezeitliche Stauchungskomplexe vorgeprägtes Ausgangsrelief unterliegt weichselzeitlich einer intensiven Zerschneidung durch subglaziale Schmelzwässer. Im Zuge der Eisfreiwerdung kommt es zu subaerischen Abflüssen mit vorwiegend akkumulierender Wirkung und damit in den Rinnenbereichen zur Verschüttung großer Mengen an Toteis, deren späteres Austauen zur Entstehung einer ausgedehnten Seenlandschaft führt. Im Spätglazial werden Dünen aufgeweht. Im Holozän dominieren akkumulative Prozesse, was eine Nivellierung des Reliefs zur Folge hat.

Bei der Verifizierung dieses Modells mit Hilfe von Geländearbeiten zeigte sich, dass die saalezeitliche Vorprägung des Reliefs von noch größerer Bedeutung ist als zunächst angenommen: Sowohl die Vollformen als auch die Tiefenlinien waren bereits saalezeitlich angelegt. Für das Weichsel-Glazial konnte die auf den Hochflächen vorwiegend glazial-erosive und im Bereich der Niederungen vorwiegend glazial-akkumulative Prägung bestätigt werden.

[Reassessment of the geological development of the Rangsdorf lake area]

Abstract: In order to reassess the geomorphologic development of the Rangsdorf lake area a strategy combining the technical potentials of a GIS with geomorphologic fieldwork was developed.

As a basis for the GIS-analysis topographic and geologic maps of different age were digitally processed. The main focus was on updating the Prussian Geological Maps from the 19th century. After the combination with a specially developed DEM, a preliminary model of the geomorphologic development was constructed: In Weichselian time subglacial meltwater deeply incised into a push-morainic area of Saalian age, creating a braided system of meltwater channels. In the course of the meltdown of the ice subaeric meltwater runoff and with it accumulative processes set in. Large masses of dead ice were buried especially within the overdeepened meltwater channels. Later, as the dead ice started to melt a broad lake system evolved. Dunes were formed in lateglacial time. The Holocene was dominated by accumulative processes which caused a relative levelling of the relief.

In the course of the verification of that model by fieldwork it became clear that the Saalian formation is of even greater meaning than assumed before: Not only full forms but also channels originate from Saalian time. The predominance of glacially-erosive processes on the till plains and glacially-accumulative processes within the meltwater channels throughout the Weichselian Glaciation was supported by the field evidence.

Keywords: Weichselian Glaciation, Saalian Glaciation, geomorphological mapping, Brandenburg, Rangsdorfer See

* Anschrift der Verfasser: C. LÜTHGENS, Prof. Dr. M. BÖSE, Freie Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, Institut für Geographische Wissenschaften, Physische Geographie, Malteserstraße 74-100, D-12249 Berlin, cluethg@geog.fu-berlin.de, mboese@geog.fu-berlin.de

1 Einführung

Die geomorphologischen Untersuchungen zur Umgebung des ca. 10 km südlich der Berliner Stadtgrenze gelegenen Rangsdorfer Sees betreffen ein Gebiet, dessen glazialmorphologische Genese hinsichtlich des Verlaufs der Brandenburger Eisrandlage, deren Bedeutung als Grenze der Maximalvereisung und insbesondere die umstrittene Gliederung der Rückzugsstadien zwischen Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage bisher kontrovers diskutiert werden.

Problemstellung

Ziel dieser Arbeit ist die Erarbeitung eines Modells zur pleistozänen Geomorphogenese des Untersuchungsgebietes. Ausgehend von der erstmaligen glazialen Überformung des präquartären Untergrundes in der Elster-Eiszeit liegt der Schwerpunkt der Untersuchungen auf den glazialen und glazifluvialen Entwicklungen der Saale- und Weichsel-Eiszeit. Können im Bereich des Untersuchungsgebietes weichselzeitliche Eisrandbildungen (im Rahmen einer Rückzugsstadium zwischen Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage) nachgewiesen werden? Inwieweit hatten präweichselzeitliche Entwicklungen Anteil an der Genese des rezenten Reliefs und welchen Anteil hatte die Formenwirksamkeit des weichselzeitlichen Eises? Die Möglichkeit der präweichselzeitlichen Anlage ist auch in Hinsicht auf die glazifluviale Prägung des Untersuchungsgebietes zu überprüfen. Der Einfluss der unterschiedlichen toteisbedingten Prozesse (formengebend aber auch konservierend) auf die Reliefgenese des Untersuchungsgebietes ist zu klären. Hierbei ist insbesondere auch auf die Genese der Seebecken im Bereich glazialer Rinnen einzugehen. Hinsichtlich der periglaziären und äolischen Überformung des Untersuchungsgebietes nach der Eisfreiwerdung bis ins frühe Holozän liegt der Schwerpunkt auf der Betrachtung periglazialer Talbildungsprozesse und der Bildung von Altdünen. Die spätere holozäne Geomorphogenese des Untersuchungsgebietes wird im

Rahmen dieser Arbeit nur am Rande thematisiert. Von größerem Interesse ist sie jedoch dann, wenn sie Rückschlüsse auf die frühere Entwicklung zulässt.

Methodisches Konzept

Zunächst wurde mit Hilfe einer GIS-gestützten geomorphologischen Analyse ein vorläufiges Genesemodell des Untersuchungsgebietes erstellt. Die Validierung dieses Modells erfolgte dann mit Hilfe von geomorphologischer Arbeit im Gelände. Nach den geomorphologischen Fragen ist diese methodische Komponente als weiterer Schwerpunkt dieser Arbeit hervorzuheben.

Die auf der Basis der Methodik für die Erstellung geomorphologischer Detailkarten (LESER & STÄBLEIN 1975; DEMEK 1976) für diese Arbeit entwickelte Vorgehensweise ist in folgende Schritte untergliedert:

- Auswahl und Abgrenzung eines der Zielstellung dienlichen Arbeitsgebietes als Basis für spätere Analysen und Interpretationen,
- Zusammenfassung des Forschungsstandes,
- Recherche, Aufbereitung und Digitalisierung der verschiedenen Datengrundlagen und deren Analyse in einem geographischen Informationssystem (GIS),
- Geländearbeiten zur Validierung des mit Hilfe der GIS-gestützten Analysen erstellten Modells,
- Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees in Form einer Synthese der Ergebnisse aus den beiden vorangegangenen Arbeitsschritten.

Lage und Gliederung des Untersuchungsgebietes

Die Größe des Untersuchungsgebietes beträgt knapp 100 km². Großflächig betrachtet liegen die Höhen im Untersuchungsgebiet zwischen 37 m ü. NN und 45 m ü. NN. Die aus den Flächen herausragenden Kuppen erreichen im Schnitt Höhen von 50 bis 60 m ü. NN. Die höchsten Höhen erreichen der Weinberg am Nordrand der

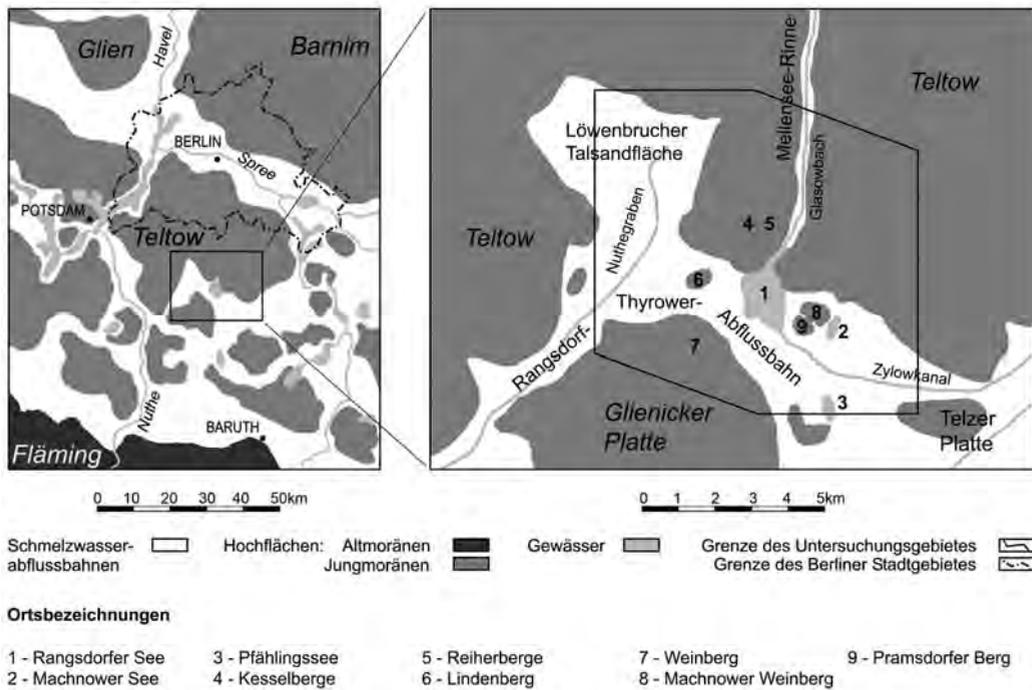


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Jungmoränengebiet südlich Berlins, Übersicht und Detail, Kartengrundlage: Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC 3942 Berlin.

Fig. 1: Location of the research area in the young morainic landscape south of Berlin, overview and detail, based on: Geological Map 1:200,000, CC3942 Berlin.

Glienicker Platte (85 m ü. NN) und die Reiherberge auf der Teltow Platte (72,3 m ü. NN). Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der brandenburgischen Landschaft der Platten und Urstromtäler (LIEDTKE & MARCINEK 1995). Die für das Jungmoränengebiet südlich von Berlin charakteristische enge Kammerung der Landschaft (JUSCHUS 2000), die durch den Wechsel von kleineren Platten und ausgedehnten Talsandflächen hervorgerufen wird, bestimmt auch die Gliederung des Untersuchungsgebietes (vgl. Abb. 1 links) in drei Haupteinheiten:

Die Teltow Platte

Etwa die Hälfte des Untersuchungsgebietes liegt im Bereich der Teltow Platte. Die Hochfläche liegt hier auf einem Höhenniveau um 45 m ü. NN. Insbesondere am Südrand der Platte ragen jedoch Erhebungen bis fast 30 m über dieses

Flächenniveau hinaus. Die höchsten Erhebungen bilden dabei die Reiherberge. Weiterhin wird dieser Teil des Untersuchungsgebietes durch mehr oder weniger Nord-Süd ausgerichtete Tiefenlinien geprägt, die ein leichtes Gefälle von ca. 37 m ü. NN im Norden des Untersuchungsgebietes auf ca. 36 m ü. NN beim Übergang in die Rangsdorf-Thyrower Niederung am Südrand des Teltows aufweisen. Im Bereich dieser Tiefenlinien liegen mehrere Seen, zu denen auch die Krumme Lanke, die nördliche Verlängerung des Rangsdorfer Sees, zählt.

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn nimmt, die Löwenbrucher Talsandfläche mit eingeschlossen, einen Großteil der anderen Hälfte der Fläche des Untersuchungsgebietes ein. Die auf einem Höhenniveau von ca. 37 m ü. NN gelegene

Fläche wird durch eine Vielzahl flacher, allseits geschlossener Hohlformen unterschiedlichster Größe geprägt. Der Höhenunterschied vom tiefsten Punkt einer Hohlform zur umgebenden Fläche liegt in der Regel unter einem Meter. Nur zwei der Hohlformen sind wassergefüllt. Es handelt sich hierbei einerseits um den Pfählingssee, der von der Südgrenze des Untersuchungsgebietes gequert wird, und andererseits um den Rangsdorfer See, der mit einer Fläche von ca. 2,5 km² (einschließlich der nach Norden in den Bereich des Teltows hineinragenden Krümmen Lanke) das mit Abstand größte Flächengewässer im Bereich des Untersuchungsgebietes darstellt. Insgesamt weist die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn heute kein gleichsinniges natürliches Gefälle mehr auf. Das Gefälle des zur Entwässerung des Gebietes angelegten Kanalsystems ist anthropogenen Ursprungs. Unterbrochen wird das flache Relief der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn von drei deutlichen Erhebungen: dem östlich des Rangsdorfer Sees gelegenen Lindenberg (56,9 m ü. NN), dem Machnower Weinberg östlich des Rangsdorfer Sees (53,7 m ü. NN) und dem etwas südlicher gelegenen Pramsdorfer Berg (45,7 m ü. NN).

Die Glienicker und die Telzer Platte

Die Telzer Platte hat den flächenmäßig geringsten Anteil am Untersuchungsgebiet, da nur ihr nordwestlichster Rand mit eingeschlossen ist. In diesem Bereich liegen die Höhen auf einem Niveau um 50 m ü. NN. Der flächenmäßige Anteil der Glienicker Platte am Untersuchungsgebiet ist deutlich größer. Die Höhen am Nordrand der Glienicker Platte liegen auf einem Niveau um 50 m ü. NN. Die Hochfläche der Glienicker Platte hat in diesem Bereich einen wenig flächenhaften Charakter, prägend ist vielmehr die starke Zertalung des kuppigen Reliefs.

2 Forschungsstand

2.1 Zur Gliederung der weichselzeitlichen Eisrandlagen

Für den Raum zwischen Brandenburger und

Frankfurter Eisrandlage ist die Ausgliederung verschiedener Rückzugsstadien stark umstritten, die daraus resultierende Unklarheit der Geomorphogenese des Raumes wird von verschiedenen Autoren betont (LIEDTKE 1975; LIPPSTREU 1995; BÖSE 1979, 1989; JUSCHUS 2000; LANDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE 1997). Im Folgenden wird deshalb ein Überblick über die verschiedenen Deutungsansätze gegeben, um dann schließlich eine Einordnung des Untersuchungsgebietes vornehmen zu können.

Im Rahmen der Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte 1:300.000 von Brandenburg (GÜK 300, LANDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE BRANDENBURG 1997) wurde trotz abschnittsweise fehlender geologischer Befunde versucht, eine Randlagenverknüpfung auch im Gebiet zwischen Brandenburger Stadium und Frankfurter Staffel zu erstellen. Hinsichtlich der Konstruktion dieser Zwischenrandlagen wird jedoch betont, dass es sich dabei zum Teil auch um ältere, überfahrene Stauchmoränen handelt.

BÖSE (1979) fasst aus der Literatur insgesamt vier Eisrandlagen zwischen Brandenburger Stadium und Frankfurter Staffel zusammen. Die südlichste verläuft 4 bis 10 km nördlich des Brandenburger Stadiums und damit außerhalb des Untersuchungsgebietes. Die nächste nach Norden hin anschließende Staffel, die Babelsberger Staffel, verläuft über den Teltow und die Nauener Platte. Die wiederum nächst nördlichere Eisrandlage, die auch über den Teltow verläuft, kann nur über voneinander isolierte Endmoränenreste rekonstruiert werden. Die vierte, nördlichste Rückzugsstufe verläuft ebenfalls über den Teltow, jedoch nördlich des Untersuchungsgebietes. Alle vier Staffeln können wiederum in Unterstaffeln aufgegliedert werden. Nördlich des Berliner Urstromtales bilden die vereinzelt auf den Grundmoränenplatten vorkommenden Stauchmoränen keine zusammenhängenden Staffeln mehr.

Der Verlauf der Brandenburger Eisrandlage wird insbesondere für den Bereich südlich des Untersuchungsgebietes weiterhin diskutiert. JUSCHUS (2000) lehnt eine Interpolation

der fehlenden Abschnitte ab und geht von einem völligen Fehlen einer Rückzugsstaffel im Hinterland der Brandenburger Eisrandlage und dafür aber von einem Maximalvorstoß des Weichseleises von 2 bis 12 km über die Brandenburger Eisrandlage hinaus aus.

Trotz bzw. gerade wegen der Unübersichtlichkeit und teilweise auch Widersprüchlichkeit der Interpretation der Eisrandlagen zwischen Brandenburger Stadium und Frankfurter Staffel bleiben folgende Punkte festzuhalten:

- Das Untersuchungsgebiet liegt in einem Bereich, in dem von verschiedenen Autoren Rückzugsstaffeln des Eisrandes nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage rekonstruiert werden.
- Der Verlauf der Rückzugsstaffeln variiert je nach Autor stark, einige Autoren schließen die Bildung von Rückzugsstaffeln zwischen Brandenburger und Frankfurter Eisrandlage komplett aus. Für das Untersuchungsgebiet liegen dementsprechend widersprüchliche Deutungen der Morphologie und Stratigraphie vor. Auf die Zuordnung des Untersuchungsgebietes zu einer bestimmten Rückzugsstaffel wird in der vorliegenden Arbeit aus diesen Gründen verzichtet.
- Trotz allem muss im Untersuchungsgebiet mit dem Vorkommen von Eisrandbildungen gerechnet werden.

2.2 Genese der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn

Die Entwicklung von Urstromtälern und Schmelzwasserabflussbahnen ist eng mit der Abfolge und dem Verlauf der Eisrandlagen verknüpft. Die Deutungen sind dementsprechend kontrovers (SOLGER 1959; MARCINEK et al. 1995; JUSCHUS 2000). Folgende Hauptursachen sind für die Zerteilung der Landschaft zu nennen (MARCINEK & NITZ 1973):

- die präweichselzeitliche sowie die weichselzeitliche Anlage des Reliefs (Differenzierung in Höhen- und Tiefenbereiche),
- die Wirkung des weichselzeitlichen Inlandsees (insbesondere die Anlage von subglazialen Rinnen),

- die durch das Niedertauen des Eises bedingte sukzessive Verlegung von Schmelzwasserabflussbahnen.

JUSCHUS (2000) unterscheidet insgesamt vier Hauptabflussphasen für das Jungmoränenland südlich Berlins. Eine einfache Zuordnung der Urstromtalungen zu einzelnen Eisrandlagen ist somit nicht mehr möglich. Allein für das Baruther Urstromtal unterscheidet er vier Abflussphasen, die jedoch ohne ein zwischenzeitliches Trockenfallen des Tales aufeinander folgten. Die jüngste Baruther Abflussphase fällt dabei bereits in die Zeit nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage.

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn wurde erst während der jüngsten Abflussphase in Richtung Potsdam (während der dritten Hauptabflussphase, JUSCHUS 2000) von Osten nach Westen durchflossen. Diese Abflussphase markiert gleichzeitig den Beginn der Bildung des östlich von Berlin gelegenen Teils des Berliner Urstromtales. Obwohl die Schmelzwässer in dieser Phase eher akkumulierend als erosiv wirkten, sind die Abflussbahnen in einigen Bereichen, wenn auch nur undeutlich, terrassiert. Unterschneidungskanten in den Übergangsbereichen zu den Hochflächen kommen somit zwar vor, sind aber eher selten und insofern als ein weiterer Beleg für die geringe erosive Wirkung der Schmelzwässer zu werten. Die vorherrschende Akkumulation von glazifluvialen Sedimenten im Bereich der Schmelzwasserabflussbahnen und Talsandflächen führte weiterhin zur Verschüttung großer Mengen von Toteis. Besonders intensiv war dieser Prozess in Bereichen, in denen Schmelzwasserabflussbahnen von glazialen Rinnen gequert wurden. Eine solche Situation liegt auch im Bereich des Untersuchungsgebietes vor. Heute ist die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn durch einen oberflächennahen Wasserstand und mächtige holozäne Torfbildungen gekennzeichnet (VEB HYDROLOGIE BT TORGAU 1977).

2.3 Genese Glazialer Rinnen

Mit der Mellensee-Rinne durchschneidet eine glaziale Breitrinne (JUSCHUS 2000) das gesamte Untersuchungsgebiet. Vom Berliner Urstromtal

kommend, verläuft sie über den Teltow, erreicht an dessen Südrand das Untersuchungsgebiet, führt dann weiter nach Süden über den Rangsdorfer See und verlässt das Untersuchungsgebiet schließlich an dessen Südrand. Die Rinne endet am Südrand des Mellensees, wo ihre Schmelzwässer während des Brandenburger Stadiums einen Kegelsander schütteten. Die Mellensee-Rinne blieb jedoch auch nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage aktiv, so dass auf einem niedrigeren Niveau ein Schlauchsander geschüttet wurde. Da zu dieser Zeit das Eis stagnierte und niedertaute, ist ein Einsturz der Rinnendecke wahrscheinlich, womit die letzten über die Rinne abfließenden Schmelzwässer auch subaerisch geflossen sein können. Östlich von und in etwa parallel zur Mellensee-Rinne verlaufen im Bereich des Untersuchungsgebietes mehrere Schmalrinnen (JUSCHUS 2000). Diese häufig vorkommende Aufspaltung von Breitrinnen in mehrere Schmalrinnen, bzw. das Abzweigen einzelner Schmalrinnen von einer Breitrinne ist ein typisches Merkmal der glazialen Rinnen im Brandenburgischen Jungmoränenland. Die Einschneidung der glazialen Rinnen gilt weiterhin als entscheidender Faktor bei der Anlage tiefer Seebecken. So liegen die meisten der rezenten Seen im südbrandenburgischen Jungmoränenland, wie z.B. der Rangsdorfer See, im Bereich von Rinnen (JUSCHUS 2000).

2.4 Aufbau der Platten im Untersuchungsgebiet

Die Platten nördlich der Brandenburger Eisrandlage werden weitestgehend von Grundmoränenflächen eingenommen. Typisch ist das Vorkommen nur eines weichselzeitlichen Geschiebemergels von geringer Mächtigkeit (selten über 2 m), der vielerorts sogar völlig fehlt (sowohl primäres Fehlen als auch sekundäres durch jüngere Abtragungsprozesse). Trotz dieses Fehlens handelt es sich bei diesen Bereichen um ein subglazial geprägtes Relief, das somit auch als Grundmoräne bezeichnet wird. Die weichselzeitlichen Vorschüttssande erreichen hingegen Mächtigkeiten von bis zu

35 m, insbesondere in saalezeitlichen Stauchungsbereichen können sie aber auch völlig fehlen, so dass hier saalezeitliche Ablagerungen an der Oberfläche anstehen. Auf dem Teltow-Plateau konnte bisher nur eine saalezeitliche Grundmoräne nachgewiesen werden. Die Geschiebemergeloberkante liegt weitflächig bei 30 bis 35 m über NN, lokal aber auch deutlich höher. Da saalezeitliche Nachschüttsedimente weitgehend fehlen, lagert der weichselzeitliche Geschiebemergel vielerorts direkt diskordant darüber. Aufgrund des Aussetzens des Eisnachsches bald nach Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage entstand ein breiter Gürtel stagnierenden Eises, der großflächig niedertaute. Es kam zur Ablagerung eines weichselzeitlichen meltout tills im Hangenden des lodgement tills. Die flächenhafte Bedeckung mit Toteis bewirkte eine Konservierung der überdeckten Formen und Sedimente, so dass weichselzeitliche Nachschüttsedimente weitgehend fehlen. Lokal werden die glazialen Sedimente von periglazialen Verlagerungssedimenten und Dünen überdeckt (HERMSDORF 1995). Die weichselzeitliche morphologische und geologische Gestaltung der Hochflächen erfolgte in erster Linie durch die erosive Wirkung der Schmelzwässer.

Hervorzuheben sind die Lagerungsverhältnisse im Bereich der Tongrube Glienick (im Bereich des Glienicker Weinberges). Das Liegende bildet hier ein dunkelgrauer bis blaugrauer glazilimnischer Ton, der kräftige Stauchungsspuren aufweist. Überlagert wird dieser Ton von mehreren Meter mächtigen glazifluvialen Sanden und einem tonigen Till mit saalezeitlichem Geschiebespektrum. Auch diese Schichten weisen kräftige Stauchungsspuren auf. Diskordant überlagert wird diese Folge von wiederum mehrere Meter mächtigen, aber ungestörten glazifluvialen Sanden und einem weichselzeitlichen, ungestört lagernden Till. Die beschriebene Folge ermöglicht es eindeutig, die kräftigen glazialen Stauchungen dem Saale-Glazial zuzuschreiben (BLASSKIEWITZ et al. 2002). Das Weichseis dagegen hat den Raum ohne größere Wirkung überfahren, was auch das Fehlen subglazialer Kleinformen, insbesondere von Drumlins erklärt (JUSCHUS 2000).

Im Gegensatz zur Nordhälfte gliedert sich der Südteil des Teltows in mehr oder weniger große Hochflächenreste, die von Talsandflächen und Talbildungen umgeben sind (HERMSDORF 1995). Im Bereich des Untersuchungsgebietes ist die starke Zertalung des Teltow-Südrandes besonders intensiv (Verlauf der Mellensee-Rinne). Die Platte zerfällt hier in inselartige Hochflächenreste (VEB HYDROLOGIE BT TORGAU 1977).

Auch der Aufbau der Glienicker Platte ist zweigeteilt. Der Westteil liegt kaum über dem Talsandniveau der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Die Niederungsgebiete greifen deshalb buchtenartig in die Hochfläche hinein. Nach Osten hin steigt die Platte jedoch deutlich an. Die in diesem Bereich flachwellige Grundmoränenlandschaft wird von einigen, insbesondere am nordöstlichen Plattenrand gelegenen Einzelbergen überragt. Nach Osten hin ist der Plattenrand scharf ausgebildet. Es handelt sich hierbei um den Einschnitt der Mellensee-Rinne (JUSCHUS 2000).

2.5 Vorkommen von Elbekiesen

Nur in einer aufgelassenen Sandgrube am Nordrand des Lindenberg bei Jühnsdorf sind die fluvial transportierten südlichen Gerölle des Berliner Elbelaufes im Bereich des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei um scheinbar ungestört lagernde Kiessande, die aber ca. 30 m höher liegen als es ihre stratigraphische Position eigentlich erlaubt. In einigen Bereichen der Grube werden die Elbekiese von einem lückenhaften, sehr sandigen wechsellzeitlichen Till überlagert (BLASSKIEWITZ et al. 2002). In den 50er Jahren konnte über Bohrungen und in damals noch offen liegenden Aufschlüssen ein Schollenbau des Lindenberg nachgewiesen werden (GENIESER & MIELECKE 1957). Der Nordostteil des Lindenberges ist vorwiegend aus gestauchten glazialen Sedimenten, Schmelzwassersanden und Geschiebemergel aufgebaut. Die Steinbestreuung, die mehr oder weniger den ganzen Lindenberg überzieht, setzt sich in diesem Bereich vorwiegend aus nordischen

Geschieben zusammen und wird als Rest eines ausgewaschenen Tills gedeutet. Im westlichen Teil finden sich dagegen vorwiegend südliche, oft zu Windkantern geschliffene Gerölle, deren Häufung mit der Deflation ehemals höher aufragender Schichtenserien erklärt wird. Im Untergrund des südwestlichen Teils des Lindenberg wird der Schollenbau deutlich. Hier finden sich in den ungestört nach NNO einfallenden Elbekiesen mehrere Zwischenlagen aus Geschiebemergel. Es ist deshalb davon auszugehen, dass diese Elbekies-Schollen während eines saalezeitlichen Eisvorstoßes in gefrorenem Zustand aufgenommen und dann übereinander gestapelt wurden (Stapelmoräne) (GENIESER & MIELECKE 1957). Da in den Kiesen auch große Blöcke schwimmen, deren Transport in den Bereich des Berliner Elbelaufes nur über schweren Eisgang erklärt werden kann, ist eine kaltzeitliche Genese (spätelsterzeitlich bzw. frühsaalezeitlich) anzunehmen. Eine frühsaalezeitliche Genese erscheint dabei als wahrscheinlicher, da der Anteil an nordischen Komponenten äußerst gering ist. Die fluviale Erosion hatte schon längere Zeit gewirkt und den Großteil der erreichbaren glazialen Sedimente ausgeräumt. Bei den am Lindenberg aufgeschlossenen Elbekiesen handelt es sich demzufolge um die sogenannten Wietstocker Kiese (GENIESER & MIELECKE 1957).

2.6 Periglazialer Prozessbereich

Mit dem Niedertauen des Eises und mit der Verlagerung des Schmelzwasserabflusses nach Norden ins Warschau-Berliner Urstromtal begann im Untersuchungsgebiet die Überformung der Glaziallandschaft durch periglaziale Prozesse. Die Ausbildung von Permafrostböden ist für die geomorphologische Entwicklung des Untersuchungsgebietes von großer Bedeutung, da es erst dadurch auch auf eigentlich stark versickerungsfähigen Sedimenten zu Oberflächenabfluss und somit zur Anlage von Tälern kommen konnte. Typische Merkmale dieser heutigen Trockentäler sind Fließerden im Bereich der Talflanken und Steinanreicherungen und Steinsohlen im Bereich der Talsohle. Vie-

lerorts werden diese jedoch von Deckserien unterschiedlicher Genese überlagert (HERMSDORF 1995; EHLERS 1994).

