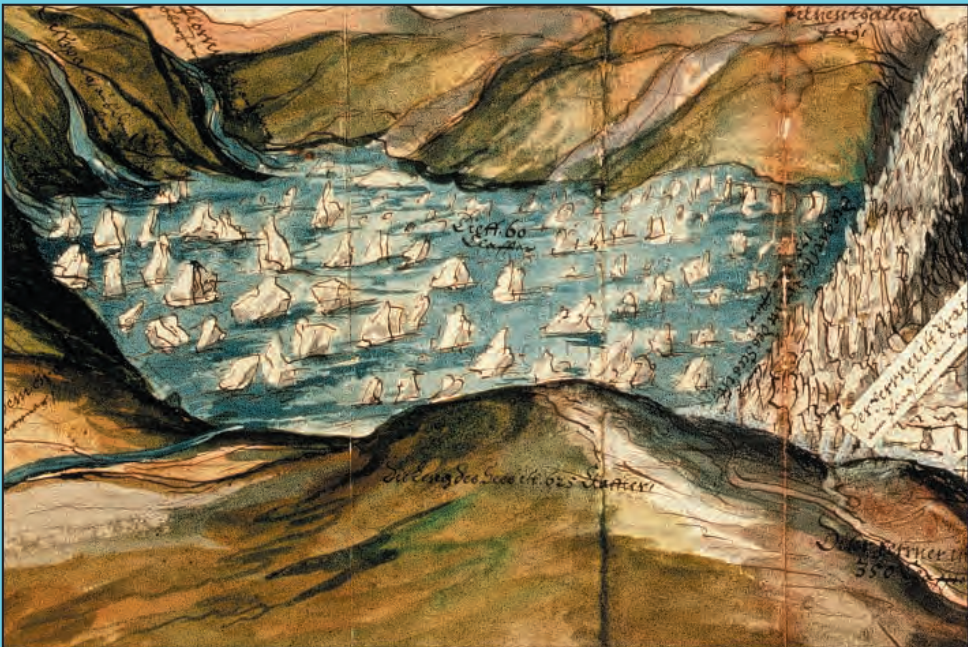


Eiszeitalter und Gegenwart

55. Band 2005



Jahrbuch der Deutschen Quartärvereinigung e. V.

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE



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

ISSN 0424 - 7116



www.deuqua.de

Deutsche Quartärvereinigung e.V.

Gegründet 1948

Geschäftsstelle:

30655 Hannover, Stilleweg 2, Postfach 510153

Email: deuqua@nlfb.de

Bankverbindungen:

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

Kreissparkasse Hannover, Konto-Nr. 2000806311, BLZ 25050299

Vorstand

(2003-2006)

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

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

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

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

Schriftwechsel, der sich auf das Jahrbuch bezieht, an:

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

Ab Band 56: PD Dr. HOLGER FREUND, ICBM Meeresstation, Schleusenstraße 1, D-26382 Wilhelmshaven, holger.freund@icbm.terramare.de

Das Titelbild zeigt den Vorstoß des Vernagtferners in den Ötztaler Alpen von 1601 in einer zeitgenössischen handgemalten Augenscheinkarte: die Zunge des Gletschers stößt bis zum Gegenhang vor, als Folge bildete sich ein Eisstausee, der die Gletscherabflüsse der südwestlich gelegenen Gletscher staute. Nach dem Ausbrechen des Eisstausees kam es zu einer Flutkatastrophe; dies wiederholte sich 1678 und 1681, sowie letztmals 1850.

Eiszeitalter und Gegenwart

Jahrbuch der
Deutschen Quartärvereinigung e. V.

55. Band

mit 102 Abbildungen, 15 Tabellen und einer Tafel

Herausgeber und Verlag: Deutsche Quartärvereinigung e. V. Hannover

Schriftleitung: ERNST BRUNOTTE

Vertrieb:



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

2005

Inhaltsverzeichnis

<i>BRUNNER, K.</i> : Kartographie als Klimaarchiv – Meereis im Norden, vom Eis verschlossene Schiffspassagen und verstoßende Gletscher – alte Karten dokumentieren die »Kleine Eiszeit«.....	1-24
<i>MEYER, K.-D.</i> : Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten.....	25-42
<i>WEYMANN, H.-J., FELDMANN, L. & BOMBIEN, H.</i> : Das Pleistozän des nördlichen Harzvorlands – eine Zusammenfassung.....	43-63
<i>LINK, A. & PREUSSER, F.</i> : Hinweise auf eine Vergletscherung des Kemptener Beckens (Südwest-Bayern) im Mittleren Würm.....	64-87
<i>IRMLER, R. & SCHOLZ, H.</i> : Belegt der Fund einer »Schieferkohle« die spätglaziale Vergletscherung der Immenstädter Nagelfluhberge?.....	88-101
<i>AKCAR, N. & SCHLÜCHTER, C.</i> : Glacial Geology in Turkey – A Schematic Summary....	102-121
<i>LINDENAU, C.</i> : Middle Pleistocene chiroterans (Mammalia) from the Yarimbuzaz Cave in Turkish Thrace (Turkey).....	122-148
<i>KEHL, M., SARVATI, R., AHMADI, H., FRECHEN, M. & SKOWRONEK, A.</i> : Loess paleosoil-sequences along a climatic gradient in Northern Iran.....	149-173
<i>MENG, S. & WANSJA, S.</i> : Lithologie, Stratigraphie und Paläoökologie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels/Sachsen-Anhalt).....	174-214
<i>RUDOLPH, A., LAURAT, T. & BERNHARDT, W.</i> : Die altpaläolithischen Artefaktfunde von Uichteritz, Landkreis Weißenfels.....	215-226

Liebe DEUQUA-Mitglieder und Leser von Eiszeitalter und Gegenwart,

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

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

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

Ab Heft 56: PD Dr. HOLGER FREUND, ICBM Meeresstation, Schleusenstraße 1, D-26382 Wilhelmshaven, E-mail: holger.freund@icbm.terramare.de

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

Schriftleitung: E. BRUNOTTE

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Verfasser allein verantwortlich.

Gesamtherstellung: Papierflieger Offsetdruck GmbH

38678 Clausthal-Zellerfeld · papierflieger_offsetdruck@web.de

Kartographie als Klimaarchiv

Meereis im Norden, vom Eis verschlossene Schiffspassagen und vorstoßende Gletscher

KURT BRUNNER^{*)}

Keywords: climate history, history of cartography, art history, Latin Ptolemy-Editions, manuscript maps, regional maps, proxidates, climate change, little ice age, sea ice, glaciers, viticulture.

Kurzfassung: Im 15. Jh. weisen *Tabulae modernae* und Weltkarten lateinischer Ptolemäus-Ausgaben auf Meereis in Nordeuropa hin. Zu Beginn des 17. Jh. scheitert die Suche nach einer Nordwestpassage nach Asien. Das *Mittelalterliche Klimaoptimum* ist zu Ende gegangen und erst um 1850 - am Ende der „*Kleinen Eiszeit*“ - ist diese Passage befahrbar. Den Klimawandel in der *Frühen Neuzeit* belegen auch Jahreszeitenbilder seit dem Mittelalter und *Augenscheinkarten* ab 1500. Letztere dokumentieren mehrfach die Einstellung von Weinbau und das zum Teil katastrophale Vorrücken der Alpengletscher. Die Gletscherhochstände des 17. Jh. und jener am Ende des 18. Jh. sind umfangreich in Karten und Veduten festgehalten. Ab 1565 malt Pieter Brueghel Winterbilder und im gesamten 17. Jh. gestalten flämische und holländische Künstler Landschaften mit Schnee und Eis. Zu Beginn des 19. Jh. malt Caspar David Friedrich bemerkenswerte Bilder mit Eis. In der Mitte des 19. Jh. entstehen erste Gletscherkarten, sie halten dabei unbeabsichtigt den letzten Hochstand der Alpengletscher fest. Ab 1880 beginnen genaue Kartierungen, welche den Rückzug der Alpengletscher dokumentieren.

[Cartography as a climate archive]

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr.-Ing. KURT BRUNNER, Lehrstuhl für Kartographie und Topographie, Universität der Bundeswehr München, D-85577 Neubiberg; Email: kurt.brunner@unibw-muenchen.de

Abstract: In the 15th century *Tabulae modernae* and world maps of Latin Ptolemy-Editions refer to sea ice in Northern Europe. At the beginning of the 17th century the search for a northwest passage to Asia fails. The *medieval warm period* has ended and only in about 1850 – at the end of the “*little ice age*” – this passage is passable.

The climate change in the *early modern times* has also been documented by season paintings since the Middle Ages and manuscript maps (tyberiaedes) from 1500 onwards. The latter document repeatedly the termination of viticulture and the partly disastrous advance of the Alpine glaciers. The glacier high conditions in the 17th century and those at the end of the 18th century are recorded extensively in maps and vedutes. From 1565 on Pieter Brueghel paints winter pictures and in the entire 17th century Flemish and Dutch artists create sceneries of snow and ice. At the beginning of the 19th century Caspar David Friedrich paints remarkable pictures of ice. In the middle of the 19th century the first glacier maps emerge, they record thereby unintentionally the last high conditions of the Alpine glaciers. From 1880 on exact mapping starts, which documents the retreat of the Alpine glaciers.

1 Einführung

Für die Zeit vor der Nutzung von Instrumenten zur Messung von Klimawerten liefern Phänologien und Ernteergebnisse sowie Chroniken und Berichte über Dürren und Hochwasser wichtige Quellen zur Klimageschichte. Auch Daten über zugefrorene Gewässer und Gletschervorstöße usw. sind wichtige indirekte Daten zum Nachweis der Klimavariabilität.

Solche indirekten Daten können auch alte Karten, sowie Landschaftsbilder und Druckgraphik mit Darstellungen von Eis und winterlicher Kälte mit Schnee bringen. Diese *Proxidaten* können für die vergangenen sechs Jahrhunderte das Klimageschehen während der *Kleinen Eiszeit* belegen. Kartographie, aber auch Malkunst und Graphik illustrieren somit Klimageschichte, was von Klimahistorikern und der Kartographie- und Kunstgeschichte bisher nicht oder allenfalls marginal zur Kenntnis genommen wurde.

2 Ptolemäus-Handschriften

Klaudius Ptolemaios

Klaudius Ptolemaios (Claudius Ptolemäus) schuf 150 n. Chr. mit der *Geographike Hyphegesi* eine erste umfassende Erdbeschreibung. Die *Geographike Hyphegesis* bestand aus Anweisungen zur Herstellung von Karten, Positionstabellen mit rund 8000 Punkten und schließlich Karten, darunter eine Weltkarte (STÜCKELBERGER 1994 und 2000). Von Bedeutung ist, dass die *Geographike Hyphegesis* des Klaudius Ptolemaios im *Klimaoptimum der Römerzeit* entstand. Dieses Werk erfuhr um 1300 in Byzanz eine Wiederbelebung, die zu mehreren wichtigen Abschriften führte. Von etwa 1400 an gelangten Ptolemäus-Handschriften über Italien in den Westen.

Lateinische Abschriften

Ab Beginn des 15. Jh. wurden diese griechischen Codizes ins Lateinische übersetzt, wo sie unter den Titeln *Geographia* oder *Cosmographia* Verbreitung fanden. Einigen dieser lateinischen Ptolemäus-Handschriften wurden bereits frühzeitig *Tabulae modernae* beigelegt; diese Kartenblätter beinhalteten zeitgenössische geographische Kenntnisse von Palästina, Spanien, Italien, aber

auch von Nordeuropa. Diese Nordeuropa-Darstellungen als *Tabulae modernae* sind im Folgenden von Bedeutung (BRUNNER 1994). Eine erste derartige Karte findet sich im *Codex Nanceanus latinus* vom Jahre 1427; sie basiert auf einer Koordinatenliste des dänischen Kartographen Claudius Clavus (NORDENSKJÖLD 1889). Abbildung 1 zeigt die linke Hälfte einer Nachzeichnung aus NORDENSKJÖLD (1889). Im Norden von Grönland findet sich nördlich von Island der Kartennamen *Mare Congelatum*, also Eismeer.

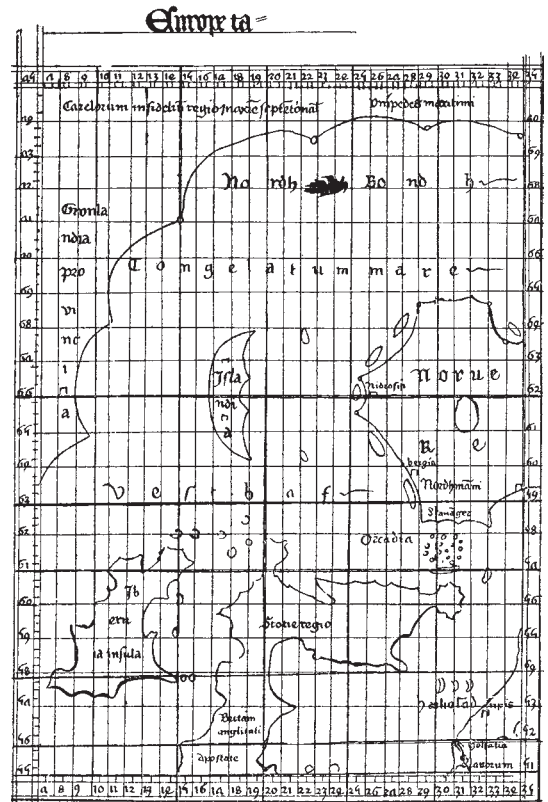


Abb. 1: Nordeuropa-Karte des Claudius Clavus im *Codex Nanceanus latinus* 441 von 1427 der Bibliothèque Municipale Nancy. Nachzeichnung aus NORDENSKJÖLD (1889)

Fig. 1: Map of Northern Europe by Claudius Clavus in the *Codex Nanceanus latinus* 441 of 1427 of the Bibliothèque Municipale Nancy. Copied from NORDENSKJÖLD (1889)

Eine zweite Version einer Nordeuropa-Karte mit einer realistischeren Wiedergabe Nordeuropas vermittelt zunächst 1467 die *Tabulae modernae* im *Codex Zamoyskianus latinus*. Hier tritt neben dem östlich von Grönland angeordneten Kartennamen *Mare Congelatum* noch *Mare quot frequent congelatur* am Kartenrand westlich von Grönland hinzu. Eine Nordeuropa-Karte im *Codex Florentinus Laurentianus Plut. XXX, 3* und jene der in Zeitz verwahrten Ptolemäus-Handschrift von 1470, dem *Codex Zeitzianus latinus Hist. fol. 497*, stimmen mit dieser weitgehend überein. Gleichfalls in Deutschland und zwar auf Schloss Wolfegg, wird der *Codex Wolfeggianus* von 1474 verwahrt. Die Nordeuropa-Karte dieser Handschrift ist anders gestaltet,

der Kartennamen *Mare Congelatum* findet sich diesmal östlich von Island angeordnet. Abb. 2 zeigt einen Nachstich dieser Manuskriptkarte aus dem Jahre 1507.

Wichtiger ist aber, dass im letzten Viertel des 15. Jh. einige Weltkarten eine Ergänzung für Nordeuropa erhielten. Dort wo die *Ökumene*, die bekannte Welt der Antike und somit die Weltkarten bei der sagenhaften Insel *Thule* enden, findet sich eine Überzeichnung für den Eintrag Nordeuropas. Diese Überzeichnung fiel im *Codex Zamoyskianus* von 1467 noch sehr zaghaft aus. In der Weltkarte des *Codex Wolfeggianus* von 1474 geschieht dies deutlicher. Der Kartennamen *mare glaciale* und die Insel *glacialis* weisen deutlich auf Meereis im

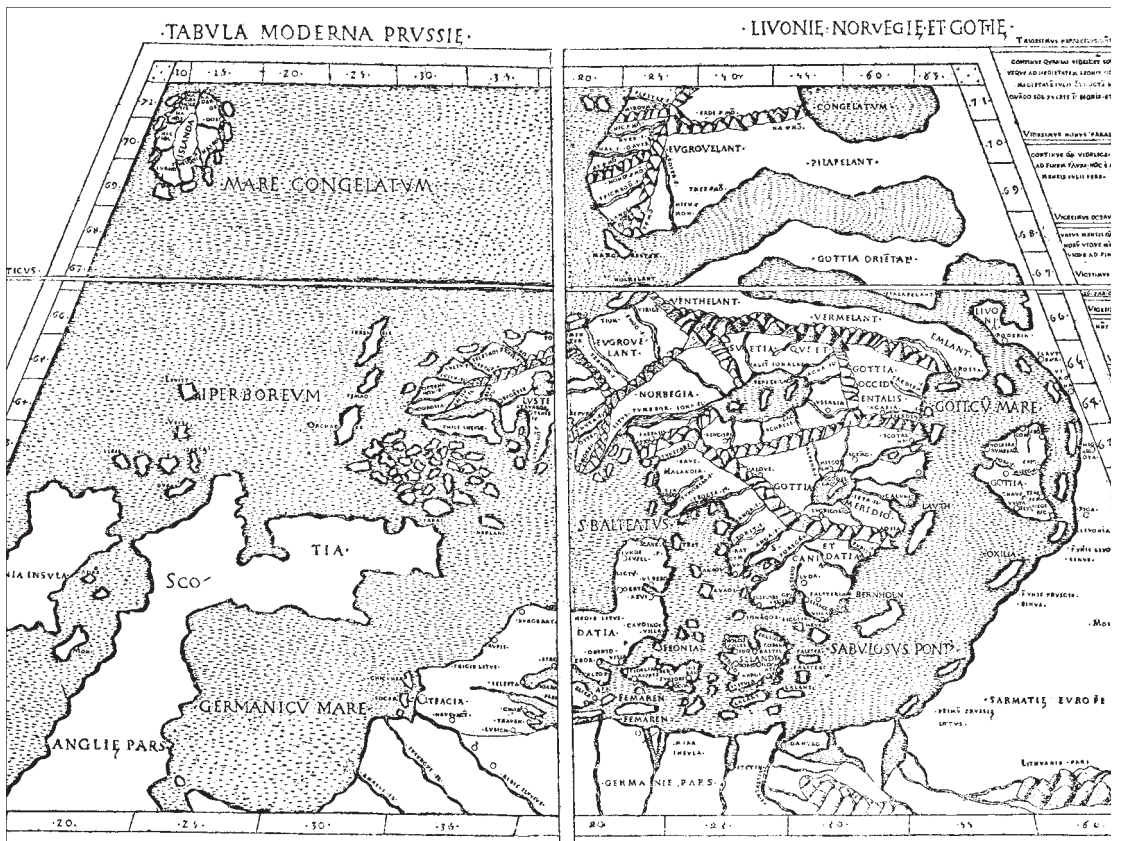


Abb. 2: Nordeuropa-Karte im *Codex Wolfeggianus latinus* von 1474 in einem Kupferstich von 1507

Fig. 2: Map of Northern Europe in the *Codex Wolfeggianus latinus* of 1474 in a copperprint of 1507

Norden hin. Abbildung 3 gibt einen Ausschnitt aus der Weltkarte der Ulmer Ptolemäusausgabe von 1482 wieder; die Holzschnitte dieser Ptolemäus-Ausgabe hatten den *Codex Wolfeggianus* als Vorlage. Diese frühen Drucke der ptolemäischen Kartographie führten zur starken Verbreitung der Kartennamen *mare congelatum* und *mare glaciale*. Man findet diese Kartennamen bis ins 18. Jh. Von großer Bedeutung ist nun, dass diese Hinweise auf Meereis in den *Tabulae modernae* mit Nordeuropa und in den Überzeichnungen der Weltkarten nicht von den griechischen Vorlagen herrühren; sie beruhen vielmehr auf zeitgenössischen Informationen: man wusste von der Aufgabe von Siedlungen in Südgrönland im frühen 15. Jh.; diese Siedlungen waren um die erste Jahrtausendwende während der *Mittelalterlichen Klimagunst* (etwa 800 bis 1300) von den Wikingern gegründet worden. Man wusste von Eis, welches Fahrten nach Island erschwerte. Die *Kleine Eiszeit* (etwa 1350 bis 1850) hatte begonnen.



Abb. 3: Ausschnitt aus der Weltkarte mit einer Überzeichnung für Nordeuropa der gedruckten Ulmer Ptolemäus-Ausgabe von 1482

Fig. 3: Section of the world map with a over-subscription for Northern Europe of the printed Ptolemäus-Editon, Ulm 1482

Eine griechische Handschrift

Lediglich eine griechische Handschrift aus der Mitte des 14. Jh., der *Codex Florentinus Laurentianus graecus Plut. XXXVIII*, bringt einen Hinweis auf Meereis im Norden. Diese Handschrift stellte eine Neuerung dar, denn sie beinhaltet statt der üblichen 26 nun 64 Länderkarten in kleinerem Format.

Ihr Zeichner dürfte im Gegensatz zu gängigen Abschriften auch ältere griechische und römische Aufzeichnungen genutzt haben. Wahrscheinlich auch jene von Pytheas von Massalia, der um 320 v. Chr. eine umfangreiche Nordlandreise (oder auch mehrere) tätigte und von Meereis berichtete (MITTENHUBER 2003). In der Karte 1 dieser Handschrift, der *Hibernia-Karte* (Irland-Karte), steht ein griechischer Text (*Okeanos Hyperboreios ...*), der mit „Hyperboreischer Ozean, welcher auch gefrorener genannt wird“ übersetzt werden kann. Die antiken Quellen von Pytheas stammen aus der Zeit um 300 v. Chr., hier herrschte eine kalte Periode. Diesem Codex folgen noch weitere vier griechische Handschriften im kleinen Format, in diesen tritt der Hinweis auf Meereis im Norden jedoch nicht auf.

Diese Ptolemäus-Ausgaben dokumentieren somit das geographische Wissen über das Europäische Nordmeer in drei Klimaepochen: für das 2. und das 15. nachchristliche Jahrhundert sowie möglicherweise für das 4. vorchristliche Jahrhundert. Meereis im Norden war also um 300 v. Chr. und am Ende des 15. Jh. bekannt, um 150 n. Chr. offensichtlich nicht.

3 Die Suche nach einer Nordwestpassage und ihr Niederschlag in Karten

Nach der Erkenntnis, dass Columbus nicht China, sondern einen neuen Kontinent entdeckt hatte, folgten sofort Versuche, diesen Kontinent

zu umschiffen, um so nach China zu gelangen. Bereits 1519 fand Ferdinand Magellan mit der nach ihm benannten Magellanstraße eine Südwestpassage für einen Seeweg zum Pazifischen Ozean und nach China (Abb. 4), die ihm als Ersten eine Weltumsegelung ermöglichte. John Cabot erreichte um 1497 bei einem ersten Versuch, über den Norden in den Orient zu gelangen, lediglich Neufundland. Von einer zweiten Erkundungsreise kehrte er nicht zurück.

Sicherlich waren es auch Karten, die Seefahrer und ihre Finanziere eine Nordwestpassage, einen Seeweg zwischen dem Atlantischen und dem Pazifischen Ozean, suchen ließen. Neben anderen lässt etwa die Weltkarte *Typus orbis terrarum* im *Theatrum orbis terrarum* von Abraham Ortelius von 1570 (Abb. 4) südlich der legendären vier „Polarinseln“ sowohl eine Nordwest- als auch eine Nordostpassage möglich erscheinen.

Erste Fahrten

Achtzig Jahre nach John Cabot drang auf der Suche nach einer Nordwestpassage ab 1576 Martin Frobisher, der legendäre Seeheld der englischen Königin Elisabeth I., bis 63° vor, er erreichte den Süden der Baffin-Insel. Obwohl die Reise nicht weit nach Norden führte, kam Frobisher mit Treibeis in Berührung, was zeitgenössische Abbildungen illustrieren (McGHEE 2001). Bereits in einer Weltkarte von James Beare vom Jahre 1578, die sehr an die Weltkarte von Abraham Ortelius von 1570 (Abb. 4) erinnert, ist zwischen Nordamerika und einer der „Polarinseln“ die Beschriftung *Frobushers Straights* angeordnet (Abb. 5).

Ab 1585 suchte der englische Seefahrer John Davis eine nordwestliche Durchfahrt und erreichte zunächst den Polarkreis und 1587 eine Breite

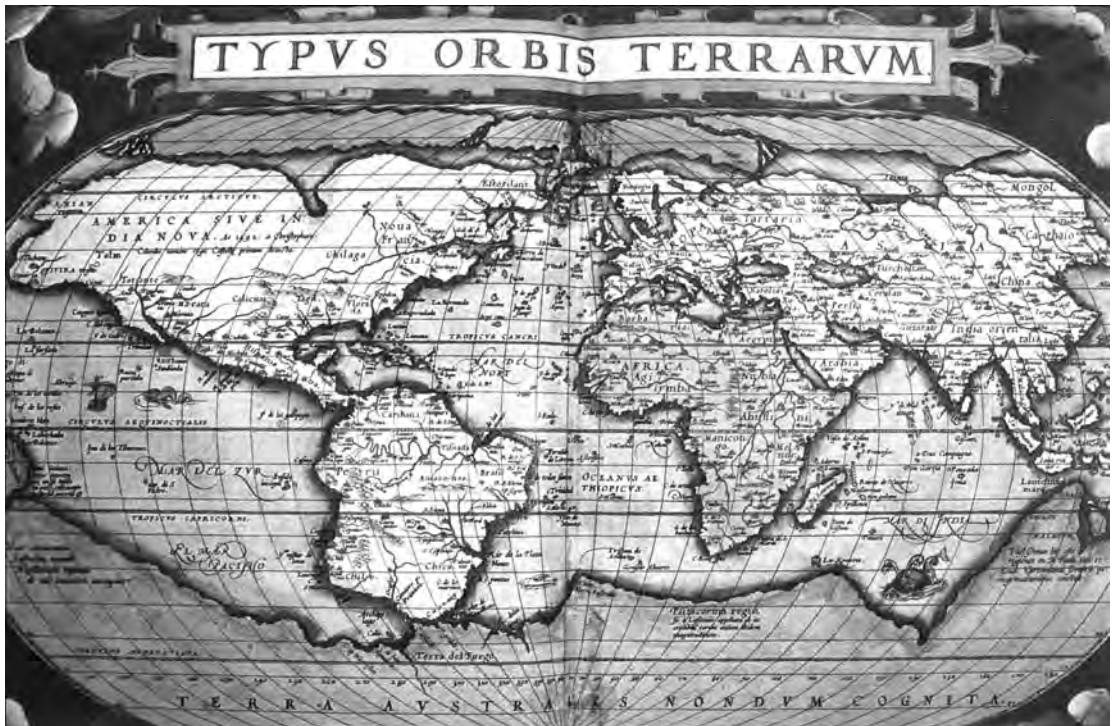


Abb. 4: Weltkarte im *Theatrum orbis terrarum* von Abraham Ortelius von 1570

Fig. 4: World map in the *Theatrum orbis terrarum* by Abraham Ortelius of 1570

von knapp 73°. Davis entwickelte neue Navigationsmethoden, worüber er mehrere Buchwerke verfasste; nach ihm ist auch die Straße zwischen Grönland und der Baffin-Insel benannt. Dies zeigt bereits 1595 die (zweite) Nordpolarkarte (*Septentrionalium Terrarum descriptio*) von Gerhard Mercator im posthum erschienenen *Atlas sive Cosmographicae* (Abb. 6). Der Kartename *Fretum Davis* ist zwischen Grönland und einer nordamerikanischen Landmasse angeordnet. Die Südspitze Grönlands ist durch eine *Fretum Frobuſher* (Frobisherstraße) vom übrigen Grönland abgetrennt; hier sollte sie bis in die Kartographie des 18. Jh. verbleiben. Diese zweite Nordpolarkarte Mercators stellt genauso wie die erste, die 1569 als Nebenkarte einer Weltkarte erschien, die vier mythischen, von *euripi* (Meeresengen) getrennten, bis 75° in Richtung Süden reichenden Polarinseln dar. In der Mitte der Inseln ragt der Nordpol als schwarzer Fels auf (ZÖGNER 1978). Die Baffin-Insel und die nördlich der Davisstra-

ße befindliche Baffinbai sind nach William Baffin benannt; er war ab 1612 auf der Suche nach einer nordwestlichen Durchfahrt. 1616 segelte er über die Davisstraße zur Baffinbai bis zum Eingang des Smith-Sunds bei 79° Breite; Eis hinderte ihn an der Weiterfahrt. Henry Hudson fuhr bei der Suche nach einer Nordwestpassage durch die nach ihm benannte Meeresstraße in die Hudsonbai, wo sein Schiff *Discovery* im Eis festsaß; nach einer Meuterei wurde er 1611 ausgesetzt. Danach verschwand für zwei Jahrhunderte die Nordwestpassage aus der Entdeckungsgeschichte; Grönland und Island wurden zunehmend von Packeis umschlossen; die *Kleine Eiszeit* verhinderte Fahrten in Richtung Norden und Nordwesten. Zu vermerken ist jedoch, dass 1778 James Cook bei seiner dritten und letzten Reise in der Beringstraße 70° Nord erreichte, wo ihm Eismassen den Weg nach Norden versperrten.

