

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 Palaeontology 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 WANSA (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 glazärer und periglazärer 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)

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 Ekholter Au östlich Elmshorn (Lieth). Damit wurde der mehrere Meter mächtige Kaolinsand unter dem Kohleflöz der Nordende-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,

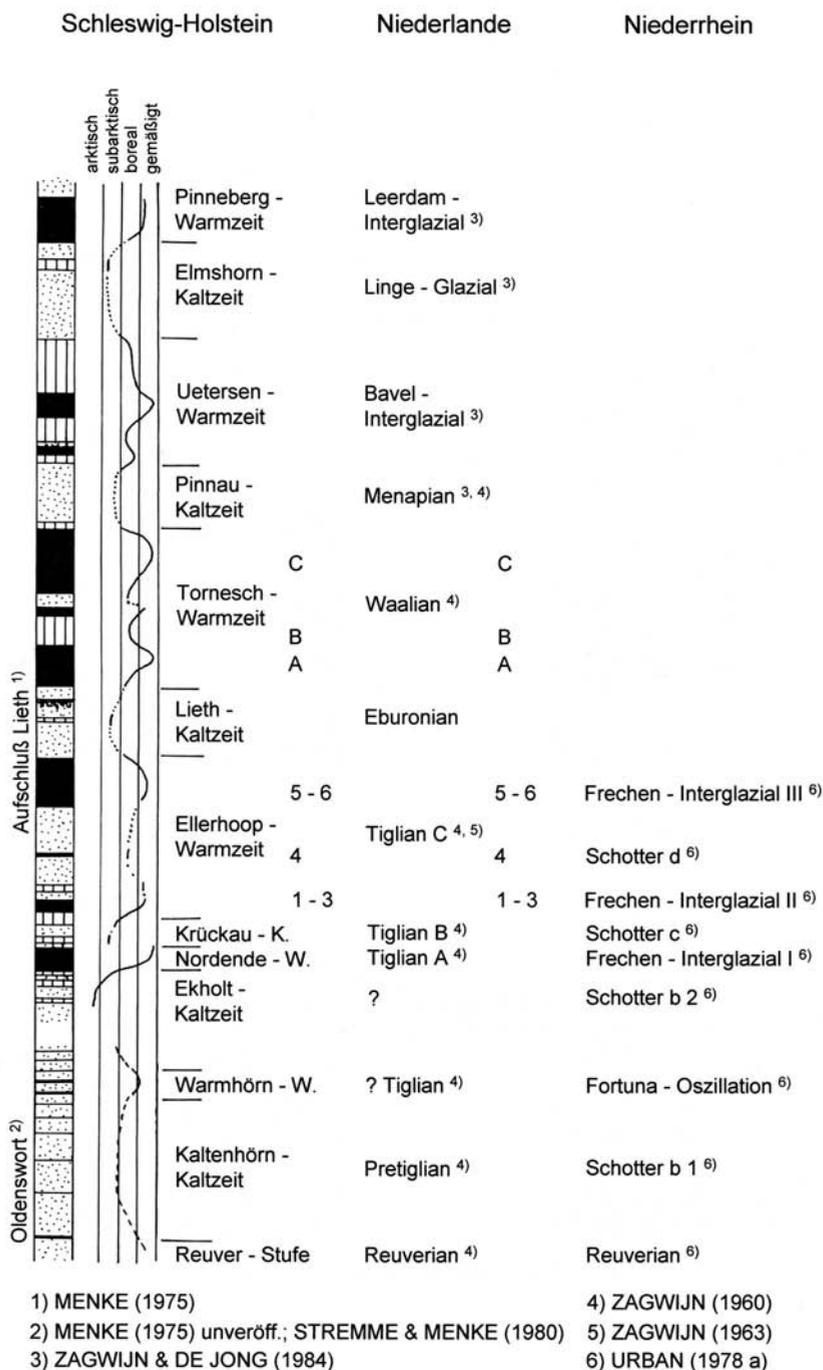


Abb. 2: Stratigraphie des Altpleistozän in Schleswig-Holstein und Korrelation (aus STEPHAN & MENKE 1993).