2.7 Gewässerentwicklung und rezente Hydrologie

Die Hauptwasserscheide zwischen Havel und Spree verläuft im Bereich des Untersuchungsgebietes über den Teltow, die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn und die Glienicker Platte. Die Entwässerung nach Westen zur Havel erfolgt über den Nuthegraben, jene nach Osten zur Spree über den Glasowbach, den Rangsdorfer See und den Zülowkanal. Im Bereich der Hochflächen erfolgt die Entwässerung in die umgebenden Niederungen über das Grundwasser, oberflächliche Abflüsse fehlen. An den Übergängen zu den Niederungen kommt es dabei lokal zu Rückstauerscheinungen und somit zu flächenhaften Grundwasseraustritten. Die Niederungsbereiche zeichnen sich generell durch einen oberflächennahen Grundwasserstand aus.

Im Bereich des Untersuchungsgebietes sind zwei Grundwasserleiter anzutreffen, wobei der untere durch eine Schicht holsteinzeitlichen Paludinentons flächenhaft abgedichtet wird. Die Struktur des oberen Grundwasserleiters ist weitaus heterogener, da er aus sandigen Folgen des Saale- und des Weichsel-Glazials aufgebaut ist (VEB HYDROLOGIE BT TORGAU 1977).

Alle Seen des Untersuchungsgebietes liegen im Bereich glazialer Rinnen, wobei sich der Rangsdorfer See im südlichen Teil weit über die Rinnenränder hinaus erstreckt. Eine Klassifizierung der Seen nach ihrer Genese wurde mit Ausnahme des Rangsdorfer Sees bisher nicht vorgenommen. Der Rangsdorfer See wird nach MARCINEK (1976) als Einbettungssee (entstanden durch das Austauen verschütteter Toteiskörper) eingestuft, obwohl auch er im Bereich einer glazialen Rinne liegt (JUSCHUS 2000). Im Zentrum des Sees wurden 28,5 m mächtige spätpleistozäne und holozäne Sedimente, vorwiegend Kalk- und Organomudden, selten Silikatmudden, über liegenden Sanden erbohrt (freundliche mündliche Mitteilung von

Dr. Bernd Wünnemann 2004). Der Beginn der Verfüllung des Seebeckens und damit auch der Beginn der eigentlichen Seebildungsphase mit dem Ausschmelzen des Toteises werden für den Rangsdorfer See bei 13.000 BP angesetzt.

3 Geomorphologische Analysen im GIS

Die vorangegangene Zusammenfassung des Forschungsstandes dient als Interpretationsgrundlage für die geomorphologischen Analysen im Rahmen des GIS. Für die Erstellung des Modells zur geomorphologischen Entwicklung werden folgende weitere Eingangsparameter mit einbezogen: verschiedene Topographische und Geologische Karten des Untersuchungsgebietes, die Lithofazieskarte Quartär sowie archivierte Bohrdaten (mit freundlicher Genehmigung des Landesamtes für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg). Vor der Durchführung der GIS-gestützten Analysen waren jedoch umfangreiche Vorarbeiten zu leisten.

3.1 Aufbereitung und Digitalisierung der Datengrundlage

Für die Arbeiten im GIS kam mit ArcMap 8 Software der Firma ESRI zum Einsatz. Das Programm ermöglicht die Verschneidung unterschiedlicher Datensätze in einem Layer-Verfahren, bei dem die verschiedenen Informationsebenen übereinander gelegt werden. Voraussetzung hierfür ist jedoch, dass alle Datensätze in einer einheitlichen Projektion vorliegen. Um dieses zu gewährleisten, erfolgte nach dem Scannen der vorliegenden Karten in einem ersten Arbeitsschritt die Georeferenzierung der Topographischen Karten im Maßstab 1:10.000. Hierbei werden den vorliegenden Rasterdaten (Bilddateien der Karten) die realen Kartenkoordinaten im Gauss-Krüger Koordinatensystem zugewiesen und in einer neuen Rasterdatei mit den neuen Kartenkoordinaten gespeichert. Einhergehend mit der Georeferenzierung erfolgte automatisch eine Entzerrung der Kartengrundlage (Rektifizierung, LIEBIG & MUMMENTHEY 2002). Die Georeferenzie-

zung des historischen Kartenmaterials erfolgte aufgrund der fehlenden Angaben zur Lage der Kartenblätter in einem Koordinatensystem mit Hilfe von Referenzpunkten der bereits georeferenzierten TK 10. Hierbei wurden möglichst ortstreue Punkte wie Kirchengebäude, große Weg- und Straßenkreuzungen sowie Bahnlinien ausgewählt. Dieses ermöglichte eine ausreichend genaue Georeferenzierung des historischen Kartenmaterials.

In einem nächsten Schritt erfolgte dann die Vektorisierung des Karteninhalts. Hierbei werden die Inhalte des Kartenmaterials (z.B. Höhenlinien, Höhenpunkte, Gewässernetz, etc.) in unterschiedlichen Ebenen digitalisiert und gespeichert (Layer-Verfahren). Die bei der Arbeit im GIS extreme Abhängigkeit von der Qualität und Dichte der Ausgangsdaten wurde an dieser Stelle besonders deutlich. Die im Zusammenhang mit den Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme und der Interpolation von Bohrdaten aufgetretenen Probleme werden anschließend gesondert erläutert. Schließlich folgte in einem abschließenden Arbeitsschritt der Digitalisierung die Attributierung der Vektordaten. Hierbei werden relevante Sachdaten (z.B. geologische Informationen) mit den zugehörigen Punkten, Linien oder Polygonen verknüpft. Die Daten werden in Form sog. Attributtabelle gespeichert.

3.2 Die Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme

Die großmaßstäbigsten geologischen Karten liegen für das Untersuchungsgebiet im Maßstab 1:25.000 vor. Es handelt sich hierbei jedoch um Blätter der Preußischen Landesaufnahme aus dem 19. Jahrhundert (Sectionen Zossen und Lichtenrade, nach aktuellem Blattschnitt die Blätter 3646 Blankenfelde und 3746 Zossen). Die Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme basieren auf der für das Untersuchungsgebiet bis heute detailliertesten Geländeaufnahme. Neuere geologische Kartenwerke stützen sich zu einem großen Teil noch immer auf diese Datengrundlage, geben sie aber nur in kleineren Maßstäben wieder und sind zudem

für das Untersuchungsgebiet nicht flächendeckend verfügbar. Das Alter der Karten bringt bezüglich der generellen Verwendbarkeit im Rahmen dieser Arbeit ein entscheidendes Problem mit sich: Die Legende spiegelt eine Interpretation der im Gelände aufgenommenen Daten nach dem damaligen Forschungsstand wider. Es wurde demzufolge eine Aktualisierung der nach dem veralteten Forschungsstand erstellten Legende der Karten vorgenommen. Als Grundannahme galt dabei: Von den ursprünglich rein stratigraphisch verwendeten Bezeichnungen eines Unteren und eines Oberen Geschiebemergels in den Preußischen Geologischen Karten (BEHRENDT & BRAUNS 1882; BEHRENDT & DULK 1882) kann nach neueren Erkenntnissen der Obere Geschiebemergel chronostratigraphisch der Weichselvereisung zugeordnet werden (JUSCHUS 2000). Da im Bereich des Untersuchungsgebietes nur jeweils ein saalezeitlicher („Warthe“) und ein weichselzeitlicher („Brandenburger“) Geschiebemergel bekannt ist, kann der Untere Geschiebemergel als warthezeitlich gedeutet werden.

Im Zuge der Verwendung der Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme im Rahmen dieser Arbeit wurden Möglichkeiten und Grenzen der Synthese von alten Daten, Geländebefunden und Kartenmaterial mit Hilfe eines GIS deutlich. Nach der Digitalisierung aller Daten war es mit Hilfe von SQL-Abfragen möglich zu analysieren, welche Gebiete in den Referenzmaterialien einheitlich als eine bestimmte Fazies ausgewiesen waren. Der Abgleich der flächenhaft vorliegenden Informationen (Karten) war dabei für das gesamte Untersuchungsgebiet möglich. Für einen flächendeckenden Abgleich mit den punkthaft vorliegenden Bohrdaten (bereitgestellt vom Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg – LGRB) hätte in jedem Bereich eines Faziesvorkommens auf den Karten auch eine Bohrung verzeichnet sein müssen. Dieses war jedoch nicht der Fall. Bei einem Großteil der vorliegenden Bohrungen handelt es sich um Brunnenbohrungen. Die Bohrungen sind somit nicht gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt, sondern konzentrieren sich im Wesentlichen auf die

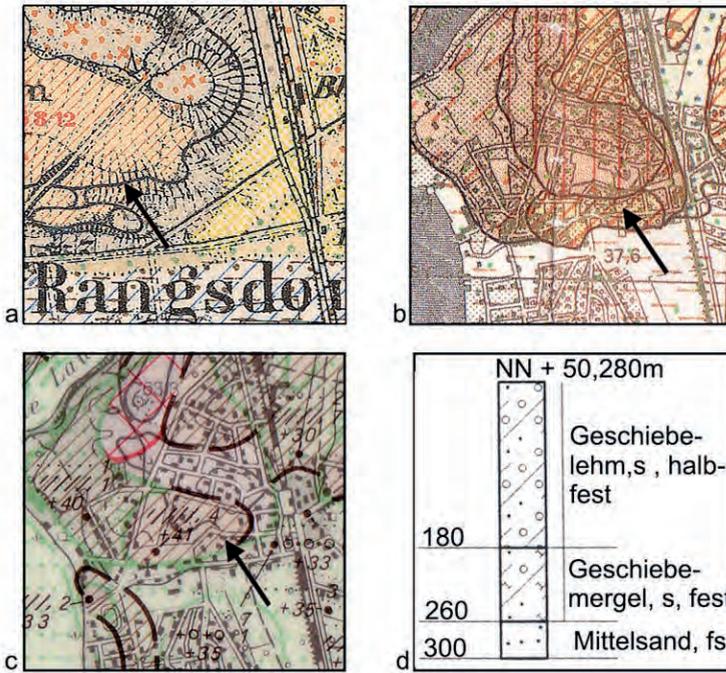


Abb. 2: Beispiel für die Fazies „Oberer Diluvialmergel“: a) Preußische Geologische Karte; b) GK 50; c) Lithofazieskarte Quartär; d) Bohrverzeichnis Rangsdorf, 26; Pfeil markiert die ungefähre Lage der Bohrung (d).

Fig. 2: Example for the facies „Oberer Diluvialmergel“: a) Geological Map of Prussia; b) GK 50; c) Map of the „Lithofacies“ of the Quaternary; d) drilling-archive Rangsdorf, 26; arrow marks the approximate position of the drilling (d).

Siedlungsbereiche. Von einer technisch möglichen Interpolation der punkthafte Bohrdaten in die Fläche musste aus diesem Grund ebenfalls abgesehen werden. Ein flächendeckender automatisierter Abgleich aller Referenzmaterialien für das gesamte Untersuchungsgebiet war somit leider nicht durchführbar. Es musste also auf ein Stichprobenverfahren zurückgegriffen werden. Für jede in den Preußischen Geologischen Karten verzeichnete Fazies wurden im Rahmen der Aktualisierung nach dem Zufallsprinzip mehrere Vorkommen ausgewählt. Für jedes Vorkommen erfolgt ein Abgleich der Deutung der vorliegenden Schichtenfolge mit allen für die jeweilige Lokalität vorliegenden Referenzmaterialien (vgl. Abb. 2). War der Abgleich der Stichproben erfolgreich, so konnten die entsprechenden Layer der verschiedenen Karten miteinander verschnitten werden. Zur Aktualisierung des Gewässernetzes wurde die neu erstellte Geologische Karte mit dem entsprechenden Layer der zuvor digitalisierten TK10 verschnitten. Die Zusammenfassung der Ergebnisse kann der aktualisierten Geologischen Karte (Karte 1 im Anhang) entnommen werden.

Weiterhin war im Rahmen der Aktualisierung zu beachten, dass zeitbedingte Divergenzen zwischen den verschiedenen Referenzmaterialien auftraten, für die ein automatisierter Abgleich nicht sinnvoll gewesen wäre. Als ein Beispiel seien hier die Elbekiese des Lindenberges genannt. Zum Zeitpunkt der Erstellung der Preußischen Geologischen Karte waren die Elbekiese noch gar nicht als solche erkannt worden. Der entsprechende Eintrag „Flussablagerungen des Berliner Elbelaufes“ wurde deshalb 1:1 aus der Geologischen Karte 1: 50.000 übernommen. Da Stauchungsgebiete in den Preußischen Geologischen Karten auch nicht verzeichnet wurden, wurden sie im Rahmen der aktualisierten Geologischen Karte auf der Grundlage des neueren Kartenmaterials ausgewiesen. Die in den Preußischen Geologischen Karten ausgewiesenen Wiesenkalke und Moormergel wurden in der aktualisierten Geologischen Karte nicht verzeichnet, da deren Verteilung anhand der Referenzmaterialien (und auch anhand der später erfolgten Geländearbeiten) nicht verifizierbar war. Auf weitere spezielle, faziesabhängige Probleme...

me, die bei der Aktualisierung der Geologischen Karte auftraten, kann hier im Einzelnen nicht eingegangen werden.

3.3 Erstellung des Digitalen Geländemodells (DGM) und Parametrisierung des Reliefs

Die Erstellung des Digitalen Geländemodells (DGM) erfolgte auf der Grundlage der georeferenzierten und rektifizierten Topographischen Karte 1:10.000 (LIEBIG & MUMMENTHEY 2002). Als Ausgangsdaten für die notwendige Interpolation dienten hierbei die als Vektordatensätze vorliegenden Höhenlinien, Höhenpunkte sowie Strukturlinien. Mit Hilfe der für das Untersuchungsgebiet vorliegenden Urmesstischblätter war es weiterhin möglich, anthropogene Veränderungen des Reliefs seit der Kartenaufnahme Mitte des 19. Jahrhunderts zu identifizieren. Bei vielen kleineren, allseits geschlossenen Hohlformen handelt es sich z.B. um aufgelassene Mergelgruben, die bei der Erstellung des DGMs dementsprechend nicht berücksichtigt wurden. Als Interpolationsverfahren kam das sog. TIN-Verfahren (Triangulated Irregular Network) zum Einsatz. Hierbei werden ausgehend von den vorhandenen Höheninformationen mittels Delaunay-Triangulation Dreiecke (Triangles) erzeugt. Diese Dreiecke werden durch Punkte gebildet, die sich an unregelmäßigen (Irregular) Positionen auf der Oberfläche befinden. Jedes dieser Dreiecke enthält Informationen bezüglich seiner Nachbardreiecke,

mit denen es ein Netzwerk (Network) bildet. Da im TIN für jede beliebige X-Y-Koordinate ein Höhenwert interpoliert wird, eignet es sich zur Abbildung kontinuierlicher Oberflächen. Da bei der Digitalisierung anthropogene Veränderungen (z.B. Mergelgruben, Verlauf von Straßen, vgl. Abb. 3) außen vor gelassen wurden, stellt das DGM eine Annäherung an das ehemalige natürliche Relief des Untersuchungsgebietes dar.

Als Grundlage für die Interpretation der Geomorphologie des Untersuchungsgebietes war es nun möglich, verschiedene Reliefparameter direkt aus dem DGM abzuleiten. Zum Einsatz kamen hierbei verschiedene Werkzeuge der Arc-Toolbox. Abgeleitet wurden Höhengschichtung (range), Schummerung (hillshade), Hangneigung (slope), Exposition (aspect), Wölbung (curvature) sowie Abflussnetz (streamnet), Einzugsgebiete (watershed) und abflusslose Senken (sinks). Die Verschneidung von Höhengschichtung und Schummerung in einem geschummerten Höhengschichtenmodell dient dabei in erster Linie der Visualisierung des Untersuchungsgebietes. Multiparametrische SQL-Abfragen ermöglichen weiterhin die Verschneidung der hergeleiteten Reliefparameter mit den reliefunabhängig vorliegenden Vektor- und Attributdaten (z.B. Ausgabe allseits geschlossener Hohlformen in Abhängigkeit von der Oberflächengeologie).

3.4 Formenelemente

Anhand der im GIS gewonnenen Daten wurden nun zunächst grundlegende Formenelemente des Untersuchungsgebietes klassifiziert. Im Anschluss an die Klassifizierung erfolgte auf der Basis der räumlichen Verteilungsmuster und der Vergesellschaftungen der Formen, unter Einbeziehung der geologischen Informationen (Karte 1 im Anhang) sowie des in Kapitel 2 zusammengefassten Forschungsstandes, eine geomorphologische Gliederung des Untersuchungsgebietes (vgl. Karte 2 im Anhang) in die im Folgenden erläuterten Einheiten. Die Interpretation dieser geomorphologischen Bestandsaufnahme sowie die zusammenfassende

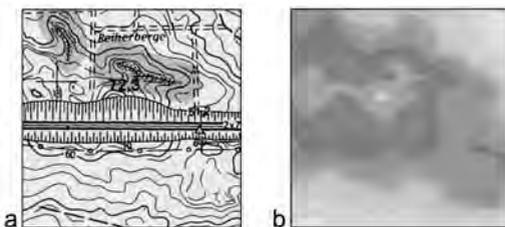


Abb. 3: a) Anthropogen beeinflusstes Relief in der TK10; b) Näherung an das natürliche Relief (abgeleitet aus dem DGM).

Fig. 3: a) Anthropogenic changes of the relief in TK10; b) approximation to the natural relief (derived from the DEM).

Darstellung des GIS-basierten Modells zur Geomorphogenese erfolgt zusammen mit der Interpretation der Geländebefunde in Kapitel 5.

Die Grundmoränenplatte des westlichen Teltows

Der westliche Teltow zeichnet sich in geologischer Hinsicht durch einen Wechsel von Zonen oberflächlich anstehenden Geschiebelehm und -mergels (Brandenburger Stadium der Weichsel-Eiszeit) mit Bereichen, in denen dieser über älteren Bildungen nur noch in Form von Erosionsresten oder Steinbestreuung erhalten ist, aus. Teilweise fehlen der Geschiebelehm und -mergel völlig, so dass Schmelzwasservorschütsande an der Geländeoberfläche anstehen. Im nördlichen Teil sind die Täler mit periglaziären Ablagerungen verfüllt. Der beschriebene Wechsel zeichnet den welligen Grundcharakter des Geländes nach (Geschiebelehm und -mergel bilden langgestreckte von Nordost nach Südwest streichende Rücken, im Bereich der parallel verlaufenden Trockentäler stehen Schmelzwasservorschütsande an). Dieser Bereich des Teltows kann deshalb als flachwellige Grundmoräne, auf der ein System flacher, periglazialer Trockentäler ausgebildet ist, angesprochen werden. Gestört wird dieses relativ ruhige Relief durch parabelförmige Vollformen. Diese aus Windablagerungen aufgebauten Formen sind als Parabeldünen anzusprechen. Die auf das Großrelief aufgesetzten, kuppig-kesseligen Bereiche im Umfeld der Dünen werden durch äolische Kleinformen geprägt (siehe fleckenhafte Verteilung äolischer Sedimente auf Karte 1 im Anhang). Eine konkretere Klassifikation der äolischen Bildungen ist trotz der großmaßstäbigen Kartengrundlage des DGMS ohne eine Ansprache im Gelände nicht möglich.

Im südlichen Bereich dieser geomorphologischen Einheit wird das bisher beschriebene Muster durch Vollformen eines anderen Typs unterbrochen. Die Ausrichtung der Längsachsen dieser Formen ist weniger einheitlich, verläuft jedoch eher von Nordwest nach Südost und quert damit die Streichrichtung der welli-

gen Grundmoränenbereiche. Weiterhin werden deutlich größere Höhen von durchschnittlich 60 m über NN bis maximal 85 m über NN erreicht. Die Höhenunterschiede zu den umgebenden Gebieten liegen bei durchschnittlich 20-25 m. Diesen Formtyp kennzeichnet eine intensive Zertalung der Hänge.

Der glaziale Rinnenbereich des östlichen Teltows

Dieser Bereich des Teltows wird durch ein ausgedehntes, verzweigtes Talungssystem geprägt. Zwar weisen die Talungen in ihrem Verlauf eine generelle Erniedrigung des Talbodens auf, sie haben jedoch kein gleichgerichtetes Längsgefälle. Eine Vielzahl von allseits geschlossenen Hohlformen verursacht ein vielerorts rückläufiges Gefälle. Ebenfalls typisch für dieses Talungssystem ist die wiederholte Aufspaltung in kleinere Rinnenstrukturen und deren Wiedereingliederung. Der für den westlichen Teltow beschriebene Grundmoränencharakter geht durch die intensive Zerschneidung in diesem Bereich verloren. Die Hochfläche ist in inselartige Reste aufgelöst. Das Talungssystem ist Teil der von Norden in das Untersuchungsgebiet eintretenden Mellensee-Rinne, die sich im Bereich des Untersuchungsgebietes in mehrere Arme aufspaltet. Zusätzlich mündet von Nordosten herkommend eine weitere glaziale Rinne in die Mellensee-Rinne. Beide Rinnen lassen sich auf der Geologischen Übersichtskarte von Berlin und Umgebung bis zum Warschau-Berliner Urstromtal verfolgen.

Die Hochfläche wird von diesen zwei Hauptarmen und ihren kleineren Verzweigungen in ein Mosaik von Plattenresten zerschnitten. Auf den Aufbau der am Südrand des Teltows gelegenen, kleineren Plattenreste wird im nächsten Unterpunkt eingegangen. Der größte zusammenhängende Plattenrest wird von den zwei Hauptarmen der Mellensee-Rinne umschlossen. Er ist im Wesentlichen aus Geschiebelehm und -mergel des Brandenburger Stadiums der Weichsel-Eiszeit sowie weichselzeitlichen Schmelzwasservorschütsanden aufgebaut. Im Westteil ist ein System kleinerer

Rinnen erkennbar. Diese Nebenrinnen zweigen vom westlichen Hauptarm der Mellensee-Rinne ab. Der Ostteil des Plattenrestes weist einen flächenhaften Charakter auf. Mit einer maximalen Höhe von um 50 m über NN liegt er auf einem Niveau mit den welligen Grundmoränenbereichen des östlichen Teltows. Ein ähnlich regelhafter sedimentologischer Aufbau wie dort ist jedoch nicht erkennbar. Die Anlage der Täler, in denen zumeist periglaziale Ablagerungen anstehen, erfolgte ausgehend vom höchsten Punkt des Plattenrestes mehr oder weniger radial. Da die Täler rezent nicht durchflossen sind, können sie als periglaziale Trockentäler eingestuft werden. Zum Charakter der Rinnen: In weiten Bereichen ist der Rinnencharakter durch die Überprägung durch spätere Prozesse weitgehend verloren gegangen. Als Sedimentfüllung werden auf Karte 1 (im Anhang) in erster Linie Talsande angegeben, die zu einem großen Teil von periglaziären Ablagerungen überdeckt werden. In den meisten der im Rinnenbereich vorkommenden, allseits geschlossenen Hohlformen ist die Verfüllung mit holozänen organischen Sedimenten weit fortgeschritten. Die ehemalige Existenz einer noch weit größeren Anzahl an Hohlformen dokumentiert sich in Form von morphologisch ebenen Bereichen, in denen limnische Sedimente bzw. Niedermoor-torf anstehen. Diese Verfüllungsbereiche treten insbesondere dadurch hervor, dass aufgrund der großen Mächtigkeiten keine liegenden Sedimente verzeichnet sind. Nur wenige kleine Hohlformen sind heute noch wassererfüllt. Infolge dieser Verfüllung weisen die zwei Hauptarme der Mellensee-Rinne heute ein Sohlentalprofil auf. Die Breite des Talbodens beträgt im Bereich des östlichen Hauptarmes bis zu 1 km. Dieser Teil der Rinne ist demzufolge als Breitrinne zu bezeichnen. Erst im Übergangsbereich zur Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn, beim Durchbruch der Talungen durch die Kette der am Südrand des Teltows aufgereihten Erhebungen, verengt sich der Talboden auf eine Breite von ca. 300 m. Der westliche Hauptarm hat einen weitaus deutlicheren Rinnencharakter. Die Breite des Talbodens liegt hier durchweg unter 500 m. Dieser Hauptarm der Rinne ist

somit als Schmalrinne anzusprechen. Auch im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn lässt sich der weitere Verlauf des Mellensee-Rinnensystems nach Süden verfolgen.

Die glazialen Stauchungsgebiete am Südrand des Teltows

Am Südrand der Teltow Platte reihen sich die bereits oben beschriebenen Vollformen auf. Hinsichtlich der Geologie unterscheiden sie sich nicht von den beschriebenen flächenhaften Bereichen des Teltows. Die morphologischen Aufragungen, es werden Höhen von durchschnittlich 60 m erreicht, werden durch die Talungen des glazialen Rinnensystems voneinander getrennt. Im Rahmen der Geologischen Karte werden sie als glaziale Stauchungsgebiete ausgewiesen. Die zeitliche Einordnung der Stauchungsvorgänge in das Weichsel- bzw. Saale-Glazial ist jedoch unklar.

Typische Merkmale der Stauchungsbereiche sind die steilen Hänge (in weiten Bereichen 5-15°) sowie deren intensive Zertalung durch periglaziale Trockentäler (vgl. Karte 3 im Anhang, Ausschnittsvergrößerung). Der im Bereich der steilsten Hänge besonders intensive Materialabtrag führte vielerorts zur Ausbildung deutlicher Hangfußstrukturen, die aus periglaziären Sedimenten aufgebaut sind.

Die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn

Der Verlauf des östlichen Hauptarms der Mellensee-Rinne, der sich vor seiner Einmündung in den Niederungsbereich an einem Plattenrest in drei Arme spaltet, kann über die Aneinanderreihung verschiedener allseits geschlossener Hohlformen rekonstruiert werden. Besonders auffällig ist die Situation südwestlich des Machnower Sees: Während die Hangwinkel allseits geschlossener Hohlformen, bedingt durch die weit fortgeschrittene Verfüllung, in der Regel unter 1° liegen, markieren hier zwei deutlich ausgebildete Geländekanten den Rinnenverlauf. Die weitere Rekonstruktion über verschiedene Hohlformen bis zum Pfählingssee bleibt dagegen unsicher (vgl. auch Karte 2 im Anhang).

Während die Krumme Lanke den Verlauf des westlichen Hauptarms der Mellensee-Rinne bei ihrem Übergang in die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn deutlich nachzeichnet, kann der exakte Rinnenverlauf im Bereich des sich großflächig ausdehnenden Rangsdorfer Sees nur vermutet werden. Der Rangsdorfer See liegt im Bereich einer allseits geschlossenen Hohlform, die sich weit über die rezente Ausdehnung des Sees hinaus erstreckt. Der außergewöhnliche Umriss dieser Hohlform ermöglicht südlich des Rangsdorfer Sees eine relativ genaue Rekonstruktion des Rinnenverlaufs. In Karte 1 (im Anhang) wird er durch mächtige Niedermoorreste nachgezeichnet. Morphologisch tritt die Rinne erst wieder kurz vor dem Verlassen des Untersuchungsgebietes nach Süden in Form einer deutlich ausgeformten Geländekante in Erscheinung.

Ein weiteres prägendes Element der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn sind die vereinzelt aufragenden Hochflächenreste. Die gesonderte Stellung des Lindenberges als aus Sanden und Kiesen des „Berliner Elbelaufs“ aufgebaute Stapelmoräne wurde bereits beschrieben. Der westliche Bereich des Lindenberges wird dabei von weichselzeitlichem Geschiebelehm und -mergel überlagert.

Als weitere Besonderheit sind im Bereich der Abflussbahn kleinere Längsdünenkomplexe, die sich durch einen zu den Hochflächenrändern parallelen Verlauf auszeichnen, hervorzuheben.