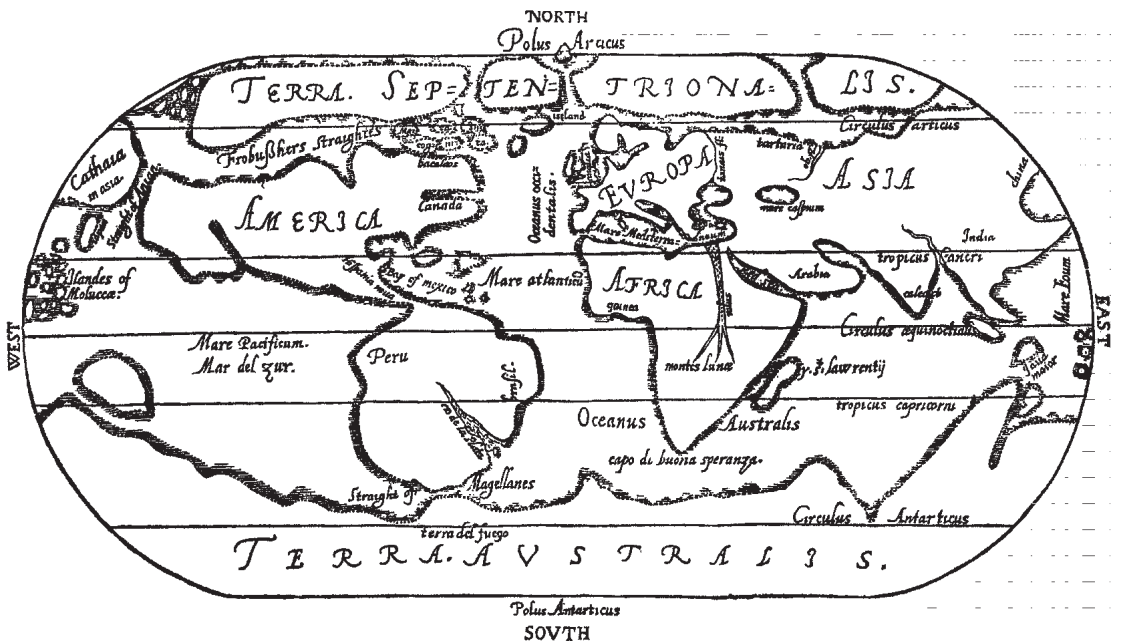


Abb. 5: Weltkarte von James Beare von 1578

Fig. 5: World map by James Beare of 1578



Abb. 6: Nordpolarkarte *Septentrionalium Terrarum descriptio* von Gerhard Mercator von 1595

Fig. 6: North pole map *Septentrionalium Terrarum descriptio* by Gerhard Mercator of 1595

Der Niederschlag in Atlanten

Die Suche nach einer Nordwestpassage und ihr Scheitern infolge Eisbedeckung sind in den Weltkarten und den Karten des Nordpolargebietes der Atlanten des 17. Jh. aufschlussreich dokumentiert. Dies soll zunächst am Beispiel der ab 1621 erschienenen Mercator Atlanten von Henricus Hondius, sowie an Atlanten von Willem Janszoon Blaeu ab 1630 gezeigt werden

(KROGT 1997/2000, WAWRIK 1982).

In der Hemisphären-Weltkarte der Mercator-Atlanten von 1595 bis 1630 beinhalten beide Hemisphären noch die mythischen Polarinseln, die südlich davon durchaus Passagen erwarten lassen. Auch die Weltkarte in Mercator-Projektion *Nova totius Terrarum orbis Geographica ac Hydrographica Tabula*, die sich von 1630 bis 1645 in Mercator-Atlanten zumeist findet, stimmt noch optimistisch: diese rechteckige Karte bringt eine



Abb. 7: Ausschnitt aus der Weltkarte *Nova totius Terrarum orbis Geographica ac Hydrographica Tabula* im *Atlas Novus* von 1636 von Mercator-Hondius

Fig. 7: Section of the world map *Nova totius Terrarum orbis Geographica ac Hydrographica Tabula* in the *Atlas Novus* of 1636 by Mercator-Hondius

nach Nordwesten hin offene Meeresstraße mit der Bezeichnung *Fretum Davis*; darüber sind die Texte *Mare congelatum* und *1585/1586 et 1587 ... von Davis erreicht* angeordnet (Abb. 7). Diese Weltkarte ist mit der gleichfalls mit *Nova totius Terrarum orbis Geographica ac Hydrographica Tabula* betitelten Weltkarte im Atlas von Willem Janszoon Blaeu weitgehend identisch, lediglich die beiden Texte nördlich der *Fretum Davis* fehlen. In beiden Weltkarten lädt die Öffnung nach Norden (*Fretum Davis*) zur Weiterfahrt nach Nordwesten ein.

Ab 1631 (bis 1675) beinhalten die Mercator-

Atlanten häufig eine andere Weltkarte. Diese gleichfalls mit *Nova totius Terrarum orbis Geographica ac Hydrographica Tabula* bezeichnete Weltkarte bringt mit ihren beiden Hemisphären eine wenig realistisch dargestellte Polarregion. Die westliche Hemisphäre lässt nun aber keine Passage mehr nach Nordwesten erkennen, eine *Buttons Bay* öffnet sich nach Süden.

Von 1630 an beinhalten die Mercator Atlanten rund zwanzig Jahre lang die Nordpolarkarte *Poli Arctici et circumiacentium Terrarum descriptio novissi*. Diese Karte (Abb. 8) bringt deutlich andere Inhalte als die Weltkarte in Mercator-Projektion

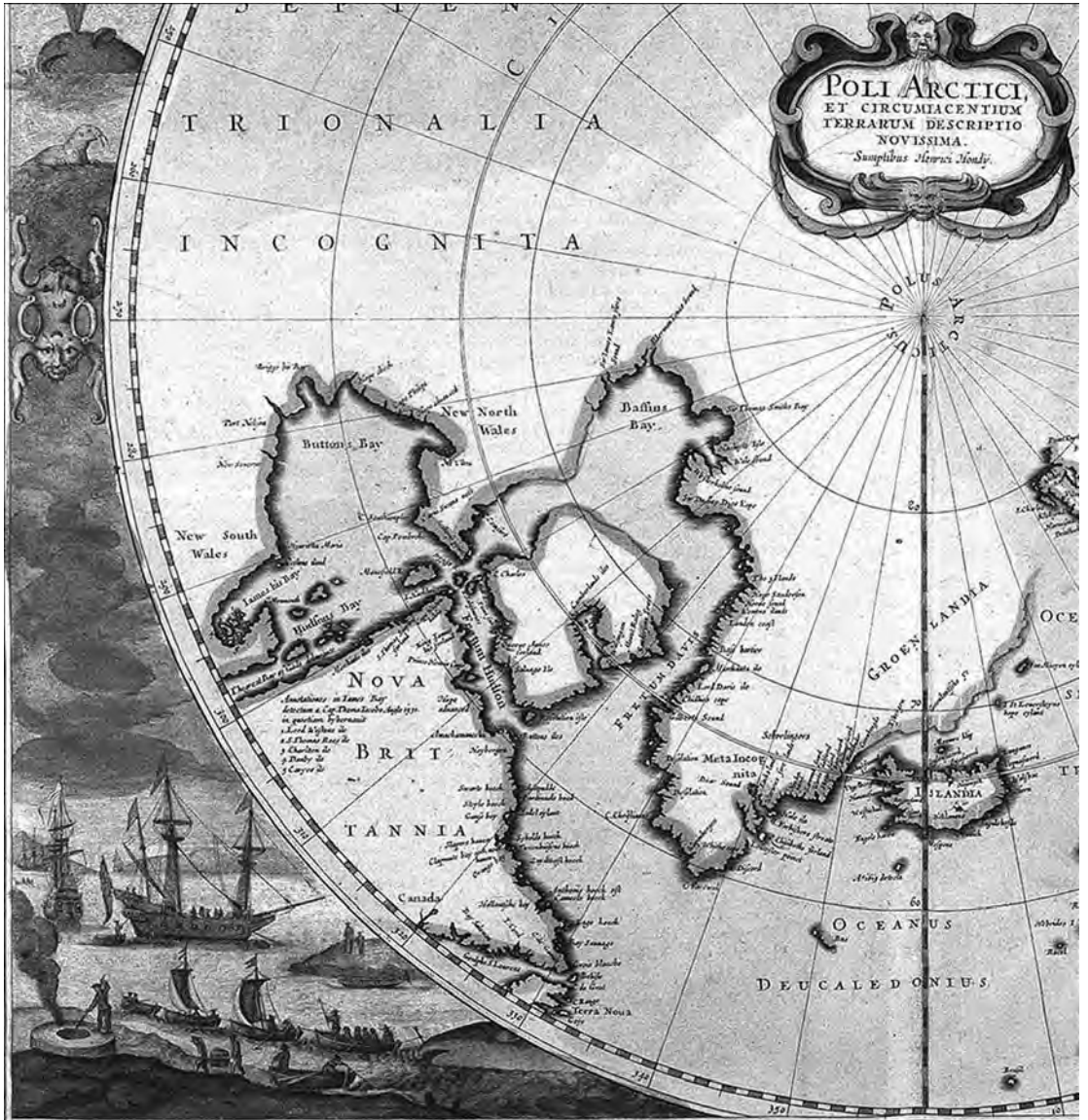


Abb. 8: Ausschnitt aus der Nordpolarkarte *Poli Arctici* im *Atlas Novus* von 1636 von Mercator-Hondius

Fig. 8: Section of the North pole map *Poli Arctici* in the *Atlas Novus* of 1636 by Mercator-Hondius

(Abb. 7); ihre Aussage ist jener der letztgenannten Hemisphären-Weltkarte ähnlich. Im Norden tritt bei 79° Breite der Kartennamen *Baffins Bay* auf; die *Baffins Bay* und die nicht reale *Buttons Bay* lassen kein Durchkommen nach Norden oder Westen erwarten. Bei 300° östl. Länge ist je-

doch südlich des Kartennamens *Hudson Bay* eine schmale Durchfahrt nach Süden eingetragen. Die rechteckige Nordpolarkarte *Regiones sub polo arctico* im Blaeu-Atlas ab 1635 bringt nur einen Ausschnitt der Region; die Küstenverläufe östlich Grönlands sind etwas anders als im Mer-

cator-Atlas und gleichfalls unrealistisch. Bemerkenswert ist, dass hier die schmale Durchfahrt nach Süden der Karte *Poli Arctici* nun eine geschlossene Bucht bei 290° Länge ist. Nun sind also sämtliche Durchfahrten verschlossen. Eine Wandkarte der *British Library* von Joan Blaeu vom Jahre 1659 – welche, um 90° gedreht, das gesamte Nordpolargebiet abbildet – bringt ähnliche Inhalte (SCHILDER 1984).

In der Weltkarte im Atlas *Nova totius terrarum orbis* – wiederum in Mercator-Projektion – von Claes Visscher lässt die Bucht nördlich der Davis Straße – beschriftet mit *Mare Congelatum* – keine Weiterfahrt nach Westen oder Norden erwarten. Dieser Atlas erschien von 1636 bis 1652. Ab 1658 erscheint im Blaeuschen Offizin in Amsterdam der umfangreiche *Atlas Maior*. Die Weltkarte *Nova et accuratissime totius terrarum orbis tabula* ist nun in zwei Hemisphären ausgeführt. In der westlichen Hemisphäre zeigt die Karte eine verschlossene Nordwestpassage, ähnlich wie in der Weltkarte von Visscher und der Nordpolarkarte von Blaeu.

Erreichen der Nordwestpassage

Ab 1819 begann erneut die Suche nach der Nordwestpassage mit einer Reihe von britischen Expeditionen, nachdem die britische Admiralität eine hohe Prämie ausgesetzt hatte. Die gegen Napoleon so erfolgreiche Britische Flotte scheiterte aber zunächst kläglich. Zuerst erhielt William Edward Parry den Auftrag, die Nordwestpassage zu finden. Bei seiner ersten Fahrt 1819 wurde er durch Packeis zur Rückkehr gezwungen. Bei seiner zweiten Reise 1821-1823 erreichte er 110° westlicher Länge. Seine Aufgabe, die Nordwestpassage zu finden, erfüllte er nicht, jedoch entschleierte er umfangreich die arktische Inselwelt Nordamerikas.

Nach mehreren Versuchen von John Ross und David Buchan, die bis zu einer Breite von 80° kamen, erfolgte 1845-1848 unter der Leitung

von John Franklin der missglückte Versuch der Durchfahrt durch den kanadischen Archipel. Bei der Suche nach Überlebenden konnte nun die Existenz der Nordwestpassage nachgewiesen werden. Robert McClure gelang der Nachweis dieser Durchfahrt: er erreichte die arktischen Gewässer vom Osten her durch die Beringstraße bis Banks Island. Doch das Schiff fror im Eis fest, die Mannschaft wurde erst drei Jahre danach durch Rettungstrupps per Schlitten befreit. Am Ende der *Kleinen Eiszeit* ist die Nordwestpassage passierbar, aber erst der Norweger Roald Amundson befuhr die gesamte Route. Diese Fahrten brachten einen enormen Zuwachs an Kenntnis der nordamerikanischen Inselwelt; dies lässt sich bestens in den Atlanten der ersten Hälfte des 19. Jh. nachvollziehen; so etwa an Stieler's Handatlas, der ab 1817 in Gotha erschien.

Die Suche nach der Nordwestpassage zeigt deutlich die Klimavariabilität der vergangenen fünfhundert Jahre, dies findet sich aber weder in Geschichtsbüchern, noch wird es von der Klimageschichte beachtet.

4 Jahreszeitenbilder

Jahreszeitenbilder in Weltkarten des 17. Jahrhunderts

In den Atlanten des 17. Jh. finden sich bei Weltkarten am Kartenrand häufig allegorische Darstellungen, so auch jene der Jahreszeiten; dies ist klimahistorisch von Interesse, wurde aber bisher nicht beachtet.

In den oben beschriebenen rechteckigen Weltkarten *Nova totius Terrarum orbis* der Mercator-Atlanten und von Willem Janszoon Blaeu sind am rechten Kartenrand Jahreszeiten mit symbolhaften Figuren angeordnet: unten ist mit der Beschriftung *Hyems* ein alter Mann dargestellt, der sich an einem dampfenden Behälter wärmt. In der gleichfalls beschriebenen, aus den beiden

Hemisphären bestehenden Weltkarte *Nova et accuratissime totius terrarum orbis tabula*, die ab 1658 im *Atlas Maior* von Johannes Blaeu erscheint, sind Jahreszeitendarstellungen unterhalb der Hemisphären zu finden. Symbolhaft für den Winter ist wiederum ein alter Mann vorzufinden: diesmal wärmt er sich auf einem von Federvieh gezogenen Wagen an einem Feuer in einem topfartigen Behälter. Am unteren rechten Kartenzwickel einer gleichfalls aus den beiden Hemisphären bestehenden Weltkarte von Clement de Jonghe vom Jahre 1664 sitzt ein alter Mann am Tisch und wärmt sich am offenen Feuer; im Hintergrund finden Eisvergnügen statt (Abb. 9). Diese allegorischen Darstellungen für den Winter sind nicht neu, sie haben ihren Ursprung in frühchristlicher Zeit und antiken Illustrationen.

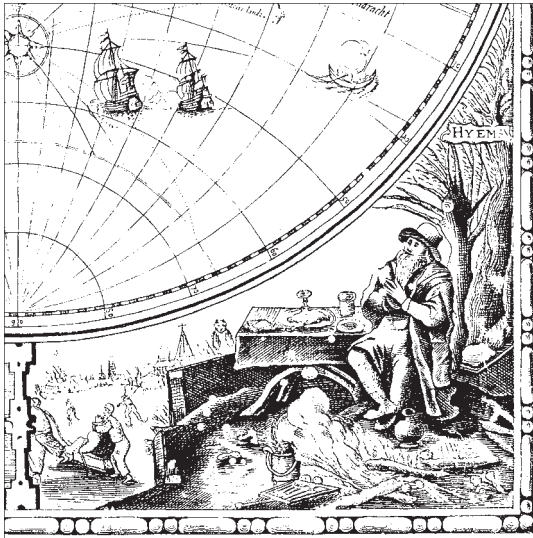


Abb. 9: Allegorische Darstellung des Winters in der Weltkarte *Nova totius terrarum* von Clement de Jonghe von 1664. Im Hintergrund Eisvergnügen

Fig 9: Allegoric representation of winter in the world map *Nova totius terrarum* by Clement de Jonghe of 1664. In the background pleasure on the ice

Mittelalterliche Jahreszeiten- und Monatsbilder

Jahreszeiten-, aber auch Monatsbilder sind seit frühchristlicher Zeit repräsentative Darstellungen, die durch Symbole und Attribute ausgedrückt werden. Jahreszeitenbilder finden sich in Handschriften als Kalender und Stundenbücher (Gebetsbücher); aber auch Wandmalereien beinhalten solche Darstellungen (STROHMAIER-WIEDERANDERS 1999). Die Winterbilder beinhalten in karolingischer Zeit meist symbolische Attribute wie Jagdszenen, das Schlachten von Tieren sowie Festmahlszenen. Seltener ist, dass sich ein Mann am offenen Feuer wärmt. Im Hochmittelalter bleiben solche Schlacht- und Jagdszenen vorherrschend; aber auch Darstellungen eines herrschaftlichen Festmahls treten auf. Wir befinden uns noch im *Mittelalterlichen Klimaoptimum* des Zeitabschnitts von etwa 800 bis 1300.

Zwischen 1350 und 1450 blühte die Herstellung von Monatsdarstellungen und zu Beginn des 15. Jh. treten schlagartig und unabhängig voneinander Winterbilder mit realistischen Darstellungen von Schnee auf (BRUNNER 2002a und 2003). Die prächtigen Wandmalereien im *Torre Aquila* des *Castello del Buon Consiglio* in Trient, die um 1415 entstanden, beinhalten elf Monatsbilder. Das Januarbild zeigt vor einer Schlosskulisse eine Schneeballschlacht. Das Stundenbuch des Herzogs Jean de Berry, die *Très Riches Heures*, begonnen 1413 von den Gebrüdern Limburg und 1485 fertiggestellt, vermittelt als Februarbild eine Winterdarstellung eines Bauernhofs. Im Vordergrund dieser Handschrift wärmen sich Personen am Feuer, im Hintergrund ist umfangreich und beachtlich realistisch wohl erstmals eine verschneite Winterlandschaft wiedergegeben.

Bemerkenswert ist, dass diese ersten Monatsbilder mit Schnee am Anfang der *Kleinen Eiszeit* entstehen.

5 Augenschein- und Regionalkarten

Zu Beginn des 16. Jh. treten zwei neue, recht unterschiedliche Typen von Karten auf: Augenschein- und Regionalkarten. Augenscheinkarten sind handgezeichnete bzw. gemalte Karten, welche bei Rechtsstreitigkeiten, aber auch bei ungewöhnlichen Naturereignissen für Gerichts- und Verwaltungsakten gefertigt wurden. Diese Manuskriptkarten werden als *archivalische Karten* in Archiven verwahrt (NEUMANN 2002). Unter *Regionalkarten* (auch *Territorialkarten*) versteht man gedruckte Karten, die auf originären Aufnahmen beruhen. Sie wurden von Landesherren in Auftrag gegeben, aber auch von Gelehrten selbständig ausgeführt. Sowohl Augenschein- als auch gedruckte Regionalkarten halten regional das Ende von Weinbau im 16. Jh. sowie Vorstöße von Alpengletschern ab 1600 fest.

Früherer Weinanbau in Augenscheinkarten

Für Süddeutschland dokumentieren einige Augenscheinkarten des 16. Jh. Weinanbau, der dann am Ende einer milden Phase der *Kleinen Eiszeit* im selben Jahrhundert zum Erliegen kam.

So zeigt ein Filstalpanorama zwischen Eislingen und der Burg Hohenstaufen einen Weinberg (Abb. 10). Diese aquarellierte Tuschezeichnung entstand anlässlich eines Streites zwischen der Reichsstadt Ulm und dem Herzogtum Württemberg 1534/35 (OEHME 1961). Der Weinanbau wurde hier an der Westseite der Schwäbischen Alb knapp hundert Jahre später eingestellt, was im *Historischen Atlas von Baden-Württemberg* ausgewiesen ist; demnach fand hier lediglich von 1300 bis 1624 Weinbau statt. In Altbaiern gab es bis zum 16. Jh. nahe der Stadt Neuburg an der Donau - nördlich von Donau und Altmühl -, bei Kelheim und nordöstlich von Regensburg Weinbau, was Augenscheinkarten beweisen. Die Weinberge wurden danach zumeist im Dreißigjährigen Krieg zerstört; die Klimaungunst der *Kleinen Eiszeit* verhinderte ein Wiederanlegen. In den Inhaltsbeschreibungen von Augenscheinkarten des 16. Jh. im Bayerischen Hauptstaatsarchiv (KRAUSEN 1973) werden überraschend häufig *Weinberge* vermerkt. Hier besteht deutlich Forschungsbedarf.

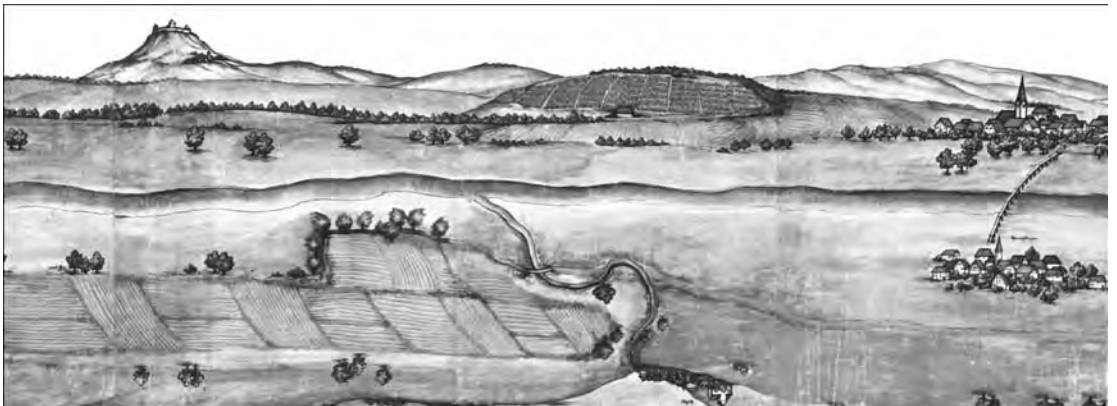


Abb. 10: Filstalpanorama von 1534/35 mit einem Weinberg zwischen Eislingen und der Burg Hohenstaufen

Fig. 10: Filstal panorama of 1535/35 with a vineyard between Eislingen and Hohenstaufen Castle

Weinbau in den Bairischen Landtafeln von 1568

In den Regionalkarten des 16. und 17. Jh. ist mehrfach Weinbau durch entsprechende bildhafte Signaturen eingetragen und zumeist in den Legenden ausgewiesen. Auch in den *Bairischen Landtafeln* von Philipp Apian vom Jahre 1568 ist der Anbau von Wein durch entsprechende Signaturen dokumentiert; die insgesamt 24 Kartenblätter der *Bairischen Landtafeln* sind durch mehrere Faksimile-Ausgaben und Kataloge gut zugänglich (APIAN 1984, 1989, WOLFF 1989). In diesem bedeutsamen Regionalkartenwerk Altbaierns zeigen immerhin sechs Kartenblätter siebenmal eine Signatur für Weinanbau; so auch an den bereits genannten drei Städten an der Donau. Abbildung 11 zeigt einen Weinberg nördlich von Neuburg an der Donau; heute erinnert hier nur der Flurname *Weinberg* daran. Nachdem diese Regionalkarte lediglich das heutige Ober- und Niederbayern sowie die südliche

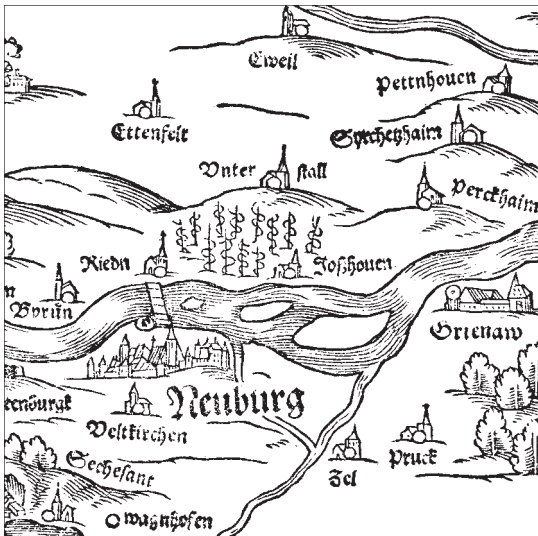


Abb. 11: Ausschnitt aus Blatt 9 der *Bairischen Landtafeln* von Philipp Apian vom Jahre 1568

Fig. 11: Section of sheet 9 of the *Bairischen Landtafeln* by Philipp Apian of 1568

Oberpfalz abdeckt, handelt es sich ausschließlich um Gebiete, in denen seit dem Dreißigjährigen Krieg zunächst kein Weinanbau mehr stattfand. Erst der letzte Klimawandel hatte zur Folge, dass seit rund vierzig Jahren in geringem Umfang der *Baierwein* wieder angebaut wird, insbesondere um Regensburg.

Auch in weiteren Gebieten links der Donau - so in den Ausläufern des Bayerischen Waldes zwischen dem Fluss Regen und dem Predigtstuhl - ist zweimal Weinbau eingetragen. Weiterhin finden sich südwestlich von Landshut und südlich von Rott am Inn Weinbausignaturen. Heute weisen zumeist noch Flurnamen auf den einstmaligen Weinbau hin. Die meisten dieser Gebiete waren in kirchlichem Besitz.

Die *Bairischen Landtafeln* beruhen auf einer ersten Landesaufnahme Bayerns, die Philipp Apian im Auftrag von Herzog Albrecht V. zwischen 1554 und 1563 ausführte. In der Zeit der ersten Landesaufnahme Bayerns gab es übrigens extrem kalte Winter: der Kartograph Gerhard Mercator notiert 1565, dass der Rhein in einem Maße zugefroren sei, wie man dies bisher noch nicht gesehen hat. Die zugefrorene Schelde in Antwerpen ist in dieser Zeit mehrfach in Stichen festgehalten.

Im gleichen Jahr malt der flämische Maler Pieter Brueghel d. Ä. mit dem Winterbild einer Jahreszeitenfolge *Die Jäger im Schnee* (auch: *Heimkehr der Jäger*) die wohl bedeutsamste Winterlandschaft der europäischen Malerei (BRUNNER 2003, DEMUS 1981). Brueghel schuf noch weitere Winterbilder, und im gesamten 17. Jh. produzierten holländische Künstler umfangreich winterliche Szenen. Hierauf wird in einem kleinen Exkurs im nächsten Kapitel eingegangen.

Frührezente Gletschervorstöße in den Ötztaler Alpen in Augenscheinkarten

Ab 1600 stoßen Ostalpengletscher vor. Soweit diese Vorstöße beträchtliche Schäden anrich-

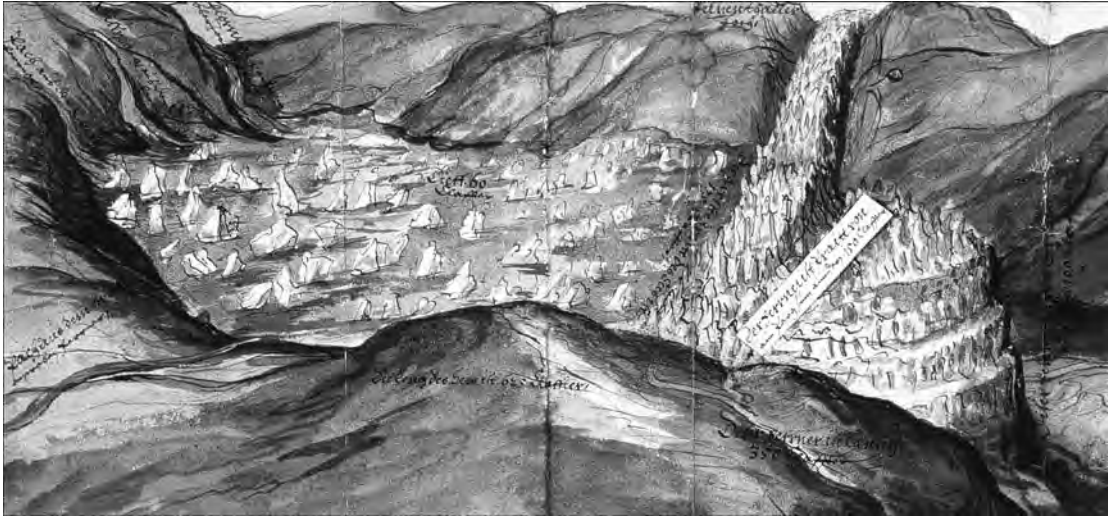


Abb. 12: Augenscheinkarte des Eisdamms des 1601 vorstößenden Vernagtferner (Öztaler Alpen)

Fig. 12: Inspection map of the ice dam of the 1601 advancing Vernagtferner (Oetztal Alps)

teten, ist dies in Augenscheinkarten dokumentiert. Die Vorstöße des Vernagtferners (Öztaler Alpen) sind ab 1601 massiv, was mehrmals bis 1850 zu Katastrophen führte. Jene des 17. Jh. wurden in Augenscheinkarten festgehalten und sind Bestandteil von Verwaltungsakten; sie zeigen die katastrophalen Vorstöße von 1601, 1678 und 1681 (NICOLUSSI 1990). Die Augenscheinkarte von 1601 (Abb. 12) zeigt, dass die Zunge des Gletschers bis zum Gegenhang vorgestoßen war. Als Folge bildete sich ein Eisstausee, der die Gletscherabflüsse der südwestlich gelegenen Gletscher staute. Nach dem Ausbrechen des Eisstausees kam es zu einer Flutkatastrophe bis ins Inntal; dies wiederholte sich 1678 und 1681, sowie letztmals 1850.