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 detailiertem 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

Erstmals 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)

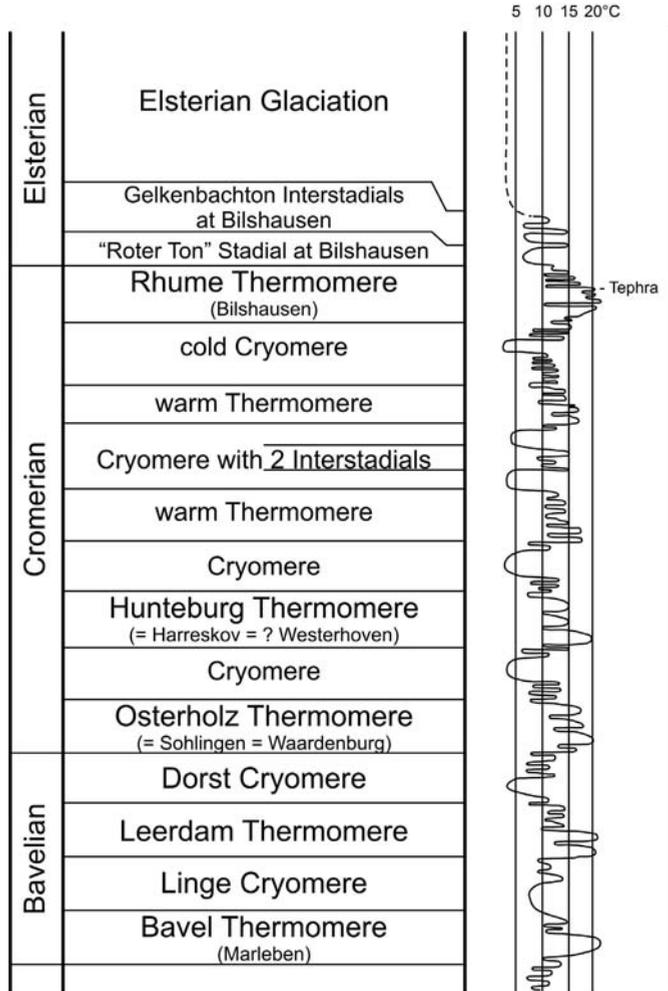


Abb. 3: Stratigraphie und rekonstruierte mittlere Julitemperatur zwischen Menap und Elster in Niedersachsen (nach MÜLLER 1992).

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). Bislang 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 Arten-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 Subrosionssenke, 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 Flösschen 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 Intererglazialsedimenten 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.