Der Nordrand der Glienicker Platte

Der Nordrand der Glienicker Platte ähnelt in seinem geologischen und morphologischen Aufbau stark dem des westlichen Teltows. Es werden jedoch größere Höhen erreicht. Als glaziales Stauchungsgebiet ist jedoch nur der Bereich des Glienicker Weinberges, der mit einer Höhe von 85 m über NN die höchste Erhebung des Untersuchungsgebietes darstellt, ausgewiesen. Die deutlich höhere Reliefenergie als im westlichen Bereich des Teltows hatte zur Folge, dass sich das periglaziale Talsystem deutlich tiefer einschnitt. Der Bereich, in

dem das Haupttal in die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn mündet, wird durch den Verlauf der Hauptwasserscheide zwischen Spree und Havel gekennzeichnet. Während der östliche Teil dieser geomorphologischen Einheit von NW-SO orientierten Vollformen beherrscht wird, prägen den Westteil NO-SW orientierte Formen. Die Anlage des Talsystems folgt strikt dieser Anordnung. Im Nordwesten dieser geomorphologischen Einheit fallen zwei Vollformen besonders auf, da ihr morphologischer Aufbau dem eines Drumlins entspricht: stromlinienförmige Hügel, steile Luvseite hier NO, flache Leeseite hier SW, Breite ca. ein Drittel der Länge, relativer Höhenunterschied zum umliegenden Gelände hier ca. 15 m, Sedimentinhalte sind Geschiebelehm und -mergel des Brandenburger Stadiums sowie Schmelzwasservorschüttssande der Weichsel-Eiszeit.

4 Geomorphologische Analysen im Gelände

Als Grundlage für die Validierung des GIS-basierten Modells zur geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees wurden umfassende Geländearbeiten durchgeführt. Da sich die geomorphologische Situation im südlichen Bereich des Teltows und insbesondere in der näheren Umgebung der Krummen Lanke als besonders komplex herausgestellt hat, lag hier der Schwerpunkt der Geländearbeiten. Neben der Aufnahme der im Bereich des Untersuchungsgebietes zugänglichen Aufschlüsse wurden weiterhin mehrere Schürfe angelegt und etwa 70 Peilungen mit Hilfe eines Linnemann-Bohrers niedergebracht (Tiefe 2-5 m).

Im Folgenden werden zunächst einige als exemplarisch hervorzuhebende Aufschlüsse detailliert vorgestellt. Eine zusammenfassende Darstellung der gewonnenen Erkenntnisse und deren Einordnung in die geomorphologische Gesamtsituation des Untersuchungsgebietes sowie schließlich die Validierung des GIS-basierten Modells erfolgen in Kapitel 5.

4.1 Schurf im Bereich eines Trockentales (R⁴⁵⁹²²⁴⁶/H⁵⁷⁹⁸³⁸³) – westlicher Teltow

Im Bereich eines von der Grundmoränenfläche des östlichen Teltows nach Westen in Richtung der Löwenbrucher Talsandfläche abfallenden Trockentales wurde im Taltiefsten ein Schurf angelegt. Es zeigte sich ein für das Untersuchungsgebiet typisches Profil (Abb. 4). An der Basis des Schurfes wurde zusätzlich eine Linnemann-Bohrung niedergebracht, so dass insgesamt eine Aufschlusstiefe von 200 cm erreicht wurde. Die dargestellte Schichtenfolge kann folgendermaßen interpretiert werden: Die Basis des Profils bilden weichselzeitliche Schmelzwasservorschüttsande. Im Hangenden schließt sich ein geringmächtiger (80 cm), kalkhaltiger weichselzeitlicher lodgement till an. Die auflagernde Schicht deutlich sandigeren Lehms kann als meltout till angesprochen werden. An der Oberkante des Geschiebemergels liegt eine Steinsohle (ca. 40 cm unter Gelände). Einige der im Bereich dieser Steinsohle lagernden Geschiebe konnten als unreife Wind-

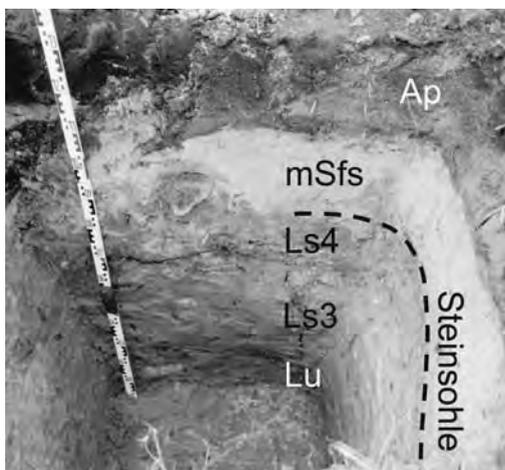


Abb. 4: Schurf AI (R⁴⁵⁹²²⁴⁶, H⁵⁷⁹⁸³⁸³), Tiefe 140 cm: Flugsanddecke mit deutlichem Pflughorizont, Steinsohle mit unreifem Windkanter in ca. 40 cm Tiefe, liegend Geschiebemergel, Aufnahme 2003.

Fig. 4: Outcrop AI (R⁴⁵⁹²²⁴⁶, H⁵⁷⁹⁸³⁸³), depth 140 cm: aeolean sand with plough layer, pebble layer with ventifact in initial stadium in a depth of 40 cm, underlain by till, photo 2003.

kanter angesprochen werden. Den Abschluss des Profils bildet eine Schicht feinsandigen Mittelsandes, die als Flugsanddecke angesprochen werden kann. In diesen Flugsanden ist ein deutlicher Pflughorizont ausgebildet.

Der aufgeschlossene Geschiebemergel, der im Rahmen der Geländeaufnahme aufgrund der Lagerungsverhältnisse und seiner Zusammensetzung als weichselzeitlich anzusprechen war, wurde zusätzlich geschiebepanalytisch bearbeitet. Das Ergebnis der Zählung nach TGL25232 (1980) war insofern überraschend, als dass der Geschiebemergel ein typisch saalezeitliches Geschiebespektrum aufweist (NK (Kristallin) 36,7%, PKgesamt (Paläoz. Kalke) 34,8%, D (Dolomit) 0,7%, PS (Paläoz. Schluffsteine) 2,2 %, Fgesamt (Flint) 6,4%, S (Sandsteine/Quarzite) 8,6%, Q (Quarz) 4,1 %, Sonstige 5,2%, nicht bestimmbar 1,2%)

. Dass es sich dennoch um einen weichselzeitlichen Geschiebemergel handeln kann, ist folgendermaßen zu begründen: Die nur geringe Mächtigkeit des lodgement tills bedingte eine basisnahe Probenentnahme. Da es an der Basis des Geschiebemergels zur Aufnahme und Einarbeitung lokal anstehender Gesteine kommt, zeigen solche Proben typischerweise ein dementsprechend verändertes Spektrum.

Insgesamt zeigt der Schurf einerseits hinsichtlich der periglazialen Talbildungsprozesse und andererseits hinsichtlich der typischen faziellen Abfolge im Bereich des Teltows ein mustergültiges Profil.

4.2 Sandgrube im Bereich der Kesselberge - westlicher Teltow

Direkt nördlich des Berliner Autobahnringes befindet sich eine aufgelassene Grube, in der im Rahmen der Autobahnsanierung Anfang der 90er Jahre Sande abgebaut wurden. Die Grube ist zu einem großen Teil wieder bewaldet, die Aufschlusswände sind in weiten Bereichen verstrützt. Dennoch bietet sie, an einem hinsichtlich der geomorphologischen Genese des gesamten Untersuchungsgebietes entscheidenden Punkt gelegen, einen guten Einblick in die Lagerungsverhältnisse. Die Grube liegt im

Grenzbereich zweier Faziestypen. Das Gebiet östlich der Grube bis hin zur Mellensee-Rinne wird laut geologischer Karte (vgl. Karte 1 im Anhang - Geologie) als weichselzeitliche Schmelzwasservorschüttbildung ausgewiesen, der Bereich westlich der Grube als Geschiebelehm und Geschiebemergel des Brandenburger Stadiums. Die unmittelbare Nähe der Grube zu den Dünengebieten der Kesselberge bedingt stellenweise die Überlagerung dieser Sedimente durch äolische Bildungen.

Im Bereich der nördlichen Aufschlusswand stellen sich die Lagerungsverhältnisse wie folgt dar: Im westlichen Teil der Wand steht ein Geschiebemergel ca. 2 m unter der Geländeoberfläche an. Im Hangenden lagern über 2 m mächtige, geschichtete Sande (dominant Mittelsand, Einschaltung grobsandiger, kiesiger aber auch schluffiger Bänder, vereinzelt bis zu kopfgroße Geschiebe). Eine Vielzahl von Kryoturbationserscheinungen zeugt von einer intensiven Beeinflussung dieser Sande durch periglaziale Prozesse. Überlagert wird das gesamte Profil von einer ca. 40 cm mächtigen periglazialen Deckschicht. Im weiteren Verlauf der Aufschlusswand nach Osten taucht der Geschiebemergel bei einem gleichzeitigen Anstieg der Geländeoberfläche unter den an Mächtigkeit zunehmenden hangenden Sanden in größere Tiefen ab. Gleichzeitig streicht auch an der Geländeoberfläche die periglaziale Deckschicht aus, bis sie schließlich nur noch in Form einer Steinsohle an der Geländeoberfläche zu erkennen ist. Diese kann aufgrund ihres hohen Anteils an reifen Windkantern als Windkantersohle bezeichnet werden. In eben diesem Übergangsbereich ändert sich auch allmählich die Charakteristik der Sande im Hangenden des Geschiebemergels. Da die periglaziale Deckschicht hier ausstreicht, fehlen die über bodenbildende Prozesse verlagerbaren Kornfraktionen fast völlig. Aus diesem Grund fehlt hier die einige Meter weiter östlich noch typische Entwicklung einer Bänderparabraunerde in den Sanden. Auch stellt sich die Korngrößenzusammensetzung nunmehr homogener dar (dominant Mittelsande, feinsandig, keine Geschiebe). Am östlichen Ende der Wand stellt

sich die Aufschlussituation wie folgt dar: Im Liegenden der Windkantersohle sind mehrere Meter ungeschichteter homogener Mittelsande aufgeschlossen. Im Hangenden der Windkantersohle stehen feinsandige Mittelsande mit einer Mächtigkeit von ca. 20 cm an. Sie können als Flugsande eingestuft werden. Diese Schichtenfolge setzt sich bei zunehmender Mächtigkeit der Flugsande im Hangenden der Windkantersohle innerhalb der gesamten östlichen Aufschlusswand der Grube fort.

Die Auswertung einer Geschiebezählung nach TGL25232 (1980) weist den hier anstehenden Geschiebemergel als weichselzeitlich aus (NK 37,7%, PKgesamt 30,8%, PS 8,2%, Fgesamt 5,7%, MK (Mesoz. Kalke) 1,2%, S 6,9%, Q 4,4%, Sonstige 2,5%, nicht bestimmbar 2,5%). Die hangenden Sande lassen sich somit stratigraphisch als weichselzeitliche Nachschüttbildungen und nicht wie in der geologischen Karte als Vorschüttbildungen deuten. Hinsichtlich der geomorphologischen Deutung der Strukturen in der Umgebung der Grube ergibt sich somit folgendes Bild: „Rechnet“ man sozusagen die aufgesetzten äolischen Bildungen der Reiher- und Kesselberge aus dem Relief heraus, so wird deutlich, dass die Grube im Ansatzbereich des Tales liegt, in dem der oben beschriebene Schurf angelegt wurde. In diesem Aufschluss fehlen die im Bereich der Grube in Mächtigkeiten von mehreren Metern aufgeschlossenen, geschichteten Sande völlig. Es handelt sich demzufolge um eine kleinräumige Bildung, die als Kamesschüttung gegen ein Widerlager aus Toteis und den Hang des glazialen Stauchungsbereiches der Reiherberge angesprochen werden kann. Gelisolifluidale Verlagerungsprozesse führten dann unter periglazialen Bedingungen zu einer sekundären Ausbildung der Deckschicht im Bereich des Aufschlusses. Durch Ausblasungsprozesse im Luv des Anstieges auf die Höhen der Reiherberge nach Osten kam es weiterhin zur Ausbildung der Windkantersohle. Die ausgeblasenen Sande wurden zu einem großen Teil direkt im Lee der Erhebung wieder abgelagert.



Abb. 5: Weichselzeitlicher Till im Hangenden der Wietstocker Kiese am Nordrand des Lindenberg (R ⁴⁵93745, H ⁵⁷5796593), Aufnahme 2003.

Fig. 5: Weichselian till underlain by the „Wietstocker Kiese“ at the northern edge of the Lindenberg (R ⁴⁵93745, H ⁵⁷96593), photo 2003.

4.3 Der Lindenberg

Auf die Genese des Lindenberges als saalezeitliche Stapelmoräne soll hier nicht näher eingegangen werden. Hinsichtlich der geomorphologischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes ist jedoch die Überkleidung des westlichen Bereiches mit einem weichselzeitlichen Till (vgl. Karte 1 im Anhang) von Interesse. Dieser wurde hier im Rahmen der Geländearbeiten in seiner tiefsten morphologischen Position im gesamten Untersuchungsgebiet (ca. 37 m über NN, R ⁴⁵93745, H ⁵⁷96593) aufgeschlossen. Dieser in situ ungestört über den Elbekiesen lagernde, sehr sandige Till (Abb. 5) belegt, dass die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn wenigstens im Bereich des Lindenberg bereits zur Zeit des weichselzeitlichen Eisvorstoßes als ein Tiefenbereich angelegt war.

4.4 Ergebnisse der Peilungsbohrungen

Nach der Auswertung der Peilungsbohrungen kann davon ausgegangen werden, dass weitaus

größere Flächen des Teltows mit äolischen Sedimenten überdeckt sind als bisher angenommen. Es handelt sich hierbei in erster Linie um mehrere Dezimeter mächtige Flugsanddecken. Weiterhin stand die Klärung der weichselzeitlichen Überformung der glazialen Stauchungsgebiete im Mittelpunkt. Im Rahmen der Geländearbeiten konnten keinerlei Anhaltspunkte für weichselzeitliche Stauchungen gefunden werden. Bei verschiedenen Sondierungen konnten die intensiven Hangabtragsprozesse im Bereich der Stauchungsgebiete in Form von mehrere Meter mächtigen Kolluvien am Hangfuß nachgewiesen werden.

5 Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees

5.1 GIS-basiertes Modell zur geomorphologischen Entwicklung

Nach der in Kapitel 3.4 erfolgten GIS-basierten geomorphologischen Bestandsaufnahme wird nun ein umfassendes Modell zur geomorphologischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes aufgestellt. Hierzu erfolgt zunächst eine separate Betrachtung der geomorphologischen Schwerpunkte dieser Arbeit (vgl. Karte 2 im Anhang) und anschließend eine chronologische Zusammenfassung.

Zur Frage der weichselzeitlichen Eisrandbildungen

Die generelle Ausrichtung der Wellenstruktur der Grundmoränenbereiche einschließlich drumlinähnlicher Vollformen ermöglicht die Rekonstruktion einer Eisvorstoßrichtung aus Nordosten. Es ist jedoch unklar, inwieweit diese Strukturen durch periglaziale Talbildungsprozesse überformt wurden. Hier wären weitergehende Untersuchungen (insbesondere Geschiebeeinregelungsmessungen) notwendig, um diese Annahme zu untermauern. Betrachtet man die dazu quer verlaufende Aufreihung glazialer Stauchungsgebiete am Südrand des Teltows, so würde sich auf den ersten Blick

deren Deutung als Stauchendmoränen einer Eisrückzugsstaffel zwischen Brandenburger Stadium im Süden und Frankfurter Staffel im Norden anbieten. Das komplette Fehlen von südlich vorgelagerten Sanderflächen ließe sich über glazifluviale Erosionsprozesse im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn erklären. Neben der generell geringen Formungswirksamkeit des weichselzeitlichen Eises stellen sich jedoch weitere Punkte bezüglich dieses Deutungsansatzes als problematisch heraus:

- Die potenzielle Endmoränenlage wird mehrfach von subglazialen Rinnen des Mellensee-Rinnensystems durchschnitten. Da die Anlage dieses Systems dem Brandenburger Stadium der Weichsel-Eiszeit zugeschrieben wird, ist die Genese der Stauchungsgebiete als älter einzustufen. Es kann sogar angenommen werden, dass erst die Existenz solcher präweichselzeitlichen Stauchendmoränen die Ausprägung des Rinnensystems in der vorliegenden Form ermöglicht hat.
- Im Rahmen bisheriger Untersuchungen wurden keine wesentlichen Stauchungsstrukturen in weichselzeitlichen Sedimenten beschrieben, in saalezeitlichen dagegen schon.
- Das Vorkommen der Stauchungen betrifft nicht nur den Südrand des Teltows, sondern auch Plattenreste im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn (Lindenbergl) sowie den Nordrand der Glienicker Platte.

Die in der Geologischen Karte für die Stauchungsgebiete verzeichneten Sedimente (weichselzeitliche Vorschütt-sedimente sowie Geschiebelehme und -mergel) suggerieren zwar zunächst eine weichselzeitliche Genese, es muss jedoch berücksichtigt werden, dass hier nur oberflächennahe Sedimente dargestellt werden (z.B. GK 50: Angabe bis maximal 5 m Tiefe und bis maximal zwei Schichten). Auch die Einbeziehung der Lithofazieskarte Quartär, die einen Einblick auch in tiefere Schichten ermöglicht, trägt nicht zu einer endgültigen Klärung bei. Die Stauchungen sind vorrangig für saalezeitliche, jedoch auch für weichselzeitliche Sedimente angegeben. Zusammenfassend ist jedoch eine primär saalezeitliche Anlage der Stauchungskomplexe anzunehmen.

Der glazifluviale Prozessbereich

Wie bereits mehrfach betont, wird die Morphologie des Untersuchungsgebietes wesentlich durch das verzweigte glaziale Rinnensystem geprägt. Entscheidenden Einfluss auf die Ausprägung des Systems hatte das präweichselzeitliche Relief. Im Zuge des Eisvorstoßes des Brandenburger Stadiums wirkten die saalezeitlich angelegten Stauchungsbereiche als Hindernisse unter dem Eis. Die verzweigte Struktur des Systems im Bereich des Untersuchungsgebietes ist typisch für die Rinnen des südbrandenburgischen Jungmoränenlands, es ist jedoch davon auszugehen, dass die Rinnenverzweigungen nie gleichzeitig aktiv waren. Die Vielzahl der allseits geschlossenen Hohlformen im Bereich des Rinnensystems lässt auf die Verschüttung großer Mengen Toteises schließen. Vor dem Einsetzen der Verfüllungsprozesse seit dem Bölling/Alleröd-Komplex ist im Untersuchungsgebiet von der Existenz eines ausgebildeten Seensystems auszugehen. Rezent ist die Verfüllung soweit fortgeschritten, dass – abgesehen von Söllen im Bereich besonders tiefer Toteisaustauhohlformen (exemplarisch zu beobachten südwestlich des Glienicker Weinberges) – nur der Machnower See, der Pfählingssee und der Rangsdorfer See noch nicht verlandet sind. Einen wesentlichen Anteil an der Bildung der Seebecken hatte die Tiefenerosion der subglazialen Schmelzwässer im Mellensee-Rinnensystem. Die Genese der Seebecken als reine Einbettungsseen ist somit nicht mehr haltbar.

Die Vielzahl der in der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn vorkommenden Hohlformen ist ein Indiz dafür, dass die subaerischen Schmelzwässer eher konservierend als erosiv auf diesen Bereich einwirkten. Interpretiert man die streckenweise deutliche Ausprägung der Rinnen im Bereich der Abflussbahn in Form von Geländekanten als ein Resultat glazifluvialer Erosionsprozesse und nicht nur als Sackungen in Folge des Austauens von Toteis, so lässt dies folgenden Schluss zu: Gleichzeitig mit dem Schmelzwasserabfluss über die Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn in Richtung Potsdam wurden über die Rinnen von Norden

her zusätzliche Schmelzwässer subaerisch herangeführt.

Für eine präweichselzeitliche Anlage der schmelzwasserbedingten Formen finden sich im Rahmen der GIS-gestützten Analysen keinerlei keinerlei Anhaltspunkte.

Auswirkungen von Toteis

Infolge des Austauens von verschüttetem Toteis kam es im Bereich des Untersuchungsgebietes zur Entstehung einer Vielzahl von allseits geschlossenen Hohlformen. Diese treten zwar vermehrt im Bereich des Rinnensystems auf, bleiben jedoch nicht auf dieses beschränkt. Die größten Hohlformen liegen im Bereich der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn und der Löwenbrucher Talsandfläche, aber auch im Bereich der Hochflächen finden sich viele kleinere Hohlformen. In den meisten der im Rinnenbereich vorkommenden allseits geschlossenen Hohlformen ist die Verfüllung mit holozänen organischen Sedimenten weit fortgeschritten. Die ehemalige Existenz einer noch weit größeren Anzahl an Hohlformen dokumentiert sich in Form von morphologisch ebenen Bereichen, in denen See- und Altwassersande bzw. Niedermoortorf anstehen (vgl. Karte 1 im Anhang). Nur wenige der kleinen Hohlformen sind heute noch wassererfüllt.

Weiterhin können im Bereich des Untersuchungsgebietes keinerlei Schmelzwasser-Nachschüttbildungen (vgl. Karte 1 im Anhang) nachgewiesen werden. Nach dem aktuellen Forschungsstand liegt die Ursache hierfür in der flächenhaften Bedeckung des Teltowplateaus mit Toteis. Das erklärt zwar das Fehlen flächenhafter Nachschüttbildungen, jedoch nicht das Fehlen kleinräumiger Formen wie z.B. Kamesschüttungen.

Periglaziale und äolische Entwicklung

Im Bereich der Grundmoränenplatten findet man ein ausgedehntes System periglazialer Trockentäler. Typisch ist die intensive Zertalung der Hänge der aufragenden Vollformen durch ein enges System parallel verlaufender

Kerbtälchen. Der im Bereich der steilsten Hänge besonders intensive Materialabtrag führte vielerorts zur Ausbildung deutlicher Hangfußstrukturen, die aus periglazialen Sedimenten aufgebaut sind. Im Verlauf der allgemeinen Formenansprache stellte sich heraus, dass periglaziale Schwemmfächerbildungen weitgehend fehlen. Nur im nördlichen Bereich der Löwenbrucher Talsandfläche finden sich Formen, die als Schwemmfächer angesprochen werden können. Die Formen sind jedoch äußerst undeutlich ausgebildet. Von einem primären Fehlen weiterer Schwemmfächerbildungen kann jedoch nicht ausgegangen werden. Es ist vielmehr anzunehmen, dass sie von den in den Niederungsbereichen in großen Mächtigkeiten ausgebildeten holozänen Niedermoortorfen überdeckt werden.

Die Überformung durch äolische Prozesse ist dagegen deutlich im Höhenmodell erkennbar. Das Dünengebiet des westlichen Teltows wurde bereits eingehend beschrieben (vgl. Karte 2 im Anhang). Die Genese dieses Dünengebietes beginnt mit dem Trockenfallen der Löwenbrucher Talsandfläche. Unter dominant vorherrschenden Westwindbedingungen wurden aus den dort oberflächlich anstehenden glazifluvialen Sanden die äolisch verlagerbaren Kornfraktionen ausgeblasen und auf der nach Osten hin sanft ansteigenden Grundmoränenplatte des westlichen Teltows in Form von Dünen abgelagert. Als weitere prädestinierte Bereiche für die Ablagerung äolischer Sedimente sind die Leelagen der glazialen Stauchungsgebiete zu nennen (vgl. Karte 1 im Anhang - Geologie). Von besonderem Interesse ist weiterhin die Ausbildung von Längsdünen in der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Mit dem Zurückgehen der Schmelzwassermengen im Zuge der Verlagerung des Schmelzwasserabflusses in Richtung des Warschau-Berliner Urstromtales fielen zunächst die Niederterrassenbereiche trocken. Somit konnte es dort zur Aufwehung von Dünen kommen. Die bedingt durch die holozänen Verfüllungsprozesse rezente im Gelände nicht mehr erkennbare Terrassenkante wird von eben diesem Dünenkomplex nachgezeichnet. Zur Existenz und Verteilung flächenhafter pe-

riglazialer Deckschichten, insbesondere auch zur Ausdehnung der Flugsanddecken in der Umgebung der Parabeldünen, können auf der Basis der GIS-Analysen keine näheren Angaben erfolgen.

Chronologische Zusammenfassung des GIS-basierten Modells

Als Ausgangsrelief der weichselzeitlichen Entwicklungen wird von der Existenz eines unruhigen, durch saalezeitliche Stauchungsbereiche geprägten Reliefs ausgegangen. Eine genauere genetische Deutung dieser Stauchungsbereiche ist nicht möglich, denkbar wäre jedoch eine Anlage in Form von Stauchendmoränen oder aber als Drumlinherde. Während des weichselzeitlichen Eisvorstoßes des Brandenburger Stadiums kam es mit der Bildung der Mellensee-Rinne zu einer intensiven Zerschneidung des Reliefs durch subglaziale Schmelzwässer. Weiterhin kam es zur Überdeckung mit einem geringmächtigen weichselzeitlichen Geschiebelehm. Nach der Aufgabe der Brandenburger Eisrandlage bedingte der fehlende Eisvorschub die flächenhafte Ablagerung von Toteis, das die weichselzeitlichen Grundmoränenbildungen konservierte. Weichselzeitliche Nachschüttbildungen konnten somit im Bereich des Untersuchungsgebietes bislang nicht nachgewiesen werden. Mit der phasenweisen Verlegung des Hauptschmelzwasserabflusses vom Glogau-Baruther Urstromtal nach Norden kam es zur Einschneidung der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Gleichzeitig mit dem Betrieb dieser Hauptabflussbahn kam es im Bereich der Mellensee-Rinne zu subaerischen Abflüssen. Die eher akkumulierende Wirkung der Schmelzwässer führte zur Verschüttung großer Mengen an Toteis. Zeitgleich entwickelte sich unter periglazialen Bedingungen ein Talsystem. Dieses folgt in seiner Anlage den Strukturen des glazialen Ausgangsreliefs. Nach dem Trockenfallen der Niederungen wird aus den glazifluvialen Sanden der Löwenbrucher Talsandfläche ein Parabeldünenfeld auf den Grundmoränenbereich des westlichen Teltows

aufgeweht. Auf der Niederterrasse der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn kommt es zur Bildung von Längsdünenkomplexen. Einhergehend mit der Erwärmung im Bölling/Alleröd setzte das Austauen der verschütteten Toteiskörper ein, eine ausgedehnte Seenlandschaft entstand. Im weiteren Verlauf des Holozäns führte die intensive Akkumulation limnischer und organogener Sedimente zur Verfüllung der Hohlformen. Rezent liegt demzufolge in den Niederungsbereichen eine mehr oder weniger nivellierte Geländeoberfläche vor.

Die hier beschriebene Entwicklung wird zusammenfassend in Form einer geomorphologischen Übersichtskarte (Karte 3 im Anhang) dargestellt.

5.2 Interpretation der Geländebefunde

Die in Kapitel 4 vorgestellten Geländebefunde dienen als Grundlage für die Validierung des GIS-basierten Modells. An dieser Stelle werden deshalb zunächst die für die Validierung entscheidenden Ergebnisse der Geländearbeiten hinsichtlich der geomorphologischen Schwerpunkte dieser Arbeit zusammenfassend dargestellt.

Zur Frage der weichselzeitlichen Eisrandbildungen im Bereich des Untersuchungsgebietes

Da im Rahmen der Geländearbeiten keinerlei Anhaltspunkte für glazigene Stauchungsprozesse im Verlauf der Weichsel-Eiszeit gefunden wurden, wird lediglich von einer Überkleidung saalezeitlicher Formen durch weichselzeitliche Sedimente ausgegangen.

Der glazifluviale Prozessbereich

Die Schlüsselposition des weichselzeitlichen Geschiebemergels im Hangfußbereich des Lindenberges wirft ein neues Licht auf die Genese der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn. Es ist davon auszugehen, dass ihre Anlage einer bereits saalezeitlich angelegten Tiefenlinie folgte.

Auswirkungen von Toteis

Diesen Prozessbereich betreffend ist insbesondere die Deutung der Schmelzwassersedimente westlich der Reiherberge als Kameschüttung hervorzuheben. Es ist davon auszugehen, dass es sich bei dieser Bildung im Bereich des Untersuchungsgebietes nicht um einen Einzelfall handelt.

Periglaziale und äolische Entwicklung

Für den westlichen Teltow konnte eine großflächige äolische Überprägung nachgewiesen werden. Die aufgewehten Dünenkomplexe und Flugsandfelder sind als spätglazial einzuordnen. Anhaltspunkte für eine Reaktivierung der äolischen Prozesse im Holozän konnten nicht gefunden werden.