6 Flämische und holländische Winterbilder

Die Jäger im Schnee

1565 schuf Pieter Brueghel d. Ä., der herausragende flämische Maler der Hochrenaissance, als

Bestandteil einer Jahreszeitenfolge mit *Die Jäger im Schnee (Heimkehr der Jäger)* die berühmteste Winterlandschaft der europäischen Malerei (DEMUS 1981). Mit magerer Beute kehren Jäger mit einer Hundemeute durch schneebedeckte Landschaft ins tiefer gelegene Dorf zurück. Im Hintergrund ist eisbedecktes Gebirge zu erkennen (Abb. 13). Das Bild assoziiert von Inhalt und Stimmung her Winter. Es verknüpft Neues wie Wintervergnügungen auf dem Eis mit traditionellen Monatsillustrationen für den Winter, dem Jagen – als Bildthema – und der Tätigkeit des Schlachtens. Es folgt noch eine Reihe weiterer Winterbilder, so die *Winterlandschaft mit Vogelfalle*, der *Kindermord von Bethlehem* und schließlich die *Anbetung der Hl. Drei Könige* mit einer Darstellung von Schneegestöber (SEIDEL und MARIJNISSEN 1989).

Holländische Winterbilder des 17. Jahrhunderts

Winterszenen wurden dann ab dem Ende des



Abb. 13 *Die Jäger im Schnee* von Pieter Brueghel d. Ä. vom Jahre 1565

Fig. 13: *The Hunters in the Snow* by Pieter Brueghel the Elder of 1565

16. Jh. ein wesentliches Element in Gemälden und Stichen flämischer Künstler. Durch flämische Emigranten hat dieses Thema in den nördlichen Niederlanden Verbreitung gefunden, und im 17. Jh. malen holländische Landschaftsmaler umfangreich Winterbilder (BRUNNER 2002a und 2003). Sie wenden sich dabei vom Thema Jahreszeitenbild ab und malen zunehmend Eisvergnügen, also die Nutzung vereister Gewässer zum Schlitten- und Schlittschuhfahren (GEMÄLDEGALERIE 2001, BUDDE 2001, SUCHTELEN 2002). Winterbilder wurden zum Zeitgeschmack, diese Mode erklärt auch die umfangreiche Produktion in dieser Zeit. Die Periode der Winterbilder bricht dann am Ende des 17. Jh. schlagartig ab.

7 Gletscherdarstellungen in alten Karten und Veduten

Aus schriftlichen Aufzeichnungen, aber auch durch die Lage von Moränen und organischen Einlagerungen in Moränen bzw. im Gletschereis wissen wir von einzelnen Gletschervorstößen in den Alpen, jeweils in der Mitte des 14. und des 16. Jh., sowie von den frührezenten Maximalständen um 1600 bis 1640, um 1680 und um 1780. Im 19. Jh. gab es letztmals um 1820 und vor allem um 1850 deutliche Gletschervorstöße. Diese Vorstöße der Alpengletscher prägten den Begriff der *Kleinen Eiszeit*.

Erste Gletscherdarstellungen in gedruckten Karten

1539 zeigt die Skandinavien-Karte *Carta Marina et descriptio septentrionalium terrarum* von Olaus Magnus sehr realistisch und genau Treib- und Meereis in Ostsee und Atlantik; mittels Kartenbeschriftung weist die Karte auch auf Gletscher in Island hin (BRUNNER 1989). Die Verteilung von Meereis in der Ostsee dürfte etwa heutigen Wintern entsprechen.

Ein Jahr zuvor findet sich in der Schweiz-Karte *Nova Rhaetia atque totus Helvetiae* von Ägidius Tschudi ein Hinweis auf Gletscher in Form der Kartenbeschriftung *Der Gletscher* (KINZL 1962; BRUNNER 1989, 1990a, 1990b). Der Kartename ist in der Nähe des Theodulpasses (Walliser Alpen) angeordnet. Anlass dieser Eintragung dürften Vorstöße einiger Gletscher in den Westalpen (Berner und Walliser Alpen) gewesen sein. Der Kartename *Der Gletscher* wirkt in Karten der Schweiz bis zum Ende des 16. Jh. nach. 1590 sind in der Islandkarte des *Additamentum IV* des

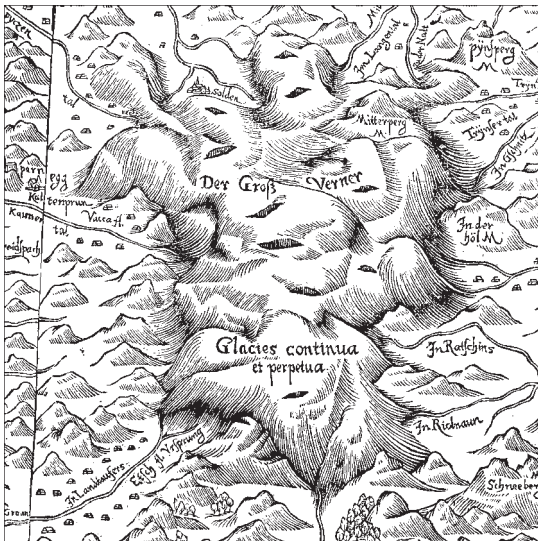


Abb. 14: Tirol-Karte von Warmund Ygl, erschienen 1604

Fig. 14: Tyrol map by Warmund Ygl, published in 1604

Theatrum orbis terrarum von Abraham Ortelius Gletscher als weiße Hauben dargestellt (BRUNNER 1989, 1990a). Diese Eintragungen in Karten sind begründet durch die ersten frührezenten Gletschervorstöße, deren Tragweite Zeitgenossen und Kartenmachern nicht verborgen blieb.

Gletscher in Regionalkarten des 17. Jahrhunderts

Ab Beginn des 17. Jh. sind es dann gedruckte Regionalkarten von Tirol und Kärnten, welche die Vergletscherung der Ostalpen aufgrund der massiven Vorstöße ab 1600 aufzeigen. Die Tirol-Karte von Warmund Ygl, 1605 gedruckt, zeigt eine mächtige Eishaube, die den Süden der Ötztaler Alpen bedeckt (Abb. 14). Beschriftet ist diese Darstellung mit *Der Groß Ferner* und *Glacies continua et perpetua* (RANGGER 1904, KINZL 1962, BRUNNER 1990a, 1990b). Eine weitere Regionalkarte von Tirol, die Karte *Die Graffschaft Tirol* von Matthias Burgklechner, erscheint 1611 als Holzschnitt und 1629 als Kupferstich (BRUNNER 2002b). Beide Ausga-



Abb. 15: Tirol-Karte von Matthias Burgklechner (Kupferstichversion) erschienen 1629

Fig. 15: Tyrol map by Matthias Burgklechner (copper engraving version) published in 1629

ben sind weitgehend identisch, haben aber zugleich interessante Unterschiede. Beide zeigen den durch den Vernagtferner (Öztaler Alpen) gestauten See, der in der Holzschnittausgabe von 1611 kaum zu identifizieren ist. In der Kupferstichausgabe von 1629 (Abb. 15) ist dies möglich. Hier erläutert eine Textvedute, dass ein Eisstausee sich 1599 und 1600 gebildet hat. Eine Kärnten-Karte von Israel Holtzwurm vom Jahre 1612, von der lediglich ein Nachstich von 1650 erhalten ist, beinhaltet im Bereich des Großglockners die Kartennamen *Glacies continua*, *Glöckner M.* und *Basterze* (WUTTE 1931, PASCHINGER 1948, BRUNNER 1990b).

Nach dem Rückzug der Gletscher aus den Maximalständen im späten 17. Jh. werden diese Eintragungen in den Ostalpen seltener oder zur Unkenntlichkeit entstellt. Dies ist besonders bei Nachwirkungen der Tirol-Karte von Warmund Ygl der Fall (KINZL 1962, WAGNER 1977); besonders häufig ist eine Verwechslung der Kartennamen *Ferner* und *Brenner* anzutreffen.

In den Westalpen sind einschlägige Karten zunächst wesentlich seltener. In der Karte *Rhaetia* von Matthias Hirtzgarten, die 1616 in einem Buchwerk erscheint, findet sich in den Walliser Alpen der Kartennamen *Silvius Mons Gletscher*. In einer Regionalkarte des Kantons Wallis, 1682 von Antoine Lambien aufgenommen, sind Gletscher und Eisstauseen mit ihren Eigennamen eingetragen: *Alets Gletscher* (Aletschgletscher), *Gletscher - Saaser See* (Mattmarkgletscher nebst Eisstausee). Die eingezeichneten kleinen schraffierten Flächen dürften die von diesen Gletschern gebildeten Eisstauseen sein: Mattmarksee und Marjelensee (am Aletschgletscher). Eisstauseen bilden sich bei einer größeren Gletscherausdehnung; ihre Ausbrüche sind – wie gezeigt – oftmals katastrophal. Die Gletscher müssten somit mindestens so groß gewesen sein wie 1920 (HOLZHAUSER 1984, HOLZHAUSER et al. 2002).



Abb. 16: Hochstand des Unteren Grindelwaldgletschers um 1640 in der *Topographia Helvetica* von Matthäus Merian von 1642

Fig. 16: High condition of the Untere Grindelwaldgletscher about 1640 in the *Topographia Helvetica* by Matthäus Merian of 1642

Gletscher der Schweiz in Veduten

In der Schweiz finden sich erste Gletscherdarstellungen zumeist als gedruckte Veduten. Die Hochstandsphase des Unteren Grindelwaldgletschers (Berner Alpen) um 1640 ist in einer Vedute von Joseph Plepp festgehalten, die von Matthäus Merian 1642 gestochen und in seiner *Topographia Helvetia* publiziert wurde (ZUMBÜHL 1980). Abbildung 16 gibt diesen Kupferstich von 1642 wieder. Eine aquarellierte Federzeichnung von Albrecht Kauw zeigt als Halbpanorama den Zustand der Zungen des Oberen und Unteren Grindelwaldgletschers vom Jahre 1669. Die Struktur des Eises und der Hinweis in der Legende *Die Eyss schropfen so wachsen* lassen einen Vorstoß der beiden Zungen erwarten (ZUMBÜHL 1980). Eine kartenähnliche Darstellung beider Gletscherzungen bringt der Kupferstich *Grundriss der Eisthäler und Gletscher im Grindelwald im Kanon Bern* zeigt den Zustand um 1686 (ZUMBÜHL 1980).



Abb. 17: Rhongletscher, Kupferstich von Samuel Bodmer, 1708

Fig. 17: Rhongletscher, copper engraving by Samuel Bodmer of 1708

Den Zustand der Grindelwaldgletscher und des Rhônegletschers (Berner Alpen) zu Beginn des 18. Jh. zeigen ein Ölgemälde um 1705, eine Federzeichnung von 1706 von Samuel Bodmer (ZUMBÜHL 1980) und ein Kupferstich von Johann Melchior Füssli (ZUMBÜHL & HOLZHAUSER 1988). Der Kupferstich des Rhônegletschers (Abb. 17) findet sich in der *Beschreibung der Natur-Geschichten des Schweizerlandes* von Johann Jakob Scheuchzer, 1708 in Zürich erschienen, sowie als Randvedute in der 1713 in vier Blättern gedruckten Karte *Nova Helvetiae Tabula Geographica* von Johann Jakob Scheuchzer.



Abb. 18: Reduzierte Karte von Tirol mit dem Vernagtferner (Ötztaler Alpen), Gletscherstand 1765

Fig. 18: Reduzierte Karte von Tirol with the Vernagtferner (Oetztal Alps), glacier condition of 1765

8 Der Gletscherhochstand um 1780 in Karten der Alpen

Gegen 1780 weisen viele Alpengletscher wieder Hochstände auf. Dies ist umfangreich in Karten und Kartenwerken der Alpen dokumentiert, zum Teil bereits durch flächenhafte Darstellungen.

Kartenwerke der Ostalpen

Zwischen 1760 und 1769 kartierten Peter Anich und Blasius Hueber Tirol, und 1774 erschien dann das Kartenwerk *Atlas Tyrolensis* (KINZL 1955 und 1976). Aber bereits 1765 gab es erste gezeichnete Probeblätter als *Reduzierte Karte von Tirol*. In dieser Karte ist die vorgestoßene Gletscherzunge des Vernagtferners ins Rofental ein-

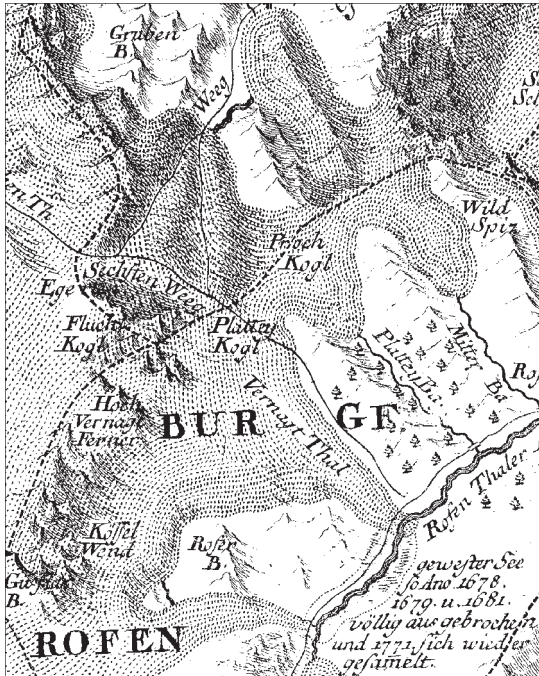


Abb. 19: *Atlas Tyrolensis* mit dem Vernagtferner (Ötztaler Alpen), Gletscherstand 1774

Fig. 19: *Atlas Tyrolensis* with the Vernagtferner (Oetztaal Alps), glacier condition of 1774

gezeichnet; der Maximalstand des Gletschers ist mit einer punktierten Grenze eingetragen (Abb. 18). Eine umgrenzte, schraffierte Fläche mit dem Textvermerk *Gewester See, so Anno 1678, 1679 und 1681 völlig ausgebrochen* dokumentiert das wiederholte Auftreten von Eisstauseen.

1771 erreicht der Vernagtferner wiederum einen Maximalstand, die Gletscherzunge stößt zum Gegenhang vor und lässt erneut einen Eisstausee entstehen. Genau dies zeigt Blatt VII des endgültigen *Atlas Tyrolensis* von 1774 (Abb. 19). Den damaligen Hochstand des Gurgler Ferners (Ötztaler Alpen) gibt Abbildung 20 wieder. Der Kartenausschnitt aus dem *Atlas Tyrolensis* zeigt einen Eisstausee, der sich wiederholt vor dem Langtaler Ferner bildete, weil der vorgestoßene Gurgler Ferner den Abfluss verhinderte. Dargestellt ist hier auch der *Steinerne Tisch*: diese

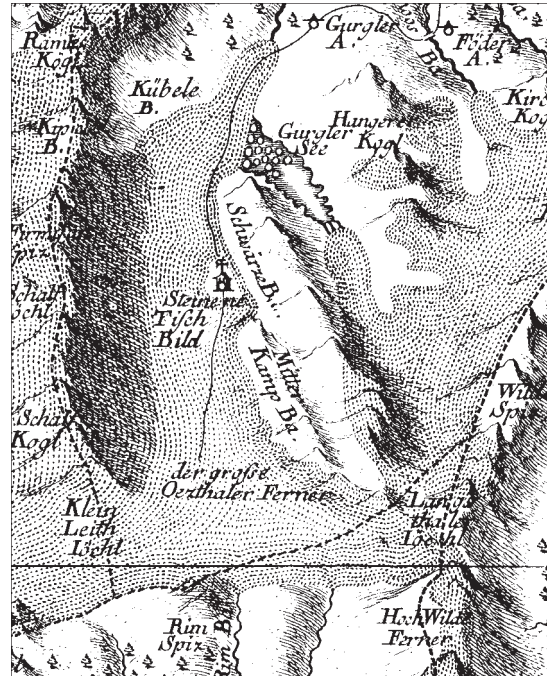


Abb. 20: *Atlas Tyrolensis* mit dem Gurgler Ferner (Ötztaler Alpen), Gletscherstand 1774

Fig. 20: *Atlas Tyrolensis* with the Gurgler Ferner (Oetztaal Alps), glacier condition of 1774

Steinplatte diente bei Bittprozessionen für ein Ende der Gletschervorstöße als Altar.

Die sog. *Ständische Karte*, ein Kartenwerk von Oberösterreich, das ab 1787 erschien, führte lediglich die Kartenbeschriftung *Ewig Eiß* und *Schneegebirge* beim Dachstein.

Karten der Westalpen

1756 bis 1789 wird für Frankreich mit der *Carte de Cassini à 1/86400* ein amtliches Kartenwerk bearbeitet, das im Alpenbereich eine auffällige Gletscherdarstellung durch Horizontalschraffen aufweist. Von 1796 bis 1802 wird der *Atlas Suisse par Weiss et Mayer* bearbeitet. Gletscher sind in diesem Kartenwerk durch Oberflächenstrukturen ausgewiesen; die meisten erhaltenen



Abb. 21: *Carte de la partie des Alpes qui avoisine le Mont Blanc* von Marcus Pictet, 1786

Fig. 21: *Carte de la partie des Alpes qui avoisine le Mont Blanc* by Marcus Pictet of 1786

Kartenblätter führen ein blaues Kolorit (BRUNNER 1990a). Interessant ist die 1786 erschienene *Carte de la partie des Alpes qui avoisine le Mont Blanc* von Marcus Pictet. Die Karte gibt den Hochstand der Gletscher im Mont-Blanc-Gebiet mit einer bemerkenswerten Gletscherdarstellung (Abb. 21) im Grundriß mittels Horizontalschraffen wieder (BRUNNER 1990a).

9 Romantische Malerei

Hier noch ein kurzer Exkurs in die Malerei zum Beginn des 19. Jh. Die romantische Malerei jener Zeit wurde wesentlich vom Naturbild getragen. So entstehen ab dem Ende des 18. Jh. umfangreich Darstellungen von Winterland-



Abb. 22: *Das Eismeer* von Caspar David Friedrich von 1823/24

Fig. 22: *The Sea of Ice* by Caspar David Friedrich of 1823/24

schaften. Es sind einerseits realistische Bilder von Eisgängen an Flüssen und Seen oder von Eis im Hochgebirge, aber auch lediglich Szenen zur Vermittlung des Themas Kälte. Zum anderen wird Landschaft auch in einer mystischen Weltauffassung symbolhaft vermittelt; der bedeutendste Vertreter dieser romantischen Malerei ist Caspar David Friedrich.

Caspar David Friedrich

Am Anfang des 19. Jh. malt der Romantiker Caspar David Friedrich mehrere Bilder mit Eis und Schnee. 1823/24 entsteht ein Bild mit zentraler Bedeutung: *Das Eismeer* (Abb. 22). Das Ölgemälde zeigt in einer nicht realen Landschaft in faszinierender Präzision Meer-eisschollen vor einem gestrandeten Schiff. Friedrich hat die schweren Eisgänge der Elbe ab 1821 aufmerksam beobachtet und Studien über Eisschollen gemacht; offensichtlich hatte er auch Kenntnis über die Nordpolarexpedition von William Edward Parry, der 1821 bis 1823 zwei Winter in der Arktis verbrachte.

Winterlandschaften in Bildern des 19. und 20. Jahrhunderts

In der Romantik und dann im Biedermeier nehmen die Darstellungen von Schnee und Eis stark zu. Gründe sind die romantische Thematik. Reale Veduten vermittelt wiederholt Eisgänge in Flüssen und Seen sowie vorstoßende Alpengletscher. Der zugefrorene Bodensee, das *Seegfrörne*, wird 1830 und 1880 ausgiebig in Bildern dokumentiert (BRUNNER 2004).

10 Gletscherkartierungen im 19. Jahrhundert

Um die Mitte des 19. Jh. entstehen Karten von Gletschern bzw. vergletscherten Gebieten der Alpen, welche ungewollt den letzten Maximalstand unserer Alpengletscher dokumentieren.

Erste Karten

In den Westalpen ist dies zunächst die 1842 entstandene *Karte des Eismeerer von Chamouni und anliegender Bereiche* des schottischen Physikers und Naturwissenschaftlers James David Forbes. Diese Karte im Maßstab 1:25 000 erschien mehrfach in geringfügig unterschiedlichen Varianten (FORBES 1845; FORBES et al. 1859). Forbes beschäftigte sich mit der Theorie der Gletscher. Auf Veranlassung des Schweizer Paläontologen und Geologen Louis Agassiz bearbeitete der Schweizer Geodät Johannes Wild die *Karte des Unteraargletschers* im großen Maßstab 1:10 000 (AGASSIZ 1847). Mit seinen Beobachtungen in den Schweizer Alpen gehörte der Naturwissenschaftler Agassiz zu den Mitbegründern der Eiszeitforschung; er arbeitete weiterhin über Gletschertheorien (AGASSIZ 1847). Die Zungenendlagen des Oberen Grindelwaldgletschers

wurden 1852 im äußerst großen Maßstab 1:2 500 durch den Schweizer Geologen Pierre Jean Edouard Desor kartiert. Der nördliche Teil der Kartierung wurde vierfarbig als *Plan topographique ... du Glacier supérieur de Grindelwald* in DESOR (1875) publiziert.

Auch in den Ostalpen entstanden zur Mitte des 19. Jh. Gletscherkarten. Die mächtige Vergletscherung des Großglockners ist Inhalt der *Karte des Pasterzengletschers nach Beobachtungen im Jahre 1846 und 1848 entworfen von Hermann und Adolph Schlagintweit* im großen Maßstab 1:14 400 (SCHLAGINTWEIT 1850). Eine *Karte des Rofenthales* (Maßstab 1:28 800) von Michael Stotter zeigt einen Eisstausee, der vom Vernagtferner 1845 nun das letzte Mal verursacht wurde (STOTTER 1846). Eine einfarbige Nachzeichnung findet sich in GROVE (1988).

Der österreichische Offizier Carl Sonklar von Innstädten veröffentlichte im Jahre 1860 in seinem Atlas *Die Oetzthaler Gebirgsgruppe mit besonderer Rücksicht auf Orographie und Gletscherkunde* auch Karten Öztaler Gletscher im Maßstab 1:28 800 (SONKLAR 1860). Die Karten zeigen den Zustand dieser Gletscher in der Zeit zwischen 1850 und 1860.

Exakte großmaßstäbige Gletscherkartierungen

Während einer Alpinen Tagung in Genf im Jahre 1879 regte der Schweizer Geologe Alphonse Favre an, den vermuteten Minimalstand der Alpengletscher von möglichst vielen Alpengletschern durch großmaßstäbige Kartierungen festzuhalten. Dieser Aufforderung wurde für die Ostalpen sehr schnell und umfangreich Folge geleistet. Bereits 1883 erschien die Karte *Der Ober-Sulzbach-Gletscher* (RICHTER 1883). Autor war der österreichische Geograph Eduard Richter, der außerordentlich fruchtbar für die Gletscherforschung in den Ostalpen wirkte. Diese Karte und folgende weitere Karten beinhalteten zunächst lediglich die Gletscherzungen.

Erste Gesamtaufnahmen waren die Karte *Der Rhônegletscher und seine Eisbewegung 1874-1900* im Maßstab 1:5 000 (MERCANTON 1916) des Geophysikers und Meteorologen Poul-Louis Mercanton und die Karte *Der Vernagt-Ferner im Jahre 1889* im Maßstab 1:10 000 (FINSTERWALDER 1897) des Mathematikers und Gletscherforschers Sebastian Finsterwalder. Von letzterer gibt es eine Faksimile-Ausgabe (BRUNNER 1988). Mit der Karte *Der Talschluß des Kaunsertales in den Oetztalearpen mit dem Gepatsch- und Weißseeferner* vom Jahre 1922 erschien der vorerst letzte Beitrag zu diesen Kartierungsaktivitäten, welche den Rückzug der Alpengletscher festhielten. Für die Ostalpen dokumentierten dann ab dem Beginn der zwanziger Jahre des 20. Jh. Alpenvereinskarten den Rückzug der Gletscher samt ihrer kurzen Halte. Diese Karten wurden und werden vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein bearbeitet und herausgegeben. Für die Schweiz bekunden die häufig aktualisierten amtlichen Landeskarten 1:25 000 den Rückzug der Westalpengletscher.

Die Aktivitäten zu selbständigen Gletscherkartierungen verlagerten sich zunächst auf außeralpine Gebiete. Erst in Folge des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957 kam es wieder zur Bearbeitung exakter großmaßstäbiger Gletscherkarten, diesmal sowohl für die West- als auch für die Ostalpen. Eine Zusammenstellung der Gletscherkarten der Alpen, die in der Zeit von 1880 bis 1985 ausschließlich zu gletscherkundlichen Zwecken bearbeitet wurden, findet sich in BRUNNER (1988).

11 Schluss

Seit über 500 Jahren belegen Karten, aber auch Jahreszeitenbilder, Landschaftsmalerei und Graphik durch Darstellungen und Hinweise auf Eis und Schnee Klimageschichte. Die Klimaforschung hat diese „Proxidaten“ bisher nicht oder zumindest kaum genutzt. Kartographie- und

Kunstgeschichte haben sie bislang gar nicht zur Kenntnis genommen.

Der Rückgang vieler Ostalpengletscher ist seit über 120 Jahren durch großmaßstäbige Gletscherkarten bestens dokumentiert. Auch hier präsentiert Kartographie Klimageschichte.