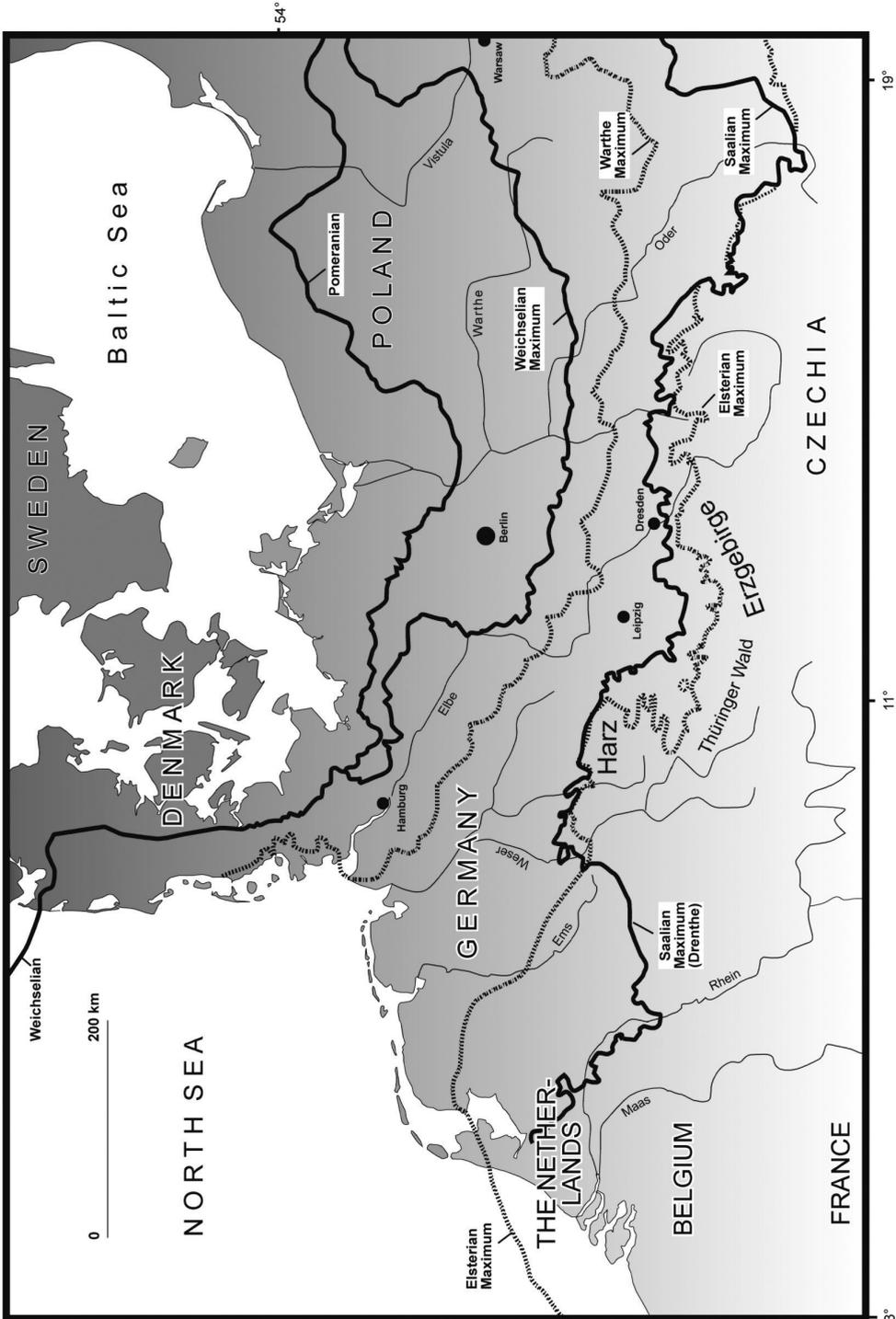


Abb. 4: Glaziale Randlagen und Endmoränen im nördlichen Mitteleuropa (verändert nach EHLERS et al. 2004).

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 Randleistozän der Saale-Vereisung wird das Ältere Saale-Stadium in die Zeitz-Phase und Leipziger-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 Mitteleuropa 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 Mitteleuropa 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-Stage, 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 Röpersdorfer 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 Rodeback-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.