5.3 Validierung des GIS-basierten Modells

Während der Geländearbeiten stellte sich heraus, dass die saalezeitliche Vorprägung des Reliefs eine noch größere Rolle bei der Entwicklung der rezent vorliegenden Geomorphologie spielte, als nach der Interpretation der GIS-Analysen angenommen werden konnte. Wurde dort eine saalezeitliche Anlage schmelzwasserbedingter Formen noch abgelehnt, so muss diese Annahme nach der Auswertung der Geländebefunde revidiert werden. Eine Schlüsselposition nimmt hierbei der weichselzeitliche Geschiebelehm im Hangfuß des Lindenberges ein. Die Tatsache, dass er hier *in situ* ungestört in einer Höhe von 37 m über NN ansteht, lässt nur den Schluss zu, dass die Talung der Rangsdorf-Thyrower Abflussbahn zumindest in Teilen saalezeitlich vorgeprägt ist. Weiterhin können weichselzeitliche Stauchungsprozesse jetzt als formgebender Prozess im Verlauf der Geomorphogenese des Untersuchungsgebietes ausgeschlossen werden.

In den wesentlichen Punkten stützen die Ergebnisse der Geländearbeiten jedoch das auf der Basis der GIS-Analysen erarbeitete Modell zur geomorphologischen Entwicklung der Umgebung des Rangsdorfer Sees: Als Ausgangs-

relief der weichselzeitlichen Entwicklung wird weiterhin von der Existenz eines unruhigen saalezeitlichen Reliefs ausgegangen, in dem sowohl die Vollformen, als auch die Tiefenlinien, die bis heute das Landschaftsbild prägen, bereits angelegt waren. Hierunter fällt sowohl die Kette der glazialen Stauchungsgebiete als auch eine dazu mehr oder weniger parallel verlaufende Tiefenlinie, die aller Wahrscheinlichkeit nach als ein Stauchendmoränenbogen mit einer vorgelagerten Schmelzwasserabflussbahn im Sinne der klassischen glazialen Serie in Erscheinung traten. Die Genese dieser Formen kann im Hinblick auf den Forschungsstand dem Warthe-Stadium des Saaleglazials zugeordnet werden. Für das Eem-Interglazial ist eine relative Formungsrue anzunehmen. Mit dem weichsel-hochglazialen Brandenburger Hauptvorstoß begann im Bereich des Untersuchungsgebietes eine erneute glaziale Überprägung. In erster Linie formenwirksam waren die subglazialen Schmelzwässer der weichselzeitlichen Gletscher. Die Zerschneidungsprozesse im Zuge der Ausbildung der Mellensee-Rinne hatten eine intensive Zertalung des Reliefs zur Folge. Weiterhin kam es zur Überdeckung mit einem geringmächtigen weichselzeitlichen Geschiebemergel. In diesen wie in den folgenden Punkten kann die in Kapitel 5.1 beschriebene Entwicklung übernommen werden: die flächenhafte Ablagerung von Toteis, die daraus resultierende Konservierung der weichselzeitlichen Grundmoränenbereiche sowie das flächenhafte Fehlen weichselzeitlicher Nachschüttbildungen. Kleinräumig konnten im Zuge der Geländearbeiten jedoch Schmelzwassernachschüttbildungen in Form einer Kameschüttung nachgewiesen werden. Auch hinsichtlich der Intensität der äolischen Prozesse können nun genauere Aussagen getroffen werden. Für den westlichen Bereich des Teltows ist im Spätglazial eine mehr oder weniger vollständige Überdeckung mit Flugsanden anzunehmen. Für die weitere Entwicklung stützen die Geländebefunde die GIS-basierte Argumentation. Die Festlegung der Flugsandfelder und Dünenkomplexe ist gegen Ende des Spätglazials (Jüngere Dryas) anzunehmen.

Auch hinsichtlich der Seebeckengenese kann die GIS-basierte Herleitung verifiziert werden: die intensiven Verlandungsprozesse im Holozän konnten im Rahmen verschiedener Bohrungen bestätigt werden.

Zusammenfassend lässt sich im Bereich des Untersuchungsgebietes für das Saale-Glazial eine vorwiegend glazial-akkumulative Prägung, für das Weichsel-Glazial eine auf den Hochflächen vorwiegend glazifluvial-erosive und in den Niederungen glazifluvial-akkumulative sowie für das Holozän eine vorwiegend biogen-akkumulative Prägung ableiten.

Hinsichtlich der Detailgenauigkeit hat das GIS-basierte Modell aufgrund seiner Abhängigkeit vom Maßstab der Eingangsdaten Schwächen in Bezug auf das Vorkommen kleinräumiger Schmelzwassernachschüttbildungen sowie die Ausdehnung von Flugsanddecken gezeigt. Die auf der Basis der GIS-Analysen erstellte Geomorphologische Übersichtskarte (Karte 3 im Anhang) stellt die erläuterten großräumigen Zusammenhänge jedoch ausreichend genau dar. Die Erstellung einer geomorphologischen Detailkarte wäre jedoch ohne weitaus aufwändigere Geländearbeiten nicht zu leisten. Hinsichtlich der angewandten Methodenkombination ist festzustellen, dass sie sich zur Klärung der großräumigen geomorphologischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes als geeignet erwiesen hat. Die erzielten Ergebnisse rechtfertigen auch den großen (insbesondere zeitlichen) Aufwand zur Digitalisierung der in der Regel analog vorliegenden Daten.

6. Ausblick

Die bei der Aktualisierung der Geologischen Karten der Preußischen Landesaufnahme durchgeführte stichprobenartige Überprüfung der verschiedenen Faziestypen konnten im Zuge der Geländearbeiten als zuverlässige Methode für die Verschneidung alter Karten und Geländebefunde bestätigt werden. Interessant wäre es nun, ausgehend von den bereits vorliegenden Bohrdaten, ein flächendeckendes Raster an Bohrungen zu erarbeiten, um ein Untergrundmodell für das Untersuchungsgebiet erstellen zu kön-

nen. Vor dem Hintergrund des großen Einflusses des saalezeitlichen Reliefs auf die weichselzeitliche Morphogenese wäre die Modellierung dieser Schichtfläche von besonderem Interesse. Hinsichtlich der Seen- und Flussgeschichte des Untersuchungsgebietes wäre es weiterhin von Interesse, das Relief ohne die holozänen Decksedimente zu modellieren.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde deutlich, dass eine geomorphologische Formenansprache im Gelände unverzichtbar bleibt, da gerade geomorphologische Kleinformen allein über das GIS (maßstabsbedingt) nicht gedeutet werden können. Hier sind zur weiteren Untermauerung und insbesondere zur Verfeinerung des erstellten Modells in einem nächsten Schritt intensive Gelände- und Laborarbeiten (Geschiebeeinregelungsmessungen, Datierungen, weitere Geschiebezählungen, etc.) in ausgewählten Teilräumen des Untersuchungsgebietes zu leisten. Trotzdem eignet sich eine GIS-gestützte Analyse zur Deutung geomorphologischer Abläufe und ist als eine wichtige Ergänzung und insbesondere als wichtige Vorbereitung der geomorphologischen Arbeit im Gelände einzustufen.

7 Danksagungen

Für die freundliche Unterstützung bei den Geschiebezählungen danken wir Dipl. Geogr. Jens Lock. Für den Zugang zu den Bohrdaten und die freundliche Unterstützung bei der Auswertung des Archivmaterials danken wir dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (LGRB).

8 Literatur

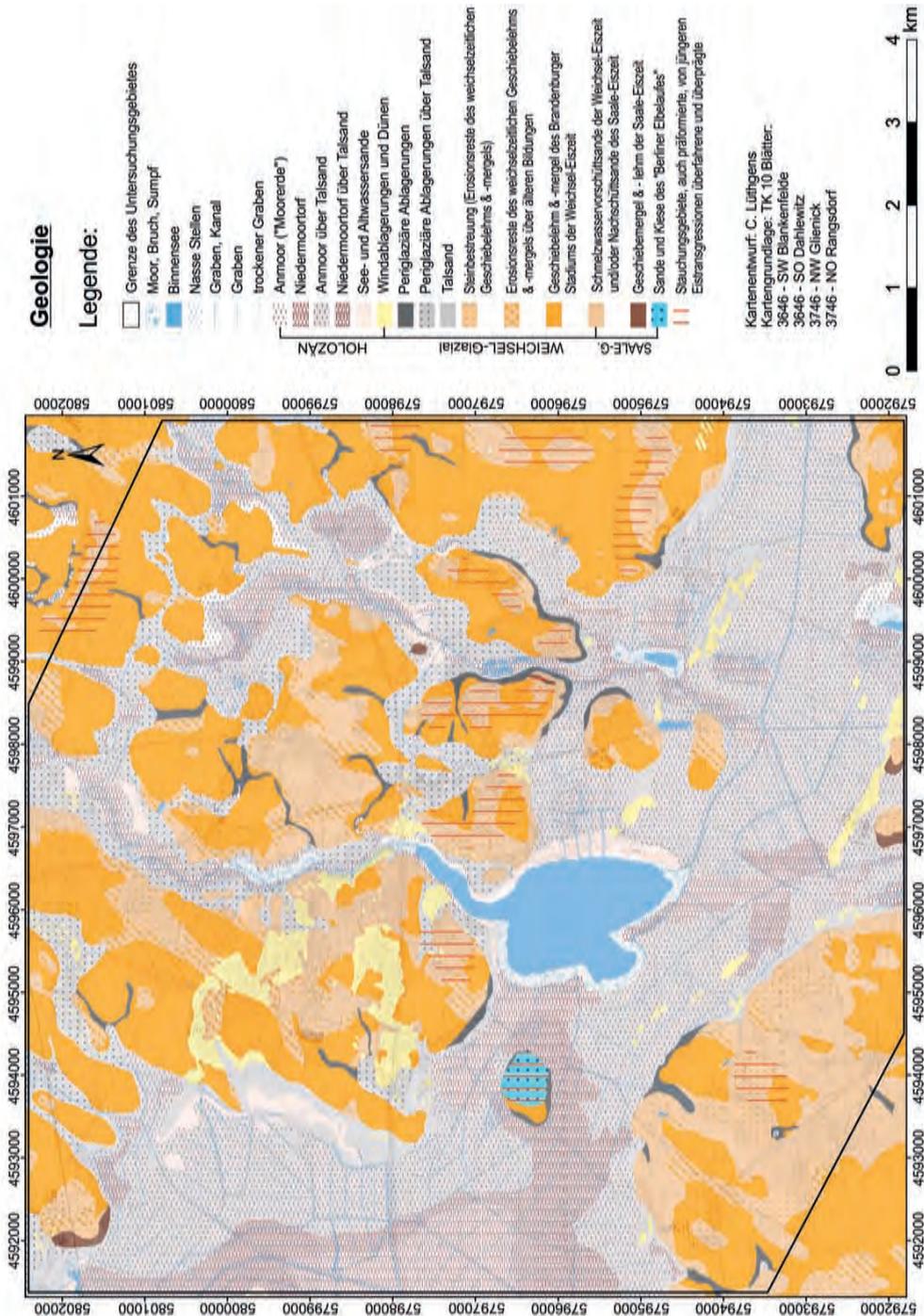
- BERENDT, G. & BRAUNS, D. (1882): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten - Blatt Zossen. – (Erläuterungen von Berendt, G.); Berlin.
- BERENDT, G. & DULK, L. (1882): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten - Blatt Lichtenrade. – (Erläuterungen von Dulk, L.); Berlin.
- BLASSKIEWITZ, M., DE BOER, W. M., HERMSDORF, N. & JUSCHUS, O. (2002): Die Brandenburger Eis-

- randlage. – DEUQUA 2002 – Exkursionsführer: 170 S.; Berlin.
- BÖSE, M. (1979): Die Geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. – Berliner Geographische Abhandlungen, **28**: 43 S.; Berlin.
- BÖSE, M. (1989): Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. – Berliner Geographische Abhandlungen, **51**: 113 S.; Berlin.
- DEMEK, J. (Hrsg.) (1976): Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. – 462 S.; Wien (Hirt).
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).
- GENESER, K. & MIELECKE, K. (1957): Die Elbekiese auf der Teltowhochfläche südlich von Berlin. – Ber. Geol. Ges. DDR, **2**: 242-263; Berlin.
- HERMSDORF, N. (1995): Zur quartären Schichtenfolge des Teltowplateaus. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, **1**: 27-38; Kleinmachnow.
- JUSCHUS, O. (2000): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe – Diss. Humboldt-Universität zu Berlin: 251 S.; Berlin.
- LANDESAMT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE BRANDENBURG (Hrsg.) (1997): Erläuterungen zur Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300.000. – Potsdam.
- LESER, H. & STÄBLEIN, G. (Hrsg.) (1975): Geomorphologische Kartierung. – Berliner Geographische Abhandlungen, Sonderheft: 39 S.; Berlin.
- LIEBIG, W. & MUMMENTHEY, R. (2002): ArcGIS - Arc View 8 - Das Buch für den Anwender. – 453 S.; Norden (Points).
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. Dt. Landeskunde: 160 S.; Bonn.
- LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.) (1995): Physische Geographie Deutschlands. – 559 S.; Gotha (Perthes).
- LIPPSTREU, L. (1995): Brandenburg. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 116-147; Berlin (Bornträger).
- MARCINEK, J. & NITZ, B. (1973): Das Tiefland der Deutschen Demokratischen Republik. – 288 S.; Gotha (Haack).
- MARCINEK, J. (1976): Das Wasser des Festlandes - Eine Einführung. – 224 S.; Leipzig (Haak).
- MARCINEK, J., SEIFFERT, S. & ZAUMSEIL, L. (1995): Zur Anlage des Gewässernetzes in Brandenburg. – Berichte zur deutschen Landeskunde, **69**: 205-228; Trier.
- SOLGER, F. (1959): Die Nuthe-Notte-Niederung. – Heimatkalender für den Kreis Zossen: 114-120; Berlin.
- VEB HYDROLOGIE BT TORGAU (Hrsg.) (1977): Hydrologischer Ergebnisbericht - Detailerkundung Groß Schulzendorf (Rangsdorfer See). – [unveröffentlicht].

9 Kartenverzeichnis

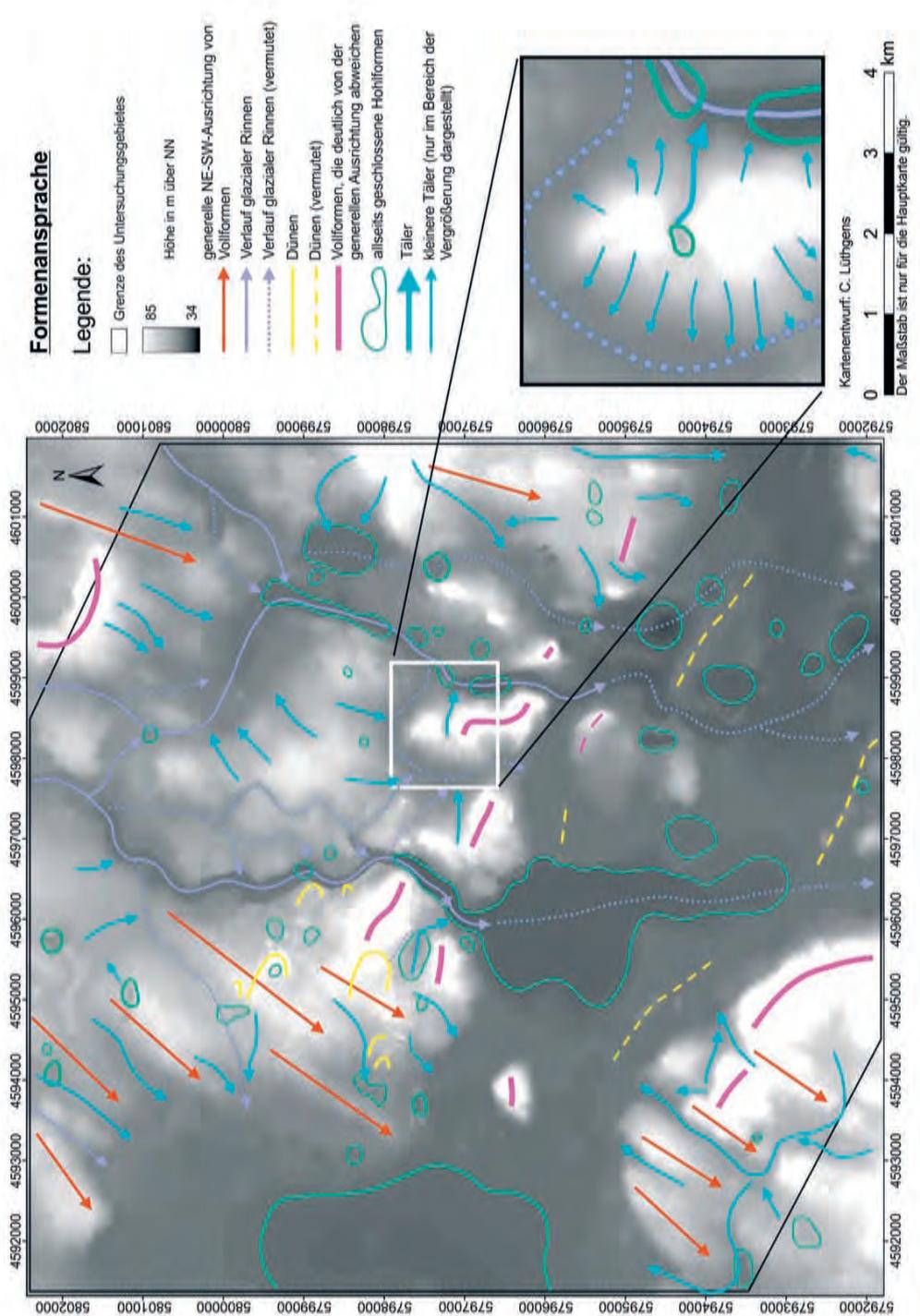
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC 3942 Berlin, Ausgabe 1998, Hannover.
- Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25.000, Sect. Zossen (3746 Zossen), Ausgabe 1875, Berlin.
- Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten 1:25.000, Sect. Lichtenrade (3646 Blankenfelde), Ausgabe 1878, Berlin.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (Hrsg.): Lithofazieskarten Quartär 1:50.000 (LKQ 50), Blatt 2167 Ludwigsfelde, 7 Einzelkarten, Ausgabe 1977, Kleinmachnow.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg (Hrsg.): Geologische Karte 1:50.000, Blatt 0908-2 Zossen, Ausgabe 1993, Kleinmachnow.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit der Senatsverwaltung für Stadtentwicklung und Umweltschutz Berlin (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte von Berlin und Umgebung 1:100.000, Ausgabe 1995, Kleinmachnow, Berlin.
- Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg in Zusammenarbeit mit dem Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300.000, Ausgabe 1997, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3746 Zossen, Ausgabe 1840 (Reprint), Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3646 Blankenfelde, Ausgabe 1869 (Reprint), Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3646 Blankenfelde, Ausgabe 1831 (Reprint), Potsdam.

- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Preußische Kartenaufnahme 1:25.000 Uraufnahme, Blatt 3746 Zossen, Ausgabe 1869 (Reprint), Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:25.000, Blatt 3646 Blankenfelde, Ausgabe 1993, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:25.000, Blatt 3746 Zossen, Ausgabe 1994, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:10.000, Blatt 3746 NO Rangsdorf, Ausgabe 1994, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:10.000, Blatt 3646 SO Dahlewitz, Ausgabe 1993, Potsdam.
- Landesvermessungsamt Brandenburg (Hrsg.): Topographische Karte 1:10.000, Blatt 3646 SW Blankenfelde, Ausgabe 1993, Potsdam.
- (Nachdruck der Karten mit Genehmigung des Landesvermessungsamtes Brandenburg, GB 34/07)



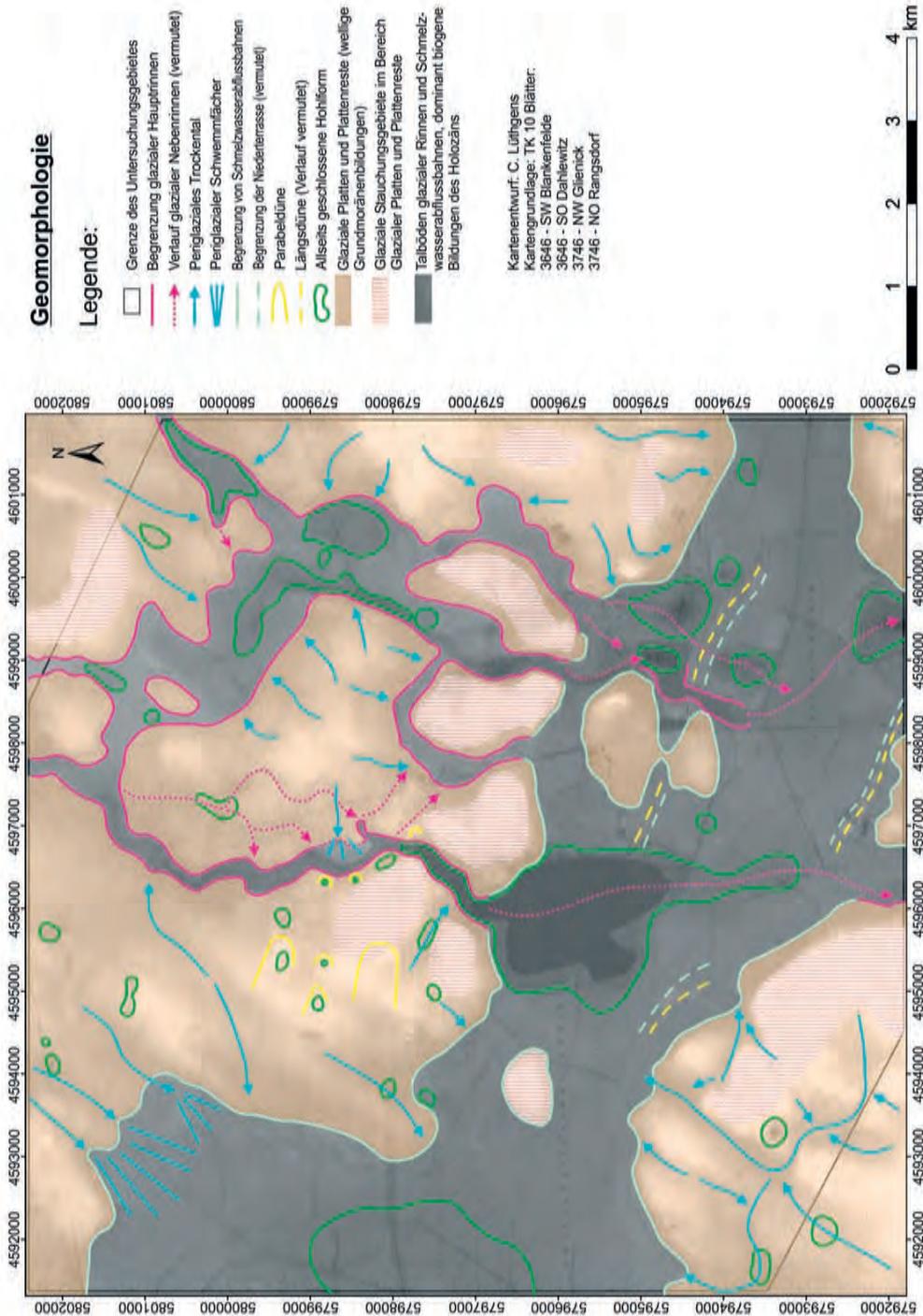
Karte 1: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes.

Map 1: Geological Map of the research area.



Karte 2: Formenansprache im Bereich des Untersuchungsgebietes.

Map 2: Landforms of the research area.



Karte 3: Geomorphologische Karte des Untersuchungsgebietes.

Map. 3: Geomorphological Map of the research area.

<i>Eiszeitalter und Gegenwart</i> <i>Quaternary Science Journal</i>	56/4	283–294	Hannover 2007
--	------	---------	---------------

Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil–Großformen in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)

ALF GRUBE^{*)}

Kurzfassung: Die oberflächennahen Ablagerungen des Perm und Quartär im Westteil der Liether Kalkgrube sind intensiv periglaziär überprägt. Drei annähernd parallel verlaufende, bis zu mehr als 3 m tiefe und 0,5 m breite Eiskeil-Pseudomorphosen sind aufgrund der Ausbildung in den Zechstein-Aschen und -Kalken, der ungewöhnlichen Größe und der Vergesellschaftung mehrerer ähnlich großer Strukturen von besonderer Bedeutung. Ihre Entstehung lässt sich mit den spezifischen Standortfaktoren erklären. Eine feinkörnige Beschaffenheit des Wirtsgesteines bot gute Voraussetzungen für eine intensivere Frostwirkung, ebenso wie die Exposition der Zechstein-Aschen mit geringer Quartärbedeckung. Eine ungewöhnlich große mechanische Festigkeit der Zechstein-Aschen im Vergleich zu typischen norddeutschen Lockergesteinen begünstigte die Entstehung größerer Strukturen. Die Vergesellschaftung, die ähnliche Dimensionierung und ähnliche Orientierung der drei großen Eiskeile deuten auf einen Zusammenhang mit einer salinartektonischen Vorzeichnung hin. Die sedimentologisch-tektonische Struktur der halokinetisch überformten Zechstein-Ablagerungen bestimmte die äußere Geometrie der Eiskeile maßgeblich mit. Bei der Füllung hinsichtlich Struktur, Mächtigkeit der einzelnen Füllungsabschnitte, Bodenart und -farbe deuten sich zwei unterschiedliche Bildungsphasen an. Offenbar erfolgte bei zwei Strukturen eine randliche, einseitige Öffnung und Verfüllung. Die Strukturen stellen möglicherweise prä-weichselkaltzeitliche Bildungen dar.

[Structure and development of ice-wedge pseudomorphs in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)]

Abstract: The deposits near the surface of the Permian and Quaternary in the western part of the “Lieth lime quarry” have been intensively periglacially modified. Three ice-wedge pseudomorphs, which run approximately parallel, are 0.5 m wide and reach a depth of more than 3 meters. These features are of particular importance to periglacial science due to their setting in Zechstein-ashes and -limestones, their unusual size and their spatial relationship to several similarly large structures. Their development can be explained by geological factors. The fine-grained calcareous rocks, within which the wedges are developed, offer good conditions for intensive frost action, in a similar fashion to the exposed Zechstein rocks with their shallow overburden of quaternary material. An unusually large mechanical strength of the surrounding ashes compared with sedimentary rocks elsewhere in northern Germany favoured the emergence of larger structures. Spatial relationships, similar dimensions and orientation of the three large ice wedge pseudomorphs point to a connection with salt-tectonic structures. The structure of the latter had a considerable impact on the overall geometry of the ice wedges. Field relationships between structure, thickness, soil type and colour of individual fill units suggests two different phases of formation: A one-sided opening and backfilling appears to have taken place within two structures. The likely age of the reported structures possibly pre-dates the Weichselian glaciation.

Keywords: ice-wedge, periglacial, karst formation, salt tectonics

^{*)}Anschrift des Verfassers: Dr. A. GRUBE, Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Abt. Geologie und Boden, Dezernat Geologie, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek. email: agrube@lanu.landsh.de

1 Einleitung

Der Aufschluss Liether Kalkgrube befindet sich im Geestbereich auf dem Rundhorst Elmshorn, einem doppelsalinaren Salzdiapir im Südwesten Schleswig-Holsteins (Abb. 1). Die Oberfläche der Salzstockgesteine (Oberrotliegend und Zechstein) ist generell stark reliefiert, sie ist durch differentielle Salzstockhebung, Salinartektonik i. e. S., Verkarstung sowie durch glazigene und periglaziäre Prozesse geprägt

worden (GRUBE 1997). Das meist geringmächtige Deckgebirge besteht überwiegend aus quartären Ablagerungen. Tertiäre Sedimente finden sich nur lokal als Füllungen in subrosiv gebildeten Hohlformen.

Im Mai 2005 wurden bei der Erstellung eines Schurfes im Westteil der Liether Kalkgrube quartäre Ablagerungen im Hangenden von Zechsteinablagerungen angetroffen. Die oberflächennahen permischen und quartären Ablagerungen sind intensiv periglaziär überprägt.