11 Literatur

- AGASSIZ, Louis, J. (1847): *Système Glaciers. Nouvelles études expériences sur les glaciers actuels*; Paris.
- APIAN, Philipp (1984): *Bairische Landtafeln*; München.
- APIAN, Philipp (1989): *Bairische Landtafeln. Faksimile-Druck*; München [Bayer. Landesvermessungsamt].
- BRUNNER, Kurt (1988): *Exakte großmaßstäbige Karten von Alpengletschern - Ein Säkulum ihrer Bearbeitung*. Petermanns Geographische Mitteilungen, **132**: 129-140; Gotha.
- BRUNNER, Kurt (1989): *Gletscherdarstellungen in topographischen Karten und Veduten. Mit drei Kartenbeilagen*. Internationales Jahrbuch für Kartographie, **29**: 55-79; Ulm.
- BRUNNER, Kurt (1990a): *Gletscherdarstellungen in alten Karten der Alpen*. – *Cartographica Helvetica*, **2**: 9-19; Murten.
- BRUNNER, Kurt (1990b): *Gletscherdarstellungen in alten Karten der Ostalpen*. – In: BRUNNER, Kurt & EBNER, Heinrich (Hrsg.): *Festschrift für Rüdiger Finsterwalder zum 60. Geburtstag*: 27-40; München.
- BRUNNER, Kurt (1993): *Die Karte „Der Vernagt-Ferner im Jahre 1889“ als erste exakte Kartierung eines Gesamtgletschers*. Mit einer Kartenbeilage. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **29**: 3-98; Innsbruck.
- BRUNNER, Kurt (1994): *Nordeuropa-Darstellungen in den Ptolemäus-Ausgaben am Ende des 15. Jahrhunderts*. – In: *6. Kartographiehistorisches Colloquium*, Berlin

- 1992: 19-29; Berlin.
- BRUNNER, Kurt (2002a): Landschaftsbilder und Graphik als Klimazeugen. In: Klima-Mensch-Umwelt. DEUQUA-Tagung, Terra Nostra, **6**: 70-73; Potsdam.
- BRUNNER, Kurt (2002b): Regionalkarten von Tirol des Matthias Burgklechner und ihre Vorläufer. – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, **144**: 237-254; Wien.
- BRUNNER, Kurt (2003): Ein buntes Klimaarchiv - Malerei, Graphik und Kartographie als Klimazeugen. – Naturwissenschaftliche Rundschau, **56**: 181-186; Stuttgart.
- BRUNNER, Kurt (2004): Die Seegfrönnen des Bodensees - Eine Dokumentation in Bild-darstellungen. – Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, **122**: 1-84; Ostfildern.
- BUDDE, MICHAEL (2001): Eisvergnügen und andere Lebenswirklichkeiten. Bedeutungsebenen holländischer Winterlandschaften. – In: GEMÄLDEGALERIE, Staatl. Museen zu Berlin (Hrsg.): Die „Kleine Eiszeit“. Holländische Landschaftsmalerei im 17. Jahrhundert. – Berlin.
- DEMUS, Klaus, (1981): Katalog der Gemäldegalerie. Flämische Malerei von Jan van Eyck bis Pieter Bruegel d. Ä. Wien
- DESOR, Edouard (1875): Le Paysage Morainique son origin Glaciare. – Paris.
- FINSTERWALDER, Sebastian (1897): Der Vernagtferner, seine Geschichte und seine Vermessung in den Jahren 1888 und 1889. – Wissenschaftliche Ergänzungshefte des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, **1**; Graz.
- FORBES, James D. (1845): Reisen in den Savoyer Alpen und in anderen Theilen der Penninen-Kette nebst Beobachtungen über die Gletscher. – Stuttgart.
- FORBES, James D. (1859): Über die Gletscherwelt im Allgemeinen und die Gletscher des Mont-Blanc im Besonderen. – Petermanns Geographische Mitteilungen: 173-205; Gotha.
- GEMÄLDEGALERIE, Staatliche Museen zu Berlin (Hrsg.) (2001): Die „Kleine Eiszeit“. Holländische Landschaftsmalerei im 17. Jahrhundert. – Berlin.
- GLASER, Rüdiger (2001): Klimageschichte Mitteleuropas - 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. – Darmstadt.
- GROVE, Jean M. (1988): The Little Ice Age. – London-New York.
- HOLZHAUSER, Hanspeter (1984): Zur Geschichte der Aletschgletscher und des Fiesch(er)gletschers. – Geographisches Institut der Universität Zürich, **13**; Zürich.
- HOLZHAUSER, Hanspeter, HAUSER, Felix & WEINGARTNER, Rolf (2002): Gletscher als Zeugen der Klimageschichte. Cartographica Helvetica, **25**: 21-24; Murten.
- KINZL, Hans (1955): Die Darstellung der Gletscher im Atlas Tyrolensis von Peter Anich und Blasius Hueber (1774). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **48**: 89-104; Wien.
- KINZL, Hans (1962): Die Karte von Tirol des Warmund Ygl 1604/05. – Österreichischer Alpenverein: 47 S.; Innsbruck.
- KINZL, Hans (1976): Der topographische Gehalt des „Atlas Tyrolensis“. In: Peter Anich 1723-1766. Der erste „Bauernkartograph“ von Tirol. – Tiroler Wirtschaftsstudien, **32**: 51-176; Innsbruck.
- KRAUSEN, Edgar (1973): Die handgezeichneten Karten im Bayerischen Hauptstaatsarchiv sowie den Staatsarchiven Amberg und Neuburg an der Isar. – Neustadt a.d. Aisch.
- KROGT, Peter van der (1997/2000): Koeman's Atlantes Neerlandici. **I/II**; 't Goy-Houten, Niederlande.
- MCGHEE, Robert (2001): The Arctic Voyages of Martin Frobisher. An Elizabethan Adventure. – 195 S.; London.
- MERCANTON, Poul-Louis (1916): Vermessungen am Rhône-gletscher 1874 - 1915. – Neue Denkschriften der Schweizerischen Naturfor-

- schenden Gesellschaft, **52**; Basel/Genf/Lyon.
- MITTENHUBER, Florian (2003): Die Naturphänomene des hohen Nordens in den kleinen Schriften des Tacitus. *Museum Helveticum*, **60**: 44-59; Basel.
- NEUMANN, Joachim (2002): Reichskammergericht und Kartographie. Über Entstehung und Benennung der Augenschein-Karten. In: 9. Kartographiehistorisches Colloquium, **9**; Karlsruhe.
- NICOLUSSI, Kurt (1990): Bilddokumente zur Geschichte des Vernagtferners im 17. Jahrhundert. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, **26**; Innsbruck.
- NORDENSKJÖLD, Adolph (1889): *Facsimile-Atlas to the Early History of Cartography*. – New York.
- OEHME, Ruthard (1961): *Geschichte der Kartographie des deutschen Südwestens*. – Konstanz.
- PASCHINGER, Viktor (1948): *Pasterzenstudien*. – Festschrift zum hundertjährigen Bestand des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Kärnten; Klagenfurt.
- RANGGER, Leonhard (1904): *Warmund Ygl und seine Karte von Tirol*. – *Forschungen und Mitteilungen zur Geschichte Tirols und Vorarlbergs*, **1**: 183-207; Innsbruck.
- RICHTER, Eduard (1883): *Beobachtungen an den Gletschern der Ostalpen*. – *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, **14**: 38-92; München.
- SCHILDER, Günter (1984): *Development and Achievements of Dutch Northern and Arctic Cartography in the Sixteenth and Seventeenth Centuries*. *Arctic*, **37**.
- SCHLAGINTWEIT, Hermann und Adolph (1850): *Untersuchungen über die Physicalische Geographie der Alpen*. – Leipzig.
- SEIDEL, Max & MARIJNISSEN, Roger H. (1989): *Bruegel*. – Stuttgart.
- SONKLAR, Carl (1860): *Die Oetzthaler Gebirgsgruppe, mit besonderer Rücksicht auf Orographie und Gletscherkunde*. – Gotha.
- STOTTER, Michael (1846): *Die Gletscher des Vernagtthales in Tirol und ihre Geschichte*. – Innsbruck.
- STÜCKELBERGER, Alfred (1994): *Bild und Wort. Das illustrierte Fachbuch in der antiken Naturwissenschaft*. – *Medium und Technik. Kulturgeschichte der Welt*, **62**; Mainz.
- STÜCKELBERGER, Alfred (2000): *Klaudios Ptolemaios*. In: HÜBNER, Wolfgang (Hrsg.): *Geographie und verwandte Wissenschaften: 185-208*; Stuttgart.
- STROHMAIER-WIEDERANDERS, Gerlinde (1999): *Imagines anni. Monatsbilder. Von der Antike bis zur Romantik*. – Halle.
- SUCHTELEN, Ariane van (2002): *Holland. Frozen in Time. The Dutch Winter Landscape in the Golden Age*. – The Hague.
- WAGNER, Robert (1977): *Das 17. Jahrhundert*. In: DÖRFLINGER, Johannes, WAGNER, Robert & WAWRIK, Franz (Hrsg.): *Descriptio Austriae*. – Wien.
- WAWRIK, Franz (1982): *Berühmte Atlanten. Kartographische Kunst aus fünf Jahrhunderten*. – Dortmund.
- WOLFF, Hans (1989): *Die Bayerischen Landtafeln - das kartographische Meisterwerk Philipp Apians - und ihre Nachwirkungen*. In: WOLFF, Hans (Hrsg.): *Philipp Apian und die Kartographie der Renaissance: 74-124*; Weißenhorn.
- WUTTE, Martin (1931): *Kärnten im Kartenbild der Zeiten. Archiv der vaterländischen Geschichte und Topographie*, **23**; Klagenfurt.
- ZÖGNER, Lothar (1978): *Die kartographische Darstellung der Polargebiete bis in das 19. Jahrhundert*. – *Die Erde*, **109**: 136-152; Berlin.
- ZUMBÜHL, Heinz J. (1980): *Die Schwankungen des Grindelwaldgletschers in den historischen Bild- und Schriftquellen des 12. bis 19. Jahrhunderts*. – Basel-Boston-Stuttgart.
- ZUMBÜHL, Heinz J. & HOLZHAUSER, Hanspeter (1988): *Alpengletscher in der kleinen Eiszeit*. – *Die Alpen*, **3**; Innsbruck.

Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten

KLAUS-DIETER MEYER^{*)}

Keywords: Middle Pleistocene, Saalian, Drenthe- and Warthe-Stadial, tills, outwash, indicator boulders, Lower Saxony.

Kurzfassung: Von verschiedener Seite unternommene Korrelations-Versuche zum Saale-Komplex in Norddeutschland sind der Anlass, erneut die Stratigraphie dieses Zeitraums aus niedersächsischer Sicht darzustellen.

Da das Holstein-Interglazial der Typus-Bohrung Bossel kürzlich mit der Th/U- Methode in Tiefsee-Stufe 9 datiert wurde, kommen für die jüngeren Thermomere Schöningen und Reinsdorf die Abschnitte 9a bis 7 in Frage. Die Speere aus dem Reinsdorf sind daher auf rund 270 000 - 240 000 Jahre zu veranschlagen.

Die durch drei Eisvorstöße gegliederte saalezeitliche Glaziärfolge wird kurz charakterisiert. Bisher unpublizierte Leitgeschiebezählungen aus SW-Niedersachsen werden vorgestellt; zusammen mit Aufschlussuntersuchungen und Kartierungen lassen sich daraus keine weiteren Unterteilungen des Haupt-Drenthe-Stadiums ableiten.

Der zweite Saale-Vorstöß („Jüngere Drenthe“) sollte aus stratigraphischen und petrographischen Gründen nicht zum Warthe-Stadium gestellt werden. Letzteres ist durch ein ostbaltisches Geschiebespektrum charakterisiert und mit den jeweils jüngsten saalezeitlichen Vorstößen der Nachbarländer zu korrelieren. Warmzeitliche organogene Sedimente zwischen den Eisvorstößen fehlen und sind aufgrund der geologischen Situation unwahrscheinlich.

[On the Stratigraphy of the Saalian in Lower Saxony and its Correlation with Adjacent Areas]

Abstract: The Saalian, which directly follows the Holsteinian, is a complex stratigraphic unit. Recently the Holsteinian interglacial was correlated on the basis of Th/U dates with MIS 9. Therefore, the Reinsdorf interglacial from the Schöningen open-cast mine, where the famous spears were found, has to be younger than 400 000 years, probably c. 270 000 (correlated with MIS 9a) or c. 240 000 years (correlated with MIS 7).

These warm periods clearly took place before the first Saalian advance, i.e. before the main Drenthian advance. This advance, which reached the Netherlands, left a till containing erratics mostly from southern and central Sweden. In SW Lower Saxony, this till is directly overlain by brown-red till of East Baltic character and is interpreted as a later deposit before the ice retreated.

The Younger Drenthian advance did not cross the Weser and Aller rivers and left a till containing more Upper Cretaceous material (flint and chalk) than the main Drenthian till. This advance, which corresponds to the Lamstedt Phase, should not be assigned to the Warthian. The Warthian till, which can clearly be distinguished by its East Baltic character, is correlated with the youngest Saalian till in the adjacent areas.

The ice-free periods between the individual ice advances of the Saalian glaciation were probably short. Numerous depressions in the land surface of all the different tills, mostly dead-ice hollows or ice-tongue basins, are only infilled with Eemian and Weichselian sediments. It can be concluded that no interglacials existed between the main Drenthian advance and the Eemian.

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. K.-D. MEYER, Engenser Weg 5, D-30938 Burgwedel-Oldhorst

1 Einleitung

Das gesamte niedersächsische Flachland war saalezeitlich vergletschert, selbst in das Bergland drang das Eis hinein, den Flusstälern folgend; hierbei kam es zur Verzahnung glaziärer und fluviatiler Sedimente. Im Nordsee-Küstengebiet liefern marine Interglazial-Sedimente obere und untere Zeitmarken des „Saale-Komplexes“. Als einziges Bundesland liegt somit in Niedersachsen eine Verknüpfung glaziärer sowohl mit marin-interglazialen wie mit wichtigen Terrassen-Sedimenten vor. Über die benachbarten Niederlande und Nordrhein-Westfalen besteht eine Brückenfunktion zum Rheingebiet und damit indirekt zur alpinen Vereisung. Korrelationsversuche sind daher angebracht, auch in jüngerer Zeit mangelte es daran nicht. Trotz der ständig verbesserten Kenntnislage (vielleicht aber auch wegen der Datenfülle) ist es für den Einzelnen jedoch nicht einfach, einen angemessenen Überblick über die Verhältnisse im Nachbarland zu behalten, und so ist es kein Wunder, wenn sich Missdeutungen einschleichen. Im vorliegenden Beitrag soll auf einige solcher Fehldeutungen eingegangen werden, wobei jeweils eine kurze Betrachtung der einzelnen stratigraphischen Einheiten des „Saale-Komplexes“ in Niedersachsen vorausgeschickt wird. Dies ist auch deshalb angebracht, weil seit der letzten derartigen Übersicht (BENDA 1995) einige neuere meist unpublizierte Erkenntnisse vorliegen.

2 Unterer Saale-Komplex

In Niedersachsen wird die Abgrenzung der saalezeitlichen gegenüber den elsterzeitlichen Ablagerungen durch limnische und marine Vorkommen des Holstein-Interglazials ermöglicht; die Grenze liegt am Übergang der borealen zur subarktischen Phase, d. h. die darüber

liegenden kalt- und warmzeitlichen Abschnitte (Fuhne-Kaltzeit, Dömnitz bzw. Wacken-Warmzeit) etc. werden bereits zum „Saale-Komplex“ gerechnet (LITT & TURNER 1993). Da bislang eine verlässliche Korrelierung mit der Tiefsee-Chronologie nicht möglich bzw. umstritten ist, sind darauf basierende absolute Altersangaben mit Vorsicht zu betrachten. Nunmehr legen GEYH & MÜLLER 2005 neue Th/U-Daten hauptsächlich aus der Typus-Lokalität-Bohrung Bossel bei Stade vor (MÜLLER & HÖFLE 1994), die eine Korrelation des Holstein mit der Tiefsee-Stufe 9 belegen, wie es u.a. in den Niederlanden schon bisher zumeist angenommen wurde (u.a. ZAGWIJN 1996).

Damit erhebt sich erneut die Frage nach der Position bzw. dem absoluten Alter der Warmzeiten innerhalb des Unteren Saale-Komplex, d.h. ob Dömnitz/Wacken und die damit zumindest teilweise korrespondierenden Warmzeiten aus dem Tagebau Schöningen (Reinsdorf- und Schöningen-Warmzeit, URBAN 1995) zur Gänze oder teilweise zur Tiefseestufe 7 zu stellen sind bzw. teilweise noch in einen jüngeren Abschnitt der Tiefseestufe 9 (9c oder 9a). Welcher der beiden man auch immer den Vorzug gibt - die kaltzeitlichen Sedimente zwischen den Stufen 7 und 9 sind sowohl was Mächtigkeit und Verbreitung anbelangt so unbedeutend, dass man sich schwer darunter die Präsenz einer ganzen „Eiszeit“ vorstellen kann.

Die Altersfrage ist auch aus archäologischer Hinsicht höchst interessant. Die berühmten Holzspeere der Reinsdorf-Warmzeit des Tagebaus Schöningen sind nach THIEME (zuletzt 1999) 400 000 Jahre alt. Kürzlich haben sich JÖRIS & BAALES (2003) mit dieser Frage beschäftigt und kommen zu der Einstufung des Reinsdorf in Stufe 9e mit „nur“ noch ca. 310.000 Jahren.

Bei dieser Einstufung wird noch von der Existenz einer Drenthe/Warthe-Warmzeit ausgegangen. Da dies aus noch zu diskutierenden Gründen verworfen werden muss, ist von einer

theoretischen Position des Reinsdorf in Stufe 9a oder 7e auszugehen und damit ein absolutes Alter der Speere von ca. 270 000 oder 240 000 Jahren. Weitere Untersuchungen, nicht zuletzt absolute Altersdatierungen der betreffenden Interglaziale bleiben abzuwarten, auch wäre eine Vorlage der geologischen Detailprofile von Schöningen wünschenswert.

Die Richtigkeit dieser Einstufungen vorausgesetzt, bleibt für den gesamten glaziären Abschnitt des Saale-Komplexes, d. h. für Drenthe- und Warthe-Stadium, nur eine Korrelation mit Tiefsee-Stufe 6 und damit der Zeitraum von rund 200 000 bis 130 000 Jahren.

3 Oberer Saale-Komplex

Dieser Abschnitt umfasst den Bereich vom Ende der Dömnitz/Wacken-Warmzeit bis zum Beginn des Eem (LITT & TURNER 1993). Er wird in Niedersachsen in Drenthe- und Warthe-Stadium gegliedert, ungeachtet der Tatsache, dass keine interstadialen Ablagerungen dazwischen nachgewiesen wurden. Das Drenthe-Stadium wird wiederum in einen älteren und jüngeren Abschnitt (Haupt-Drenthe und Jüngere Drenthe) geteilt. Bei der lithostratigraphischen Untergliederung erwiesen sich v.a. die Grundmoränen als brauchbare Leithorizonte, charakterisiert durch Unterschiede im Leitgeschiebeinhalt, z.T. auch durch Feinkies- und Schwermineralspektren, Farbe, Korngröße und Kalkgehalt. Eingeschränkt wird die stratigraphische Verwertbarkeit der lithologischen Parameter durch fazielle Wiederholungen in der Abfolge.

3.1 Älteres Drenthe-Stadium

Der Saale-Hauptvorstoß (Hamelner Phase des Drenthe-Stadiums) hinterließ außer gla-

zilimnischen und glazifluviatilen Sedimenten eine mächtige Grundmoräne mit süd- bis mittelschwedischer Geschiebevormacht bei relativ einheitlicher Zusammensetzung (Drenthe-Hauptmoräne). Ihr ist im westlichen Niedersachsen bis in die Niederlande lokal eine ostbaltisch geprägte braunrote Grundmoräne aufgesetzt, die in Niedersachsen als späterer Nachschub des gleichen Eisvorstoßes gedeutet wird, ohne dass das Gebiet vorher eisfrei wurde. Gerade dies wurde aber in jüngerer Zeit wieder in Frage gestellt und in der roten Moräne das Produkt eines eigenen Vorstoßes gesehen (NOWEL 2003, SKUPIN, SPEETZEN & ZANDSTRA 2003). Die letzteren Autoren rechnen in Nordrhein-Westfalen sogar mit drei einzelnen, mehr oder weniger kurz aufeinander folgenden Vorstößen innerhalb des Haupt-Drenthe-Stadiums, wobei es zwischen dem ersten und zweiten Vorstoß wohl nur eine kurze Stagnationszeit gegeben habe.

Dem zweiten Vorstoß wird eine Geschiebegemeinschaft mit relativ hohem Anteil an Dalarna-Geschieben zugeschrieben. Geschiebekollektionen mit relativ hohen Anteilen solcher Gesteine sind in Niedersachsen schon in den Vorschüttsedimenten durchaus nicht ungewöhnlich. Teils stammen sie aus umgelagerten elsterzeitlichen Sedimenten wie in Ostfriesland (MEYER 1970), wie aus der Beimengung norwegischer Leitgeschiebe hervorgeht, teils kann dies Phänomen als innerhalb der normalen Schwankungsbreite gelegen aufgefasst werden.

Von den auf Abbildung 1 und Tabelle 1 dargestellten Leitgeschiebezählungen aus SW-Niedersachsen liegt der Anteil der Dala-Gesteine der Proben 3 und 7, die in Abbildung 1 am weitesten im NW-Sektor liegen, bei 23 bzw. 27 %. Da die Proben 15 bzw. 10 % norwegische Leitgeschiebe enthalten, liegt eine Aufarbeitung von elsterzeitlichem Material nahe. In Probe 8 aber, die mit 21 % ebenfalls hohe Dala-Werte hat, fehlt jedoch norwegisches Material. In Probe 9, die wieder relativ weit im NW des Diagramms

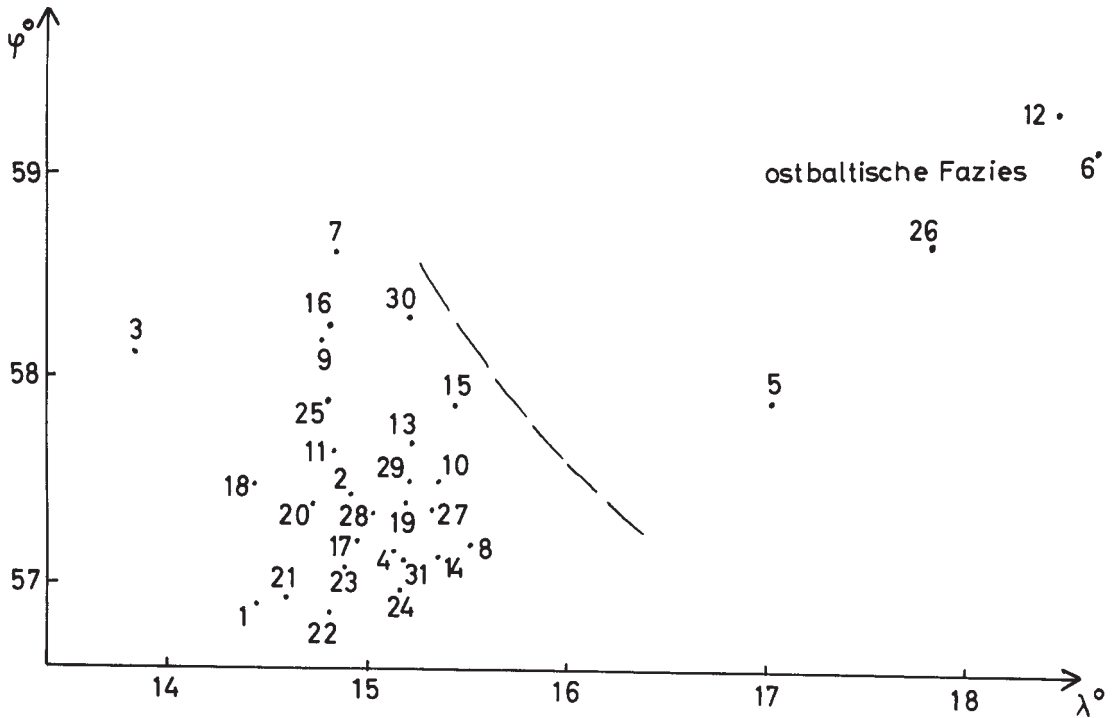


Abb. 1: Theoretische Geschiebezentren (TGZ) von Leitgeschiebezählungen drenthezeitlicher Glaziärsedimente (Grundmoränen, Schmelzwasserkies) aus Südwest-Niedersachsen. Fundpunkte s. Tab. 1.

Fig. 1: Theoretical home center of erratics from tills and outwash in SW Lower Saxony.

liegt, treten mit 29 % sogar die höchsten Dala-Werte auf, obwohl nur ein fragliches Oslo-Gestein gefunden wurde. Die Proben 10 und 11, die weit voneinander im Diagramm liegen, wurden nur in 2 m Vertikalabstand entnommen. Der Dala-Anteil der oberen Probe liegt bei 12 %, in der unteren aber bei 22 %.

Diese beiden Proben (Nr. 10 und 11) stammen aus der SW-Wand der kleinen Sandgrube am Flintenberg bei Rathlosen. Bemerkenswert ist der Anteil von paläozoischem Kalkstein (10 %) in der unteren Probe, während die Schmelzwasserablagerungen westlich der Weser ansonsten meist vollständig entkalkt sind. Kalkhaltige Kiese (11 %) fanden sich sonst noch in gestauchter Lagerung in der Sandgrube 2 km südwestlich Estringen, (Probe 28). Auffällig ist ferner noch die Position des Flintenberges an der Westseite

eines Tales, erinnernd an die von K. RICHTER (1950) beschriebenen Oser der Syker Geest. Aus Os-verdächtigster Position stammen auch die Proben 20 und 21 aus der Sandgrube in den Harberger Fichtenkämpen auf Blatt 3320 Liebenau (LÜTTIG & MEYER 1980: 102), dort allerdings kalkfrei.

Die Anteile an Dalagesteinen sind also schon im Vorschüttkörper der Haupt-Drenthe beträchtlichen Schwankungen unterworfen; unterschiedliche Eisvorstöße lassen sich damit nicht begründen. Natürlich soll damit eine mögliche Aufspaltung des Drenthe-Eises im Randbereich nicht grundsätzlich in Abrede gestellt werden, nur sollten geschiebekundliche Differenzierungen auch durch Überlagerungsfälle belegt sein. Zwischen dem zweiten und dritten Vorstoß soll es nach SKUPIN, SPEETZEN & ZANDSTRA (1993,

Tab. 1: Leitgeschiebezählungen drenthezeitlicher Glaziärsedimente aus SW-Niedersachsen, Fraktion 2–6 cm

Sgr. = Sandgrube

Lgr. = Lehmgrube

Bgr. = Baugrube

Teufe : Entnahmetiefe in m unter Gelände

TGZ : Theoretisches Geschiebezentrum

Material : qD = Drenthe-Stadium der Saale-Vereisung

Lg = Geschiebelehm

Mg = Geschiebemergel

Lgr bez. Mgr = rote, ostbaltische Fazies der Drenthe-Moräne

G/gf = Schmelzwasser-Kies

F : K = Flint zu Kristallin

PK + D : K = Paläozoischer Kalk + Dolomit zu Kristallin

Nr	Fundort	TK 25	R-Wert	H-Wert	Teufe	TGZ	Material	F : K	PK + D : K
1	NE Börger, Sgr.	3011	34 03 800	58 69 000	10	14,45 – 56,91	qD/G/gf	1,5	
2	E Raken, Sgr.	3109	25 85 860	58 52 740	3	14,91 – 57,44	qD/ /Lg	1,04	
3	N Werpeloh, Sgr.	3111	34 00 100	58 62 600	4	13,86 – 58,12	qD/G/gf	0,85	
4	SW Cloppenburg, Lgr.	3114	34 32 760	58 55 000	5 – 7	15,13 – 57,17	qD/ /Mg	0,82	0,46
5	W Schneiderkrug, Bgr.	3115	34 48 200	58 53 480	1,5 – 2,5	17,03 – 57,91	qD/ /Mgr	0,02	4
6	NNW Barlage, Lgr.	3213	34 28 160	58 47 440	0	18,76 – 59,18	qD/ /Mgr	0,01	2,73
7	SW Krullenberg, Sgr.	3218	34 87 640	58 43 480	6	14,84 – 58,62	qD/G/gf	0,65	
8	E Wesenstedt, Sgr.	3218	34 82 640	58 46 200	1,2 – 1,4	15,51 – 57,19	qD/G/gf	1,53	
9	Vohrde, Sgr.	3218	34 82 640	58 43 800	2	14,77 – 58,18	qD/G/gf	1,49	
10	E Rathlosen, Sgr.	3218	34 83 000	58 41 180	1 – 1,5	15,35 – 57,50	qD/G/gf	0,65	
11	E Rathlosen, Sgr.	3218	34 83 000	58 41 180	4	14,83 – 57,65	qD/G/gf	1,11	0,31
12	S Herzlake, Lgr.	3311	34 05 600	58 37 160	1,5 – 3	18,46 – 59,36	qD/ /Lgr	0,04	
13	E Dickel, Bgr.	3316	34 65 650	58 34 425	1	14,22 – 57,69	qD/ /Lg	1	
14	S Jacobidrebber, Sgr.	3316	34 60 950	58 34 900	2	15,35 – 57,15	qD/ /Lg	0,98	
15	W Sulingen, Sgr.	3318	34 84 540	58 38 700	1 – 1,5	15,43 – 57,87	qD/G/gf	1,57	
16	SSE Barenburg, Sgr.	3318	34 87 100	58 30 000	1 – 2	14,81 – 58,26	qD/G/gf	0,64	
17	SE Kl. Lessen, Lgr.	3318	34 84 820	58 34 520	2 – 3	14,94 – 57,22	qD/ /Lg	0,41	
18	W Lemke, Sgr.	3320	35 08 000	58 35 410	2 – 4	14,44 – 57,49	qD/ /Lg	1,19	
19	Harbergen, Sgr.	3320	35 00 480	58 39 580	7 – 9	15,19 – 57,40	qD/ /Mg	1,21	0,31
20	Harbergen, Sgr.	3320	35 00 480	58 39 580	4,5	14,73 – 57,49	qD/G/gf	0,98	
21	Harbergen, Sgr.	3320	35 00 480	58 39 580	1,5	14,60 – 56,94	qD/G/gf	0,69	
22	SW Neuenwalde, Sgr.	3314	34 42 040	58 19 440	2 – 5	14,81 – 56,86	qD/ /Lg	0,87	
23	E Oldorf, Sgr.	3415	34 50 400	58 22 600	0,5 – 5	14,89 – 57,11	qD/ /Lg	0,82	
24	NW Kellenberg, Bgr.	3417	34 66 200	58 29 350	2	15,16 – 56,97	qD/ /Lg	1,44	
25	W Kirchdorf, Bgr.	3418	34 87 650	58 29 270	2 – 3	14,80 – 57,89	qD/ /Lg	0,87	
26	S Lingen, Bgr.	3509	25 89 700	58 16 200	5 – 6	17,82 – 58,70	qD/ /Mgr	0,12	3,9
27	S Lingen, Bgr.	3509	25 89 700	58 16 200	7 – 8	15,32 – 57,36	qD/ /Mg	1,05	0,51
28	NW Estringen, Sgr.	3510	25 90 980	58 17 950	6	15,03 – 57,35	qD/G/gf	0,66	0,26
29	S Diepenau, Lgr.	3518	34 80 500	58 08 455	3	15,22 – 57,50	qD/G/gf	1,17	
30	Steide, Sgr.	3609	25 90 230	57 97 810	1,5 – 2,5	15,21 – 58,30	qD/G/gf	0,84	
31	Staelberg, Lgr.	3609	2585 120	58 05 360	1 – 4	15,18 – 57,12	qD/ /Lg	0,76	

2003) zu einem regionalen Abschmelzen gekommen sein. Auf diese Aussage beruft sich auch NOWEL (2003), der eine Korrelation der roten Drenthe-Moräne mit der S II-Moräne in Brandenburg („Fläming-Glazial“, CEPEK 1967) vorschlägt. Mit den Befunden in Niedersachsen ist dies unvereinbar, weshalb hier etwas näher darauf eingegangen werden soll.

Die rote Grundmoräne unterscheidet sich sehr deutlich von der liegenden Drenthe-Hauptmoräne. Sie ist, wie seit langem bekannt, durch eine ostbaltische Geschiebegemeinschaft gekennzeichnet, v. a. viel Åland-Kristallin, Roten Ostsee-Quarzporphyr etc., die über 50 % des Leitgeschiebeanteils erreichen können. Entsprechend liegen die TGZ weit im NE des Diagramms (Abb. 1, Pr. 5, 6, 12 und 26). Im Bereich der Proben 6 und 12 liegen auch die TGZ vom „Roten Geschiebelehm der Niederlande“ (LÜTTIG & MAARLEVELD 1961).