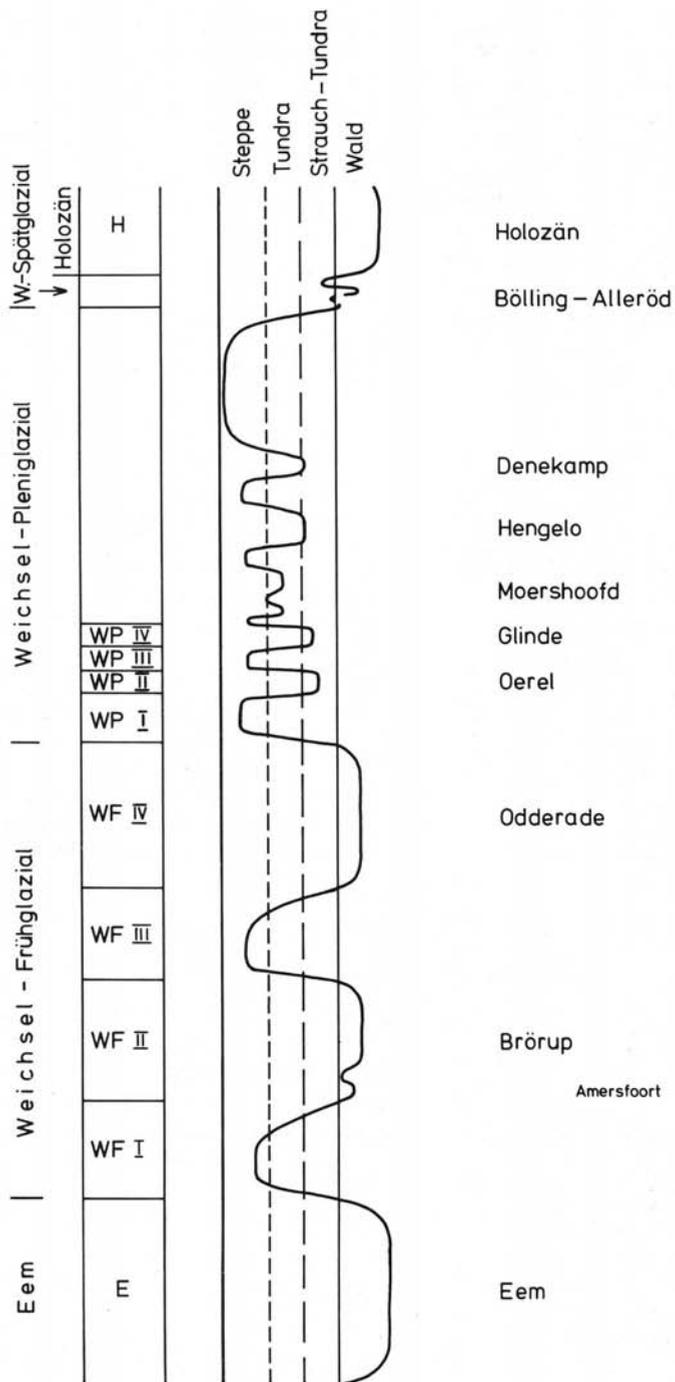


Abb. 5: Schematische Darstellung des Vegetationscharakters im norddeutschen Tiefland während des Jungpleistozäns und Holozäns (aus BEHRE & LADE 1986).

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 Rederstall 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)

Rederstall-Stadial (WF III)

1 Definition, Erstbeschreibung

Das Rederstall-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 Rederstall I in Rederstall, 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 Rederstall 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 Segranner 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.

RÜHBURG (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)