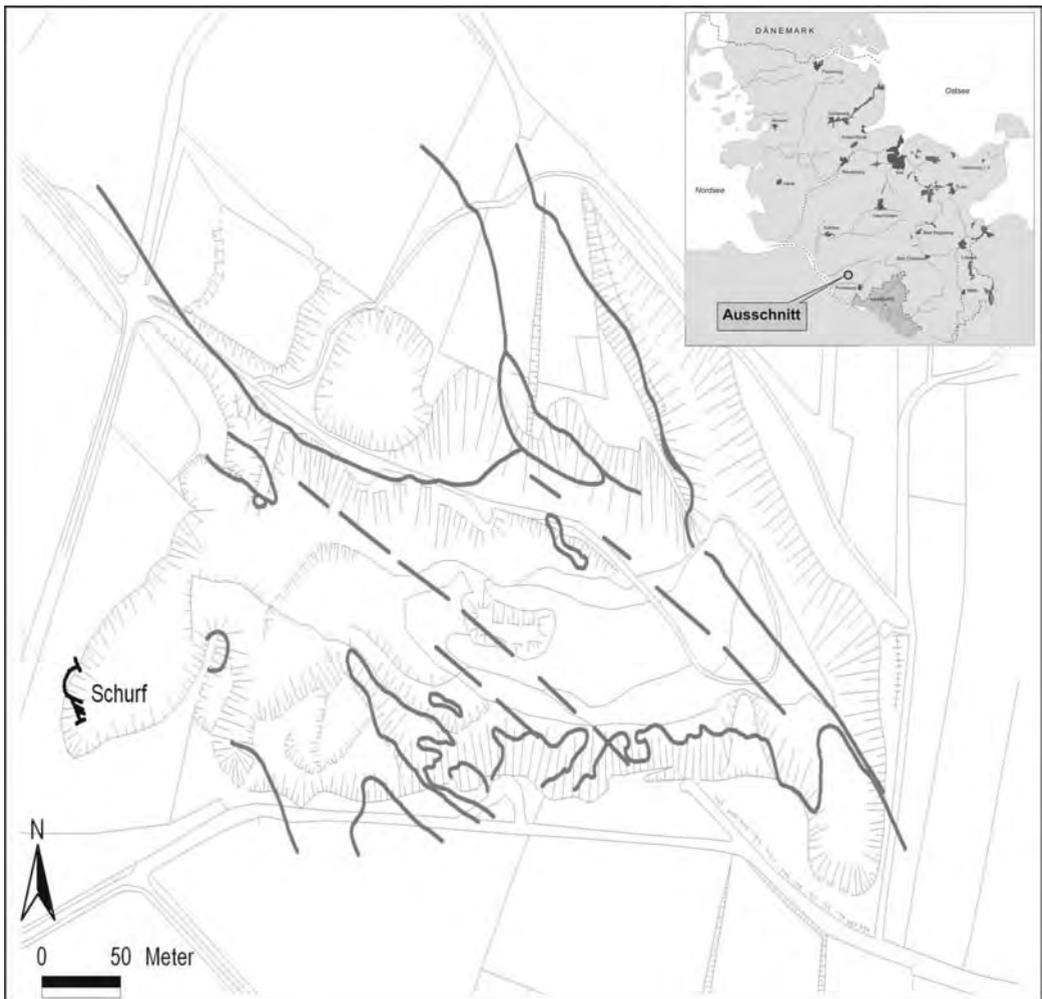


Abb. 1: Lageplan des Schurfes am Westrand der Liether Kalkgrube mit Verlauf der drei Eiskeile. Gestrichelte Linien zeigen Störungen nach F. GRUBE (1957), MENKE (1975) und VOLLMER (1988).

Fig. 1: Location of the cut at the western end of the Lieth quarry with the three ice wedges. Dashed lines show faults after F. GRUBE (1957), MENKE (1975) and VOLLMER (1988).

Von besonderer Bedeutung sind drei annähernd parallel verlaufende, bis zu mehr als 3 Meter tiefe und 0,5 m breite Eiskeilpseudomorphosen, die die anstehenden Zechstein-Ablagerungen durchschlagen. Aufgrund ihrer Größe und ihrer spezifischen Struktur sind diese von überregionaler Bedeutung. Die im Schurf aufgeschlossenen Sedimente und Strukturen wurden hinsichtlich ihrer Verteilung, ihrer petrographischen Zusammensetzung, ihrer Genese und ihres Alters charakterisiert. Hierbei lag ein Schwerpunkt auf den ungewöhnlichen Eiskeil-Pseudomorphosen. Im Folgenden werden die Begriffe Eiskeil-Pseudomorphose und Eiskeil synonym verwendet. Entsprechend ihrer Lage wird bei den drei aufgeschlossenen Eiskeilen von südlichem, mittlerem und nördlichem Eiskeil gesprochen.

2 Übersicht der aufgeschlossenen Schichtenfolge im Schurf

Die untersuchte Schichtenfolge liegt im Bereich einer lokalen Perm-Aufragung. Diese taucht zu den Seiten unter Ablagerungen der Elster- und der Saale-Kaltzeit (Till der älteren Saale-Kaltzeit) ab, die wiederum flächenhaft von Flugsanden überlagert werden. Die Geländehöhe im Bereich des Schurfes liegt zwischen ca. +10,5 und +12 m NN. Die Kuppenposition mit verringerten Quartär-Mächtigkeiten von Dezimetern bis zu wenigen Metern konnte durch Sondierbohrungen flächenhaft nachgewiesen werden. Bei den angetroffenen Zechstein-Ablagerungen dominieren Kalk-Aschen. Diese können als sekundäre chemische Ausfällung der kalkreichen Schichtglieder des Zechsteins angesehen werden (MENKE et al. 1984). Die Kalk-Aschen wurden in den vergangenen Jahrzehnten für die Herstellung von Düngekalcken verwendet. Zum Liegenden hin nimmt der Anteil von Kalksteinen und Stinkschiefern, die teilweise breccios auftreten, zu.

Die Zechstein-Aschen sind vorwiegend schluffig zusammengesetzt, lokal treten auch tonige Bereiche auf (n=7; Mittelwerte: 65 % Schluff, 24 % Sand, 7 % Ton und 3 % Kies). Bei Vernachlässigung zweier verhältnismä-

ßig sandiger Proben steigt der Mittelwert des Schluffanteils auf ca. 75 %. Mit ebenfalls 75 % dominierte der Feinsandanteil deutlich an der Sand-Gesamtfraction. Die Zechstein-Aschen sind grau bis dunkelgrau gefärbt. Insgesamt sind vielfach Zechsteinkalke und Stinkschiefer mit fließenden Übergängen in die Zechstein-Aschen eingeschaltet. Lokal finden sich auch Einsprenglinge von Gips bzw. Marienglas. Calcit (CaCO_3) und – untergeordnet – Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) sind die deutlich vorherrschenden Mineralphasen in den Zechstein-Aschen (freundliche schriftl. Mitt. Ludwig, Min.-Petrog. Inst. Univ. Hamburg).

Bestimmungen des Porenanteils (n) aus 11 ungestörten Proben erbrachten Werte zwischen 37 und 46,3 % mit einem Mittelwert von 40,2 %. Der Wassergehalt (w) lag im Durchschnitt bei 18,4 %. Der Mittelwert der Korndichte (ρ_s) aus 14 Proben lag bei 2,73 g/cm³. Die aus einaxialen Versuchen ermittelten Druckfestigkeiten (q_u) liegen für 4 Proben im Schurf bei einem Mittelwert von 115 kN/m². Flügelsondierungen im Aufschluss ergaben um ca. 10 bis 20% höhere horizontale als vertikale Messergebnisse. Zechsteinkalke und Stinkschiefer treten massiv südlich und nördlich der Eiskeile auf, wo sie teilweise die Oberfläche der Perm-Ablagerungen bilden (vgl. Abb. 2). Die intensive salinartektonisch bedingte Verstellung, die alle Zechsteinablagerungen betrifft, wird in den kompetenten Zechstein-Kalken deutlich. VOLLMER (1988) ermittelte im Westen der Liether Kalkgrube eine generelle NW-SE-Orientierung von Schichtflächen, Längsklüften, Störungen, Falten und Schuppen. Die Einmessung der im Schurf sichtbaren Verwerfungen passt in dieses Bild.

Die quartären Ablagerungen im Schurf erreichen (außerhalb der drei großen Eiskeile) Mächtigkeiten von bis zu ca. 3,5 m. Die maximale Mächtigkeit wird in einer kleinräumigen Hohlform erreicht, deren Flanken steil und deren Basis uneben ist. Diese Hohlform ist mit einem Till-ähnlichen Sediment verfüllt, welches vorwiegend Perm-Gesteine enthält. Örtlich tritt ein braunrot gefärbter Lokal-Till auf, der äußerlich dem Esing-Till (vgl. VINX et al. 1997)

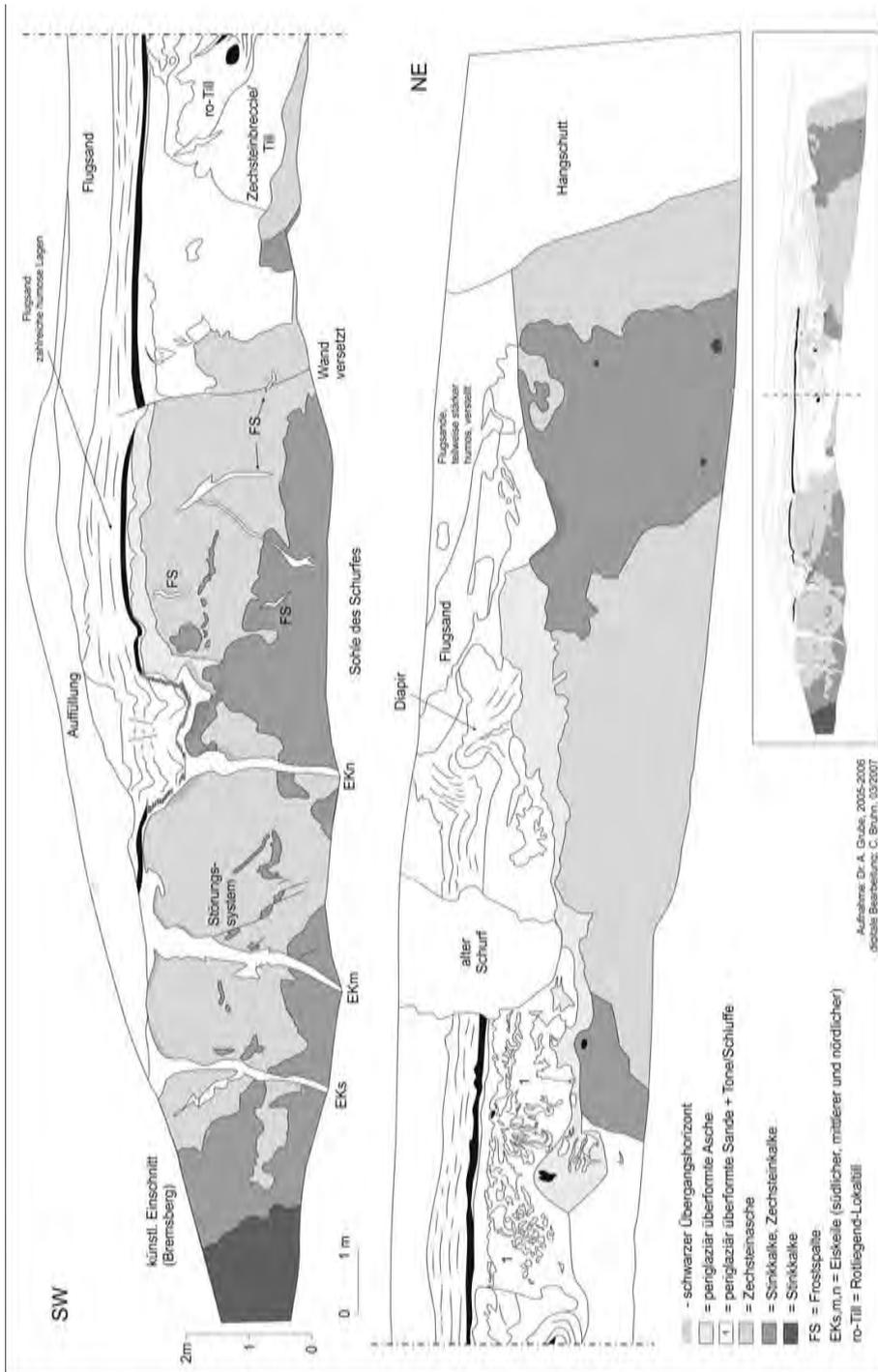


Abb. 2: Übersichtsabbildung der im Schurf aufgeschlossenen Strukturen und Ablagerungen.

Fig. 2: General view of structures and sediments exposed in the cut.

gleich. Der Till enthält viel Zechstein- sowie Rotliegend-Material. Er ist erwartungsgemäß ausgesprochen kalkreich. Teilweise treten in der Hohlform Wechsellagerungen zwischen hellen Sanden und dunkelgrau gefärbten Schluffen auf, letztere sowie die oberen Bereiche des Till-ähnlichen Sedimentes sind intensiv periglaziär verbrodelt. Eine periglaziäre Überprägung ist auch durch zahlreiche steilgestellte Geschiebe gut zu erkennen. Dunkle Horizonte in den „Verwürgungen“ bzw. Brodelböden sind vorwiegend aus Zechsteinmaterial aufgebaut. Geschiebe bis zu 0,35 m sind an der Oberkante der Kryoturbations-Schicht bzw. an der Unterseite der hangenden „Sand-Pakete“ zu finden. Im Hangenden des gesamten Schurfes (einschließlich des Bereiches mit Eiskeilen) treten ca. 1,0 m mächtige, in der unteren Hälfte deutlich geschichtete, fein- und mittelsandige Flugsande auf. Diese sind bei unmittelbarer Auflagerung auf den kryoturbaten Ablagerungen teilweise in die periglaziäre Überprägung einbezogen, z. B. durch zapfenförmige Einsenkungen. Im nordöstlichen Bereich des Schurfes sind die Verstellungen besonders stark. Die Basis der geschichteten Fein- und Mittelsande bildet oft ein ca. 0,1 m mächtiger dunkelbrauner, stärker humoser Horizont. Dieser kann nach pollenanalytischen Bestimmungen von Dr. habil. H. Usinger (Kiel) in das Meiendorf gestellt werden. Nach USINGER (2007) fehlen Wärme liebende Gehölze in diesem Horizont vollständig, ein Sanddornwert von annähernd 25% (bezogen auf die Landpflanzenpollensumme) weist auf das Meiendorf-Interstadial hin. Er entspricht dem „Hippophaë-Horizont“ von MENKE (in BOKELMANN et al. 1983) in einer benachbarten archäologischen Grabung. Im Hangenden wechseln hellgraue Sande mit geringmächtigen dunkelbraunen, stärker humosen Lagen ab. Den Abschluss bilden weitgehend ungeschichtete, beige-farbene Fein- und Mittelsande.

Im nordöstlichen Bereich des Schurfes ist ein größerer Diapir bzw. eine gekippte Falte vorhanden, die die hangenden geschichteten Flugsande verstellt hat. Der Diapir enthält vorwiegend schluffig-sandiges Material, es

kommen auch kleine Schuppen von Ton vor. Er ist auf der oberen Seite durch zwei grabenartige Einbrüche zerteilt. Der Diapir wird hier als periglaziäre Bildung angesehen (vgl. HAMMEN & MAARLEVELD 1952; DÜCKER 1954). Östlich des Diapirs setzt eine Hohlform ein, die durch eine wechselhafte Folge von Sanden und humosen Abschnitten gekennzeichnet ist und vermutlich durch Abbauaktivitäten überformt ist.

Im hangenden Abschnitt des nördlichen Eiskeils ist ein Bereich von ca. 1,2 x 2 m grabenförmig eingebrochen (Abb. 3). Diese Form geht in einen westlich angrenzenden, vermutlich im Rahmen des Kalkascheabbaus angelegten, ehemaligen Schurf über, der im Frühjahr 2007 sichtbar wurde. Die breitere Ausbildung des Mündungshalses des Eiskeils ist offenbar subrosiv überprägt. Der Eiskeil ist im Bereich einer bis kurz unter die Erdoberfläche aufragenden Kalksteinauftragung ausgebildet.

Die Zechsteinablagerungen im Schurf sind vielfach durch Frostspalten zerschlagen, die meist nur wenige Zentimeter breit sind. Diese



Abb. 3: Top des nördlichen Eiskeils (Zollstockende = 0,2 m als Maßstab); vermutlich durch Subrosion verstellte Flugsande. Am Übergang zu den Zechstein-Aschen tritt ein mächtiger schwarzer Horizont auf (Pfeil).

Fig. 3: Top of the northern ice wedge (rule = 0,2 m as scale); dislocated drift sands. At the transition to the Zechstein-ashes a thick black layer occurs (arrow).

Frostspalten reichen – wenn sie unabhängig von den drei großen Eiskeilen auftreten – bis zu ca. 1,5 m unter die Erdoberfläche. Teilweise deutet sich dabei eine Orientierung an vorhandenen Störungen an. Die Füllung besteht meist aus hellgrauen bis gelblichen Fein- und Mittelsanden, die erwartungsgemäß kalkreich sind. Im Bereich der massiven schwarzen Kalksteine bzw. Stinkschiefer, unmittelbar benachbart zum südlichen Eiskeil, zeigen sich unregelmäßig eingelagerte quartäre, gelbliche Sande. Diese dürften periglaziär eingetragen worden sein, vermutlich durch eine Art Eis-linsen-Wachstum. Auffälligste Erscheinungen der periglaziären Überprägung sind drei große Eiskeile.

3 Feldbefunde

3.1 Position, Form und Füllung der Eiskeile

Die drei großen Eiskeile liegen angenähert parallel zueinander. Der südliche und der mittlere Eiskeil verlaufen, bei einer leichten Neigung von 5 bis 10° nach Süden, annähernd gleichsinnig, der nördliche dagegen ist senkrecht orientiert. Der mittlere Eiskeil ist der größte. Die Breite erreicht maximal ca. 0,5 Meter (vgl. Abb. 4 und 6). Die Eiskeile sind noch bis zu mehr als 0,2 m breit an der Basis des aufgeschlossenen Bereiches, d. h. sie dürften sich noch mehrere Meter unter die derzeitige Grubensohle hin fortsetzen. Alle drei Strukturen sind nicht typisch langgestreckt-keilförmig geformt wie viele Eiskeile in Norddeutschland, sondern, im Verhältnis zu ihrer Tiefe, verhältnismäßig schmal und unregelmäßig in ihrer Gestalt. Der mittlere Eiskeil zeigt im Fußbereich eine Aufteilung in einen Haupt- und einen Nebenstrang (Abb. 4). Vielfach treten hakenförmige Absätze auf. Die seitlichen, eckig gestalteten Flanken der Eiskeile finden sich teilweise in direkter Fortsetzung vorhandener Störungen in den Zechstein-Ablagerungen.

Die Orientierung der drei Eiskeile in der Fläche konnte anhand der östlichen Fortsetzung der Eiskeile nach Ost-Südost an der Sohle des Schurfes (vgl. Abb. 1 und 5) sowie an-

hand einer kleineren Aufgrabung einige Meter westlich der aufgeschlossenen Wand mit etwas mehr als ca. 100° festgestellt werden. Dieses passt zu der von VOLLMER (1988) und älteren Bearbeitern ermittelten generellen NW–SE-Orientierung von Schichtflächen, Längsklüften, Störungen, Falten und Schuppen in der Liether Kalkgrube.

Die Eiskeile sind vorwiegend durch eine sandig-feinkörnige Füllung gekennzeichnet, wobei der Anteil schluffigen Materials nach unten hin zunimmt. Der mittlere Eiskeil ist generell durch einen höheren Sandanteil charakterisiert. Die sandigen Bereiche zeigen im Durchschnitt 86 % Sand, 11 % Ton und Schluff sowie 2 % Kies. Teilweise ist in Abschnitten der Eisspalten ein „coarsening upwards“, von Schluff zu Mittelsand, zu erkennen, z. B. im südlichen und mittleren Eiskeil (Mitte). Die Breite der einzelnen breiteren Verfüllungseinheiten variiert von wenigen Zentimetern bis zu ca. 15 cm, ihre Länge erreicht häufig mehrere Dezimeter. Im oberen Teil des linken und mittleren Eiskeils treten bevorzugt hellgraue Sande auf; sonst sind beigefarbene, braune und dunkelbraune Sande dominierend. Die die Eiskeile ausfüllenden Sedimente sind grundsätzlich weit gestuft. Dabei sind die Füllungen meist verhältnismäßig lang, häufig erreichen sie 0,5 m und mehr. Im nördlichen Eiskeil findet sich ein zentrales dunkles, feinkörniges Band, welches fast über den gesamten aufgeschlossenen vertikalen Abschnitt verläuft.

Im unteren Teil sind alle drei Eiskeile zu einem größeren Anteil mit feinsandigem bis schluffigem Material gefüllt. Im südlichen und mittleren Eiskeil treten diese bindigeren Ablagerungen an den Flanken, in allen drei Eiskeilen im unteren aufgeschlossenen Bereich flächenhaft auf. Die bindigen Ablagerungen sind nur in wenigen Bereichen leicht Humus-führend. Die Verteilung und Größe der Kalkgehalte sind unregelmäßig. Der Kalkgehalt liegt bei durchschnittlich 1,4 %. Die quartären Sande sind meist kalkfrei. Die bindigen quartären Füllungsbereiche sind dagegen i. d. R. stark kalkhaltig, maßgeblich durch aufgearbeitetes Zechsteinmaterial. Teile des insgesamt durch

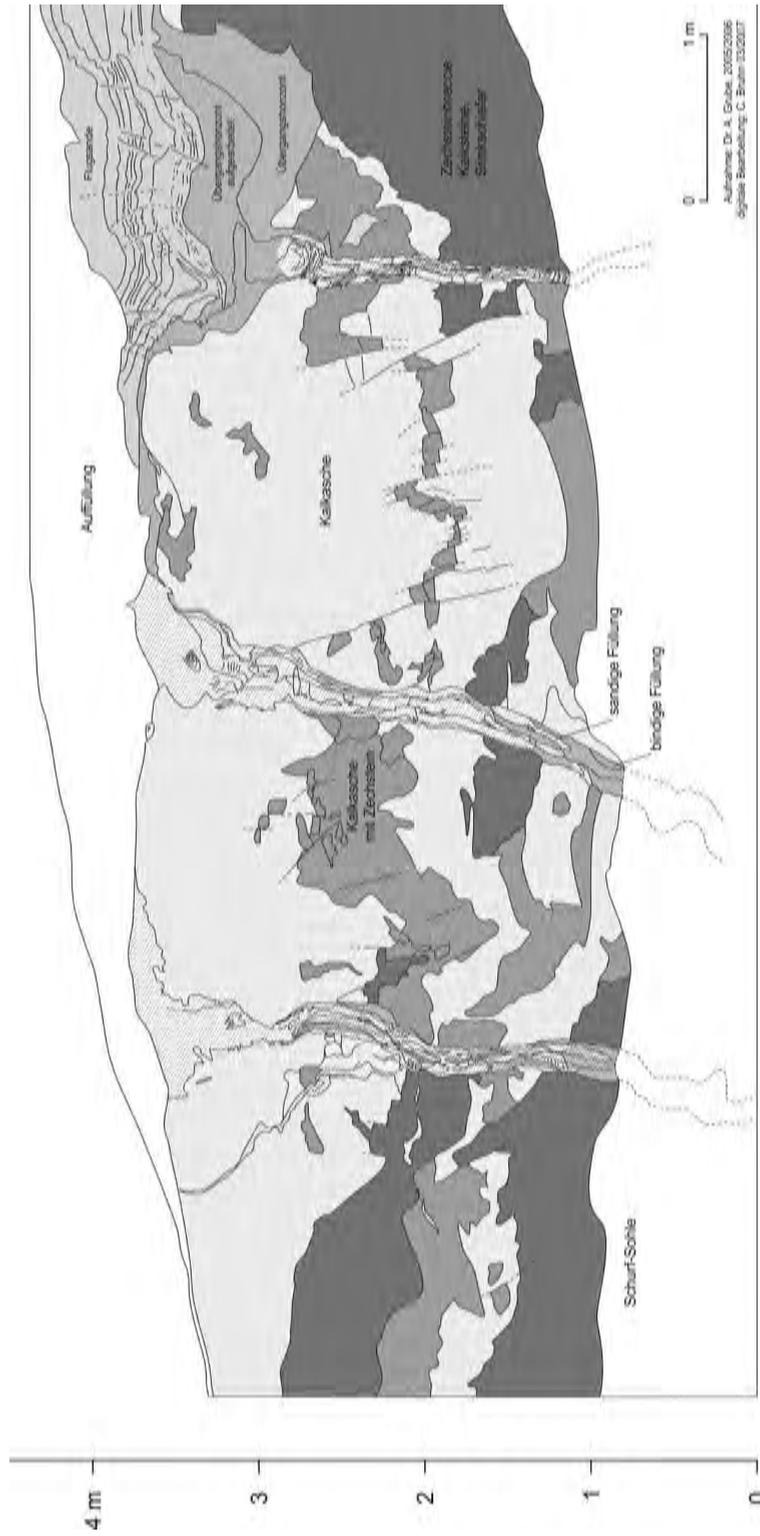


Abb. 4: Profilschnitt des Schurfes entlang der drei Eiskeile.

Fig. 4: Section along the cut with ice wedges.



Abb. 5: Aufsicht auf die Fortsetzung des südlichen (rechts) und mittleren Eiskeils in die Fläche nach Ost-Südost (liegender Spaten als Maßstab). Erkennbar sind die unregelmäßige Breite der Strukturen sowie deren seitliche Verästelungen.

Fig. 5: Areal view on the southern (right) and middle ice wedge to the east-southeast (spade for scale). Visible are the irregular width of the structures and the lateral treeing.



Abb. 6: Parallel-schichtiger Aufbau des mittleren Teils des südlichen Eiskeils. Eine vertikalsymmetrische Füllung fehlt.

Fig. 6: Parallel layering of the middle part of the southern ice wedge. A vertical symmetric filling is missing.

einen höheren Sandanteil charakterisierten mittleren Eiskeils sind generell kalkärmer. Lokal treten in den Eiskeilen Zechsteinschlieren, Zechsteingerölle und -schollen auf. Diese können teilweise Durchmesser bzw. Längen von einigen Dezimetern erreichen (vgl. Abb. 6). Die Füllungen sind verhältnismäßig arm an Makrofossilien. Es treten jedoch z. B. Schneckenreste (im mittleren Eiskeil) von *Turitella tricarinata* (Obermiozän, Oberes Langenfeldium / Gramium; Bestimmung Dr. K. Gürs 03.01.2006) auf. Diese stammen vermutlich aus den Pinneberger Schichten, die ehemals flächenhaft im Bereich verbreitet gewesen sein dürften.

Charakteristische rotbraune bis braune, lokal auch schwarze Verfärbungen treten durch Eisen- und Mangan-Ausfällungen in allen drei Eiskeilen auf. Sie kommen bevorzugt in den Randbereichen zur benachbarten Zechsteinasche, den Stauwasserbereichen (bei Abknicken der Strukturen und Unterlagerung durch Zechsteinasche) und in den unteren, feinkörnigeren Abschnitten der Eiskeile vor. Auch die benachbarten schmalen Eisspalten zeigen vielfach Eisen-Ausfällungen.

3.2 Kontaktbereich der Eiskeile zum umgebenden Gestein

Die Oberfläche der Zechstein-Aschen einschließlich der benachbarten Zechsteinablagerungen (Zechsteinkalke usw.) bildet im Bereich der Eiskeile sowie im nördlich benachbarten Abschnitt des Schurfes eine unregelmäßige Aufragung. Dabei ist die Mächtigkeit der quartären Auflagerung über der Zechsteinasche gering. Auffällig ist eine schwarze und kalkfreie, tonige Reaktionszone am Übergangsbereich zwischen den chemisch sauer reagierenden Sanden und den alkalischen Zechstein-Aschen. Muskovit und Mikroklin (untergeordnet Quarz) sind die vorherrschenden Mineralphasen in diesem Horizont (Mitt. Hr. Ludwig), der seine größte Mächtigkeit mit ca. 0,3 m im Bereich des subrosiv überformten nördlichen Eiskeils erreicht. In den anderen beiden Eiskeilen ist er nur ca. 1-2 cm mächtig. Ein entsprechendes Band tritt in geringer Mächtigkeit auch

im nördlichsten Bereich des Schurfes auf, wo eine flache Einsenkung in der Zechsteinasche vorhanden ist. Der Horizont fehlt an den Überhängen, kommt also nur bei einem stärkeren Durchtritt von Sickerwasser aus den Sanden in die Zechsteinasche bzw. bei einer entsprechenden Stauwasserbildung auf den Zechstein-Aschen vor. In einem Streifen von bis zu wenigen Dezimetern von den Eiskeilfüllungen entfernt treten auch in den Zechstein-Aschen Farbveränderungen auf. Die Kalk-Aschen sind in diesen Bereichen etwas aufgehellt (grau statt dunkelgrau), teilweise durch Eisenoxide auch rötlichbraun verfärbt.