Die ostbaltische Herkunft wird ferner durch den hohen Gehalt an Dolomit-Geschieben (bis 15 %) und den sehr hohen Anteil an grauen paläozoischen Kalksteinen (bis 60 %) unterstrichen, darunter viel ordovizischer sog. Ostseekalk (bis 8 %). Zusammen können die Karbonatgesteine rund 75 % des Gesamtbestandes erreichen. Auffällig ist, dass die roten ordovizischen Orthocerenkalke von Öland äußerst selten sind, d.h. der Ostseegletscher hat aus diesem Bereich kaum Material aufgenommen. Old Red-Sandsteine aus dem baltischen Devon, darunter nicht selten Kugelsandstein, können einige Prozent erreichen und sogar anteilmäßig den Feuerstein übertreffen, der in manchen Proben auch fast fehlt.

Die für eine Geschiebezählung nötige Anzahl von Leitgeschieben zu sammeln ist wegen des hohen Karbonat-Anteils sehr aufwändig. Die vorhergehend geschilderte charakteristische Zusammensetzung spiegelt sich aber auch im Feinkiespektrum wider; sogar im Handbohrer ist die rote Moräne zumindest im nicht-entkalkten Zustand zu erkennen, zumal bei hohem

Tongehalt, der bis auf 70 % ansteigen kann und dann eher an Beckensedimente erinnert. Hoher Ton- und Karbonatgehalt sind die Ursache, weshalb die Moräne manchmal schon in gut 1 m unter Gelände noch als Geschiebemergel auftritt - ungewöhnlich für das Altmoränengebiet, wo normalerweise die gesamte Haupt-Drenthemoräne völlig entkalkt ist, auch bei Mächtigkeiten um 10 m.

Es gibt aber auch tonärmere, sandige und dann entkalkte Varianten der ostbaltischen Moräne. Eine solche wird in den Niederlanden als „Emmen-Typ“ bezeichnet (ZANDSTRA 1976) und dem tonreicheren „Voorst-Typ“ gegenübergestellt. Es zeigt sich jedoch, dass bei größerer Mächtigkeit (2,5 m) wie in der Baugrube des KKW Lingen (Pr. 26, Tab.1 und Abb.1) diese sandige Moräne (nur 11,5 % Ton) mit 58 % paläozoischem Kalkstein und 15 % Dolomit bei nur 2% Flint die gleiche Geschiebezusammensetzung hat wie die tonreiche Fazies und deshalb nicht einem gesonderten Typ zugeordnet werden kann.

Dieser etwa 6 km südlich der Stadt Lingen gelegene Aufschluss (Abb. 2) war noch insofern bemerkenswert, als hier die rote ostbaltische Moräne direkt, d.h. ohne irgendeine Trennschicht, einen über 4 m mächtigen grauen, sandigen Geschiebemergel überlagert, der ein typisch süd- bis mittelschwedisches Leitgeschiebespektrum aufweist (Pr. 27, Tab.1 und Abb.1). Die Orientierung der Geschiebe-Längsachsen dieser grauen Grundmoräne weist ein NW-SE gerichtetes Maximum auf, d.h. etwas spitzwinklig zu dem unweit westlich gelegenen Embürener Stauchrücken bzw. dessen nördlicher Fortsetzung. Derartig NW-SE orientierte Gebiete sind im westlichen Niedersachsen noch an anderen Stellen, z.B. in der Syker Geest, anzutreffen. Sie sind eher auf Differenzialbewegungen im Inlandeis als auf eigenständige Gletschervorstöße zurückzuführen. Die hangende rote Moräne wies keine bevorzugte Orientierung auf. Ebenfalls relativ geringe Tongehalte (18,7 und

19,4 %) zeigte die rote Moräne in der ehemaligen Ziegelei Felsen bei Herzlake (TK 25 Nr. 3311; Farbabbildung 17 bei MEYER 2002); mit 4 m max. Mächtigkeit erbohrt. Auch hier wird grauer Geschiebemergel in mehr als 10 m Stärke direkt überlagert. Der Tongehalt der roten Moräne von Felsen liegt nur wenig niedriger als im „Emmen-Typ“ von Emmerschans (ca. 24 %, ZANDSTRA 1976). Aus niedersächsischer Sicht scheint es nicht überzeugend, aus diesem relativ tonarmen Vorkommen eine jüngere ostbaltische Phase ableiten zu wollen, die mit NNW-SSE-Richtung über die Nordsee gekommen sein soll (RAPPOL et al. 1989, KLUIVING et al. 1991).

Besonders die Vorkommen mit hohem Ton-

gehalt dienten bis in die 70er Jahre als Ziegel-Rohstoff. Nachteilig war dabei der oft bei 1 - 2 m unter Gelände einsetzende hohe Karbonatgehalt und andererseits das schnelle Auskeilen, weshalb dann, wie in der Ziegelei Moormann bei Cloppenburg, auch die liegende sandige Drenthe-Hauptmoräne mit abgebaut wurde (Pr. 4, Tab.1 und Abb.1), obwohl letztere mit nur 16,1 bzw. 21 % erheblich weniger Ton enthielt als die dortige hangende rote Moräne mit 41,9 und 59,3 %. Untersuchungen der Tonfraktion von ostbaltischen Moränen in den Niederlanden (HALDORSEN et al. 1989) ergaben geringen oder fehlenden Smektit-, aber hohen Illit-Gehalt, was ebenfalls auf ostbaltische Herkunft deutet.

Außer in Ziegeleigruben und in vielen Boh-



Abb. 2: Braunroter, toniger Geschiebemergel (Pr. 26, Tab.1 und Abb.1) (= ostbaltische Fazies der Drenthe-Hauptmoräne) direkt auf grauem, sandigen Geschiebemergel (Probe 27, Tab.1 und Abb.1), überlagert von weichselzeitlichem fluviatilen Sand der Emsniederung; zuoberst Düne. TK 25 Lingen-Süd Nr. 3509. Baugrube KKW Lingen 1984.

Fig. 2: Brownish-red till (east baltic facies) above greyish, sandy till. Construction pit Lingen.

rungen konnte die rote Moräne auch in Baugruben, besonders aber in km-langen Erdgas-, Wasserleitungs- und Entwässerungsgräben (Abb. 3) beobachtet werden. Dabei zeigte sich, dass sie keinesfalls als durchgehende Decke über der „normalen“ Moräne auftritt, sondern in der Regel nur auf wenige 100 oder 10er m, nicht selten auch nur auf wenige m Länge zu verfolgen ist. Meist geschieht diese Überlagerung mit scharfer Grenze, gelegentlich mit gewisser Verzahnung. In keinem Fall waren Sandschichten oder eine periglaziale Steinsohle etc. zwischengelagert. Hätte es tatsächlich ein Eisrückschmelzen gegeben, so sollten in der nachfolgenden Periglazialzeit Steinpflaster oder Kryoturbationen etc. entstanden sein, die nicht überall beim Wiedervorstoß entfernt wären.

Auch sollten sich hin und wieder Vorschüttsande finden lassen.

Da alle diese Erscheinungen fehlen (auch in den Niederlanden), ist ein Eisrückzug höchst unwahrscheinlich. Beide so grundverschiedenen Moränen sind als verschiedene Fazies ein und derselben Vergletscherung zu deuten. Der rote Geschiebemergel, der in völlig gleicher Ausbildung auch in Polen und in baltischen Staaten auftritt (sowohl in weichselzeitlichen wie saalezeitlichen Abfolgen), kann aufgrund seiner Zusammensetzung nicht als „normale“ Grundmoräne betrachtet werden. Wäre er über hunderte von km als Basalmoräne transportiert, müsste dabei mehr Fremdmaterial aufgenommen worden sein, v.a. Feuerstein. Vermutlich ist die rote Moräne inglazial transportiert, als eine Art



Abb. 3: Braunroter, stark toniger Geschiebelehm (= ostbaltische Fazies der Drenthe-Hauptmoräne) unter gebändertem weichselzeitlichen Flugdecksand; zuoberst Sandlöss. Entwässerungsgraben 1 km westlich Varesesch, TK 25 Goldenstedt Nr. 3216, Foto 1971.

Fig. 3: Brownish-red till (east baltic facies) below eolian coversand and sandy loess. Section Varesesch.

„Nachschub“ gegen Ende des Drenthe-Hauptvorstoßes, vielleicht auch teilweise über Toteis hinweg. Dafür spricht auch die Verbreitung, die in Niedersachsen (von wenigen Ausnahmen abgesehen) auf das Gebiet der Nienburg-Mep-pener Geest beschränkt ist, genauer gesagt, auf das Gebiet westlich der Hunte. Weiter östlich, z.B. im Raum Hannover, ist nicht ein einziger Fund bekannt, trotz bester Aufschlussverhältnisse, tausender von Bohrungen und modernen geologischen Kartierungen. Es kann sich also nicht um eine Kenntnislücke handeln, was nicht ausschließt, dass man irgendwann einmal etwas findet.

Auch im Untereibe-Gebiet ist trotz vieler, bis quadratkilometer-großer Aufschlüsse und massenhafter Bohrungen, in denen nicht selten die Drenthe-Hauptmoräne erschlossen wurde, auf niedersächsischer Seite nur zweimal rote Moräne am Top der grauen Moräne gefunden worden und das nur in dm-Stärke. Der eine Fund stammt aus der großen Sandgrube Eilendorf bei Buxtehude, in der seit Jahrzehnten die Drenthe-Hauptmoräne, in Schmelzwasser-sedimente eingeschaltet, aufgeschlossen ist. In ihrem Hangenden wurde ein dm-mächtiger, fast flintfreier roter Geschiebemergel gefunden (MEYER 1982: 43). Ähnlich war die Situation in der großen Sandgrube von Breetze bei Bleckede (MEYER 2004: 76).

Nördlich der Elbe beschrieb EHLERS (1992) aus Bohrungen in Hamburg-Langenhorn rote Moräne in einigen m Mächtigkeit mit Dolomit und hohem Kalksteingehalt im Hangenden der grauen Haupt-Drenthe-Moräne. EHLERS (1992) diskutiert ebenfalls inglazialen Transport und zieht zur Erklärung eine Verlagerung der Eisscheide heran. Auch aus Schleswig-Holstein (Dithmarschen) sind rotbraune Geschiebemergel mit ostbaltischer Prägung in gleicher stratigraphischer Position bekannt (STEPHAN 1980, 1998).

Allen diesen nordwestdeutschen Vorkommen der ostbaltischen Moräne im Hangenden der

normalen sandigen Drenthe-Moräne ist ihr fleckenhaftes, äußerst lückenhaftes Vorkommen gemeinsam; Abbildung 4 zeigt schematisch diese Verhältnisse. Von einem durchgehenden Horizont wie auf der Abbildung 6 bei NOWEL (2003: 66) kann keine Rede sein, ebenso wenig von einem vorherigen Rückschmelzen. Nicht akzeptabel ist auch die Annahme NOWELS (2003: 59), die Stauchendmoränen der Rehburger Phase würden die Maximalausbildung eines „Saale 2-Vorstoßes“ markieren. Die Überfahung dieser Stauchmoräne ist durch Spezialkartierungen, viele Bohrungen und zahlreiche Aufschlüsse eindeutig belegt, und zwar für sämtliche Teilabschnitte. Aus den Fürstenaue- und Dammer Bergen, dem geradezu klassisch entwickelten Lobus der Rehburger Phase, liegen detaillierte strukturelle und sedimentologische Studien vor, die ebenfalls die Überfahung belegen (VAN DER WATEREN 1987). In den benachbarten Niederlanden ist dies gleichfalls erwiesen (VAN DEN BERG & BEETS 1987).

Die in Abbildung 1 bei NOWEL (2003: 48) dargestellte Verbreitung der roten Drenthe-Moräne im südwestlichen Niedersachsen erweckt den Eindruck flächenhaften Vorkommens im proximalen Bereich der Stauchendmoränen westlich von Quakenbrück; die rote Moräne tritt dort aber auf den meisten TK 25 überhaupt nicht auf. Bei der Spezialkartierung der GK 25 Nr. 3609 Schüttdorf wurde als einziges und gleichzeitig südlichstes Vorkommen in Niedersachsen in der alten Tongrube südlich Emsbüren im oberen Teil des dort aufgeschlossenen braunen, sandigen Geschiebelehms auf 6 m Länge eine bis 2 dm dicke Lage braunroten, tonigen Geschiebelehms gefunden. Die Feinkiesprobe war flintfrei, enthielt aber 8% Old Red-Sandstein (MEYER 1988: Abb. 6, S. 36 und 51). KLUIVING et al. (1991: 2004) vergleichen dieses Vorkommen mit dem sog. „Voorst-Typ“ der ostbaltischen Moräne der Niederlande.

Die von SKUPIN et al. (2003:78) zitierten ostbaltischen Geschiebeinventare auf TK 25

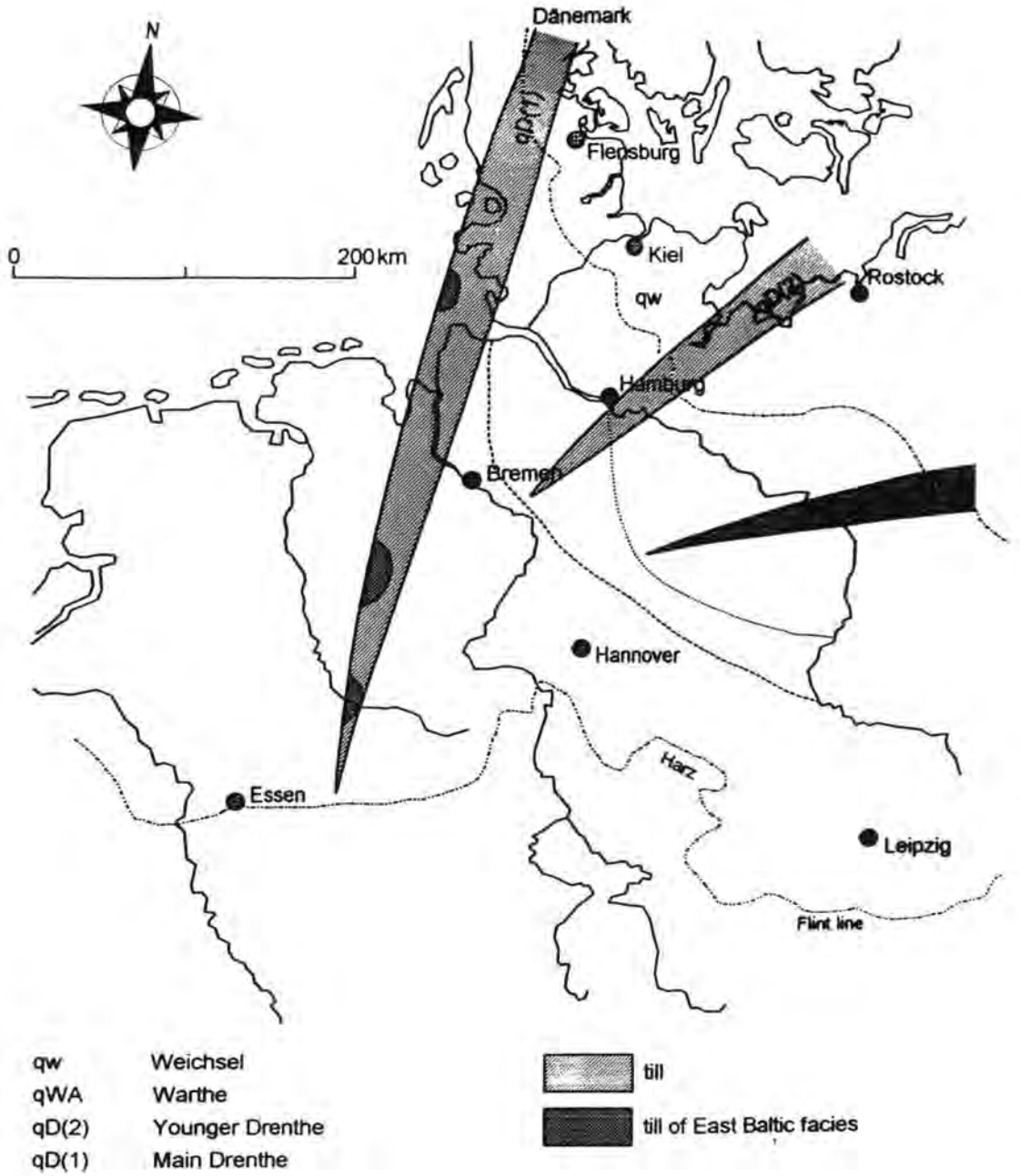


Abb. 4: Schematische Darstellung der Hauptvorstoßrichtungen und faziellen Ausbildung der Saale-Grundmoränen in Niedersachsen.

Fig. 4: Schematic ice flow directions during the Saalian and till facies in Lower Saxony.

Nr. 3320 Liebenau stammen nicht aus roter Moräne, sondern aus Kieslagen bzw. Geschiebelehmsetzen der sog. Heisterbergphase (LÜTTIG 1958: 384). Die TGZ liegen nicht im Bereich derjenigen aus der roten Moräne, sondern randlich zu denen des Drenthe-Streifefeldes. Auf dem gesamten Blatt Liebenau ist ebenso wenig wie auf den Nachbarblättern rote Moräne gefunden worden, auch nicht bei der Revisionskartierung durch den Verfasser im Jahre 1977. Dabei stellte es sich heraus, dass die auf dem ganzen Blatt weitflächig verbreitete Drenthe-Hauptmoräne auch über die Heisterberge in der SW-Blattecke hinweg zieht. Die Heisterbergphase stellt demnach keine eigenständige Phase dar, sondern ist als Teilstück der Rehburger Phase zu betrachten (LÜTTIG & MEYER 1980). Eine Korrelation mit der roten Moräne kommt nicht in Frage.

Abschließend soll noch kurz auf die angebliche weitere Erstreckung der roten Drenthe-Moräne in die Altmark eingegangen werden. Weder Bohrungen noch neuere bilaterale Kartierungen der geologischen Landesämter im Grenzgebiet haben Anhaltspunkte für dortige Vorkommen ergeben. Bemerkenswert ist, dass v. POBLOZKI (1995) aus einigen Gebieten der Altmark gleich hohe Dolomitgehalte in der dortigen unteren (= Drenthe) und oberen (= Warthe) Moräne erwähnt, während anderenorts der Dolomit in beiden Moränen komplett fehlt.

Als Fazit bleibt, dass im westlichen Niedersachsen nur eine Drenthe-Grundmoräne existiert, der lokal eine als Sonderfazies zu deutende ostbaltisch geprägte Moräne aufgesetzt ist. Geschiebemäßig abweichende Ausprägungen sind durch Aufnahme von Fremdmaterial oder unvollständige Durchmischung zu erklären und nicht von stratigraphischer Bedeutung.

3.2 Jüngeres Drenthe-Stadium

In NE-Niedersachsen, im Gebiet zwischen

Elbe, Unterweser und Aller, werden die Ablagerungen des Drenthe-Hauptvorstoßes überlagert von mächtigen und flächenhaft verbreiteten Vorschütt-sedimenten eines jüngeren Vorstoßes. Ebenso weitflächig folgt darüber eine bis ca. 10 m mächtige Grundmoräne, die sich in der Regel durch hohen Anteil von Kreide-Kalkstein und Flint auszeichnet. Aus diesem Grund ist sie nicht selten weniger als 2 m tief verwittert; in diesem frischen Zustand sind graue bis hellgraue Farbtöne vorherrschend. Der Leitgeschiebeinhalt ist im Wesentlichen identisch mit dem der Hautmoräne. Nicht zuletzt aus diesem Grund wurde dieser Vorstoß in Niedersachsen dem Drenthe-Stadium zugeordnet. In Hamburg wird der äquivalente Vorstoß „Nien-dorfer“ (GRUBE 1967), in Schleswig-Holstein „Kuden“-Vorstoß genannt (STEPHAN 1980) und dem Warthe-Stadium zugerechnet.

Diese Einbeziehung des zweiten saalezeitlichen Eisvorstoßes in das Warthestadium ist sowohl sachlich wie historisch unkorrekt. WOLDSTEDT (1927, 1929) hatte als Außenrand des Warthe-Stadiums in Niedersachsen den Verlauf der Endmoränen von den Harburger Bergen über den Wilseder Berg zum Endmoränenkranz am Südrand des Uelzener Beckens erkannt, dann aber (WOLDSTEDT 1954) unter dem Eindruck der Untersuchungen von ILLIES (1952) die Lamstedter Endmoräne (d.h. die Haupt-Eisrandlage des zweiten Saale-Vorstoßes) in das „Warthestadium im weiteren Sinne“ einbezogen. Dazu ist zu sagen, dass ILLIES' morphologische Studien durch keinerlei petrographische Untersuchungen gestützt waren und im Widerspruch zu den geschiebekundlichen Befunden stehen. WOLDSTEDT (1969) hat sich neutral dahingehend geäußert, dass es zur Frage des Grenzverlaufes verschiedene Ansichten gäbe. Es ist daher auch aus Prioritätsgründen angebracht, an der ursprünglichen Auffassung WOLDSTEDTS festzuhalten.

Wichtiger ist folgender Umstand: es ist bisher nicht gelungen, die Jüngere Drenthe-Grund-

moräne wesentlich über die Landesgrenze hinaus nach Mecklenburg und Sachsen-Anhalt zu verfolgen. Es hat den Anschein, als ob diese Moräne bald mit der des älteren Vorstoßes zusammenläuft, d.h. das Rückschmelzen des Eises nicht sehr weit ging, maximal bis ins westliche Ostsee-Gebiet. Von dort kam es wieder, mit dem ausgeschürften Oberkreide-Material beladen und bevorzugt aus nord-östlicher Richtung vorstoßend, wie besonders gut im Hamburger Gebiet belegt ist (EHLERS 1978). Das Jüngere Drenthe-Stadium dürfte letzten Endes nur eine, wenn auch größere Oszillation des Drenthe-Stadiums sein; es mit dem Warthe-Stadium zu vereinen, erscheint daher unlogisch.

Unklar ist auch die Korrelation mit der saalezeitlichen Abfolge in der mitteldeutschen Typusregion. Denkbar erscheint eine Gleichsetzung der Jüngeren Drenthe mit der Leipziger Phase (EISSMANN 1975). Es ist allerdings auch darauf hinzuweisen, dass es in Brandenburg (LIPPSTREU 1995) Übergänge zwischen „Kreidemoräne“ und dolomitreicher Moräne gibt, was eher auf ein Zusammenlaufen der jüngeren Drenthe mit der Warthe-Moräne hinweisen würde.

Die intramoränen Sedimente zwischen Haupt- und Jüngerer Drenthe ermöglichen keine Aussage zur Dauer und klimatischen Natur zwischen beiden Vorstößen. Aus Hamburg beschrieb GRUBE (1967: 177) Funde von Moos und Wacholder, die auf eine Tundren-Flora weisen. In Niedersachsen sind keinerlei organogene Sedimente dazwischen gefunden worden, trotz bester Aufschlussverhältnisse, auch nicht im kontinuierlichen, gut 100 km langen Aufschlussprofil beim Bau des Elbe-Seitenkanals zwischen Elbe und Aller. Dabei zeigen die zahlreichen eingeschalteten Beckensedimente, dass es nicht an Sedimentfallen mangelte, in denen auch organogene Ablagerungen sich hätten bilden sollen und eine Chance zur Erhaltung gehabt hätten. Vielmehr gibt es deutliche Hinweise, dass es zumindest keine länger anhaltende Warmzeit dazwischen gegeben

haben kann. Diese hätte zu einer intensiven Entkalkung der für gewöhnlich stark sandigen Haupt-Drenthe-Grundmoräne geführt. Wo diese aber durch jüngere, kalkhaltige Sedimente bedeckt und dadurch geschützt ist, fehlen in der Regel Entkalkungserscheinungen. Die außerhalb des Verbreitungsgebietes der Jüngeren Drenthe vorhandene meist totale Entkalkung der Hauptmoräne ist daher eine Folge späterer Entkalkung, d.h. vom Eem an.

3.3 Warthe-Stadium

Nur Nordost-Niedersachsen ist vom dritten und damit jüngsten Vorstoß der Saale-Kaltzeit erreicht worden, dem Warthe-Stadium. Hier ist deshalb die reichhaltigste Glaziärfolge entwickelt. Die guten Aufschlussverhältnisse ermöglichten seit jeher auch umfangreiche Leitgeschiebeuntersuchungen, deren Dichte in NE-Niedersachsen mit einigen 100 Zählungen die höchste ist, und die nur teilweise publiziert sind, oft nur in Tabellen oder Diagrammen (HESEMANN 1939, GAUGER & MEYER 1970, GROETZNER 1972, LÜTTIG 1958, 2004, LÜTTIG & MEYER 2002, MEYER 1998, 2000). Nach diesen Zählungen sind die glaziären Sedimente, d.h. sowohl Schmelzwasserablagerungen wie Grundmoräne, in Nordost-Niedersachsen wieder durch eine ostbaltische Geschiebegemeinschaft gekennzeichnet. Es sind die gleichen Komponenten wie in der roten Drenthe-Moräne in Südwest-Niedersachsen: viele Åland-Gesteine, hoher Anteil an grauen paläozoischen Kalksteinen und Dolomit, Old Red-Sandsteinen und sehr wenig Flint. In den Schmelzwasserkiesen sinkt durch Aufarbeitung von Drenthe-Material die baltische Komponente und steigt der Flintgehalt. Die Farbe des Geschiebemergels ist braunrot bis rotbraun, auch beim Geschiebelehm ändert sich der Farbton kaum. Der Einfachheit halber wird auch hier

kurzerhand von „roter Moräne“ gesprochen. Im Unterschied zu den beiden vorhergehenden Vorstößen sind kaum flächenhafte Vorschütt-sande entwickelt, obwohl diese stellenweise sehr mächtig werden können, am stärksten in der rückwärtigen Barendorfer Endmoräne (östlich Lüneburg), wo 10 bis 15 m Sand und Kies mit typisch ostbaltischer Zusammensetzung die hangende rote Warthe-Moräne von der liegenden Jüngerer Drenthe-Moräne trennen. In einem tieferen Schnitt war zeitweise auch, ebenfalls durch eine Sandschicht separiert, darunter noch die Drenthe-Hauptmoräne aufgeschossen – einer der seltenen Fälle, wo alle drei Saale-Grundmoränen in einer Wand zu sehen waren (HÖFLE 1991).

Im äußeren Randgebiet, wo der Warthe-Gletscher ausdünnte, ist wohl schon primär nur geringmächtige Grundmoräne abgelagert worden, die bevorzugt späterer Abtragung zum Opfer fiel. Erst in 20 bis 30 km Entfernung vom Maximalrand ist Warthe-Grundmoräne weniger lückenhaft verbreitet und können auch größere Mächtigkeiten auftreten. Maximal sind es 17 m in der Kartierbohrung G 17 auf GK 25 Bleckede (MEYER 2004). Wegen der sehr lückenhaften Vorschütt-sedimente liegt die Warthe-Grundmoräne meist auf drenthezeitlichen Sedimenten; ihre unteren Partien sind dann stärker durch aufgenommenes Material geprägt. Wenn auch die Jüngere Drenthe-Grundmoräne fehlt, können auf großen Flächen drenthezeitliche Schmelzwassersedimente oberflächennah anstehen.

Für das Intervall zwischen Jüngerer Drenthe und Warthe gilt das gleiche wie für den Abschnitt zwischen Haupt-Drenthe und Jüngerer Drenthe: in Niedersachsen sind keinerlei organogene Bildungen oder Böden bekannt. Aus Hamburg beschreibt GRUBE (1967) immerhin Relikte von Podsolen. Wenn Warthe-Geschiebemergel direkt auf Jüngerer Drenthe-Moräne liegt, fehlt in letzterer jede Spur von Entkalkung. Demnach ist auch hier der Zeitraum

zwischen beiden Vorstößen nicht sehr lang zu bemessen, obgleich ein Eisrückschmelzen bis in den Bereich der östlichen Ostsee anzunehmen ist (WOLDSTEDT 1954: 41).

Während des erneuten Vorrückens des Eises bis zum Außenrand Harburger Berge – Wilseder Berg etc. unterlag das Gebiet davor den periglazialen Wirkungen; u.a. wurden Hohlformen eingeebnet, auch wenn sie teilweise von Toteis plombiert waren. Aus diesem Grund ist die Zahl von Eem-Vorkommen innerhalb des Warthe-Gebietes viel größer als außerhalb: allein auf GK 25 Bleckede sind es 37 (MEYER 2004), auf dem südlichen Nachbarblatt Dahlemburg 36. Viele davon machen sich auch heute noch morphologisch bemerkbar, gelegentlich finden sich freie Wasserflächen, an Jungmoränengebiete erinnernd. Auch gibt es, wie selbst auf der quartärgeologischen Übersichtskarte 1: 500 000 von Niedersachsen ersichtlich, viele kleinräumige Beckentonvorkommen und die ganze Landschaft ist lebhafter strukturiert. Wenn man also, was die Frische der Formen anbelangt, überhaupt einen Gegensatz zwischen Drenthe und Warthe sehen will, dann liegt die Grenze an der oben benannten Linie.