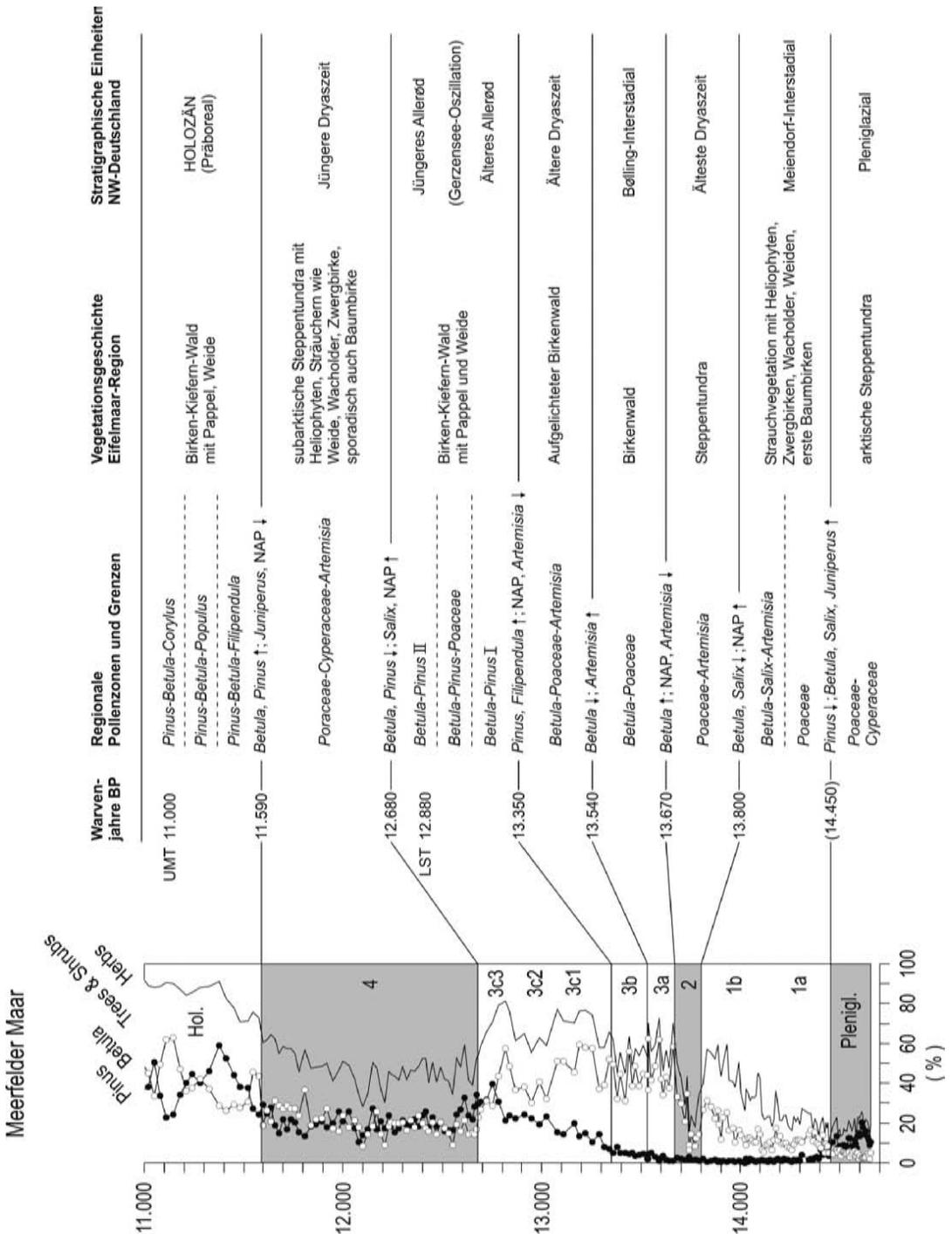


Abb. 6: Bio- und Chronostratigraphie des Weichsel-Spätglazials in Nordwestdeutschland (Eifel) (nach LITT et al. 2003).

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 Bølling-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 Unterpfauzenwald 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 glazi-fluviale (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/Grönenbach) 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 kalkalpiner 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 (SCHIEDLER 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 Salzachgletschergebiets, Ältere Deckenschotter des Rheingletschergebiets 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 Salzachgletschergebiets. 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 gүнzzeitlich weit ins Vorland vorgestoßenen Gletscher belegt.

(BECKER-HAUMANN)

Gүнz/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/Obergүнzburger Beckens durch ältere glazifluviale Ablagerungen nahezu vollständig verbaut war – nicht mehr gegen das Mindeltal ging, sondern gegen das heutige Memminger Trockental und weiter ins Gүнztal. 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 Günzthal, Unterburg/Erliser-Kirchheim/Burgauer Schotter im Mindeltal.

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 eingestuftes 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 Stadiale 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 Innenwallwürms.

(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 wärmzeitliche 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 Prätegelium eingestuft (URBAN, 1978a, b).

Die Fortuna-Oszillation der Tagebaue der Ville wurde mit Pollenspektren vom Prätegelen-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 KOČI 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 KOČI in BOENIGK et al. (1972) unten revers und oben normal magnetisiert, nach neueren Messungen (KOČI & 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 (KOČI, 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 eingetieft 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 Faunen-zugehörigkeit, 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 Rusciniams 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 Vaquer (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. Csárnota 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 Rodentien 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 *Lepotobos*, *Mammuthus* und *Equus* sowie durch die Wühlmause *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 jüngeres 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 (=Püspökfürdő, 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 Tempplomhegy (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 (Jungbiharium)

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 Jungbiharium. 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 Jungbiharium 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 „älteren *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 Küstenforschung 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 Unterpfaufenwald (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 Brüggan (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., KOČI, 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.
- BOŚINSKI, 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.
- BRÄUER, 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., KOČI, 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): Spättriß, 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 Kieselgur lager 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 mittelleistozänen 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. – *Rozpravy 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 mittelleistozänen 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 Undersøgelser, 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.
- KOČI, 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 środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 KA → 10 KA BP). – Dokumentacja Geograficzna 1: 7- 82; Polska Akademia NAUK, JGiPZ.
- KRBETSCHKE, 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): Insectivoren, 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 TYNNI, 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. & TYNNI, 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 $\delta^{18}\text{O}$ 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.
- VAN DEN BERGHE, J. (1985): Palaeoenvironment and stratigraphy during the last glacial in the Belgian-Dutch border region. – *Quaternary Research*, **24**: 23-38; Orlando.
- VAN DEN BERGHE, 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 durchlaufend nummeriert, jedoch ohne automatische Verknüpfung). Anstatt Seitenverweisen nur Angabe des Kapitels.

Äußere Form des Manuskripts

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

Literaturzitate

Literaturzitate im fortlaufenden Text: Stets als Kurzzitate und in KAPITÄLCHEN-Schrift (nicht zu verwechseln mit 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>	