3.3 Periglaziäre Überprägung der Eiskeile

Die Eiskeile zeigen, vorwiegend im obersten verbreiterten Abschnitt, eine deutliche periglaziäre Überprägung. Es finden sich Verlaufsstrukturen ähnlich Brodelböden, taschenartige Strukturen sowie diapirartige Verstellungen der angrenzenden Zechsteinasche. Im mittleren und rechten Eiskeil sind vorwiegend die oberen ca. 0,8 m im breitesten angeschnittenen Abschnitt kryoturbat überprägt. Unterhalb treten nur in Teilbereichen kryoturbationsartige Verstellungen auf. Erwartungsgemäß sind auch in den den Eiskeilen benachbarten Zechstein-Aschen Kryoturbations-Erscheinungen zu beobachten.

4 Interpretation

Die hier diskutierten Strukturen werden aufgrund der Füllung mit heterogenen quartären Ablagerungen als Eiskeile gedeutet und nicht als salinartektonisch bedingte Bildungen, ältere Trockenrisse o. ä. Hierfür sprechen u. a. die Füllung und die intensive Verzahnung der Strukturen mit benachbarten Frostspalten- und -rissen. Eiskeile bilden sich bei niedrigen Temperaturen, wenn sich Kontraktionsrisse im Sediment bilden. Das Ausmaß dieser Rissbildung hängt vom Wirtsgestein, von der Exposition und der Einwirkungsdauer des Frostes ab. Der Prozess läuft zeitweise mehrphasig ab, in dem beim Auftauen Sedimentmaterial eingetragen wird. Dieser Transport kann fluvial, durch

Rutschung oder äolisch erfolgen. Das Tauwasser kann erneut frieren und zu einer Erweiterung der Spalte führen.

Die Eiskeile in Lieth sind nicht im Sinne von BLUME et al. (1979) unter kaltem Klima im direkten Randbereich des Inlandeises (schneefrei und extrem trocken bedingt durch Fallwinde des Eises) als reine Kontraktionsrisse gebildet worden, die anschließend ausschließlich mit Flugsand verfüllt wurden. Ihre Füllungen sowohl hinsichtlich der Körnung, d. h. bindige Anteile besonders im unteren Teil sowie auftretende größere Zechsteingerölle, als auch der Sedimentstruktur (teilweise einseitiges Aufreißen) deuten vielmehr auf eine Eiskeilbildung hin.

Bei der Bildung der beschriebenen Eiskeile haben die besonderen Standortfaktoren eine Rolle gespielt. Das Alter der Eiskeilbildungen bleibt unklar. Wenngleich eine Bildung während der Weichsel-Kaltzeit aufgrund der geringmächtigen Überlagerung mit Flugsanden nahe liegt, ist auch eine möglicherweise erheblich frühere Bildung denkbar. Für eine ältere Bildung sprechen u. a. die bindigen Sedimente im unteren Bereich der Eiskeile und die Anteile von Tertiär-Material. Anhand des Fossilgehaltes ist eine Aufarbeitung von miozänem Material nachweisbar. Diese Aufarbeitung weist ggf. auf ein höheres als weichsel-kaltzeitliches Alter der Eiskeile hin, da heute tertiäre Ablagerungen in der Umgebung fehlen. Das geologische Umfeld mit vorherrschenden Ablagerungen der Elster- und der Saale-Kaltzeit stützt diese Auffassung. Der schwarze Reaktionshorizont könnte ein weiterer Hinweis auf ein höheres Alter sein, da entsprechende mineralogische Verwitterungsreaktionen längere Zeit beanspruchen.

Die geringe Mächtigkeit quartärer Ablagerungen über der Zechsteinasche hat vermutlich bei der Entstehung der massiven Eiskeile eine große Rolle gespielt. Die während der Bildung der Eiskeile weitgehend freiliegende Auftragung der Zechstein-Aschen ermöglichte eine ungestörte Frosteinwirkung, die die Ausbildung großer Eiskeile förderte. Die ungewöhnliche Größe der Eiskeile dürfte maßgeblich mit den spezifischen bodenmechanischen Eigenschaften des durchschlagenen Zechsteinmaterials in

Zusammenhang stehen. Die Zechstein-Aschen sind verhältnismäßig gleichmäßig zu ca. 90 % aus Ton, Schluff und Feinsand zusammengesetzt. Die notwendigen Temperaturen zur Bildung von Eiskeilen sind in feinkörnigem oder organischem Material generell geringer anzusetzen als in rolligem Material. So wird von ROMANOVSKY (1985) ein mindestens zu erreichender Temperaturwert von -2°C für Schluffe angegeben, im Vergleich zu $-5,5^{\circ}\text{C}$ bei Sanden und Kiesen (vgl. DIN 18196). Die Kalk-Aschen des Zechsteins mit ihrem weit dominierenden Anteil der Schluff-Fraktion boten somit gute Voraussetzungen für eine längere Bildung von Eiskeilen.

Die ermittelten einaxialen Druckfestigkeitswerte in den Zechstein-Aschen sind als verhältnismäßig hoch anzusehen. Die hohe Festigkeit dürfte die mechanische Zerstörung der Zechsteinablagerungen erheblich begünstigt haben. Die gemessenen horizontalen Druckfestigkeiten (Flügelsonde) liegen um ca. 10 bis 20 % über den vertikalen, wenngleich eine primäre Schichtung in den Zechstein-Aschen makroskopisch nur lokal zu erkennen ist. Die Kalke des Zechsteins stehen bezüglich ihrer Druckfestigkeitswerte am Übergang zum Festgestein und wurden daher hier nicht näher untersucht. Eine wichtige Rolle dürften das relativ große Porenvolumen und der erhöhte Wassergehalt der Zechstein-Aschen spielen. Nach herrschender Lehrmeinung findet die Eiskeilbildung vorwiegend in „nassen“ Regionen wie Deltas, Senken usw. statt (WASHBURN 1979). Die feinkörnige Ausbildung des Wirtsgesteins mit entsprechendem Wasserhaltevermögen in Verbindung mit der Lage der Eiskeile im Bereich der morphologischen Aufragung der Zechstein-Aschen, die einen bevorzugten Eingriff von Frost ermöglichten, begünstigten die Bildung großer Eis-Strukturen.

Der Grund für die Unregelmäßigkeit des vertikalen Gesamtverlaufs der Eiskeile sowie ihre hakenförmigen Versätze sind überwiegend auf die salinartektonisch bedingte Struktur des durchschlagenen Zechstein-Materials (Asche und Zechsteinkalke) zurückzuführen. Absätze bzw. Versätze folgen in ihrer Orientierung

häufig auch Schichtungsfugen, die deutliche Inhomogenitäten darstellen (vgl. Abb. 7). Ein größerer fluviatiler Einfluss ist dagegen bei der Formung der Eiskeilumrisse nicht zu erkennen. An den Flanken der Eiskeile treten hakenförmige Absätze auf, an deren Enden sich kleinere Frostspalten in das benachbarte Zechsteinmaterial fortsetzen.

Die Vergesellschaftung, die ähnliche Dimensionierung sowie die ähnliche Orientierung der drei großen Eiskeile zeigen einen Zusammenhang der lateralen äußeren Gestalt der Eiskeile mit salinartektonischen Vorzeichnungen (besonders südlicher und nördlicher Eiskeil). Beide Strukturen sind im Randbereich der Breccien-Aufragungen „durchgeschlagen“. Bei dem mittleren Eiskeil ist kein Zusammenhang mit kompetenten Zechsteinablagerungen zu erkennen. Die Fortsetzung der Eiskeile in



Abb. 7: Mittlerer Eiskeil während der Abgrabung; zentral Schollen von Zechsteinasche in pleistozäner Eiskeilfüllung; links unten im Bild Einschaltungen von Zechsteinkalken in der Kalkasche.

Fig. 7: Middle ice wedge during excavation; rafts of Zechstein ashes in pleistocene filling; Zechstein limestones incorporated in the ashes to the left.

der Fläche mit verhältnismäßig geradliniger Orientierung ist ebenfalls ein Hinweis auf die Bindung an vorhandene Strukturen.

Das Sediment der Eiskeilfüllungen ist quartären Alters. Die Zusammensetzung des Ausgangsmaterials ist sehr variabel. In der Anfangsphase der Verfüllung der aufgeschlossenen Eiskeilbereiche wurde verstärkt bindigeres Material eingetragen. Der untere Teil der Eiskeile ist nicht nur generell feinkörniger, sondern auch insgesamt heterogener zusammengesetzt. Hier tritt zudem vermehrt horizontale Schichtung auf; ggf. sind somit zwei wesentliche unterschiedliche Bildungsphasen angedeutet.

Alle Strukturen zeigen – in den unteren, nicht durch Kryoturbation beeinflussten Bereichen – eine „mehrphasige“ Verfüllung durch parallele, mehr oder weniger senkrecht stehende Sedimentlagen an (vgl. Abb. 6). Die Spaltenfüllungen sind beim südlichen und mittleren Eiskeil überwiegend nicht parallel-symmetrisch gestaltet, vielmehr sind einseitig-singuläre Füllungseinheiten ausgebildet. Folglich kann davon ausgegangen werden, dass kein zentrales Aufreißen dieser Spalten erfolgt ist. Vielmehr erfolgte offenbar überwiegend eine randliche, einseitige Öffnung und Verfüllung. Beim nördlichen Eiskeil ist – zumindest im oberen Teil – ein zentrales Aufreißen dieses vertikal orientierten bzw. nicht geneigten Eiskeils zu erkennen. Die eher einheitliche Verfüllung einer Spalte in Bezug auf das Sediment sowie die verhältnismäßig große Längserstreckung der einzelnen Füllungseinheiten von oft mehr als 0,5 m spricht für eine schnelle Verfüllung der ehemaligen Spalten. Horizontalgeschichtete Füllungen treten in den Hintergrund, was ebenfalls für eine schnelle Verfüllung spricht.

Es treten in unterschiedlichem Maße fein verteilte Beimengungen von Zechstein-Ablagerungen auf. Die auftretenden Zechsteinschlieren, Zechsteingerölle und -schollen in den Eiskeilen sind in unterschiedlicher Weise zu interpretieren. Schlieren und Zechsteingerölle sind durch Aufarbeitung von Zechsteinablagerungen in der Umgebung der Eiskeile eingetragen worden. Größere Zechsteingerölle und -schollen dürften sowohl bei Öffnung der Eisspalten als

auch bei deren Wiederverfüllung von den Wänden bzw. Überhängen abgerissen sein.

5 Danksagungen

Herrn Hartmut Usinger (Kiel) sei für die palynologische Datierung, Herrn Roland Vinx und Herrn J. Ludwig vom Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg für die röntgenanalytischen Bestimmungen gedankt. Herrn Hans-Joachim Wohlenberg von der Kulturgemeinschaft Tornesch, Frau Kaczirek und Herrn Neumann (beide L.-A. f. Straßenbau), Karl Gürs, Helmut Lange und Heinz Nebendahl (alle LANU) danke ich für die Durchführung bzw. Unterstützung bei Labor- und Feldarbeiten. Herr Rolf Hübner (Wedel) förderte die Arbeiten durch eine hochwertige Photo-Dokumentation. Herrn Christian Schlichter (Bern) danke ich für konstruktive Anmerkungen zum Manuskript. Sven Lukas (London) sei für die Korrektur des Abstracts gedankt.

6 Literatur

- BLUME, H.-P., HOFFMANN, R. & PACHUR, H.-J. (1979): Periglaziäre Steinring- und Frostkeilbildungen norddeutscher Parabraunerden. – *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 33*: 257-265; Stuttgart.
- BOKELMANN, K., HEINRICH, D. & MENKE, B. (1984): Fundplätze des Spätglazials am Hainholz-Esinger Moor, Kreis Pinneberg. – *Offa, Ber. Mitt. Urgeschichte, Frühgeschichte, Mittelalterarchäologie*, **40**: 199-239; Kiel.
- DÜCKER, A. (1954): Die Periglazial-Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän. – *Göttinger Geogr. Abh.*, **16**: 5-54 + Anhang; Göttingen.
- GRUBE, A. (1997): Geologie des Deckgebirges der Struktur Elmshorn (Schleswig-Holstein). – In: *Berichte-Reports des Geologisch-Paläontologischen Institutes, Univ. Kiel*, **87**: 1-169; Kiel.
- GRUBE, F. (1957): Das Oberflächenbild der Salzstöcke Elmshorn, Lägerdorf (Holstein) und Stade (Niedersachsen). – *Mitt. Geol. Staatsinst.*, **26**: 5-22; Hamburg.
- HAMMEN, T., VAN DER & MAARLEVELD, G. C. (1952): Genesis and dating of the periglacial deposits at the eastern fringe of the Veluwe. – *Geol. Mijnbouw*, **14**: 47-54; Utrecht.
- MENKE, B. (1975): Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän

- und Frühquartär - Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. – Geol. Jb., **A26**: 3-151; Hannover.
- MENKE, B., CHRISTENSEN, S., GRUBE, F. & ROSS, P.-H. (1984): Der Salzstock Lieth/Elmshorn und das Quartär von Westholstein, Teil I.- In: DEGENS, E. T., HILLMER, G. & SPAETH, C. (Hrsg.): Exkursionsführer Erdgeschichte des Nordsee- und Ostseeraumes: 445-465, Hamburg (Selbstverlag d. Geol.-Pal. Inst.).
- ROMANOVSKIJ, N.H. (1985): Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. – In: CHURCH, M. & SLAYMAYER, S. (Hrsg.) (1985): Field and Theory: Lectures in geocryology: 154-165; Vancouver (University of British Columbia).
- USINGER, H. (2007): Pollenanalytische Datierung der Proben aus der Kalkgrube Lieth. – 1 S. + Pollenzählung [unveröff.].
- VINX, R., GRUBE, A. & GRUBE, F. (1997): Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn.- Leipziger Geowissenschaften, **5**: 83-103; Leipzig.
- VOLLMER, T. (1988): Geologische Neuaufnahme der Liether Kalkgrube. – DFG-Abschlußbericht Th 126/15-2, 49 S. und Anhang; Hamburg [unveröff.].
- WASHBURN, A. L. (1979): Geocryology.- A survey of periglacial processes and environments. – 406 S., London (Arnold).

Weichselian red tills in the Gardno Phase End Moraine (De• bina Cliff) – criteria of distinction, origin and stratigraphic position, and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream

JAROSŁAW JASIEWICZ^{*)}

Abstract: The paper presents the results of investigations of red tills from the South Baltic Middle Sea-Coast recorded in cliff exposures of Gardno Phase End Moraine. Distinctive features of these tills are: high percentage of Aland granitoids and porphyries identified in the 16-32 mm fraction, and large amounts of non-carbonate rocks, mostly red feldspars in relation to quartz, in the sandy fractions of 0,5-0,8 mm and 2-4 mm. Based on structural-textural features, the red till has been classified as flow till of local origin. The ice dynamism during Gardno Phase can be correlated with the Young Baltic Advance and most probably with the Belt Sea advance. On the basis of the petrographic properties of the Gardno red till and the results of radiocarbon dating, a new hypothesis regarding the origin, chronology and rate of flow of the Baltic Ice Stream is developed.

Keywords: Red till, Baltic Ice Stream, Petrography, Stratigraphy, Poland

1 Introduction

Red tills are a well-known phenomenon in northern Germany, and a significant criterion for establishing changes in the dynamics of ice sheets during individual glaciations. Their common feature is the dominance of rock derived from the eastern and mid Baltic regions. In the majority of cases, the tills are grey, but red tills are also found in northern Germany. According to KABEL (1982) and EHLERS (1992), four till types are recognisable, based on dominant pebble composition as follows:

- tills containing abundant Devonian dolomites and intensively crushed Devonian siltstones, with a high percentage of Paleozoic limestone. Such tills are widespread in

north-western Germany, directly on the older Saale glaciation tills. Similar tills of Elsterian age have been found in Lower Saxony (Niedersachsen);

- tills with abundant Eocambrian sandstones;
- tills with concentrations of red crystalline rocks, mainly large red feldspars; and
- tills with a high percentage of Rotliegend siltstones and carbonate rocks.

The available information on Weichselian red tills in northern Germany has been summarised by STEPHAN (1985), with further information given subsequent publications (STEPHAN 1987, 1998, 2001). KABEL (1982) has also published the results of fine gravel analyses of Weichselian red tills from northern Germany and Denmark. JASIEWICZ (1999, 2001a, b 2005) was the first to report red till in the middle part of the south Baltic coast, in a cliff exposure at Dębina (Fig. 1a). The main aims of this paper are to describe the lithological properties of the red tills found at Dębina, indicate the criteria used in distinguishing them as a separate lithostratigraphic

* Anschrift des Verfassers: Dr. J. Jasiewicz, Adam Mickiewicz University Poznań, Institute of Paleogeography and Geoecology, Department of Quaternary Geology and Paleogeography, Ul. Dziegielowa 27, PL-61680 Poznań. E-Mail: jarekj@amu.edu.pl

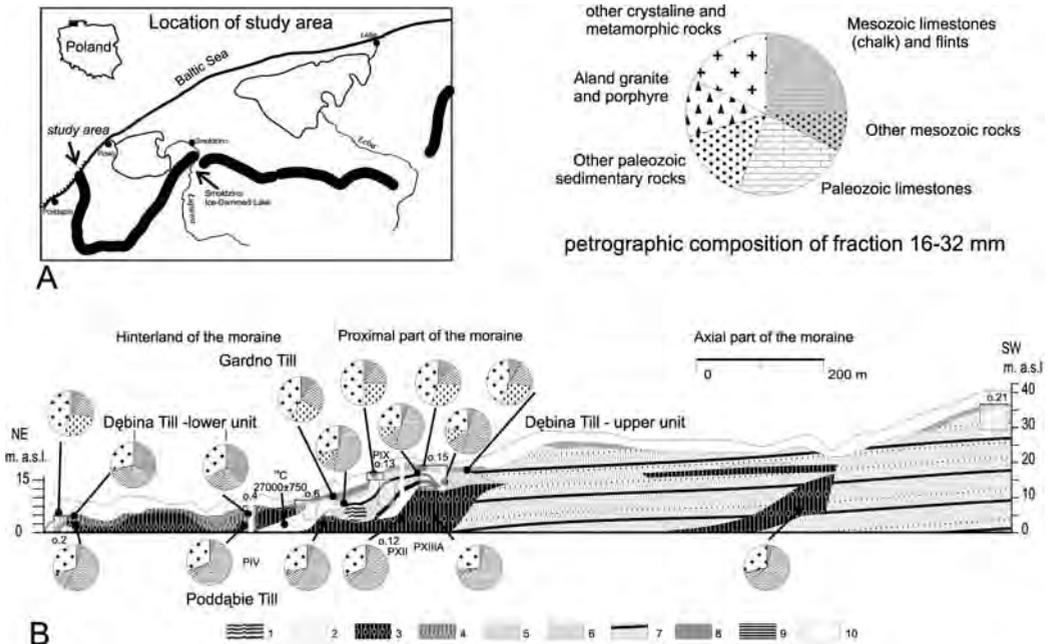


Fig. 1: Geological structure of the Gardno Phase end moraine in the cross-section of the Dębina cliff indicating the sampling points presented in the paper:

(1) Inter-Pleni-Weichselian: silts with organic matter, (2) sands; Weichselian, Leszno-Pomeranian Phase: (3) Poddąbie till, (4) brownish till (Dębina till, lower unit), (5) deformed Weichselian deposits: mostly sands and tills, (6) light brown till (Dębina till, upper unit), (7) Wytowno Formation (glacio-lacustrine deposits - sands, silts, clays); Weichselian, Gardno Phase: (8) red till (Gardno formation); Holocene: (10) Holocene cover (aeolian sands).

unit, and establish their lithostratigraphic position. Furthermore, the work seeks to explain the origin of the Weichselian red tills in the light of new insights into ice sheet movement at the edge of the Weichselian glaciation.

The stratigraphy of morainic tills exposed in the cliff cross-section of the Gardno Phase end moraine has been a subject of research for a long time. The first mention of tills in the Dębina cliff occurs in the work by BORN (1857). Later, JENTZSCH (1916) distinguished two levels of till, while HARTNACK (1926) and BÜLOW (1925, 1930) indicated three levels. GIEDROJĆ-JURAHA (1949) identified one more till level under the lacustrine deposits that he interpreted as a deposit from an older glaciation.

Results of the initial investigations into the stratigraphy of the Gardno end moraine were presented by PETELSKI (1976). He examined a 770-m long segment of the cliff and distin-

guished three levels of till, which he referred to as g1, g2 and g3. The youngest, g3, is a light-brown till that may be associated with one of the phases of deglaciation of the Gardno Phase ice sheet. Level g2, a brown moraine till, was deposited during the maximum extent of the Gardno Phase, whereas the brownish till of level g1 is associated with an older glaciation according to PETELSKI (1976). The first petrographic study of the deposits of the cliff between Rowy and Orzechowo was carried out by RACINOWSKI et al. (1993).

2 Study area

The Gardno Phase end moraine is a thrust moraine that form a series of hills enclosing the Gardno-Łeba Coastal Plain (ROTNIKI & BORÓWKA 1995). In its southern and eastern part, from the Łeba River to the Łupawa Valley,

the moraine consists of a row of isolated hummocks that reach maximum heights of 30-50 m a.s.l. and are cut through by streams. Rowokół hill (115 m) is the culmination of the moraine. In the western part, the moraine rampart turns into a characteristic lobate form oriented north-east to south-west. The western arm of the lobe, near the village of Dębina, stretches to the seashore where it is undercut by the sea. This undercut constitutes the study area chosen for detailed investigations (Fig. 1a).

Pleistocene deposits appear about 4.5 km south-west of Rowy, in the base of the dune cliff, and are displayed along a 1,5 km segment of a sand-till cliff that extends to the culmination of the moraine (43 m a.s.l.). The height of the cliff ranges from 8 m where the Pleistocene deposits begin and reach 43 m at the end. In addition, a forested, poorly exposed fragment of the cliff stretches to the mouth of the Orzechówka stream at Poddąbie. The stratigraphic study only focused on the segment that embraces the exposures of Pleistocene deposits along the cliff near the village of Dębina (Ustka commune, Pomeranian province), where the hinterland of the moraine and its proximal (close to the ice front) and axial parts are situated (Fig. 1b).

3 Methods

Field research was carried out at the exposures after identifying the geological structure of the entire cross-section. The material for this petrographic study was collected from selected exposures. The pebble material was extracted from the samples using sieves with mesh sizes of 16 and 5 mm. Sieving continued until 500

and 300 pebbles, respectively, were obtained in this way from a total of 34 samples and the pebbles in both classes were identified. The material for the study of fine fractions was obtained in the course of grain-size analyses. Altogether over 200 samples from 12 profiles were studied. The location of the sampling sites and the profiles is shown in Fig. 1b.

The petrographic composition of the tills was investigated in order to determine the mutual stratigraphic position of the deformed glacio-tectonic deposits present in the Gardno Phase end moraine. This involved mainly analysis of the 5-10 mm fraction (TREMBACZOWSKI 1967, RZECZOWSKI 1971, 1974, 1976), which is standard procedure in the Polish Geological Institute and commonly applied in geological cartography in Poland. However, due to the absence of carbonate rocks in the uppermost till, which lies discordantly on deformed Weichselian deposits, the following additional fractions were also used: 16-32 mm (RUTKOWSKI 1995), 2-4 mm (KRYGOWSKI 1967, HOUMARK-NIELSEN 1993) and 0,5-0,8 mm. The results from those fractions provided enough data to define the uppermost till as a separate lithostratigraphic unit.

Fraction 5-10 mm: The investigations carried out on this fraction followed the methodology used in the Polish Geological Institute (TREMBACZOWSKI 1967, RZECZOWSKI 1971, 1974, 1976). In the sample, selected types were distinguished and then placed into petrographic groups (Tab. 1). Additionally, due to the characteristic pebble composition of the uppermost till, alkaline granites were distinguished as a separate category of crystalline rocks.

Table 1: Petrographic types and groups used in the 5-10 mm fraction.

Indicators:	O/K	K/W	A/B
Crystalline - K	Crystalline - K	Crystalline - K	Resistant - B
Quartzite - Qz	Sedimentary rocks - O	Not included	Non-resistant - A
Paleozoic shales - Sh		Not included	
Paleozoic sandstones - Ps		Not included	
Dolomites - Dp		Carbonates - W	
Paleozoic limestones - Wp			
Local rocks: chalk+flints, siderites, phosphoranes, Mesozoic shales, mesozoic sandstones, Quartz			

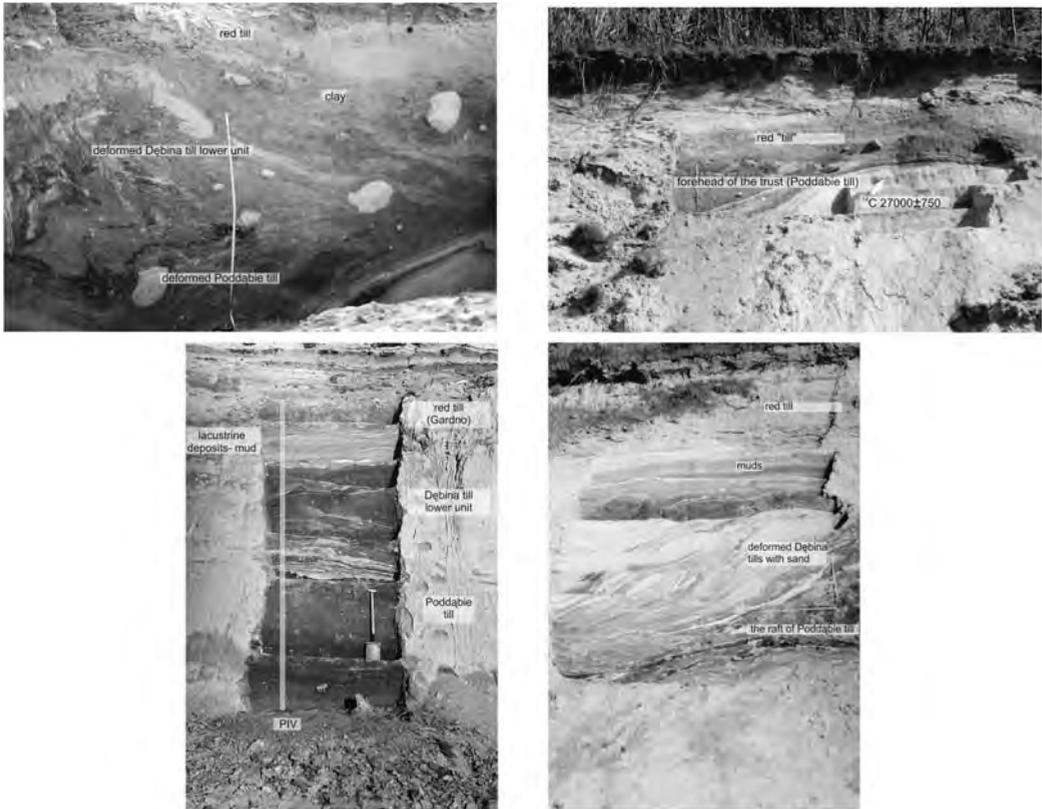


Fig. 2: a) Red till lying discordantly over deformed Weichselian deposits. Under the till, a fine asymmetric fold in the Dębina till, lower unit. The scale used in this Figure is 2 m long.
 b) Red till over deformed Poddąbie till (black). Below the sands a piece of wood was dated to 27000 BP.
 c) Red till over mud deposits. Below Dębina till (brownish) and Poddąbie till (black)
 d) Dębina till – lower unit (light-brown) mixed with sands in a duplex structure. Red till over muds, over a deformation structure.

Fraction 16-32 mm (Fig. 1): In this fraction a detailed study was conducted taking into consideration crystalline rocks and selected carbonate rocks. For this purpose, the sample was not divided into local and Baltic rocks, but considered as a whole. This fraction was analysed to study the lithological differences within the crystalline rocks and carbonates, with a view to making comparisons with the uppermost till, which lacks carbonates.

Fine fraction: Within the 2-4 mm fraction the following petrographic groups were identified: quartz; carbonate rocks; alkaline granites; crystallines; and sedimentary rocks (Fig. 3). The basis for classification as alkaline granites was

the presence of alkaline (red) feldspars. In this fraction the Ga/K indicator (alkaline granites/ other crystallines) was calculated. This factor does not include carbonates, which mostly depends on post-depositional processes. The 0,5-0,8 mm fraction consists of quartz, carbonates, and fragments of non-carbonate rocks. The determination was made using a binocular microscope. In this fraction, the Ok/Q indicator (clasts of non-carbonates/quartz) does not take carbonates into account, too.