Die Korrelation mit den Nachbargebieten ist relativ unproblematisch: in Hamburg zum „Fuhlsbüttler Vorstoß“ (GRUBE 1967), in Schleswig-Holstein zum „Hennstedt-Vorstöß“ (STEPHAN 1980). Unmittelbar angrenzend und in gleicher morphologischer Position ist der besonders im Raum Stendal-Gardelegen weitflächig verbreitete „Rote Altmärker Geschiebemergel“. Auch er zeichnet sich durch hohen Anteil an Åland-Kristallin, paläozoischen Kalksteinen und Dolomit aus (HOFFMANN & MEYER 1997). Weiterreichende Korrelationsversuche gestalten sich schwierig. Es bedarf noch beträchtlicher Anstrengungen, um zu einer befriedigenden Lösung zu kommen, wobei auf Leitgeschiebezählungen nicht verzichtet werden sollte. Es ist bedauerlich, dass in den mitteldeutschen Braunkohle-Gebieten die Chance zu Leitge-

schiebe-Studien bisher kaum genutzt wurde. Nicht zuletzt die Verschiebung der TGZ entlang des Eisrandes wäre hier in idealer Weise zu untersuchen, worauf auch LÜTTIG (1999: 155) hinweist. Höchst wünschenswert wären auch entsprechende Untersuchungen in Polen, wo Einzelstudien die Brauchbarkeit der TGZ-Methode erneut bewiesen haben (BURDUKIEWICZ & MEYER 1991, GORSKA 2000, CZUBLA 2001). Was unter Warthe-Stadium wirklich zu verstehen ist, kann schließlich nur in der Typ-Region definiert werden und nicht in weit entfernten Randgebieten.

4 Zur Frage einer Warmzeit zwischen Drenthe- und Warthe-Stadium

Vorhergehend wurde erörtert, dass in Niedersachsen innerhalb der saalezeitlichen Glaziärabfolge keinerlei organogenen Ablagerungen oder Bodenbildungen gefunden wurden, trotz guter Aufschlussverhältnisse und obwohl jeder Vorstoß eine große Anzahl von Hohlformen hinterließ, die als Sedimentfallen geeignet waren. Das trifft besonders für den Haupt-Drenthevorstoß zu, der beim Vorrücken im proximalen Bereich der Rehburger Stauchendmoräne stattliche Zungenbecken hinterließ, wovon das Quakenbrücker Becken im südlichen Oldenburg mit max. 30 x 15 km Ausdehnung das größte und tiefste ist. Aus zahlreichen Bohrungen sind hier seit langem organogene Ablagerungen bekannt, deren Altersstellung aber umstritten war, bis eine erneute Kernbohrung im Jahre 1985 Klarheit brachte (HAHNE et al. 1994). Nach dieser Bohrung liegt in 109 m Tiefe die Drenthe-Hauptmoräne, gefolgt von 43 m glazilimnischen Sedimenten, darüber das 9 m mächtige Eem und eine 43 m mächtige fluviatil-limnische Folge mit eingeschaltetem Brörup-, Odderade- und Oerel-Interstadial.

Jegliche Anzeichen für eine Warmzeit zwischen Eem und Drenthe-Hauptmoräne fehlen, obwohl die Hohlform die ideale Sedimentfalle darstellt. Das gilt gleichfalls für die anderen Abschnitte der Rehburger Phase bis in die Niederlande, und speziell dort kann schon gar nicht von einer Kenntnislücke gesprochen werden. Wenn in tiefen Hohlformen, die seit ihrer Entstehung keinerlei Erosion unterlagen, zwar reichlich eemzeitliche und jüngere, aber keine älteren organogenen Sedimente vorhanden sind, muss bezweifelt werden, dass es letztere überhaupt gab.

Auch in Nordost-Niedersachsen ist die Situation nicht anders: unabhängig von Alter und Entstehungsart der Hohlformen finden sich unter dem Eem keine älteren organogenen Ablagerungen. Bemerkenswert ist auch, dass unter dem Eem meist nicht die Warthe-Moräne folgt, sondern ältere glazigene Sedimente. Offenbar hat Drenthe-Toteis die Hohlformen plombiert und so vor der Verfüllung geschützt. Auf ähnliche Verhältnisse in Mitteldeutschland hat besonders auch EISSMANN (1975 :160) hingewiesen. In den nordwestdeutschen Ländern (EHLERS et al. 1984) ist man sich daher einig, dass zwischen Holstein-Dömnitz/Wacken und Eem keine weiteren Thermomere interglazialen oder interstadialen Charakters existieren. Diese zurückhaltende Bewertung beruht auch auf der Tatsache, dass die in den vergangenen Jahrzehnten postulierten Thermomere wie Ohe, Treene oder Gerdau sich sämtlich als Fehldeutungen erwiesen haben.

In den Nachbarländern ist die Situation auch nicht anders. Die unlängst wieder von NOWEL (2003) aufgeführten Vorkommen angeblich intra-saalezeitlicher Warmzeiten wie Rügen oder Uecker sind teils unvollständig, teils unsicherer Position, in keinem Fall unstrittig und schon gar nicht als Referenzprofile geeignet (LITT 1994). Nicht besser ist die Situation in den östlichen Nachbarländern. Das gilt auch für den besonders interessanten, weil in der Warthe-Ty-

pusregion gelegenen großartigen Aufschluss von Belchatow bei Lodz, wo weder der interglaziale Charakter noch die stratigraphische Position der organogenen Schichten der „Chojny-Formation“ einwandfrei nachgewiesen sind, weshalb sich die Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie bei ihrer Tagung 1994 in Lodz zu recht sehr zurückhaltend äußerte. In anderen Fällen wie bei Snaigupele (Litauen) ist der interglaziale Charakter zwar klar, nicht aber sind es die Lagerungsverhältnisse, desgl. bei Sklov, Roslavl etc., die wohl eher mit dem in den Cromer-Komplex gehörenden polnischen Ferdinandow-Interglazial zu vergleichen sind (ZAGWIJN 1996).

Als Fazit bleibt, dass weder in Deutschland noch in den Nachbarländern Intra-Saale-Warmzeiten (jünger als Dömnitz) nachweisbar sind und alle Fakten gegen eine solche Existenz sprechen.

5. Ausblick

In den letzten Jahrzehnten hat es enorme Fortschritte bei der Erforschung der „Saale-Eiszeit“ gegeben. Früher als mehr oder weniger einheitlich aufgefasst, allenfalls durch mehrere Rückzugsphasen gegliedert, hat sich nunmehr ein differenzierteres Bild ergeben. Der ältere Abschnitt nach dem Holstein-Interglazial, als „Untere Saale“ bezeichnet, umschließt ein bis zwei Warmzeiten mit Laubwaldentwicklung, jedoch sind zugehörige Meereshochstände bislang unbekannt, was die Korrelation mit der Tiefsee-Chronologie erschwert. Ferner sind aus den zwischengeschalteten kaltzeitlichen Abschnitten keine glaziären Sedimente nachgewiesen.

Die früher zweigeteilte glaziäre Abfolge mit Drenthe- und Warthestadium hat sich ebenfalls als vielfältiger herausgestellt mit Grundmoränen in wechselnder und sich zum Teil wiederholender Fazies und noch nicht hinreichend geklärter

Reichweite, wodurch die Korrelationen über Landes-, ja selbst Bezirksgrenzen hinaus erschwert wird. Unterschiedliche Untersuchungsmethoden sind dabei nicht gerade hilfreich, zumal Zusammenarbeit über die Ressortgrenzen eher die Ausnahme ist.

Nicht nachgewiesen sind bislang warmzeitliche Sedimente in einwandfreier Position innerhalb der saalezeitlichen Glaziärabfolge, auch nicht im benachbarten Ausland. Da ferner aus geologisch-geomorphologischen Gründen deren Existenz eher unwahrscheinlich ist, sollte bei der Aufstellung von neuen Interglazial- und Glazialzeiten Vorsicht walten.

6 Schriftenverzeichnis

- BEHRENDT, L. (1998): Vergleich der Grundmoränen des Saale-Glazials der Niederlausitz mit denen Nordwestdeutschlands, der Niederlande und Polen. - Brandenburgische Geowiss. Beitr., **5** (2): 29-41, 7 Abb., 2 Tab.; Kleinmachnow.
- BENDA, L. (Hrsg.) (1995): Das Quartär Deutschlands. - 408 S., 95 Abb., 30 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- BERG, M. W. VAN DEN & BEETS, D. J. (1987): Saalian glacial deposits and morphology in The Netherlands. - In: J.J.M. VAN DER MEER (ed.): Tills and Glaciotectonics: 235-251, 9 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- BURDUKIEWICZ, J.M. & MEYER, K.-D. (1991): The analysis of erratics from glacial deposits in Trzebnica (Silesia). - Slask. spraw. Archeol., **32**: 29-42, 2Fig., 1Tab.; Wrocław.
- СЕПЕК, А. Г. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. - Ber. dt. Ges. geol. Wiss., A. Geol. Paläont., **12** (3/4): 375-404, 4 Abb., 1 Tab.; Berlin.
- CZUBLA, P. (2001): Fennoscandian Erratics in quaternary deposits of middle Poland and their value for stratigraphic purposes.

- (poln.; mit engl. summary). - *Acta Geogr. Lodz.*, **80**: 174 S., 53 Abb., 4 Tab.; Lodz.
- EHLERS, J. (1978): Die quartäre Morphogenese der Harburger Berge und ihrer Umgebung. - *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg*, **68**: 181 S.; Hamburg.
- EHLERS, J. (1992): Origin and distribution of red tills in North Germany. - *Sverig. geol. Unders., Ca*, **81**: 97-105, 4Abb.; Uppsala.
- EHLERS, J., MEYER, K.-D. & STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian Glaciations of North-West Europe. - *Quat. Sci. Rev.*, **3**: 1-40, 11Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Oxford.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - *Schriftenr. f. geol. Wiss.*, **2**: 263 S., 58 Abb., 23 Tab., 17 Taf.; Berlin.
- GAUGER, W. & MEYER, K.-D. (1970): Ostbaltische Geschiebe (Dolomite, Old Red-Sandsteine) im Gebiet zwischen Lüneburg und Uelzen. - *Der Geschiebesammler*, **5**: 1-12, 1 Abb., 2 Tab.; Hamburg.
- GEYH, M. & MÜLLER, H. (2005k): Numerical $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. - *Quat. Sci. Rev.*, **24**: 1861-1872, 4 Fig., 3 Tab.; Oxford.
- GORSKA, M. (2000): Some petrographical features of Vistulian lodgement till in the Central and Southern Wielkopolska Lowland and their significance towards estimating the dynamics of the last ice sheet., (pol.; mit engl. summary). - *Poz. soc. art. and sci., publ. comm. Geogr. Geol.*, **28**: 146 S., Fig., Tab; Poznan.
- GROETZNER, J. P. (1972): Geschiebeführung und Stratigraphie saaleiszeitlicher Ablagerungen (Pleistozän) im Südwesten des Uelzener Beckens (Nordost-Niedersachsen). - *Mit. Geol. Inst. TU Hannover*, **11**: 1-75, 20 Abb., 2 Taf., 7 Tab.; Hannover.
- GRUBE, F. (1967): Die Gliederung der Saale-(Riss-)Kaltzeit im Hamburger Raum. - In: *Frühe Menschheit u. Umwelt, II*: 168 -195, 1Tab., 8 Taf.; Köln/Graz.
- HALDORSEN, S., JÖRGENSEN, P., RAPPOL, M. & RIEZOBOS, P. H. (1989): Composition and source of the clay-sized fraction of Saalian till in The Netherlands. - *Boreas*, **18**: 89-97., 5 Fig., 2 Tab.; Oslo.
- HAHNE, J., KEMLE, S., MERKT, J. & MEYER, K.-D. (1994): Eem-, weichsel- und saalezeitliche Ablagerungen der Bohrung „Quakenbrück GE 2“. - *Geol. Jb.*, **A 134**: 9-69, 29 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HESEMANN, J. (1939): Diluvialstratigraphische Geschiebeuntersuchungen zwischen Elbe und Rhein. - *Abh. Naturw. Verein Bremen*, **31**: 274-285; Bremen.
- HOFFMAN, K. & MEYER, K.-D. (1997): Leitgeschiebezahlungen von elster- und saalezeitlichen Ablagerungen aus Sachsen, Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. - *Leipziger Geowissenschaften*, **5**: 115-128, 7 Abb., 3 Tab.; Leipzig.
- HÖFLE, H.-CH. (1991): Über die interne Struktur und die stratigraphische Stellung mehrerer Endmoränenwälle im Bereich der Nordheide bis östlich Lüneburg. - *Geol. Jb.*, **A 126**: 151-169, 7 Abb.; Hannover.
- ILLIES, H. (1952): Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung in der Umgebung von Bremen. - *Abh. Naturw. Ver. Bremen*, **33**: 19-56, 14 Abb.; Bremen.
- JERZ, H. & LINKE, G. (1987): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Typusregion des Holstein-Interglazials (Berichte der SEQS 8). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **37**: 145-148, 1Abb.; Hannover.
- JÖRIS, O. & BAALES, M. (2003): Zur Altersstellung der Schöninger Speere. - *Veröff. L.-Amt Archäologie*, **57**: 281-288, 4 Abb.; Halle.,
- KLUIVING, S., RAPPOL, M. & VAN DER WALTEREN, D. (1991): Till stratigraphy and ice movements in eastern Overijssel, The Netherlands. - *Boreas*, **20**: 193-205, 15 Fig.;

- Oslo.
- LIPPSTREU, L. (1995): Brandenburg. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 116-147, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin (Borntraeger).
- LITT, T. (1994): Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nord-mitteldeutschen Tiefland. - Dissertationes Botanicae, **227**: 185 S., 50 Abb., 10 Tab., 7 Beilagen; Berlin.
- LITT, T. & TURNER, CH. (1993): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie: Die Saalesequenz in der Typusregion (Berichte der SEQS 10). - Eiszeitalter u. Gegenwart, **43**: 125-128, 1 Tab.; Krefeld.
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. - Geol. Jb., **75**: 361-418, 3 Taf., 17 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1999): Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **49**: 144-163, 10 Abb.; Hannover.
- (2004): Ergebnisse geschiebestatistischer Untersuchungen im Umland von Hamburg. - Arch. Geschiebekunde, **3** (8/12): 729-746, 4 Abb., 1 Tab.; Greifswald.
- LÜTTIG, G. & MAARLEVELD, G. C. (1961): Nordische Geschiebe in Ablagerungen prä-Holstein in den Niederlanden (Komplex von Hattem). - Geol. en Mijnb., **40**: 163-174, 6 Abb.; 's Gravenhage.
- LÜTTIG, G. & MEYER, K.D. (1980): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000. Erl. Blatt 3320 Liebenau: 118 S., 9 Abb., 12 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- LÜTTIG, G. & MEYER, K.-D. (2002): Geschiebezählungen in der nördlichen Lüneburger Heide. - Der Geschiebesammler., **34** (4): 155-172, 2 Abb., 1 Tab.; Wankendorf.
- MEYER, K.-D. (1970): Zur Geschiebeführung des Ostfriesisch - Oldenburgischen Geestrückens. - Abh. naturw. Ver. Bremen, **37** (3/2): 227-246, 4 Abb., 1 Tab.; Bremen
- (1982): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000. Erl. Blatt 2524 Buxtehude: 120 S., 22 Abb., 8 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- (1988): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000. Erl. Blatt 3609 Schüttorf: 111 S., 13 Abb., 6 Tab., 8 Kt.; Hannover.
- (1998): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide. - Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 178-188, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (2000): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen). - Brandenburgische Geowiss. Beitr., **7** (1/2): 115-125, 4 Abb., 1 Taf., 2 Tab.; Kleinmachnow.
- (2002): Das Emsland im Eiszeitalter. - In: Der Landkreis Emsland: 33-44, 11 Abb., 1 Tab.; Meppen.
- (2004): Geol. Karte Niedersachsen 1 : 25 000. Erl. Blatt 2730 Bleckede: 136 S., 14 Abb., 14 Tab., 3 Kt.; Hannover.
- MÜLLER, H. & HÖFLE, H.-CH. (1994): Die Holstein-Interglazialvorkommen bei Bossel westlich von Stade und Wanhöden nördlich Bremerhaven. - Geol. Jb., **A 134**: 71-116, 13 Abb., 5 Tab.; Hannover.
- NOWEL, W. (2003): Zur Korrelation der Glazialabfolgen im Saale-Komplex Nord- und Mitteldeutschlands am Beispiel des Tagebaus Jänschwalde in Brandenburg. - Eiszeitalter und Gegenwart, **52**: 47-83, 6 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- POBLOZKI, B. v. (1995): Quaternary geology of the Altmark region. - In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, PH. (ed.): Glacial Deposits in North-East Europe: 473-484, 12 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- RAPPOL, M. (1984): Till in Southeast Drente and the Origin of the Hondsrug Complex, The Netherlands. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **34**: 7-27, 12 Fig.; Hannover.
- RAPPOL, M., HALDORSEN, S., JORGENSEN, P., MEER, J.J.M. VAN DER & STOLTENBERG, H.M.P. (1989): Composition and origin of

- petrographically-stratified thick till in the northern Netherlands and a Saalian glaciation model for the North Sea Basin. – Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiaire en Kwataire Geologie, **26**: 31-64.; Leiden.
- RICHTER, K. (1950): Die Entwicklungsgeschichte der Täler zwischen Lathen und Verden/Aller. – Geol. Jb., **65**: 641-656, 5 Abb.; Hannover.
- (1958): Geschiebegrenzen und Eisrandlagen in Niedersachsen. – Geol. Jb., **76**: 223-234, 1 Taf.; Hannover.
- SKUPIN, K., SPEETZEN, E. & ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. Landesamt).
- (2003): Die Eiszeit in Nordost- Westfalen und angrenzenden Gebieten Niedersachsens. – 95 S., 15 Abb., 10 Tab., Anh.; Krefeld (Geol. Landesamt).
- STEPHAN, H.-J. (1980): Glazialgeologische Untersuchungen im südlichen Geestgebiet Dithmarschens. – Schr. Naturw. Ver. Schlesw.- Holst., **50**: 1-36, 17 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- (1998): Geschiebemergel als stratigraphische Leithorizonte in Schleswig-Holstein: Ein Überblick. – Meyniana, **50**: 113-135, 5 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Kiel.
- THIEME, H. (1999): Altpaläolithische Holzgeräte aus Schöningen, Lkr. Helmstedt. Bedeutsame Funde zur Kulturentwicklung des frühen Menschen. – Germania, **77** (2): 452-487, 18 Abb., Beil.; Mainz.
- 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, 7 Fig.; Haarlem.
- WATEREN, D. VAN DER (1987): Structural geology and sedimentology of the Dammer Berge push moraine. – In: Tills and glaciectonics: 157-182, 32 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- WOLDSTEDT, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. – Sitzungsber. preuß. geol. L.-Anst., **2**: 115-119; Berlin.
- (1929): Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. – 406 S., 162 Abb., 15 Tab.; Stuttgart (Enke).
- (1954): Saaleeiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Norddeutschland. – Eiszeitalter und Gegenwart, **4/5**: 34-48, 4 Abb.; Öhringen/Württ.
- (1969): Quartär. Handbuch der stratigraphischen Geologie, II. – 263 S., 77 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- ZAGWIJN, W. H. (1996): The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. – In: TURNER, CH. (ed.): The Early Middle Pleistocene in Europe: 145-172, 20 Fig.; Rotterdam/Brookfield (Balkema).
- ZANDSTRA, J. G. (1976): Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **27**: 30-52, 7 Abb., 6 Tab.; Öhringen/Württ.

Das Pleistozän des nördlichen Harzvorlands – eine Zusammenfassung

HANS-JÜRGEN WEYMANN, LUDGER FELDMANN & HENNING BOMBIEN^{*)}

Keywords: quaternary, harz foreland, glaciofluvial/fluvial deposits, terrace stratigraphy

Kurzfassung: Das nördliche Harzvorland liegt im Grenzbereich zwischen der ehemaligen nordischen Vereisung und dem Perigazialraum Mitteleuropas. Die ältesten pleistozänen Sedimente bilden Terrassenkiese, die vor der Elstereiszeit abgelagert wurden und einem nicht näher datierbaren Oberterrassensystem zugeordnet werden. Die Elstereiszeit ist durch Terrassenkies und glazifluviale Sande überliefert. Die folgende Holstein-Warmzeit lässt sich nur an wenigen Stellen pedologisch nachweisen. Für den Saale-Komplex wird erstmals eine litho- und pedostratigraphische Gliederung für das Harzvorland vorgestellt. Die Fuhne-Kaltzeit und die Dömnitz-Warmzeit lassen sich anhand von Fließerdien, Kaltzeitindikatoren sowie Böden belegen. Der darüber liegende Mittelterrassen-Kies der Saale-Kaltzeit stellt den wichtigsten Leithorizont im Pleistozän dar. Er lässt sich in mehrere Aufschüttungsphasen untergliedern. Darüber folgen stellenweise glazigene und glazifluviale Sedimente. Die Entwässerung während der maximalen Ausdehnung des Eises erfolgte unter und vor dem Eis. Dieses wird durch die Anlage einer bedeutenden Talung sowie glazifluviatiler Ablagerungen belegt. Das Eis schmolz über mehrere Toteisphasen ab. In der letzten Kaltzeit herrschten im Harzvorland

periglaziale Bedingungen, unter denen der Niederterrassen-Schotter in den bereits vorher existierenden Tälern abgelagert wurde.

Abstract: The northern Harz foreland is the borderland between the former northern glaciation and the periglacial area of Central Europe. The oldest sediments of the Pleistocene period are fluvial gravel deposited before the Elster glacial period. They can not be exactly dated and were assigned to a system called "Oberterrasse" (upper terrace).

The Elster glacial period is documented by fluvial gravel and melt water sand. The following Holstein interglacial period is verified only by a few pedological sites. The early Saale period can be divided for the first time in this area into periglacial sediments, ice wedges and soils. In the top of these layers follows the gravel of the "Mittelterrasse" (middle terrace). It is the most important layer of the Pleistocene in the Harz foreland. It can be divided into several accumulation periods. The middle terrace is covered by isolated glacial and periglacial sediments.

The drainage during the maximum expansion of the northern ice mass is showing by a great valley and melt water sand. The melt water eroded parts of the valleys under the ice parallel to the border of the glacier.

The retreat of the glaciers happened in form of dead ice periods.

In the last glacial period, the Weichsel period, the Harz foreland lay in the periglacial area. The valley, that was formed before this time under the ice mass, was filled with gravel of the "Niederterrasse" (lower terrace).

^{*)} Anschriften der Verfasser: Dr. H.-J. WEYMANN, Wedekindstraße 12A, D-30161 Hannover, Email: h-j.weymann@freenet.de; PD Dr. habil. L. FELDMANN, Merkurstraße 20, D-71726 Benningen, Email: ludger_feldmann@yahoo.de; Dr. H. BOMBIEN, Dorfstraße 71, D-31637 Rodewald, Email: henningbombien@aol.com.

Vorwort

Dieser Aufsatz ist Johann-Peter Groetzner gewidmet, der Anfang Oktober 2003 nach schwerer Krankheit verstorben ist.

Neben vielen anderen Projekten hat J.-P. Groetzner seit Anfang 1980 vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover aus eine moderne Bearbeitung der lange vernachlässigten quartärzeitlichen Ablagerungen des nördlichen Harzvorlandes vorangetrieben. Viele Diplomarbeiten und zwei Dissertationen sind zu diesem Themenbereich von ihm initiiert und betreut worden. Eine Habilitationsarbeit hat er mit fachlichem Rat begleitet. Sein persönliches Engagement ging dabei weit über die dienstliche Pflichterfüllung hinaus.

Alle, die er in dieser Zeit unter seine „Fittiche“ nahm, lernten seine in fachlichen Fragen konstruktiv-kritische Haltung zu schätzen. Dies war, vor allem als Diplomand, nicht immer leicht, da seine Anforderungen sehr hoch waren. Jeder, der bei ihm einmal eine Arbeit zur Korrekturlesung abgegeben hat, wird dies bestätigen können. Seine zum Teil sehr harte Kritik war aber nie Selbstzweck, sondern diente immer zur Verbesserung der fachlichen Qualität. Dabei haben wir von J.-P. Groetzner gelernt, dass fachlicher Streit und persönliche Beziehungen strikt voneinander zu trennen sind. Dies hat er uns immer vorgelebt. Die ihm eigene Verbindung von hoher fachlicher Kompetenz und menschlicher Qualität hat ihn für uns und für viele andere zu einem guten Freund werden lassen. Viele haben ihm viel zu verdanken.

1 Einleitung

Die pleistozänen Sedimente des nördlichen Harzvorlands waren schon zu Beginn des letzten Jahrhunderts Gegenstand der Forschung. Hierzu trugen die Bearbeiter der Preußischen Geologischen Landesanstalt von Berlin einen großen Anteil bei. Anfang 1980 begann am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover eine Arbeitsgruppe um GROETZNER auf niedersächsischer Seite, die pleistozänen Sedimente des nördlichen Harz-

vorlands neu zu bearbeiten (BOMBIEN 1983, CHRISTOFZIK 1983). Zu nennen ist BOMBIEN (1987), der nach geröllpetrographischen Untersuchungen drei frühsaalezeitliche Flusssysteme unterscheiden konnte: Innerste-, Gose- und Oker-Radau-Ecker-Illesystem. Nach der Wiedervereinigung konnte die Erforschung der pleistozänen Sedimente auf sachsen-anhaltinische Seite ausgedehnt werden (GROETZNER & WEYMANN 1998, GROETZNER & WINTER 1998). Ab Mitte der 90ziger Jahre vergrößerte sich mit FELDMANN (Institut für Geologie und Paläontologie der TU Clausthal) die Arbeitsgruppe (FELDMANN & GROETZNER 1998, FELDMANN et al. 2001). In einer zusammenfassenden Arbeit beschrieb FELDMANN (2002) das Quartär zwischen Harz und Allertal und stellte die Landschaftsgeschichte des nördlichen Harzvorlandes vom Jungtertiär bis zum Holozän mit Schwerpunkt ab der Elster-Kaltzeit dar. Neben der stratigraphischen Ansprache und Deutung der Sedimente wurde eine klimatische Rekonstruktion für den betrachteten Zeitraum erarbeitet. Zuletzt gliederte WEYMANN (2004) im nordöstlichen Harzvorland aufgrund geröllpetrographischer Untersuchungen präelster- und frühsaalezeitliche Flusssysteme an Ecker, Ilse, Rammelsbach, Goldbach, Holtemme, Bode, Selke und Eine aus. Der vorliegende Aufsatz soll als zusammenfassende Darstellung bisheriger Arbeiten (BOMBIEN 1987, FELDMANN 2002, WEYMANN 2004) einen Beitrag zum Quartär des nördlichen Harzvorlands leisten.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet umfasst das nördliche Harzvorland zwischen der Innerste im Westen und der Eine im Osten (Abb. 1). Der Harzrand bildet die Südgrenze, die markante Talung des Großen Bruchs sowie im weiteren Verlauf der Salzgitterer Höhenzug stellen die Nordbegrenzung dar. Salzgitterer Höhenzug (275 m), Gro-

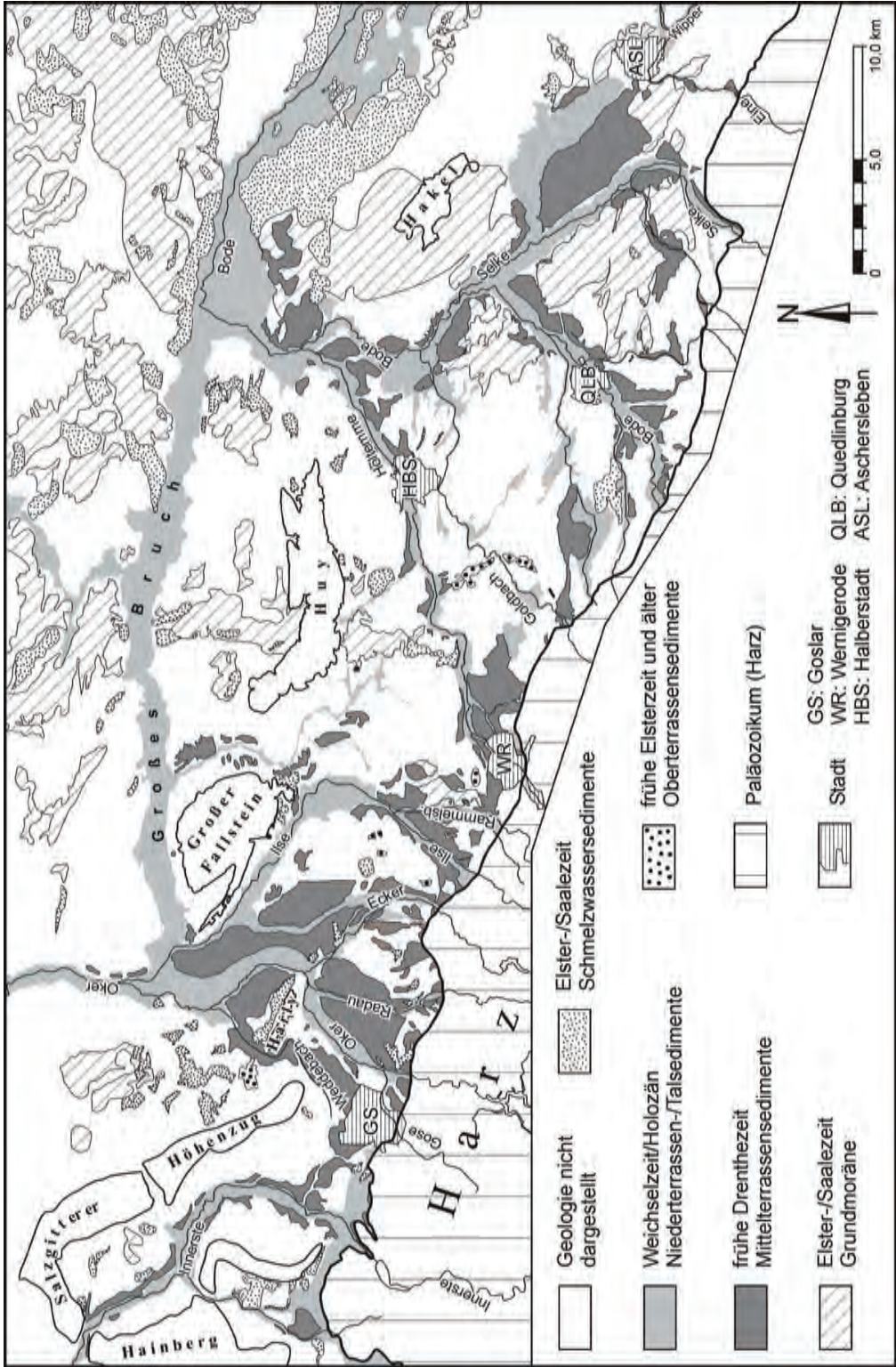


Abb. 1: Vereinfachte geologische Übersichtskarte der quartären Sedimente des nördlichen Harzvorlands.