Analysis of the elevation of the Baltic Ice Stream was made using the GRASS GIS program, which is open source software. A digital elevation model Etopo2 was imported, the size

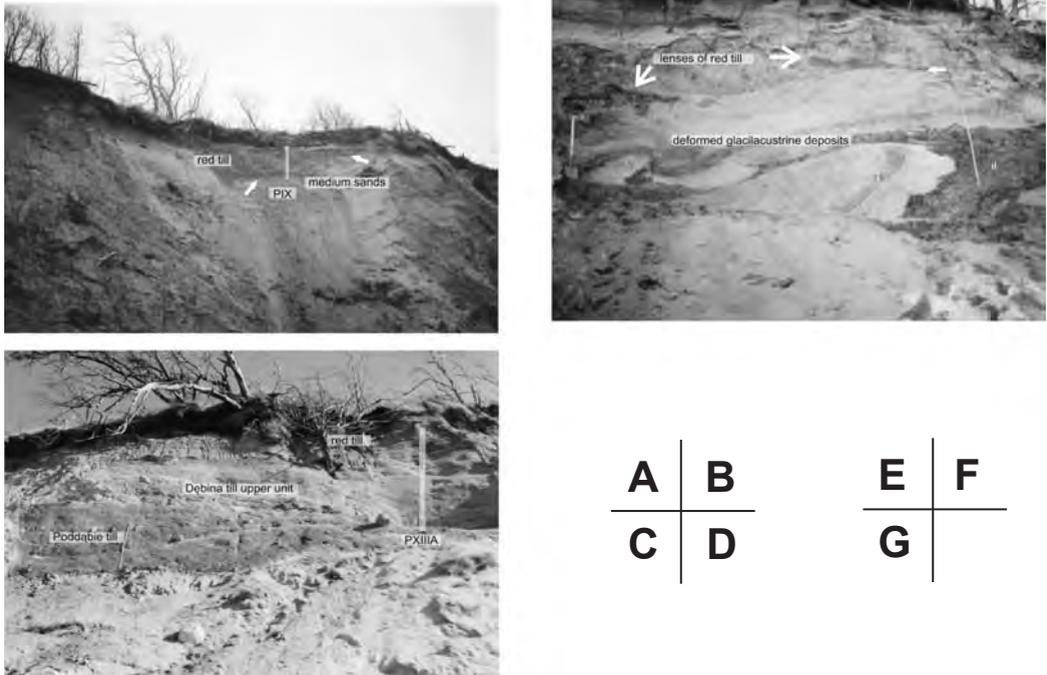
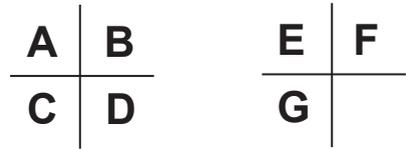


Fig. 2: e) A red till lens, probably a remnant of dead ice
 f) Lenses of red till over deformed Wytowno formation (glacio-lacustrine deposits) in the culmination (highest point) of the moraine rampart.
 g) Red tills lying concordantly on the Dębina till, upper unit (light brown till). The difference between the tills was established on the basis of a petrographic analysis of the fine fractions (see Fig. 3a).



of the isostatic depression (MÖRNER 1980) was subsequently digitalised and subtracted from the original elevation model. Finally hypsometric cross-sections were made.

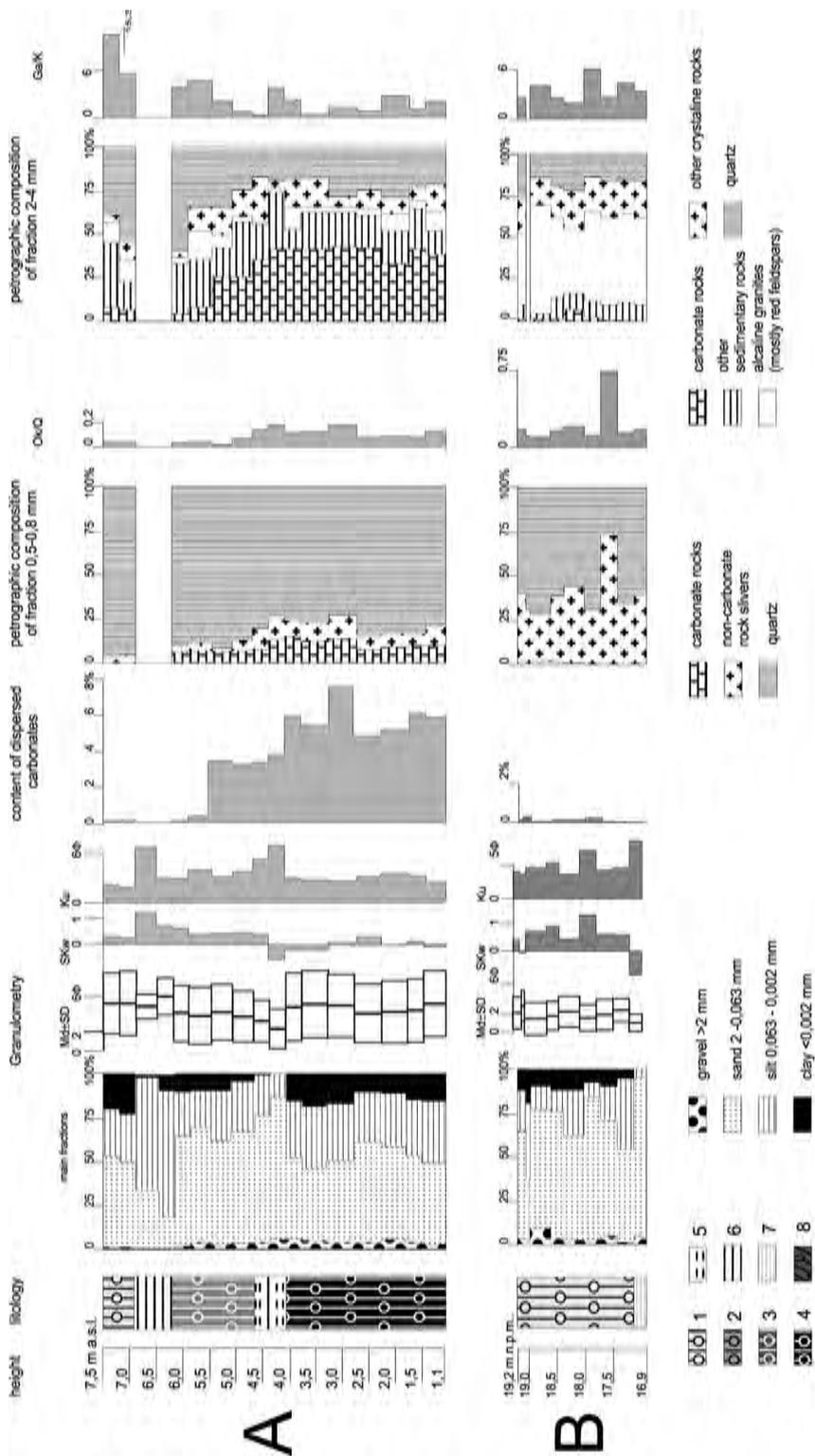
4 Geological structure of the glacioteconite: lithostratigraphic units

In the section of the cliff near Dębina three series of deposits are exposed: (1) glacioteconically deformed Weichselian deposits; (2) Weichselian red tills lying on deformed deposits; and (3) Late-glacial and Holocene aeolian cover sands, which cover Pleistocene deposits. These geological and glacioteconic structures are shown in Fig. 1b. JASIEWICZ (2005) distinguishes the following lithostratigraphic units: Poddąbie formation, Dębina formation, and Wytowno formation. The Poddąbie formation includes till that relate to the advance of the

main stadial of the Weichselian glaciation. The Dębina formation embraces tills that represent sub- and end-glacial facies of the late Pomeranian Phase. Finally, the Wytowno formation is a glacio-lacustrine series over 20 m thickness, exposed in the highest part of the cross-section. The origin and stratigraphic position of the last series is the subject of a separate research project. As it is of marginal significance to the matters under consideration in this paper, the results are not presented in detail. The red till covering the deformed Weichselian deposits is treated as a unit of a different formation, namely, the Gardno formation.

4.1 Poddąbie till (black or dark grey till)

The Poddąbie till appears along the entire cross-section (Fig. 1). In the hinterland of the moraine and in its proximal part, the till forms a 1,5 m



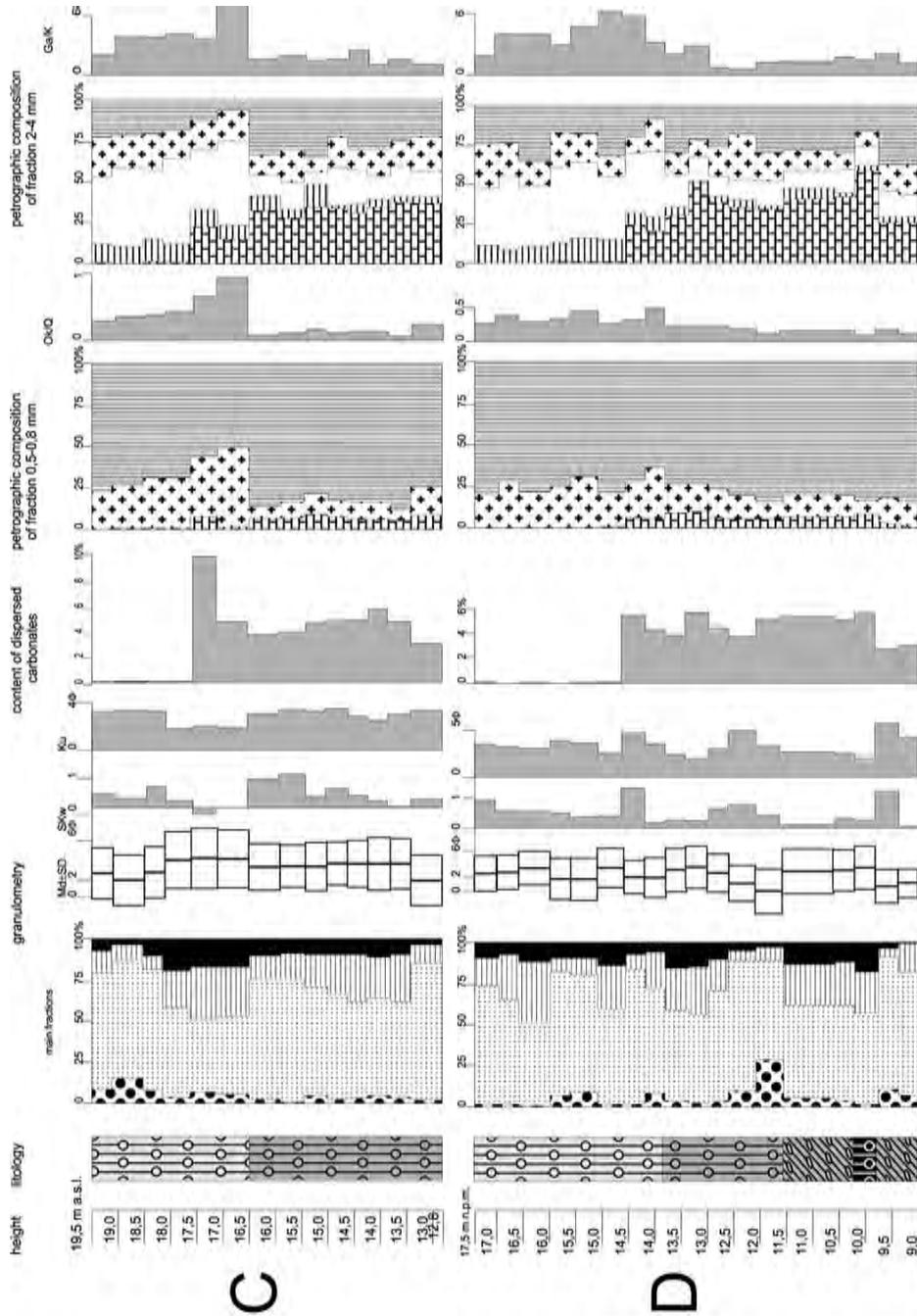


Fig. 3: Lithological characteristics of tills in the Dębina cliff: (1) red till (Gardno formation), (2) light-brown till (Dębina formation, upper unit); (3) brownish till (Dębina formation, lower unit); (4) black till (Poddąbie formation)
 a) Profile PIV, exposure 15; b) Profile PIV, exposure 4; c) Profile PIV, exposure 4; d) Profile PIV, exposure 15.

thick layer at the base of the cliff. Due to a glaciotectonic thrust, at the boundary between the proximal and the axial part, the ostensible thickness of this till increases to about 12 m. A similar till is exposed 600 m and 1200 m further in the south-westerly direction, at the base and on top of the glacio-lacustrine series. The thickness of this till fluctuates between 3 and 5 m.

The gravel content of the 16-32 mm fraction is dominated by Palaeozoic limestones, mainly grey in colour, with visible Palaeozoic fauna such as *Rugosa* corals and *Spirifer* brachiopods. Light limestones, without a macroscopically visible fauna, are limited to the upper third of the deposit. The K/W indicator for the 5-10 mm fraction ranges between 0,6 to 0,9 (Table 1).

The Poddąbie formation also includes fine and medium sands overlying the till. Fragments of redeposited wood in these deposits have been dated to 27000±750 BP (Figs. 1b, 2b).

4.2 De• bina till – the lower unit (brownish and green till)

This till – maximum thickness of 1,5 m – was observed only in the south-western part of the section, in the hinterland of the moraine. It is separated from the underlying Poddąbie tills (Fig. 2b) by a 20-cm thick sand-clay layer with an admixture of organic matter. In the proximal and axial parts of the moraine, deposits of this unit were not observed. Some thin lenses of this till were found within lacustrine deposits only in the cliff at Poddąbie, i.e. beyond the main study area (KRZYSZKOWSKI et al. 1998, JASIEWICZ 2005).

The till discussed here is either layered (and brownish) or massive (and green). In the layered till, the thickness of the sandy layers ranges from several millimetres to a few centimetres. The green till is not laminated, but it does show traces of folded lenses of sands and organic matter (Fig. 2a).

The fining-upward, grain-size distribution within the sandy laminae in the brownish till and the chaotic arrangement of the long axes of pebbles allows this till to be classified as a

subaquatic till facies (HART & ROBERTS 1994), or waterlain till (DREMANIS 1980, 1989). In both the 5-10 mm and 16-32 mm fractions, the two variants of till are dominated by Mesozoic limestones, mostly chalk, which constitutes up to 40% of the whole fraction. The characteristic feature of the till is that both fractions are poor in Paleozoic limestones.

4.3 De• bina till – the upper unit (light-brown till)

This till appears predominantly in the proximal part of the moraine, in the middle and top parts of the glaciotectonite, and within deformation structures. In some areas, contact between the Dębina till and the overlying Gardno till was observed (Fig. 3g). This lithostratigraphic unit is dominated by light-brown sandy till (diamicton). In these deposits, lenses and layers of varigrained sands and gravels are frequently found. Not much can be said about the sedimentary structures noted in these deposits, because in most cases the original sedimentary structure has been overprinted by a new fabric resulting from deformation processes.

The characteristic quality of this till in the 5-10 mm fraction is a balance between crystalline rocks and Baltic carbonates (K/W 0,9-1,1). The till has been classified as a separate type on the basis of lithological differences and the results of study of the 16-32 mm fraction. Apart from crystallines, light limestones are another dominating component. Grey limestones constitute about a quarter of the carbonates, whereas dolomites (in the 5-10 mm and 16-32 mm fractions) constitute less than 0,5% or do not appear at all.

5 Lithological-petrographic characteristics of the red till

The red till is exposed along the whole section of the Gardno end moraine and lies discordantly on deformed older deposits. It does not have continuous cover, but appears as isolated beds with thickness of several centimetres up to two metres. The boundary between the Gardno

till and the overlying series of Holocene cover sands is erosive. The original thickness of the till is impossible to establish. In the north-eastern part of the section, at the hinterland of the moraine (Fig. 1b), the till has a massive structure. It covers discordantly older deformed tills, that are separated in places by a series of silt deposits (Figs. 2a, b, c). The thickness of that layer is up to 50 cm, and border between till and underlying deposits is distinct. In the proximal (middle) part of the moraine, Gardno deposits are formed as alternate layers of till, clay and sand that dip in various directions at gradients of 20°-22° and lying discordantly on older deposits, or laminated till lying directly on older Dębina till (Fig. 2g), with no discordance. In the axial part, the till appears in a few places as patches with massive structure, lying discordantly over the deformed lacustrine deposits (Fig. 2f). In some parts, the only traces of the red till are lag sediments of gravel. The coarse fraction in these gravels is very small. The structural-textural features of the red till enable it to be classified as a flow till of local origin.

In all fractions, there was a complete lack of carbonate rocks and hence the use of the K/W, O/K and A/B indicators (Table 1) for the purpose of comparing the tills with other deposits was impossible. In order to test how it differs from the underlying deposits, indicators that disregard carbonates were employed. In the 16-32 mm fraction, the proportion of Aland rocks (Aland granitoids and porphyries) to other crystallines was estimated. This indicator varied between 0,91 and 0,45 with a mean of $0,62 \pm 0,18$ (this contrasts with $0,34 \pm 0,18$ in the upper unit of the Dębina till and 0,03 in the remaining tills). These data clearly demonstrate the uniqueness of the Gardno till, which was confirmed by analysis of variance. The uniqueness of the petrographic composition of the till is readily visible especially in the 0,5-0,8 mm fraction (Fig. 3). The value of the Ok/Q indicator (clasts of non-carbonates/quartz) is usually 0,59, which is three times higher than that found in other tills. Similar differences were observed in the 2-4 mm fraction, where the Ga/K indicator was also significantly bigger

than in the other petrographic types (Fig. 3), and again they were confirmed by the analysis of variance. The lack of carbonates in the till is probably due to post-depositional weathering, which explains the high content of precipitated carbonate at the boundary between the Gardno and Dębina tills (Fig. 3). However, a low percentage of quartz in the 2-4 mm fraction and high of non-carbonate clasts in the finest fraction show that the untypical petrographic composition of this till is not only the effect of the post-depositional weathering of carbonates (WOŹNIAK 2004).

In the proximal part of the moraine a structure formed by Gardno till with an underlying series of sandy deposits was noted (Fig. 2e). The north-eastern part of the structure consists of a thin series of till with laminae of sand and gravel that dip in a south-westerly direction at a 40° angle. The south-western part of the structure is built of similar deposits, but they dip in the opposite, north-easterly, direction at an angle of 20°-30°. Between them lies a block of massive till, with maximum thickness of 2,2 m.

6 Criteria for distinguishing red tills

The Gardno formation was established as a separate lithostratigraphic unit on the basis of the deposits lying discordantly on deformed Weichselian deposits that build the glacioteconite of the Gardno Phase end moraine. The evidence for this is as follows. The red till is sometimes found lying on the light brown till (Fig. 2g), but also on silt deposits (Figs. 2a, d, f). It is formed either as a flow till with frequent interbeddings of clay and sand, or as a massive till. In some places, a discordance between the red and the light brown till was noted. The upper unit of the Dębina till (light brown) is always found within the glacioteconite structure, and its original fabric is often destroyed and overprinted by one of glacioteconite origin (Fig. 2d), often in the form of a mixture of till and sand beds.

The lithological criteria of the red tills include a high concentration of Aland rocks in compari-

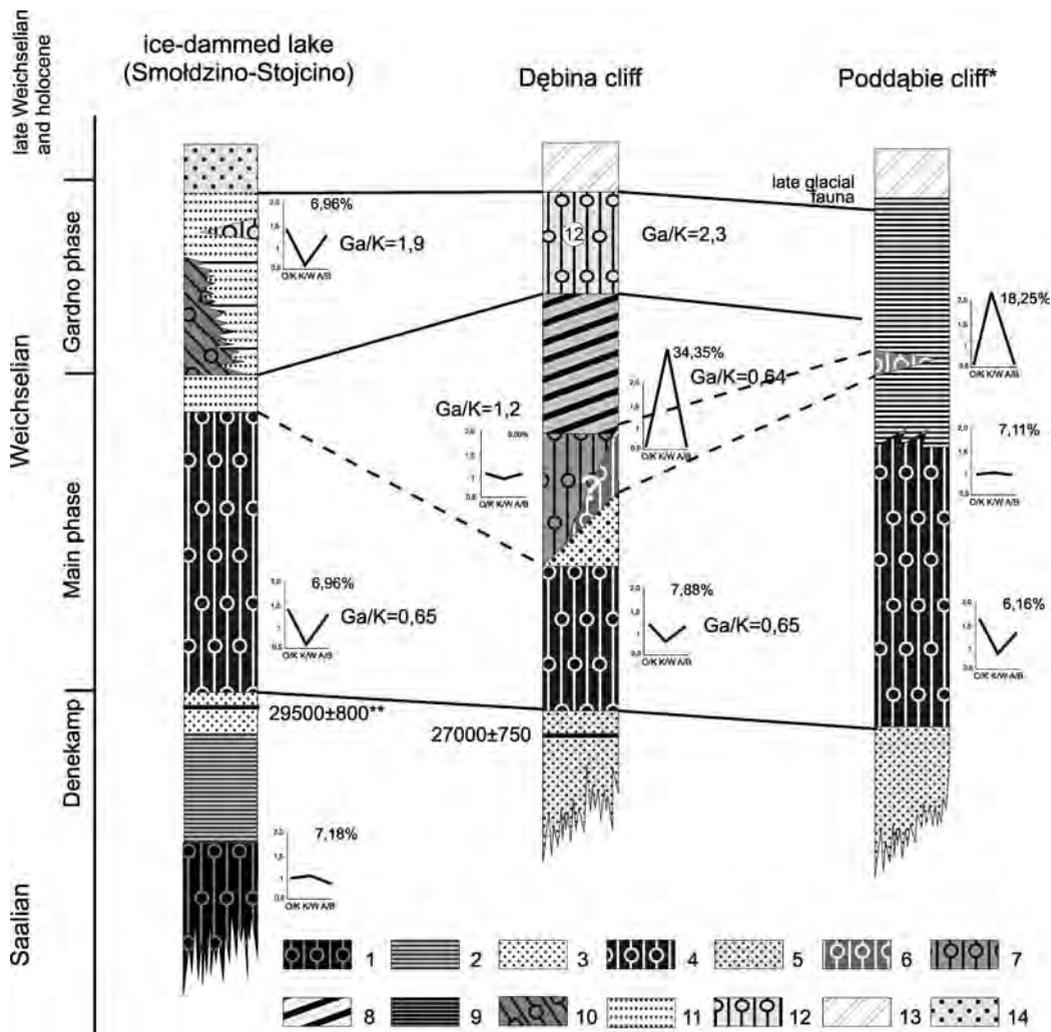


Fig. 4: Lithostratigraphic correlation of the glacial deposits of the marginal zone of the Gardno Phase end moraine: *Saale Glaciation*: (1) till, (2) glacio-lacustrine deposits; *Inter-Pleni-Weichselian*: (Denekamp) (3) medium sands with organic matter; *Weichselian, Leszno-Pomeranian Phase*: (4) Poddąbie till, (5) fine sands of fluvioglacial origin, (6) brownish till (Dębina till, lower unit), (7) light brown till (Dębina till, upper unit), (8) Wytowno formation (glacio-lacustrine deposits), *Weichselian, Gardno Phase*: (9) glacio-lacustrine deposits in Poddąbie (Wytowno formation: sands, silts, clays), (10) Poddąbie till redeposited in ice-dammed lake, (11) glacio-lacustrine deposits (sands, silts, clays), (12) red till (Gardno formation); *Holocene*: (13) Holocene aeolian cover sands, (14) fluvial deposits of Łupawa river valley.

son with other crystalline rocks components. This is confirmed by a high concentration of red feldspars in the fine gravel fraction. A large amount of non-carbonate clasts in comparison with quartz in the sandy fraction is the most distinctive feature of the red till that helps to differentiate it from other tills (Fig. 4).

This feature is helpful in two cases: when the Gardno till lies discordantly on deformed non-till deposits or on light brown till. Thus the lack of carbonates, caused by the post-depositional weathering, is not a serious impediment to certain identification of the red till.

7 The stratigraphic rank and position of the red till

The stratigraphic position of the red till, which lies discordantly on glaciotectonically disturbed Weichselian deposits, is easy to establish: it is as old as, or younger than, the disturbance zone (JAROSZEWSKI 1963, ROTNICKI 1983). Therefore, it can only be connected with the Gardno Phase, the youngest advance on the middle-south coast of the Baltic Sea. Additionally, the chronostratigraphic position of the Gardno advance is well-documented by radiometric methods. According to ROTNICKI & BORÓWKA (1995), the oldest post-glacial deposits from the Gardno-Łeba lowland has been ^{14}C dated to 14300 ± 150 BP. On this basis, ROTNICKI (2001) estimated the time of the Gardno advance to be 15000 BP.

Correlation of till cover with the regional and trans-regional glaciology remains problematic. In the hinterland of the Gardno Phase end moraine ROTNICKI (1995) and ROTNICKI & BORÓWKA (1995) suggested the existence of lags connected with Gardno Phase till. Recently, JASIEWICZ (2005) suggest the possible presence of Gardno till flows in the lower Łupawa ice-dammed area, in the foreland of the Gardno Phase. However, no Gardno till, was found on land yet, having originated as basal till, due to connected with the limited extent of this phase south of the contemporary coast of the Baltic Sea. The correlation of marginal zone deposits of the Gardno Phase end moraine is shown in Fig. 4.

In turn, the correlation at a trans-regional scale based on the numerical values of the indicators is not possible because of the lack of carbonates makes the calculation of the O/K, K/W and A/B indicators impossible, and the rest of the indicators calculated for this till cannot be compared with other indices used in Polish geological cartography. Furthermore, a trans-regional correlation based solely on boulder indicators often fails because tills belonging to the same lithostratigraphic unit may have various petrographic compositions in different regions (LÜTTIG 1999). In this situation it is necessary to compare the lithological features of till, that are not directly dependent on the

numerical values of the indicators. Crystalline rocks, dominated by material transported from a distant, relatively restricted area, and in the finest gravel fraction a high concentration of non-limestone rock clasts (mainly orthoclases) in proportion to quartz suggest that there was restricted interaction with the substratum during transport of the material.

Both the chronostratigraphy (ca. 15000 BP (ROTNICKI & BORÓWKA 1995) and the lithological features of the Gardno till suggest a correlation of the Gardno with the Young Baltic Advance (KJAER et al. 2003, cf. Fig. 1b) is appropriate. The Gardno advance is the last advance in the Middle-South-Baltic area that left the Baltic basin and it is probably with this advance that all glaciotectonic disturbances described from the islands of Rügen (PANZIG 1995) and Wolin (RUSZCZYŃSKA-SZENAICH 1996) are connected. Pebble composition of the Young Baltic advances till also formed under conditions of limited interaction with the substratum (STEPHAN 2001, KJAER et al. 2003). The extent and direction of the advancing lobes were strictly controlled by substratum relief. A higher than usual concentration of Aland rocks in tills that relate to the Young Baltic Belt Sea Advance (Warleberg Advance in Germany) was also stressed by STEPHAN (2001) The Gardno Phase may well be connected with this advance. Similarly, the Gardno ice sheet probably took advantage of the natural depression of the Gardno-Łeba Coastal Plain. Thus, features that allow correlation of the Belt Sea and Gardno advances are the dynamics of the ice sheet, petrographic composition and the chronostratigraphic position.

All deposits in the region of Gardno-Łeba Lowland connected with this advance belong to the same formation, i.e. the Gardno formation, whatever their degree of preservation or weathering. The red till, which originated mostly in the flow facies, is regarded as one of the units in this formation.

8 Origin of the red till

The presence of rock from a restricted geographical provenance and a high percentage of

rock fragments in the sandy fraction indicate that the red till retains features of material that derives from the Aland Islands, 600 km distant. The genesis of its petrographic composition may be explained in two ways, i.e. the original material did not scatter during glacial transport (DONNER 1995, STEPHAN 2001) or the red till has gained the above mentioned features due to a disintegration of a large granite raft.