ßer Fallstein (288 m), Huy (315 m) und Hakei (241 m) erheben sich in der Landschaft als markante Höhenzüge. Die Innerste und Oker, die dem Wesereinzugsgebiet tributär sind, sowie die Bode, die dem Elbeeinzugsgebiet tributär ist, verlassen das Untersuchungsgebiet in nördlicher Richtung. Die Wasserscheide Weser-/Elbeeinzugsgebiet verläuft von Norden kommend quer durch das Große Bruch über den höchsten Punkt des Großen Fallsteins und im weiteren Verlauf östlich der Ilse zwischen Rammelsbach und Holtemme zum Harzrand. Das Untersuchungsgebiet ist auf den geologischen Übersichtskarten von LOOK (1984), HINZE et al. (1998) und SCHROEDER (1930) dargestellt und liegt im südlichen Teil des subherzynen Beckens. Die mesozoischen Schichten, die z.T. von quartären Sedimenten überdeckt werden, bilden flache Mulden und Sättel und sind unmittelbar am Harznordrand steil gestellt oder überkippt. In den Mulden treten Sedimente des Keupers und Juras und im Westen der Kreide auf. Dagegen werden die an Salzstrukturen gebundenen Sättel von Gesteinen des Buntsandsteins und Muschelkalks aufgebaut. Der Südteil des Untersuchungsgebiets wird von der subherzynen Kreidemulde mit Gesteinen der Unter- und Oberkreide eingenommen. Die Kreidemulde wird lokal vom Quedlinburger Sattel mit jurasischen Schichten und vom Harly mit Gesteinen der Trias aufgebrochen. Am nördlichen Harzrand treten Schichten vom Zechstein bis zur Oberkreide auf.

Weit verbreitet sind im nördlichen Harvorland quartärzeitliche Sedimente, die vor allem in der Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit abgelagert wurden. Dagegen sind Sedimente des Altpleistozäns nur relikthaft vorhanden. Aus Skandinavien kommende Inlandgletscher der Elster- und Saale-Kaltzeit reichten bis zum Harzrand, das Elstereis überfuhr den Unterharz. Die Eigenvergletscherung des Harzes (DUPHORN 1968) erreichte nirgends das Untersuchungsgebiet (FELDMANN 1997). Warmzeitliche Bildungen

des Holsteins und Eems sind im Untersuchungsgebiet nur an wenigen Stellen dokumentiert. Mit dem Holozän begannen warmzeitliche Prozesse, die bis heute andauern.

3 Die pleistozänen Sedimente

Im Untersuchungsgebiet sind Schmelzwasser- und Flusssedimente die häufigsten pleistozänen Ablagerungen. Daneben treten äolische und glazigene Ablagerungen auf. Die stratigraphische und genetische Einordnung der Ablagerungen erfolgt nach verschiedenen Kriterien. Oft lassen sich im Aufschluss nach der petrographischen Zusammensetzung die sandreichen, deutlich geschichteten Schmelzwassersedimente von den undeutlich geschichteten, aus Kies und untergeordnet Sand sowie Pelit bestehenden Flusssedimente abgrenzen. Zudem lässt die Geröllführung solcher Sedimente Rückschlüsse auf ihre Genese zu. Nach geröllanalytischer Auswertung (Mittelkiesfraktion 6,3 – 20,0 mm, ohne Kalksteine) durch BOMBIEN (1987) und WEYMANN (2004) weisen Schmelzwassersedimente neben einheimisch mesozoischen und einheimisch paläozoischen Gesteinen einen Anteil an nordischen Gesteinen von 12-75% (Stück-%) auf. Dagegen liegt in Flusssedimenten der nordische Anteil i.d.R. bei 0-6%, im Gegensatz zum dominierenden paläozoischen Anteil von 90-100%. Die paläozoische Geröllführung spielt eine wesentliche Rolle bei der Identifizierung einzelner Flusssedimente, da die oben genannten Flüsse (Kap. 1) ihre Liefergebiete im Harz haben. Hierdurch ist die Geröllführung der Ablagerungen signifikant von den in den jeweiligen Einzugsgebieten auftretenden paläozoischen Gesteinsserien geprägt.

Weiterhin stellen die Geomorphologie und die Bodenkunde im Untersuchungsgebiet für die stratigraphische Einteilung quartärer Sedimente wichtige Methoden dar. Bei der

Geomorphologie ist die Höhenlage der Terrassen von kaltzeitlichen Flusssedimenten in Bezug zum Vorfluterniveau der zugehörigen Flüsse von Bedeutung. Entsprechend der drei nachgewiesenen Kaltzeiten können im nördlichen Harzvorland grob drei Terrassensysteme ausgliedert werden. Hierbei weisen die ältesten Flussterrassen mit 35-70 m über Vorfluterniveau die größten Höhendifferenzen auf. Deren Ablagerungen werden einem prä- bis frühelsterzeitlichen Oberterrassensystem zugeordnet. Die Mittelterrasse liegt i.d.R. 15-20 m über Vorfluterniveau. Deren Flusssedimente werden als überwiegend fröhndrenthezeitliche Mittelterrassensedimente gedeutet, die aber durchaus auch spätelsterzeitliche Anteile haben können (Tab. 1). Im Gegensatz zu den Ablagerungen des Oberterrassensystems enthalten mittelterrassenzeitliche Sedimente in der Regel einen geringen nordischen Geröllanteil. Die Niederterrassensedimente liegen 0-1 m über Vorfluterniveau. Sie werden in die Weichsel-Kaltzeit gestellt. Ein weiteres stratigraphisches Hilfsmittel sind warmzeitliche Böden, die im Untersuchungsgebiet z.T. als Parabraunerden oder in Form von Entkalkungshorizonten vorliegen. Sie sind aus der Holstein- und Eem-Warmzeit überliefert. Der Saale-Komplex lässt sich im nördlichen Harzvorland bodenkundlich in die Fuhne-Kaltzeit, die anschließende Schöningen- bzw. Dömnitz-Warmzeit und das darauffolgende kaltzeitliche Drenthe-Stadium differenzieren (Tab. 1).

3.1 Prä-Elster- bis frühe Elster-Kaltzeit

Präglaziale bzw. präelsterzeitliche Ablagerungen sind im nördlichen Harzvorland aufgrund der erosiven Wirkung der elster- und saalezeitlichen nordischen Inlandgletscher selten zu finden (Abb. 1). An verschiedenen Stellen sind isolierte präglaziale Kiesvorkommen beschrieben,

die z.T. deutlich über dem Niveau der Mittelterrasse liegen. Diese Vorkommen finden sich als Kiesstreu auf der Geländeoberfläche und bestehen aus kantengerundetem, paläozoischen Geröllmaterial. Sie werden einem nicht näher datierbaren Oberterrassensystem zugeordnet, dessen Entstehungszeit vom Altleistozän bis in die frühe Elster-Kaltzeit reicht (Tab. 1). Auf niedersächsischer Seite ist ein solches Vorkommen mit 35 m über dem nächstgelegenen Mittelterrassen-Vorkommen am Oheberg (früher Ohmberg) bei Klein Döhren erhalten (BODE & SCHROEDER 1926, BOMBIEN 1987, WEISSERMEL 1930). In seiner paläozoischen Geröllführung stimmt dieser Kies fast völlig mit Ablagerungen der Gose-Mittelterrasse überein und wird von BOMBIEN (1987) als Ablagerung einer „Ur-Gose“ gedeutet. Weitere 75 Oberterrassen-Vorkommen beschrieb SPREITZER (1931) im Bereich der Innerste. Allerdings konnten an keinem dieser Vorkommen nach Überprüfung durch RAUSCH (1977) präglaziale Flusssedimente nachgewiesen werden. PREUL (1968) beschreibt aus Bohrungen im Bereich des Subrosionsgebietes bei Salzgitter-Lebenstedt Oberterrassensediment-Vorkommen der Innerste. Nach SPREITZER (1931) soll es sich um Ablagerungen der Nette handeln, da die Innerste zu dieser Zeit einen nördlichen Lauf über Liebenburg und Salzgitter Bad besaß (Abb. 2). Erst ab der Elster-Kaltzeit wurde der Bereich bei Salzgitter-Lebenstedt von der Innerste eingenommen (SPREITZER 1931, BOMBIEN 1987). Auf sachsen-anhaltinischer Seite sind weitere Oberterrassensediment-Vorkommen zu finden, die sich auf das Gebiet zwischen Radau und Ilse konzentrieren (HINZE 1998, SCHROEDER 1930, WEISSERMEL 1930, WEISSERMEL et al. 1932, WEYMANN 2004). Viele dieser Vorkommen konnten nach Geländebegehungen nicht als Oberterrassensedimente identifiziert werden, sondern es handelte sich dabei entweder um Fließerden oder aufgrund der Höhenlage über Vorfluterniveau um Mittelterrassensedimente

Tab. 1: Vereinfachte Gliederung des Quartärs im Harzvorland.

Gliederung im nördlichen Harzvorland			Vorgänge im nördlichen Harzvorland	Produkte	
H o l o z ä n			Umlagerung der Sedimente durch Flüsse Bodenbildung	Auelehm, Sand und Kies Böden, Torf	
Jungpleistozän	Weichsel- Kaltzeit		Niederter- rassenzeit	Periglazialbedingungen Permafrostbedingungen Aufschotterung in Flußtälem	Löß, Flugsand Frostbodenerscheinungen u.a. Eiskeile, Fließerde Niederterrassensedimente
	Eem-Warmzeit			Bodenbildung	fossile Böden (Isingerode)
P l e i s t o z ä n	Saale-Komplex	Warthe-Stadium	Mittelterrassenzeit	Aufschotterung in Flußtälem	Zwischenterrassensedimente (Oker- und Eckertal)
		Drenthe-Stadium		?Herausbildung des heutigen Flußnetzes Inlandvereisung Drenthe 2=Leipziger Phase Hauptdrenthe=Zeitzer Phase	Urstromtalsedimente (Großes Bruch) Grundmoräne und Schmelzwassersedimente
				Permafrostbedingungen Aufschotterung in Flußtälem	Frostbodenerscheinungen Mittelterrassensedimente
		Dömnitz-Warmzeit		Bodenbildung	fossile Böden (Beuchte)
	Fuhne-Kaltzeit	Permafrostbedingungen	Fließerden, Eiskeile		
	Holstein-Warmzeit		Mittler- rassenzeit	Verwitterung Auffüllung kleiner Seen u. Becken	Entkalkungshorizonte, Travertin (Schwanebeck) humoser Schluff (Aschersleben, nördlich Sudmerberg)
	Elster-Kaltzeit			Herausbildung der mittelerrassenzeitlichen Flußtäler Inlandvereisung Permafrostbedingungen Aufschotterung in Flußtälem	?Mittelterrassensedimente Grundmoräne und Schmelzwassersedimente Oberterrassensedimente (Oberterrassensystem)
	Altpleistozän		↑ Oberter- rassenzeit	Komplex Flußablagerungen in Kaltzeiten Permafrost Verwitterung in Warmzeiten	?Flußsedimente (Oberterrassensystem) Sudmerberg-Fauna

(FELDMANN 2002, WEYMANN 2004). Ein markantes Oberterrassensediment-Vorkommen ist am Saßberg erhalten, das nach seinem paläozoischen Geröllinhalt zum Eckereinzugsgebiet gehört (WEYMANN 2004). Weitere Oberterrassensediment-Vorkommen liegen am Südrand des Großen Fallsteins und können nach ihrem Geröllinhalt dem Holtemme-Goldbachsystem zugeordnet werden (WEYMANN 2004). Ähnliche Vorkommen sind südlich des Huys und südwestlich von Halberstadt zu finden. Nach diesen Vorkommen lässt sich ein präelsterzeitliches Holtemme-Goldbachsystem mit einem Verlauf nach Nordwesten südlich des Huys und Großen Fallsteins vermuten. Im Bereich Huy und Großer Fallstein flossen die Ilse und Ecker tributär diesem System zu (WEYMANN 2004). Im Ecker- und Ilsegebiet rekonstruierte FELDMANN (2002) zwei Oberterrassenniveaus. Er unterteilte diese nach ihrer Höhenlage zum Vorfluterniveau mit 55-75 m in das obere Saßberg-Niveau und mit 35-45 m in das untere Stapelburg-Niveau. Nach FELDMANN (2002) könnte aufgrund der Terrassenstratigraphie das Saßberg-Niveau cromer- und das Stapelburg-Niveau elsterzeitlich eingestuft werden. Sehr selten treten warmzeitliche, präglaziale Ablagerungen auf. Ein solches Vorkommen beschreiben VON KOENIGSWALD (1972) und VON KOENIGSWALD & HEINRICH (1998) aus einer Spaltenfüllung am Sudmerberg bei Goslar und stufen es in den Cromer-Komplex ein.

3.2 Elstervereisung

Nach DAHLGRÜN (1929), LÜTTIG (1954) und SPREITZER (1931) reichte der elsterzeitliche Inlandgletscher bis an den Nordrand des Oberharzes heran und überschritt den Unterharz (GRUPE 1921). Der Ablauf der Elstervereisung ist im Untersuchungsraum nahezu unbekannt, so auch das Entwässerungsnetz der Schmelz-

wässer. Wie in Ostdeutschland (EISSMANN 1975, 1994) sind auch im nordöstlichen Harzvorland an wenigen Stellen zwei elsterzeitliche Eisvorstöße erkennbar. Aus Bohrungen im Bereich der Salzstruktur Oschersleben – Staßfurt werden von WAGENBRETH (1970) an Bohrprofilen zwei Grundmoränen, die durch Bändertone unterteilt werden, beschrieben. In den Tagebauen Nachterstedt und Königsau nördlich von Aschersleben unterscheidet MANIA (1967) zwei Elster-Grundmoränen durch ihren Geschiebestand.

Elsterzeitliche glaziäre Ablagerungen sind im Untersuchungsgebiet in Tagesaufschlüssen oft als Schmelzwassersedimente, selten als Beckenablagerungen oder Grundmoränen zu finden. Solche Vorkommen liegen westlich der Oker bei Wehre und Beuchte (BOMBIEN 1987, FELDMANN 2002) sowie östlich der Ilse bei Deersheim. Weitere Vorkommen sind im Bereich der Bode nördlich von Quedlinburg und im Bereich der Selke rund um Aschersleben vorhanden (WEYMANN 2004). All diese Vorkommen weisen im Untersuchungsgebiet den höchsten nordischen Geröllanteil von 60-75% auf (BOMBIEN 1987). Diese Ablagerungen können sicher der Elster-Kaltzeit zugeordnet werden, da sie von Mittelterrassensedimenten überlagert werden. Zusätzlich wurde in den Aufschlüssen bei Wehre (FELDMANN 2002) und westlich von Aschersleben (GROETZNER & WINTER 1998) von K.-D. MEYER eine Leitgeschiebezählung durchgeführt. Die Zählung ergab nach dem TGZ eine Geschiebevormacht aus Südschweden, wie es für elsterzeitliche Sedimente in diesem Raum typisch ist (HOFFMANN & MEYER 1997). Die elsterzeitlichen Schmelzwassersedimente bei Beuchte und Wehre füllen nördlich des Harly eine Rinne unterhalb des Mittelterrassenkies (FELDMANN 2002). Dieser in der Elster-Kaltzeit subglaziär angelegten Rinne folgt heute der Weddebach. Die Weddebachtalrinne wird als die südliche Fortsetzung der unteren Okertal-Rinne angesehen und gibt einen

Hinweis auf einen Entwässerungsweg für das Schmelzwasser. Die Annahme für die elsterzeitliche Rinnen-Anlage wird durch Beobachtungen gestützt, die von TRAUPE (1990) aus dem Bereich Salzgitter beschrieben werden. Unter und über mächtigen Schmelzwassersedimenten lässt sich jeweils eine Grundmoräne nachweisen. Die liegende Grundmoräne kann damit als elsterzeitlich gedeutet werden.

3.3 Holstein-Warmzeit

Organogene oder fossilführende Sedimente, die aufgrund ihrer Biostratigraphie eindeutig der Holstein-Warmzeit zugeordnet werden können, sind im Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen. Auch pollenanalytisch datierte Sedimente, wie etwa im Tagebau Schöningen (URBAN 1991), sind nur aus einer Bohrung bei Seesen bekannt (DUPHORN 1976). BOMBIEN (1987) wies nördlich des Sudmerberges bei Goslar ein Holstein-Vorkommen nach. Das Vorkommen besteht aus warmzeitlichem, humosen Schluff, der von Mittelterrassensedimenten überlagert wird. Bei Aschersleben wurde von MANIA (1967) ein ähnliches Vorkommen von Mudden mit warmzeitlichen Mollusken, Ostrakoden und Großsäugerknochen in die Holsteinzeit datiert, da diese ebenfalls von Mittelterrassensedimenten überlagert werden. Ein sicheres Holstein-Vorkommen stellen die molluskenführenden Travertine bei Schwanebeck östlich des Huys dar, die von glazigenen Sedimenten unter- und überlagert werden (SCHROEDER 1919, WEISSEMEL 1930).

Weitere Hinweise auf warmzeitliche Bildungen zeigen sich in Form von Entkalkungshorizonten, die als Cv-Horizonte des ehemaligen Holsteinbodens gedeutet werden können. Ein solches Vorkommen ist im Aufschluss bei Wehre erhalten, wo der obere Bereich der elsterzeitlichen Schmelzwassersedimente einen

Entkalkungshorizont aufweist (BOMBIEN 1987, FELDMANN 2002). Ebenso kann die mächtige, entkalkte Abfolge von Schmelzwassersedimenten im Aufschluss bei Beuchte auf diese Bodenbildung zurückgeführt werden (FELDMANN 2002). Aufgrund der Mächtigkeit dieser entkalkten Abfolge scheidet eine Pedogenese unter periglazialen Permafrostbedingungen aus, so dass diese durch die Lage zwischen Elster- und Mittelterrassensedimenten in die Holstein-Warmzeit zu stellen ist. Ein weiteres Vorkommen warmzeitlicher Bildungen liegt nördlich von Legende, wo in Mittelterrassensedimenten eine bis zu 15 m mächtige, glazitektonisch eingeschuppte Kies-Schluff-Schicht aufgeschlossen war. Diese Schicht weist an einer Stelle umgelagertes Bt-Material einer warmzeitlichen Parabraunerde auf (FELDMANN 2002). Aufgrund der Lagebeziehung zu den Mittelterrassensedimenten ist das umgelagerte Bodenmaterial prädrenthezeitlich und kann somit aus der Holstein-Warmzeit oder auch dem frühen Saale-Komplex stammen.

3.4 Saale-Komplex

Im nördlichen Harzvorland konnten die Ablagerungen des Saale-Komplexes am besten untersucht werden, da diese am weitesten verbreitet sind und zudem gut aufgeschlossen sind bzw. waren. Die stratigraphische Abfolge dieser Ablagerungen spiegelt einen differenzierten Wechsel an warm- und kaltzeitlichen Klimabedingungen während des Saale-Komplexes wider.

3.4.1 Fuhne-Kaltzeit bis Dömnitz-Warmzeit

Hinweise für Bildungen der Fuhne-Kaltzeit und Dömnitz-Warmzeit, die zwischen elsterzeitlichen Schmelzwasser- und fröhndrenthezeitlichen Mittelterrassensedimenten lagern, sind im

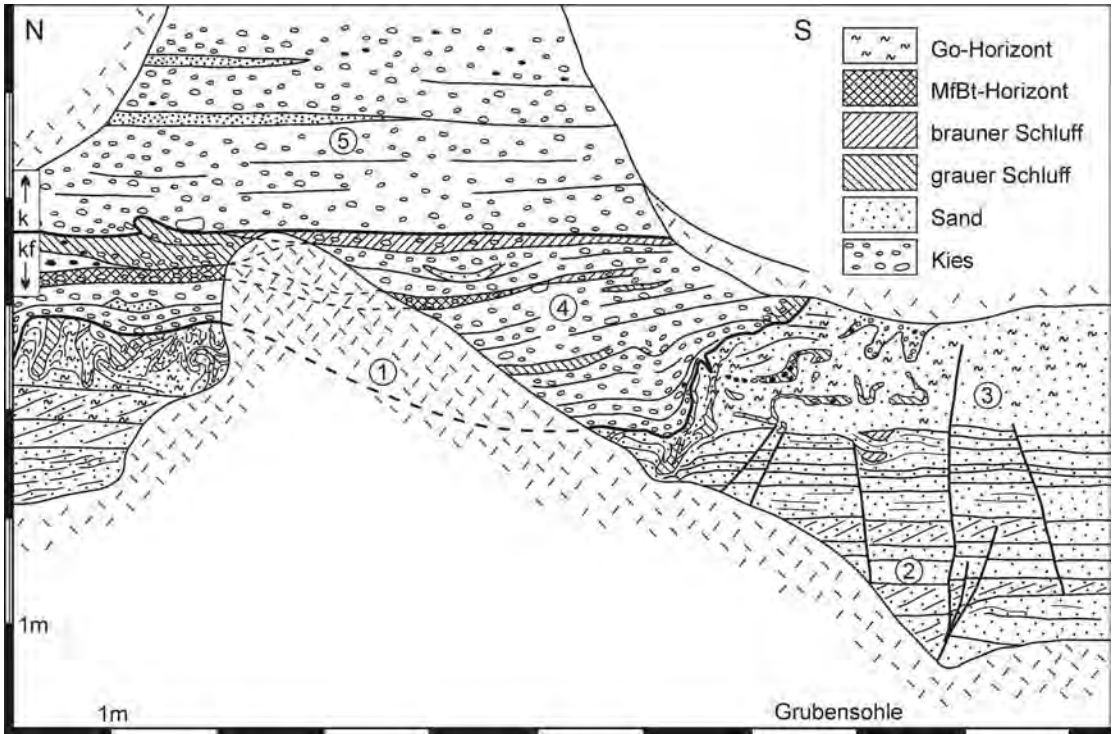


Abb. 3: Deckschichten zwischen elsterzeitlichem Schmelzwassersand und Mittelterrassenkies in Beuchte.

1) Schuttfuß, 2) geschichteter Sand, 3) entschichteter Sand, 4) Kies-Schlufflagen (kf=karbonatfrei), 5) Mittelterrassenkies (k=karbonathaltig)

Untersuchungsgebiet nur aus dem Aufschluss bei Beuchte bekannt (Abb. 3). Nach FELDMANN (2002) weist die hier zwischengeschaltete Schichtenfolge zwei periglaziale Phasen in Form von entschichtetem, krypturbar überprägten Sand (Nr. 3 in Abb. 3) und einer überlagernden Fließerde (Nr. 4 in Abb. 3) auf. In der Fließerde deuten Toncutane auf umgelagertes Bt-Bodenmaterial hin, die einer Bodenbildung der Dömnitz-Warmzeit angehören können.

Hieraus ergibt sich folgende Abfolge: Unter der Schichtenfolge lagern elsterzeitliche Schmelzwassersedimente, die im oberen Bereich in der Holstein-Warmzeit entkalkt wurden (Abb. 3; Kap. 3.3). Darüber folgt entschichteter, krypturbar überprägter Sand. Die Überprägung wird in die Fuhne-Kaltzeit gestellt. In der darauffolgenden Dömnitz-Warmzeit bildete sich eine Parabraunerde, die in Resten als umgela-

gertes Bt-Bodenmaterial erhalten blieb. Im frühen Drenthe-Stadium wurde die Parabraunerde unter periglazialen Bedingungen erodiert und als Resediment in der Fließerde abgelagert. Die gesamte Schichtenfolge wird von Mittelterrassensedimenten überlagert.

3.4.2 Frühes Drenthe-Stadium

Das frühe Drenthe-Stadium war im Vorfeld der Hauptvereisung durch Permafrostbedingungen geprägt (FELDMANN 2002). In dieser Zeit erfolgte im nördlichen Harzvorland weitflächig in verflochtenen Flusssystemen (braided river) die Hauptakkumulation der Mittelterrassensedimente (Abb. 1; vgl. BOMBIEN 1987, WEYMAN 2004). In den Mittelterrassensedimenten sind

vielerorts Eiskeile und Kryoturbationshorizonte eingeschaltet, die periglaziale Bedingungen während der Ablagerung belegen. In der Vergangenheit wurde insbesondere im Bereich der Bode, Selke und Eine eine Zweiteilung der Mittelterrassensedimente diskutiert, die aufgrund unterschiedlicher Geröllzusammensetzungen (WEISSERMEL 1926, 1930), einer eingeschalteten Grundmoräne (MANIA 1967) und eines Kryoturbationshorizontes (LUDWIG 1958) unterteilt waren.

Nach geröllanalytischen Untersuchungen von WEYMANN (2004) war in diesem Bereich eine Unterteilung dieser Sedimente nicht reproduzierbar. Im Einegebiet traten in einem Aufschluss südlich von Aschersleben in den Mittelterrassensedimenten eine eingeschaltete Schluff-Kiesschicht mit einer darunterliegenden geringmächtigen Grobkieslage aus nordischen Geröllen auf. Die Schluff-Kiesschicht wurde nach WEYMANN (2004) aufgrund geröllpetrographischer Zusammensetzung als Fließerde angesprochen. Die darunterliegende Grobkieslage wies nach ihrer Dachziegellagerung auf eine Fließrichtung nach Norden hin. Daher wurden die nordischen Gerölle als Resediment einer südlich gelegenen, präexistierenden elsterzeitlichen Grundmoräne gedeutet. In dem selben Aufschluss war als weitere Ausnahme ein markanter Kryoturbationshorizont erhalten. Dagegen verteilen sich im nordöstlichen Harzvorland die Kryoturbationen im Vertikalbereich der Mittelterrassensedimente i.d.R. als unregelmäßige, lateral begrenzte Bildungen. Daher wurde der im Aufschluss beobachtete Kryoturbationshorizont von WEYMANN (2004) als lokale Erscheinung angesehen, die eine kurzfristige, mehrphasige Aufschotterung eines kaltzeitlichen Flusses (braided river) widerspiegeln. Dagegen interpretierte FELDMANN (2002) im Bereich zwischen Oker und Ecker in verschiedenen Vorkommen aufgrund von Kryoturbationshorizonten und Einschaltungen von Hochflutlehm eine Zwei- bis Dreiteilung der Mittel-

terrassensedimente. Er stellt aber die gesamte Gliederung der Mittelterrassensedimente in das frühe Drenthe-Stadium, was nach KNOTH (1964, 1995) für das Saalegebiet und nördliche Harzvorland der "3. Mittelterrasse" entspricht. Somit lassen sich die Mittelterrassensedimente fast ausschließlich als fröhndrenthezeitliche Ablagerung deuten, die z.T. flussdynamisch in Kalt- und Warmphasen mit stadialem und interstadialem Charakter gegliedert werden können. Nur in einem Vorkommen bei Abbenrode weist der untere Teil der Mittelterrassensedimente eine Entkalkung auf, die möglicherweise auf die Holstein-Warmzeit zurückgeführt werden kann. In diesem Fall wäre der untere Teil der Mittelterrassensedimente in die späte Elster-Kaltzeit zu stellen.

Eine sichere stratigraphische Einstufung der Mittelterrassensedimente in die frühe Saale-Kaltzeit erfolgte neben der teilweisen Unter- und Überlagerung von Schmelzwassersedimenten durch ihre markante Höhenlage über Vorfluterniveau. Diese liegt im Bereich der Innerste und Radau bei 15 m (BOMBIEN 1987) sowie im Bereich der Holtemme, Bode, Selke und Eine bei 15-20 m (WEYMANN 2004). Dagegen besitzen die Mittelterrassen im Ecker- und Ilsegebiet insbesondere im Bereich des Großen Fallsteins eine Höhe bis 25 m (FELDMANN 2002, WEYMANN 2004). Für eine Deutung dieser Vorkommen als Mittelterrassensedimente spricht das geringe Auftreten nordischer Gerölle. Eine weitere Erklärung für die markant große Höhenlage im Bereich des Großen Fallsteins erfolgt im Kapitel 4.