Since the second variant seems unlikely, it is useful to consider the conditions during the erosion–transport–accumulation cycle that might have resulted in till with such a composition. These include limited interaction between the basal ice and the substratum, and transport of the material high above the ice foot (EHLERS 1981, STEPHAN 2001). A possible scenario is that presented by KABEL (1982), where a depression filled by dead ice is postulated.

Such a model, however, is hard to accept on glaciological grounds, especially taking into account the pace of the ice sheets. The fundamental assumption states that material transport is at most as fast as ice sheet movement. Unfortunately, there are no geological remnants which allow an indirect determination of the pace of the ice masses. Attempts at a computer reconstruction (HOLMLUND & FASTOOK 1995, ARNOLD & SHARP 2001, SIEGERT et al. 2001, NÄSLUND et al. 2003) cannot be an unambiguous indicator due to divergences in the results and some unfounded premises, and the authors cited are fully aware of these caveats (ARNOLD & SHARP 2001). Contemporary studies based on the results of measurements from the area of the Siple Coast (Antarctica) should be treated with caution (BENTLEY 1987, BENNET 2003) because they refer to a specific glaciological situation, i.e. a marginal zone that flows directly to the ocean. A more appropriate analogy may be the data from East Antarctica (YOUNG 1979). Reliable information on the rate of advance of the Weichselian ice sheet may be provided by the results of radiocarbon dating of the youngest organic sediments deposited before the last ice advance, i.e. 22300±700 BP which relates to the Gardno–Leba Coastal Plain (ROTNICKI & BORÓWKA 1995) and 20500±500 BP from

Macew on the Proсна (ROTNICKI & BORÓWKA 1989). On this basis, ROTNICKI (2001) estimated the rate of the ice sheet advance into the territory of present-day Poland, from the Baltic coast to the line of glacial maximum (LGM) at 150–160 m/year. The dates 21480±440 and 22780±660 BP from Ławica Odrzańska (KRAMARSKA 1998) and 21600±1060 BP from Niechorze (KRZYSZOWSKI et al. 1999) support these estimates and agree with the rate of advance the Antarctica ice sheet published by YOUNG (1979), i.e. 127–150 m/year in the area where ice sheet thickness was 800–1000 m. Similar results were achieved in investigations that measured the movement of the ice mass in the Ice Stream B (ALLEY & WILLIAMS 1991) where a rate of 800 m/year was noted, with an average for the stream as a whole of 400 m/year.

As regards the speed within the Baltic Ice Stream (BIS), assuming that the thickness of the ice sheet in this area varied from 1500 to 2400 m (KLEMAN et al. 2001), a rate of 160 m/year is unlikely due to insufficient supplies of snow and ice masses from the Scandinavian region. According to PATTERSON (1994), the rate for such ice sheet thicknesses is 10 to 90 m/year. This implies that it would have taken at least 8000, and a maximum of 60000 years, for material to be transported from the Aland Islands to the Baltic coast, a distance of ca. 600 km. Assuming the age of the Gardno Phase to be 15000 BP (ROTNICKI 1995), the glacial structure of the Baltic Ice Stream as an area of increased speed would have had to function since at least 23000 BP, because such a large concentration of morainic material from the same source zone largely rules out transport during several glacial cycles. On this interpretation, the Baltic Ice Stream would not have been a Late Glacial phenomenon; rather it would have functioned from the time the eastern Baltic Sea was filled by the ice sheet, that is, 28000–24000 BP (BOULTON et al. 2001). This is in accordance with mathematical modelling (HOLMLUND & FASTOOK 1993, 1995; ARNOLD & SHARP 2001).

The Baltic Ice Stream is a unique palaeoglacial structure, which has no equivalent either in the contemporary ice sheets or in the Laurentide ice

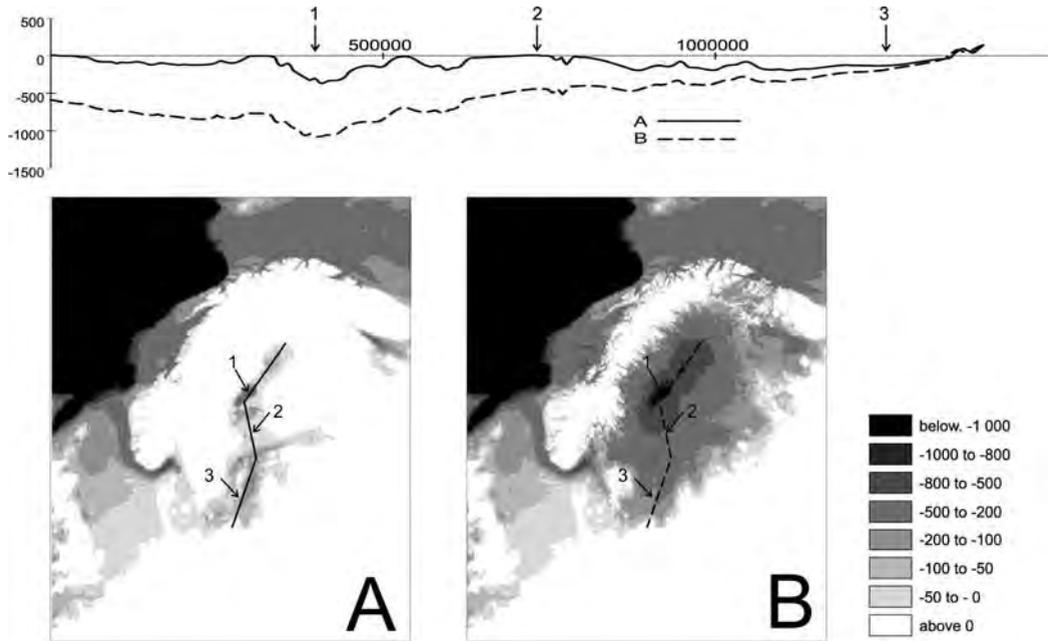


Fig. 5: Substratum relief along the potential route of the Baltic Ice Stream: (A) recent; (B) with isostatic depression, after MÖRNER (1980).

sheet zone. Its functioning is strictly defined by the relief of its substratum, i.e. the Baltic basin south of the Aland Islands, by the considerable inclination of the basin slope in the west (the Scandinavian mountains), and by the slope in the east. The area of the Aland Islands today is a threshold that separates the thickest portions of the ice sheet and places of maximum isostatic depression (MÖRNER 1980) from the area of a distinct transport route in the Baltic basin. On the basis of the results of glacial process modelling, HOLMLUND & FASTOOK (1993, 1995) suggest that the threshold of the Aland Islands was a great obstacle for the Baltic Ice Stream and was eroded during its functioning much more intensely than for example Gotland, which lies farther to the south (HOLMLUND & FASTOOK 1993, 1995). In the Younger Dryas, the Aland Islands could even have risen above the surface of the ice sheet as nunataks. However, a relief analysis that takes isostatic depression into consideration (Fig. 5) shows that at the height, and during the retreat, of the glaciation the Aland Islands had already stopped being an obstacle. This suggests

that the incorporation of material into the ice sheet took place at the beginning of the glaciation. If we assume, after BOULTON et al. (2001), that the Aland Islands found themselves at the limit of the ice sheet in the Inter-Pleni-Weichselian, they would be an area of intense weathering during periglacial conditions. The presence of poorly scattered material proves that the Baltic Ice Stream began to function immediately after filling up the Baltic basin with ice, but due to time and distance the effects of its functioning are not clearly visible until the deposits of the final stage of the glaciation.

9. Conclusions

Weichselian red tills identified in the cross-section of the cliff of the Gardno Phase end moraine include flow tills that are connected with the advance of the Gardno ice sheet. Hence they constitute a component of the Gardno formation that is regarded as a series of deposits left during the advance and recession of the Gardno ice lobe. The stratigraphic status

of the red tills was established on the basis of their discordant position on deformed Weichselian deposits, and confirmed by an analysis of their petrographic composition in the 16-32 mm and 0,5-0,8 mm fractions. Though the red tills lack carbonate rocks and dispersed carbonates (probably due to weathering), this is not an impediment to establishing lithostratigraphic identity or genesis of the red tills if the methods, referred to above, are applied. The unique composition of the red tills is probably the effect of specific erosion conditions, i.e. transport and accumulation in the area of the Baltic Ice Stream. These conditions are not present until the end of every glaciation (EHLERS 1992). Nevertheless, the hypothesis presented here concerning the dynamics of the Baltic Ice Stream still requires further research.

Acknowledgement

I am really grateful to Professor Dr. Dariusz Krzyszkowski for the idea of this paper, Professor Dr. Karol Rotnicki for reading and discussing the Polish version of the paper and two anonymous reviewers for reviewing the article and for useful comments. Professor Dr. M. O'Connell (Univ. Galway, Ireland) kindly improved the English version.

References

- ALLEY, R. B. & WILLIAMS, I. M. (1991): Changes in the West Antarctic ice sheet. – *Science*, **254**: 959-963; Washington.
- ARNOLD, J. & SHARP, M. (2001): Flow variability in the Scandinavian ice sheet: modeling the coupling between ice heat flow and hydrology. – *Quatern. Sci. Rev.*, **21**: 485-502; Oxford.
- BENNET, M. (2003): Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. – *Earth Sci. Rev.*, **61**: 309-339; Amsterdam.
- BENTLEY, C. R. (1987): Antarctic ice streams: a review. – *J. Geophys. Res.*, **92**: 8843-8858; Washington.
- BORN, V. D. (1857): Zur Geognostik der Provinz Pommern. – *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, **9**: 473-519; Berlin.
- BOULTON, G. S., DONGELMANS, P., PUNKARI, M. & BROADGATE, M. (2001): Paleoglaciology of an ice sheet trough a glacial cycle: the European ice sheet trough the Weichselian. – *Quatern. Sci. Rev.*, **20**: 591-625; Oxford.
- BÜLOW, v. K. (1925): Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern. – *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **45**: 317-344; Berlin.
- BÜLOW, v. K. (1930): Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreis Stolp in Pommern: eine geologische Heimatkunde. 200 S.; Stolp (Eulitz)
- DONNER, J. (1995): The Quaternary History of Scandinavia. – 208 S; Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- DREMANIS, A. (1980): Terminology and development of genetic classifications of materials transported and deposited by glaciers. – In: STANKOWSKI, W., (ed.): Tills and glacial deposits, UAM, Ser. Geogr., **20**: 5-10; Poznań.
- DREMANIS, A. (1989): Tills: Their genetic terminology and classification. – In: GOLDTHWAIT, R. P. & MATSCH, C. L. (eds.): Genetic Classification of Glacial Deposits: 17-83; Amsterdam (A. A. Balkema).
- EHLERS, J. (1981): Some aspects of glacial erosion and deposition in North Germany. – *J. Glaciol.*, **2**: 143-146; Cambridge.
- EHLERS, J. (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. – *Sver. Geol. Unders.*, **81**: 97-105; Upsalla.
- GIEDROJĆ-JURAH, H. (1949): Moreny czołowe okolic jeziora Gardno. – *Czas. Geogr.*, **20**: 239-244; Warszawa.
- HART, J. K. & ROBERTS, D. M. (1994): Criteria to distinguish between subglacial glaciotectionic and glaciomarine sedimentation. I. Deformation styles and sedimentology. – *Sedim. Geol.*, **91**: 191-213; Tulsa.
- HARTNACK, W. (1926): Die Küste Hinterpommerns unter der Berücksichtigung der Morphologie. – *Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft Greifswald*, **43/44**(2): 324 S.; Greifswald.
- HOLMLUND, P. & FASTOOK, J. (1993): Numerical modeling provides evidence of Baltic Ice Stream during the Younger Dryas. – *Boreas*, **22**: 77-86; Oslo.
- HOLMLUND, P. & FASTOOK, J. (1995): A Time dependent glaciological model of the Weichselian ice sheet. – *Quatern. Int.*, **27**: 53-58; Oxford.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1993): The compositional features of Danish glacial deposits. – In: EHLERS, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 199-202; Rotterdam (A. A. Balkema).
- JAROSZEWSKI, W. (1963): Młode zaburzenia tektoniczne w Dobrzyniu nad Wisłą. – *Biul. Geol.*, **3**: 263-273; Oxford.

- JASIEWICZ, J. (1999): Glacitektoniczna struktura dupleksu (gardnieńska morena czołowa, klif w Dębnie na zachód od Rowów [Glaciotectonic structure of duplex (Gardno Phase end moraine, Dębina Cliff, west of Rowy)] – In: BORÓWKA, R. K., MŁYNARCZYK, Z. & WOJECIHOŃSKI, A. (eds.): *Ewolucja Geosystemów Nadmorskich Południowego Bałtyku*: 87-93; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- JASIEWICZ, J. (2001a): Vistuliańskie gliny czerwone i ich znaczenie stratygraficzne dla wydzielenia fazy gardnieńskiej. – In: ROTNICKI, K. (ed.): *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*: 53-56; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- JASIEWICZ, J. (2001b): Wpływ struktury glacitektonicznej na rzeźbę moreny czołowej na przykładzie form marginalnych fazy gardnieńskiej. – In: ROTNICKI, K. (ed.): *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie*: 57-61; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- JASIEWICZ, J. (2005): *Stratygrafia glin morenowy i struktura glacitektoniczna gardnieńskiej moreny czołowej [Stratigraphy of the glacial tills and glaciotectonic structure of Gardno Phase end moraine]*. – Wydawnictwo naukowe PTPN: 161 pp.; Poznań.
- JENTZSCH, A. (1916): *Beobachtung am Ostseerand in Hinterpommern-Westpreussen*.
- KABEL, C. (1982): *Geschiebestratigraphische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete*. – Unveröff. Dissertation: 231 S.; Kiel.
- KJÆR, K. H., HOUMARK-NIELSEN, M. & RICHARDT, N. (2003): Ice flow patterns and dispersal of erratics at the southwestern margin of the last Scandinavian Ice Sheet: signature of paleo-ice streams. – *Boreas*, **32**: 130-148; Oslo.
- KLEMAN, J., HATTERSTRAND, C., BORSTROM, I. & STROEVEN, A. (2001): Fennoscandian paleoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model. – *J. Glaciol.*, **43**: 283-299; Cambridge.
- KRAMARSKA, R. (1998): Origin and development of the Odra bank in the light of the geologic structure and radiocarbon dating. – *Geol. Quater.*, **42(3)**: 277-288; Warsaw.
- KRYGOWSKI, B. (1967): *Zmienność glin morenowych w zakresie uproszczonego składu petrograficznego*. – *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **7**: 59-65; Poznań.
- KRZYSZKOWSKI, D., ALEXANDROWICZ, S. KUSZELL, T. DRYCZ, M. GOSTKOWSKI, M. & GRZEGORCZYK, B. (1998): Stratigraphy and sedimentary environments of the Late Pleistocene deposits – Field Symposium on glacial Geology at the Baltic Sea Coast in Northern Poland, Excursion Guide: 65-78; (unpublished material).
- KRZYSZKOWSKI, D., DOBRADZKA, D., DOBRADZKI, R., CZERWONKA, J. & KUSZELL, T. (1999): Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze Baltic coast, North-western Poland. – *Quatern. Stud. Pol.*, **16**: 27-45; Warsaw.
- MÖRNER N.-A. (1980): The Fennoscandian Uplift: Geological Data and their Geodynamical Implication. – In: MÖRNER N.-A. (ed.): *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*: 251-284; Chichester (John Wiley & Sons).
- NÄSLUND, J. O., RODHE, L., FASTOOK, J. L. & HOLMUND, P. (2003): New ways of studying ice sheet flow directions and glacial erosion by computer modeling - examples from Fennoscandia. – *Quatern. Sci. Rev.*, **22**: 245-258; Oxford.
- PANZIG, W. A. (1995): The tills of NE Rügen - lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. L. (eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*: 371-389; Rotterdam (Balkema).
- PATTERSON, W. S. B. (1994): *The physics of glaciers*. 480 S.; Oxford (Pergamon).
- PETELSKI, K. (1976): *O budowie geologicznej gardnieńskiej moreny czołowej w odsłonięciach klifu między Dębnią a Poddębiami na Pobrzeżu Zachodniopomorskim Zesz. – Nauk. Wydz. BiNoZ U.G. Geogr.*, **5**: 168-180; Gdańsk.
- RACINOWSKI, R., DOBRZYŃSKI, S. & SEUL, C. (1993): Uziarnienie i skład mineralny osadów spoistych klifu między Rowami a Orzechowem. – In: FLOREK, W. (1993): *Geologia i geomorfologia środkowego pobrzeża i południowego Bałtyku*: 155-168; WSP Słupsk.
- ROTNICKI, K. (1983): Glaciotectonics and the problem of correct stratigraphy and correlation of the quaternary deposits in the areas of Pleistocene inland glaciations. – In: BILLARD, A., CONCHON, O. & SHOTTON, F. W. (1983): *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*: 42-64; Rotterdam (Balkema).
- ROTNICKI, K. (2001): *Stratygrafia i paleogeografia vistulainu Niziny Gardnieńsko-Łebskiej*. – In: ROTNICKI, K. (ed.): *Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego*

- Bałtyku w vistulainie i holocenie: 19-29; Bogucki Wydawnictwo Naukowe.
- ROTNICKI, K. (1995): Polish Coast - Past Present and Future. – *Journal of Coastal Research: Spec. Issue*, **22**; West Palm Beach.
- ROTNICKI, K. & BORÓWKA, R. K. (1995): The last cold period in the Gardno - Łeba Coastal Plain. –In: ROTNICKI, K. (ed.): Polish Coast - Past Present and Future. – *Journal of Coastal Research (Spec. Issue)* **22**: 225-229; West Palm Beach.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAICH, H. (1996): Ukierunkowanie wielkoskalowych zaburzeń glacictektonicznych na Wyspie Wolin. – *Acta Geographica Lodzienia*: 40-42; Łódź.
- RUTKOWSKI, J. (1995): Badania petrograficzne żwirów. – In: MYCIELSKA-DOWGIALLO, E. & RUTKOWSKI, J. (eds.): *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*: 133-150; Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa.
- RZECHOWSKI, J. (1971): Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. – *Biul. IG*, **254**: 111-155; Warszawa.
- RZECHOWSKI, J. (1974): O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Niżu Polskim. – *Zesz. Nauk. UAM Geografia*, **10**: 87-99; Poznań.
- RZECHOWSKI, J. (1976): Lithological peculiarities of Polish lowland tills. – *Tills, its Genesis and Diagenesis*, *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 213-217; Poznań.
- SIEGERT, M. J., DOWDESWELL, J. A., HALD, M. & SVENDSEN, J.-I. (2001): Modeling the Eurasian ice sheet trough a full Weichselian glacial cycle. – *Quatern. Res.*, **31**: 367-385; Orlando.
- STEPHAN, H.-J. (1985): Exkursionführer Heiligenhafener „Hohes Ufer“. – *Der Geschiebesammler*, **18**(3): 83-99; Hamburg.
- STEPHAN, H.-J. (1987): Moraine Stratigraphy in Schleswig-Holstein and adjacent areas. – In: VAN DER MEER, J. (ed.): *Tills and Glaciotectonics*: 23-30; Rotterdam (A. A. Balkema).
- STEPHAN, H.-J. (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein; ein Überblick. – *Meyniana*, **50**: 113-135; Kiel.
- STEPHAN, H.-J. (2001): The Young Baltic advance in the western Baltic depression. – *Geol. Quater.*, **45**(4): 359-363; Warsaw.
- TREMBACZOWSKI, J. (1967): Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych Wysoczyzny Północno-Konińskiej. – *Pr. Inst. Geol.*, **48**: 147-162; Warszawa.
- WOŹNIAK, P. P. (2004): Przydatność analizy litologicznej glin morenowych w badaniach geomorfologicznych stref marginalnych ostatniego zlodowacenia. – *Prz. Geol.*, **52**(4): 336-339; Warszawa.
- YOUNG, N. W. (1979): Measured velocities of interior East Antarctica and the state of mass balance within the I.A.G.P. area. – *J. Glaciol.*, **24**: 77-87; Oxford.

Hinweise für Autoren

Manuskript Übermittlung: Das Manuskript ist der Schriftleitung in dreifacher Ausfertigung zuzusenden. Manuskriptformat DIN A4, einseitig bedruckt, durchnummeriert und mit Namen und Adresse des Erstautoren versehen. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf oder .doc-Format. Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand. Bitte das eingereichte Manuskript nicht heften.

Manuskripte, die nach der Begutachtung zum Druck angenommen sind, werden nur auf Anforderung an die Autoren zurückgesendet. Dies gilt auch für beigelegte Originale (Zeichnungen, Fotos etc.). Die überarbeitete Endversion des Manuskriptes ist abschließend auf einer CD/Diskette und als Ausdruck bei der Schriftleitung einzureichen. Eine Übermittlung via E-Mail ist ebenso möglich. Ausdruck und elektronische Fassung müssen identisch sein, etwaige notwendige Änderungen können den Autoren in Rechnung gestellt werden.

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. Es gelten die Regeln der neuen Rechtschreibreform.

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen: **I.** Kurze, aber prägnante Überschrift **II.** Ausgeschriebener Vor- und Nachname mit akademischem Grad, Post- und E-Mail-Adresse **III.** Bis zu fünf 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 einen rechtsseitigen Flatterrand.

Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.

Bitte alle automatische Formatierungen in ihrer Textarbeit deaktivieren.

Bitte keine Seitenzählung

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

Abbildungen: Bitte fügen sie jede Abbildung als separaten Ausdruck bei und versehen sie den Ausdruck mit dem Namen des Autors, der Abbildungsnummer und der Ausrichtung der Abbildung. Alle Grafiken müssen eine Verkleinerung auf Spaltenbreite (= 7 cm) oder Satzspiegel (= 14,5 x 21 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.

Für die Drucklegung müssen alle Abbildungen in elektronischer Form eingereicht werden. Bitte verwenden sie hoch aufgelöste Dateien im .tif- oder .eps-Format (600 dpi). Stark reduzierte .jpg oder .pdf-Dateien oder in Word-Dokumente eingebundene Abbildungen werden nicht akzeptiert.

Klapptafeln oder farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

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).

Monographische Werke, Bücher:

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

Bitte keine Abkürzungen der Zeitschriftentitel verwenden.

Sonderdrucke: Autoren erhalten 20 Sonderdrucke kostenfrei, weitere auf Kosten des Verfassers.

Instruction to Authors

Manuscript submission: Please send your manuscript in triplicate to the Editor, printed on one side of standard sized paper (DIN A4) with the author's permanent and temporary addresses. Microsoft Word files are preferred (.rtf or .doc-files). Use 12pt type in one of the standard fonts: Times Roman, Helvetica, or Courier is preferred. It is not necessary to double space your manuscript. Do not use staples to fix your manuscript.

Manuscripts accepted for publication, including original artwork will not be returned to the author unless requested. The final revised and accepted manuscript should be submitted on CD/diskette along with a copy of the printout or via E-mail. The CD/diskette should be labelled with the author's name and the version of the word processing system used. The electronic files and the printout must be identical. Changes to the electronic files may be charged to the author(s).

Manuscript style: The languages of the journal are English and German. Manuscripts in German must contain an English subtitle, an abstract and English keywords.

Manuscripts should be arranged in the following order: **I.** Informative but brief title **II.** Full names, full address, E-mail and academic position of all authors. **III.** Include up to five keywords that describe your paper. **IV.** A short abstract of up to 200 words. Papers in German should additionally contain a summary in German language; the English abstract should carry the translated title of the paper in square brackets. **V.** The main text, if necessary subdivided by headings, which should be numbered with arabic numerals. **VI.** Reference list, the references should be arranged alphabetically and should be conform to the examples given below.

References should be quoted in the text as name and year within brackets and listed at the end of the text alphabetically. Use small CAPITALS for the author e.g. MÜLLER (2006). Where reference is made to more than one work by the same author published in the same year, 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, figure, table etc. 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*) are to be written in *italics*. Use small CAPITALS for the author (*Armeria maritima* WILLD.)

Do not justify your text, use a ragged right hand margin.

Do not break words at the end of lines.

Do not use any automatic formatting.

Do not use page numbers

Graphic elements, tables and images should be kept as separate files. Figures and tables captions should be placed at the end of the manuscript.

Illustrations: Supply each figure as a separate print-out, with the author's name, the figure number and the top of the figure indicated. Illustrations should be reducible to a column width of 7 cm or a maximum size of 14,5 x 21 cm. Lettering must be of reasonable size that would be clearly readable after reduction. Where a key of symbols is required, include this in the artwork itself, not in the figure caption. Avoid fine lines and grey-shading/halftones.

For the final version all illustrations must be supplied electronically as files at a sufficient resolution (600 dpi). Please use a tiff or eps format. Pdf-files or figures in word-documents are not acceptable.

Foldout inserts and colour illustrations are permitted, provided the author bears the cost.

References (examples):

Papers:

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

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).

Books:

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

Do not abbreviate the name of Journals.

Offprints: Authors will receive 20 offprints free of charge. Further offprints can be ordered.

Available volumes of
Eiszeitalter und Gegenwart
(status quo 12/2007)

Volume	Year	Price	Volume	Year	Price
6	1955	38,00 €	35	1985	40,00 €
7	1956	38,00 €	36	1986	42,00 €
11	1960	38,00 €	37	1987	44,00 €
12	1962	38,00 €	38	1988	44,00 €
13	1962	38,00 €	39	1989	44,00 €
14	1963	38,00 €	40	1990	48,00 €
15	1964	38,00 €	41	1991	48,00 €
16	1965	38,00 €	42	1992	49,90 €
17	1966	38,00 €	43	1993	49,90 €
18	1967	vergriffen/sold out	44	1994	49,90 €
19	1968	38,00 €	45	1995	49,90 €
20	1969	38,00 €	46	1996	49,90 €
21	1970	38,00 €	47	1997	49,90 €
22	1971	38,00 €	48	1998	49,90 €
23/24	1973	Doppelband/double feature 57,00 €	49	1999	49,90 €
25	1974	38,00 €	50	2000	49,90 €
26	1975	38,00 €	51	2002	49,90 €
27	1976	38,00 €	52	2003	54,00 €
28	1978	38,00 €	53	2003	54,00 €
29	1979	38,00 €	54	2004	54,00 €
30	1980	38,00 €	55	2005	54,00 €
31	1981	38,00 €	56/1-2	2007	54,00 €
32	1982	38,00 €	56/3	2007	27,00 €
33	1983	38,00 €	56/4	2007	27,00 €
34	1984	40,00 €			

A list of all published volumes is also shown under <http://www.schweizerbart.de/j/eiszeitalter-und-gegenwart>.

For members of the DEUQUA volumes 11-50 (exclusive of Vol. 17-18, 29) are available for 10,- € per volume. The price for other volumes is 25,- € for DEUQUA-members.

Volume 6-7, 17, and 29 are exclusively offered by E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Johannesstr. 3A, D-70176 Stuttgart.

Also available:

EISSMANN L. & LITT, T. (Hrsg.) (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands. – Altenburger Naturwiss. Forsch., 7; Altenburg. The price is 43,- €

If you are interested please contact:

Deutsche Quartärvereinigung e.V., Stilleweg 2, D-30655 Hannover, deuqua@lbeg.niedersachsen.de

Volumes 1-5, 8 and 10 are available as reprints:

Firma Zwerts und Zeltinger, Heereweg 347, P.O. Box 80, NL-2160 SZ Lisse (price for DEUQUA-members is 28,- €).

Contents Vol. 56 No. 4 (2007)

- Das jungpleistozäne Lößprofil von Nußloch (SW-Wand)227
im Aufschluss der Heidelberger Zement AG
The Late Pleistocene loess profile Nussloch (SW wall)
Erhard Bibus, Manfred Frechen, Michael Kösel & Wolfgang Rähle
- Neubewertung der geomorphologischen Entwicklung256
der Umgebung des Rangsdorfer Sees
Reassessment of the geological development of the Rangsdorf lake area
Christopher Lüthgens & Margot Böse
- Zur Struktur und Entstehung von Eiskeil–Großformen283
in Lieth/Elmshorn (Schleswig-Holstein)
*Structure and development of ice-wedge pseudomorphs
in the Lieth lime quarry/Elmshorn (Schleswig-Holstein)*
Alf Grube
- Weichselian red tills in the Gardno Phase End Moraine (Dębina Cliff)295
– criteria for distinction, origin and stratigraphic position,
and implications for the origin and course of the Baltic Ice Stream
Weichselzeitliche rote Moränen in der Gardno Endmoräne (Dębina Kliff)
– *Besonderheiten, Herkunft und Chronostratigraphie, unter besonderer
Berücksichtigung des Verlaufs und der Quelle des Baltischen Eisstroms*
Jarosław Jasiewicz