Für die Rekonstruktion des fröhndrenthezeitlichen Flussnetzes konnten im Untersuchungsgebiet die Mittelterrassensedimente nach ihrer paläozoischen Geröllführung zu den Liefergebieten heutiger Harzflüsse zugeordnet werden. Hierbei sind die Mittelterrassensedimente teilweise durch einzelne markante Gerölle ("Leitgerölle") oder spezifische Geröllspektren gekennzeichnet. BOMBIEN (1987) konnte auf

niedersächsischer Seite drei Flusssysteme unterscheiden. Das Innerstesystem, das nach dem Geröllbestand überwiegend aus Grauwacken-, Kieselschiefer- und Tonschiefergeröllen besteht, hatte bis zum Salzgitterer Höhenzug einen ähnlichen Verlauf wie heute (Abb. 2). Ab der Talenge zwischen Salzgitterer Höhenzug und Hainberg erfolgte der Abfluss in nordöstlicher Richtung und nicht wie heute zur Leine. In diesem Bereich sind Innerstesedimente bereits seit WOLDSTEDT (1928) bekannt. Das Gosesystem, das nach dem Geröllbestand überwiegend durch devonzeitliche Sandstein-/Quarzitgerölle charakterisiert ist, besaß zur Mittelterrassenzeit gegenüber heute zwei unterschiedliche Abflüsse: Einen über Goslar-Jerstedt nach Westen zum Innerstesystem und einen über Immenrode-Weddingen nach Nordosten zum Okersystem. Allerdings vertreten BOMBIEN (1987) und FELDMANN (2002) eine unterschiedliche Auffassung über den zeitlichen Ablauf beider Abflusswege, so dass unklar bleibt, welcher der beiden Abflüsse der jüngere ist.

Das von BOMBIEN (1987) bezeichnete Ostsystem, das die Oker, Radau, Ecker und Ilse umfasst, konnte von ihm aufgrund der damaligen Grenze zur DDR nur bedingt untersucht werden. BOMBIEN (1987) beschrieb ab dem Harly einen gemeinsamen Abfluss der Oker-Radau nach Norden. Er ließ aber schon die Möglichkeit offen, dass die Ecker erst ab dem Großen Fallstein in das Ostsystem mündete. Ebenso zeichnete er schon einen Ilselauf nördlich des Großen Fallsteins nach. WEYMANN (2004) konnte aufgrund differenzierter Untersuchungen die Flussläufe der Ecker und Ilse rekonstruieren (Abb. 2). Das Eckersystem, das insbesondere durch Eckergneisgerölle gekennzeichnet ist, besaß gegenüber heute einen nordöstlicheren Verlauf und mündete am Nordwestrand des Großen Fallsteins in das Große Bruch. Die Ilse mit ihrem hohen Geröllanteil an Ilsesteingranit und Ackerbruchbergquarzit besaß harzrandnah eine östlichere Ausdehnung und der

Rammelsbachzufluss, gekennzeichnet durch hohen Kieselschieferanteil, lag weiter stromab. Flussabwärts floss das Ilse-Rammelsbachsystem zwischen Großem Fallstein und Huy und dann nördlich des Großen Fallsteins im Bereich des Großen Bruchs nach Westen.

Weiter im Osten floss nach WEYMANN (2004) der Goldbach (hohe Diabasanteile) ab dem Harzrand nach Nordosten nördlich von Quedlinburg der Bode zu. Die Bode, die durch den Zweiglimmergranit des Rambergmassivs charakterisiert ist, besaß im Bereich der heutigen Holtemmemündung eine westlichere Ausdehnung. Im Bereich von Oschersleben floss die Bode wie heute nach Osten zur Saale. Die Selke (hohe Grauwackenanteile) vereinigte sich westlich von Aschersleben mit der Eine (hohe Harzgangquarzanteile) als Selke-Einesystem und floss nach Nordwesten der Bode zu. Ein möglicher Wipperabfluss ab Aschersleben wurde aufgrund fehlender Karpholithgerölle ausgeschlossen.

3.4.3 Drenthevereisung

Glazigene Ablagerungen, die Mittelterrassensedimente überlagern, können dem Saale-Komplex zugeordnet werden. Solche Vorkommen sind vielerorts im Untersuchungsgebiet vorhanden. Vereinzelt liegen sie auch in unmittelbarer Nähe des Harzrandes (BOMBIEN 1983, CHRISTOFZIK 1983). Hierzu zählt insbesondere das Vorkommen bei der Innerste-Talsperre (BOMBIEN 1987, FELDMANN 2002), wo Stau-becken- und Schmelzwassersedimente sowie Reste von Geschiebelehmmittelterrassensedimente überlagern. Weitere Vorkommen lassen sich im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets im Bereich der Bode und Selke finden, wie z.B. das Grundmoränen-Vorkommen bei Warnstedt unmittelbar nördlich des Harzrandes (WEYMANN 2004). Nach diesen lokal auftretenden

Fundpunkten scheint ein saalezeitlicher Eisvorstoß bis in Harzrandnähe belegbar zu sein (FELDMANN 2002). Dieser Eisvorstoß wird in die Hauptdrenthezeit gestellt und entspricht nach FELDMANN (2002) der Zeitzer Phase bzw. nach LÜTTIG (1958) der Hamelner Phase. Dagegen reichte der Inlandgletscher im Drenthe 2 bis zum Allertal (FELDMANN 2002) und das warthestadiale Eis bis zur Lüneburger Heide (LÜTTIG 1964, HÖFLE 1991). In einem Vorkommen bei Großalsleben wurde für den hauptdrenthezeitlichen Inlandgletscher nach Geschiebelängsachseneinregelung eine Eisvorstoßrichtung aus Nordwest ermittelt (GROETZNER & WEYMANN 1998). Ein ähnlicher Wert ergab sich auch im Vorkommen bei Abbenrode (FELDMANN 2002). BOMBIEN (1987) kommt bei seinen Untersuchungen auf einen Eisvorstoß aus nordöstlicher Richtung. Beim Vorkommen bei Hoym westlich Aschersleben wurden Werte aus Ost ermittelt (GROETZNER & WINTER 1998). Die unterschiedlichen Eisvorstoßrichtungen können an einigen Stellen durch die Morphologie beeinflusst worden sein (BOMBIEN 1987, FELDMANN 2002).

Angaben zur Mindestmächtigkeit des nordischen Inlandgletschers sind unsicher. Im nördlichen Harzvorland gibt es vereinzelt Hinweise, dass die Eisoberfläche höher als 300 m ü. NN gelegen hat. Hierzu zählen die 280 m ü. NN hoch gelegenen "Gletschertöpfe" im Huy (STEINER 1957, GROETZNER 1998). Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch KALTWANG (1992), der im Raum Seesen-Goslar die Höhe der Geschiebegrenzen mit 290-320 m ü. NN angibt. Allerdings ist die stratigraphische Deutung der "Gletschertöpfe" und Geschiebegrenze im Einzelnen unklar. FELDMANN (2002) gibt aufgrund dieser und ähnlicher Hinweise eine Abschätzung für Eismächtigkeiten an:

- am Harzrand 50-70 m
- in 10 km Entfernung 160-180 m
- in 15 km Entfernung über 200 m

Bis heute ist völlig ungelärt, wie das Entwäs-

serungsnetz der Schmelz- und Flusswässer während der maximalen Vergletscherungsphase aussah. FELDMANN (2002) kommt nach grober Abschätzung der anfallenden Schmelz- und Flusswässer auf enorme Wassermengen, die am Eisrand in der Dimension eines mittleren bis großen europäischen Flusses abgefließen sein mussten. Eine Möglichkeit für den Verbleib des Wassers ist die kurzfristige Speicherung in Eistauseen, wie es in Ostdeutschland durch entsprechende Staubeckensedimente nachgewiesen wurde (EISSMANN 1994). Solche Sedimente wurden bislang im Untersuchungsgebiet nicht gefunden, so dass ein weiterer Abflussweg für die Schmelz- und Flusswässer in Urstromtälern und subglazialen Rinnen zu suchen ist. Ein solcher Abflussweg ist das Große Bruch, das als West-Ost streichende, 2 bis 3 km breite und 40 km lange Talung in 20 bis 30 km Entfernung vom Harzrand verläuft. Das Große Bruch mündet im Westen ins Okertal und im Osten geht es in den Unterlauf des Bodetals über.

Die Entstehung der Großen Bruch-Rinne ist bislang noch nicht zweifelsfrei geklärt. Eine tektonische Anlage wird ausgeschlossen, da die Rinne die präglazialen Schichten und Strukturen im spitzen Winkel schneidet (FELDMANN et al. 2001, FELDMANN 2002). Daher wird für die Rinne eine rein erosive Entstehung angenommen. Der Rinneninhalt besteht von unten nach oben aus lokal auftretendem saalezeitlichen Geschiebemergel, saalezeitlichen Schmelzwassersedimenten, weichselzeitlichen Flusssanden, holozänen Beckenschluffen und Niedermoortorfen (FELDMANN et al. 2001). Die Mächtigkeit dieser quartären Talfüllung ist mit 24 bis 60 m stark schwankend, so dass die Quartärbasis in der Rinne z.T. Übertiefungen aufweist. Nach diesen Befunden wird für die Rinne eine subglaziale Entstehung während der Maximalverbreitung des Drentheeises angenommen (FELDMANN et al. 2001). Nach Vorstellung von FELDMANN (2002) flossen mit erosiver Wirkung unter dem Drentheeis unter

Druck stehende Schmelzwässer nach Westen und vereinigten sich im Bereich der Okertalrinne mit aus Norden kommenden Schmelzwässern. Diese flossen zusammen nach Süden zum Eisrand ab. Von dort erfolgte der Abfluss der Schmelzwässer auf oder unter dem Eisrand parallel zum Harzrand in westliche Richtung (BOMBIEN 1987, FELDMANN 2002). Hinweis hierfür gibt eine von Goslar über Astfeld und Langelsheim entlang des Gebirgsfußes verlaufende markante Talung.

Die Große Bruch-Rinne hatte zumindestens im Westteil eine Vorform durch eine fluviatile Talung. Dies deuten Mittelterrassensediment-Vorkommen des Ilse-Rammelsbachsystems am Ost- und Nord-Rand des Großen Fallsteins an (FELDMANN et al. 2001, WEYMANN 2004). Dagegen kann für den östlichen Teil des Großen Bruchs zwischen Hessendamm und dem Bodetal eine prädreithezeitliche Vorform eines durchgehenden Flusses oder in der Elster-Kaltzeit angelegtes Urstromtal, wie es von ELSNER (2003) vermutet wurde, sicher ausgeschlossen werden. Gründe hierfür sind das Fehlen von Terrassensedimenten und eindeutigen elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen.

Nach dem Drenthe-Maximalstand ist die Eismasse abgeschmolzen bzw. zerfallen. Die Abschmelzphasen erfolgten sukzessive, so dass während dieser Zeit der Eisrand durch kleine erneute Vorstöße oszillierte, im weiteren Abschmelzprozess zerriss und so große stagnierende Eismassen zurückließ. Dies ist durch Endmoränen und Kamesablagerungen, die z.T. von Grundmoränen unterlagert werden, dokumentiert (FELDMANN 2002). Solche Vorkommen sind in Harzrandnähe zwischen Bad Harzburg und Goslar bzw. im weiteren Verlauf zwischen Astfeld und Langelsheim in Richtung Rhüden zu finden. Das Vorkommen am Tillyberg östlich von Astfeld weist im Liegenden eine 2-3 m mächtige Grundmoräne und darüber 3 m mächtige glazifluviatile Nachschüttensedimente auf (FELDMANN 2002).

Überlagert wird die Abfolge von 8 bis 22 m mächtigem groben Harzschotter, der von PILGER (1991) als "Schottersturz" gedeutet wurde. Der grobe Harzschotter weist in diesem und in einem benachbarten Vorkommen einen nordischen Geröllanteil von 7 bis 8% auf. Diese Vorkommen werden von FELDMANN (2002) als Kamesablagerungen gedeutet. Auf dem stagnierenden Eis wurde das Material durch von Süden kommende Harzflüsse transportiert und in Spalten sowie in Kesseln abgelagert. Ein ähnliches Vorkommen ist bei Warnstedt zu finden (WEYMANN 2004). Hier lagern über einer Grundmoräne 8 m Kies, der im Geröllbestand wenig nordischen (5%) und viel paläozoischen Anteil (91-93%) aufweist. Der paläozoische Geröllanteil kann dem Einzugsgebiet der Bode zugeordnet werden. Ähnliche Vorkommen mit geringem nordischen Geröllanteil und in der Höhenlage einer Mittelterrasse wurden von ROSENBERGER & ALTERMANN (1975) bei Halberstadt sowie von BOMBIEN (1987) östlich der Radau beschrieben und als "Mischsedimente" interpretiert. Dagegen wird das Vorkommen bei Warnstedt von WEYMANN (2004) vor allem nach seiner Höhenlage von 45 m über der heutigen Bode als proximale Schmelzwasserablagerung gedeutet. Der hohe paläozoische Geröllgehalt lässt sich auf Umlagerung älterer Bodesedimente zurückführen. Weiterhin deuten Überschiebungen und Verfaltungen in der Abfolge auf eine nachträgliche glazitektonische Überprägung hin. Daher wird die gesamte Abfolge als Stauchendmoräne gedeutet. Ein weiteres Stauendmoränen-Vorkommen ist bei Abbenrode aufgeschlossen. Hier liegt über den Mittelterrassensedimenten Geschiebemergel, der von einem zweiten, z.T. deformierten Geschiebemergel überlagert wird. Darüber folgen 15 m mächtige Schmelzwassersedimente, die nach schuppenförmigem Aufbau und Überschiebungen vom nordischen Inlandgletscher glazitektonisch überprägt wurden. Dieser Abschluss ist mehrmals beschrieben worden und

wurde zusammenfassend in FELDMANN (2002) dargestellt. FELDMANN (1997, 2002) sieht in dem Vorkommen bei Abbenrode eine eigenständige Eisrandlage und bezeichnet diese als "Abbenroder Randlage". Mit dieser Randlage könnte auch das Stauchendmoränen-Vorkommen bei Warnstedt korreliert werden. Nach Westen lässt sich die "Abbenroder-Randlage" aufgrund steilgestellter Schmelzwassersedimente nördlich des Harlys und weiter im Westen aufgrund der Morphologie am Nordfuß des Salzgitterer Höhenzuges vermuten.

Die nächstjüngere Eisrandlage ist im Untersuchungsgebiet nicht mehr als durchgehende Eisfront rekonstruierbar, sondern durch isolierte Endmoränen-Vorkommen dokumentiert. Ein solches Vorkommen beschrieb WAGENBRETH (1970) nördlich von Oschersleben, das er als "Endmoräne von Hornhausen-Druxberge" bezeichnete. Ob auch das fragwürdige Vorkommen südlich des Großen Bruchs bei Jerxheim zu dieser Randlage gehört, muss offen bleiben (FELDMANN 2002). Jüngere Eisvorstöße erreichten das Untersuchungsgebiet nicht mehr.

In der darauffolgenden Vereisungsphase, dem jüngeren Drenthe-Stadium (Drenthe 2), stieß das Inlandeis bis nach Leipzig vor und bildete die Petersberger Eisrandlage (RUSKE 1964, FELDMANN 2002). Dessen Entwässerung im Raum Leipzig-Halle-Bernburg beeinflusste das Untersuchungsgebiet (RUSKE 1963, 1964, FELDMANN et al. 2001, FELDMANN 2002). Danach ist das Schmelzwasser durch das Saaletal bis Bernburg und im weiteren Verlauf über Staßfurt, Oschersleben durch die Talung des Großen Bruchs geflossen. Ab Hornburg nahm das Schmelzwasser seinen Weg durch das Okertal in Richtung Norden zum Allertal. Zu dieser Zeit wurde die Große Bruch-Rinne noch einmal als Urstromtal reaktiviert (FELDMANN 2002). Somit ist ein Teil der glazifluviatilen Rinnenfüllung in diese Zeit zu stellen, wobei es nach geröllpetrographischer Auswertung keine Hinweise auf das Einzugsgebiet der Saale gibt

(FELDMANN et al. 2001). Vorstellbar ist, dass bislang nicht nachgewiesene lokale Eisstauseen südöstliche Gerölle zurückgehalten haben.

3.4.4 Warthe-Stadium

Während des Warthe-Stadiums herrschten im Untersuchungsgebiet periglaziale Bedingungen. BOMBIEN (1987) hält die geologischen Verhältnisse während dieser Zeit für weitgehend ungeklärt. Er vermutet für diese Zeit eine intensive Erosion, da sich die Harzflüsse nach der drenthezeitlichen Vergletscherung neue Wege nach Norden bahnen mussten. FELDMANN (2002) vertritt die Auffassung, dass die großen Täler der Innerste, Oker, Ecker, Ilse und Holtemme bereits während der Drenthehauptvereisung durch subglaziale Erosion angelegt und im Warthe-Stadium bereits von Harzgewässern genutzt wurden. Zudem glaubt FELDMANN (2002) an verschiedenen Stellen im Bereich der Oker, Ecker und Stimmecke nach morphologischen Kriterien lokale Terrassenleisten ausgliedern zu können. Nach ihrer Höhenlage über Vorfluterniveau liegen diese mit 5 bis 8 m zwischen der Höhenlage der Mittel- und Niederterrasse. Aufschlüsse wurden in den Sedimenten bisher nicht gefunden, aber nach Sondierungen handelt es sich um sandigen Kies bis kiesigen Sand, in dem geröllpetrographisch Harzgesteine dominieren. Allerdings konnte keine repräsentative Kiesanalyse ausgewertet werden. Nach diesen Befunden sind die warthestadialen Terrassenleisten nicht eindeutig belegbar, aber unter der Annahme, dass im gesamten Warthe-Stadium hochkaltzeitliches periglaziales Klima herrschte, nicht auszuschließen.

3.5 Eem-Warmzeit

Den derzeitigen zusammenfassenden Untersuchungsstand über eemzeitliche Sedimente und Bildungen im nördlichen Harzvorland liefert FELDMANN (2002). Hiernach sind nur wenige solcher Vorkommen im Untersuchungsgebiet bekannt. Hierzu zählen die Eem-Vorkommen bei Isingerode (ROHDENBURG & MEYER 1966) und Aschersleben (MANIA 1967). Am Ende der Saale-Kaltzeit wurden die warthestadialen Sedimente erodiert, so dass zu Beginn der Eem-Warmzeit die Flüsse etwa ihr heutiges Niveau erreichten. Dies deutet der fossile Eem-Boden bei Isingerode an, der nach seiner Höhenlage etwa im heutigen Auenniveau liegt. In dem Vorkommen wird ein Rest einer eemzeitlichen Parabraunerde, der als Bt-Horizont erhalten ist, von einem Bleichhorizont sowie drei Humuszonen überlagert (ROHDENBURG & MEYER 1966). Nordwestlich von Aschersleben wurden bei der Bildung einer postdrenthezeitlichen Taldepression über dem Salzrücken des Ascherslebener Sattels u.a. eemzeitliche Seekreide und Mudden abgelagert (MANIA 1967). Weitere pedogenetische Anzeichen der Eem-Warmzeit stellen Karbonatzementierungen dar. Solche Zementierungen sind in einem Vorkommen bei Aschersleben aufgeschlossen (WEYMANN 2004). Hier weisen im oberen Bereich der Mittelterrassensedimente, die am Top von Löss überdeckt werden, z.T. starke Kalkzementationen und Konkretionen auf. Wenn auch die Zementationen nicht näher untersucht wurden, so kann von einer beginnenden Zementierung in der Eem-Warmzeit ausgegangen werden, die sich bis ins Holozän fortgesetzt hat. Zu solchen Ergebnissen kam ELBRACHT (2002) bei seinen Untersuchungen von karbonatischen Zementationen in pleistozänen Lockersedimenten in Nordwest-Deutschland. Hiernach konnte im Großteil der Vorkommen die Hauptzementationsphase in die Eem-Warmzeit gestellt werden.

3.6 Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichsel-Kaltzeit erreichten weder die nordischen Inlandgletscher noch deren Schmelzwässer das Untersuchungsgebiet, so dass hier periglaziale Bedingungen vorherrschten. Unter diesen Bedingungen haben sich Löss, fluviatile Niederterrassensedimente und Fließerden abgelagert. Hinzu kommen die typischen periglazialen Prozesse wie Eiskeilbildungen, Kryoturbationen und interstadiale Bodenhorizonten. Von FELDMANN (2002) wurden im Weddebach- und im Stimmecketal zwei jungpleistozäne Lössprofile aufgenommen. Unter dem holozänen Boden liegen zwei Nassböden, die durch eine Lössschicht getrennt werden. Darunter folgen ein Verbraunungs- und Verlehmungshorizont bzw. Relikte eines braunen Bodens, der von mächtigem Löss unterlagert wird. Neben den Humuszonen bei Isingerode (ROHDENBURG & MEYER 1966), die in die Altweichselzeit gestellt werden, entsprechen die braunen Böden der Mittelweichsel- und die Nassböden der Jungweichselzeit (FELDMANN 2002). Eine weitere bedeutende weichselzeitliche Ablagerung stellen die in den Flusstälern auftretenden Niederterrassensedimente dar, die als kaltzeitliche Aufschotterung in verwilderten Flusssystemen (braided river) entstanden sind. Nach ihrer Höhenlage liegen diese mit 0 bis 1 m über Vorfluter in Talauenniveau (BOMBIEN 1987, WEYMANN 2004). Allerdings weisen FELDMANN (2002) und BOMBIEN (1987) darauf hin, dass die bisher auskartierten Niederterrassensedimente im oberen Bereich einen größeren Anteil an holozänem Schotter beinhalten können.

Vielerorts sind im oberen Bereich der Mittelterrassensedimente, die nur von geringmächtigem Löss überdeckt werden, bis zu 2 m tiefe weichselzeitliche Kryoturbationshorizonte ausgebildet. Diese Kryoturbationen weisen damit eine sehr viel größere Dimension auf, als die mittelpleistozänen Formen. Ursache für ihre Bildung

war der längere periglaziale Zeitraum. Dies gilt auch für die in den Mittelterrassensedimenten oder in Geschiebelehm auftretenden Eiskeile, die im Vergleich zu den älteren die größten Breiten und Tiefen besitzen. In verschiedenen Aufschlüssen werden die Kryoturbationen oder Eiskeile von Fließerden überlagert, die bis 0,8 m mächtig werden können. Die Fließerde kann auf das ausgehende Hochglazial und Spätglazial der Jungweichselzeit eingegrenzt werden (FELDMANN 2002).

4 Fazit

Aus dem nördlichen Harzvorland stellen die Untersuchungsergebnisse der pleistozänen Sedimente ein Bindeglied zu den Ergebnissen aus dem Weser-Leinegebiet (LÜTTIG 1958, 1960) im Westen und aus dem Saale-Elster-Muldegebiet (RUSKE 1964, 1965, EISSMANN 1975, 1994, 1997, KNOTH 1995) im Osten dar. Insbesondere für den Saale-Komplex und für die Weichsel-Kaltzeit lässt sich aufgrund der vielen Vorkommen die stratigraphische Abfolge rekonstruieren und hieraus eine grobe Klimaentwicklung herleiten. Dennoch bleiben für die pleistozäne Entwicklungsgeschichte eine Menge Fragen offen. Hierzu zählt das Entwässerungsnetz der Schmelzwässer während der Elster- und Saale-Kaltzeit. Einen Hinweis hierfür liefern u.a. die Große Bruch- und die Okertal-Rinne, in denen sich eine Entwässerung der Schmelzwässer nach Süden zum damaligen Eisrand andeutet.

Die wenigen im Untersuchungsgebiet verteilten warmzeitlichen Bildungen können nur im stratigraphischen Verband zu Mittelterrassensedimenten datiert werden. Auch die Schmelzwasserablagerungen werden nur aufgrund ihrer Lage zu Mittelterrassensedimenten der jeweiligen Kaltzeit zugeordnet. Somit bekommen im Untersuchungsgebiet die Mittelterrassensedimente für die zeitliche Einordnung pleistozä-

ner Sedimente eine wichtige stratigraphische Leitfunktion.

Bislang ungeklärt ist die pleistozäne Erosion und die daraus folgende Flusstalbildung, die zu den markanten Höhenlagen der Terrassensedimente führte. MARRIOT (1999) führt die Ursache für die quartäre Talerosion u.a. auf tektonische Hebung zurück. Hinweis für postmittelterrassenzeitliche tektonische Hebung liefern nach FELDMANN (2002) die markant großen Höhenlagen von Mittelterrassensediment-Vorkommen am Süd- und Ostrand des Großen Fallsteins. Der Große Fallstein bildet eine durch Salzaufstieg bedingte Struktur und führte in diesem Bereich aufgrund junger Hebung zu den außergewöhnlichen Höhenlagen. Zudem liegen der Große Fallstein und die südlich angrenzenden Gebiete im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle, die nach PAUL (1993) seit dem Oberkarbon als Hochgebiet aktiv ist. So werden im Bereich dieser Schwelle im südlichen Harzvorland bei Osterode pleistozäne Flusslaufänderungen auf mittel- und jungpleistozäne Hebung zurückgeführt (JORDAN 1995). Dagegen sieht WEYMANN (2004) die große Höhenlage der Mittelterrasse am Großen Fallstein als Folge der verstärkten Erosion durch die postmittelterrassenzeitliche Laufänderung und damit verbundener Laufverkürzung des Ilse-Rammelsbachsystems zur Oker.

Eine weitere Ursache für die Talerosion wird von FELDMANN (2002) im Abschmelzen des spätsaalezeitlichen Permafrostbodens gesehen. Hierbei wurden in den Flusstälern warthestadiale Flusssedimente, wie vereinzelte Fundpunkte im Bereich der Oker und Ecker vermuten lassen, weitestgehend ausgeräumt. Nach MARRIOT (1999) kann ein Teil der quartären Talerosion u.a. auf einen Wechsel der Klimabedingungen zurückgeführt werden. Besonders an der Grenze Saale-Kaltzeit/Eem-Warmzeit bzw. Eem-Warmzeit/Weichsel-Kaltzeit kam es zum Wechsel von sedimentärem zu erosivem Verhalten eines Flusses (BÜDEL 1969, VANDENBERGHE 1993).

FELDMANN (2002) deutet das heutige Flussnetz als ein unter dem Drentheis subglaziär, erosiv anlegtes Rinnensystem, das in der Abschmelzphase des Drentheises wieder Harzgewässer aufnahm. Regional führten nach BOMBIEN (1987) und WEYMANN (2004) auch mächtige Schmelzwasserablagerungen des saalezeitlichen Inlandeises zu Flusslaufänderungen. Dies hatte z.B. die Laufänderung des Ilse-Rammelsbachsystems zur Folge, als in der Abschmelzphase zwischen Großem Fallstein und Huy der Inlandgletscher lag und so den alten Flussweg nach Norden versperrte (WEYMANN 2004). Hinweise hierfür liefern in diesem Raum mächtige Schmelzwasserablagerungen. Nach den im Untersuchungsgebiet verbreiteten Sedimenten sowie warmzeitlichen Böden lässt sich eine Aussage über die klimatische Entwicklung für das Pleistozän der Region machen (FELDMANN 2002):

Eindeutige Klimaanzeiger ergeben sich erst mit den Ablagerungen der Elster-Kaltzeit (Tab. 1). Zunächst kam es zur Aufschüttung der Oberterrassensedimente, die unter periglazialen Bedingungen geschah. Die anschließende elsterzeitliche Vergletscherung ging mit einer starken Temperaturenniedrigung einher. Die Jahresdurchschnittstemperatur lag im nördlichen Harzvorland weit unter 0° C (kontinuierlicher Permafrost).

Die darauffolgende Holstein-Warmzeit war sehr wahrscheinlich etwas wärmer als das Holozän. Der Saale-Komplex begann in der Fuhne-Kaltzeit mit einer Abkühlung. Kryoturbationen und Eiskeile deuten auf Permafrost mit Jahresmitteltemperaturen weit unter 0° C und periglaziale Verhältnisse hin. In der folgenden Dömnitz-Wacken-Warmzeit haben mit Jahresmitteltemperaturen bis 10° C, belegt durch Bodenbildung, interglaziale Klimaverhältnisse geherrscht. Die folgende Abkühlungsphase mit Aufschüttung der Mittelterrassensedimente lief stufenweise mit zwischengeschalteten interstadialen Erwärmungsphasen ab. Die Zeit begann

mit dem Aufbau eines Permafrostbodens, angezeigt durch Fließerden und Eiskeile. Durch weitere Abkühlung kam zur Ablagerung der unteren Mittelterrassensedimente. Der darauffolgende Hochflutlehm dokumentiert eine kurzfristige Wiedererwärmung, allerdings herrschten immer noch periglaziale Bedingungen vor. Anzeiger hierfür sind Kryoturbationen. Die anschließende Abkühlung mit Ablagerung der mittleren und oberen Mittelterrassensedimente wurde durch eine kühle interstadiale Zeit mit Kryoturbationen unterbrochen. Im Drenthe-Hochglazial erfolgte die zweite Vergletscherung des nördlichen Harzvorlands. Danach schlossen sich ohne nachweisbare klimatische Unterbrechung die Drenthe 2- und Warthevereisung an, die beide das Harzvorland nicht erreichten. In der Eem-Warmzeit lagen die Temperaturen zum Klimaoptimum über den maximalen holozänen Werten.

Die Weichsel-Kaltzeit begann mit einer raschen Abkühlung unter 0° C, worauf Fließerden hinweisen. Danach kam es unter interstadialen Bedingungen zur Bildung von humosen Zonen. Darauf folgende Fließerden zeigen wieder periglaziale Bedingungen an. Im Mittelweichsel führte eine Erwärmung zur Bildung eines braunen Bodens, der anschließend periglazial überprägt wurde. Das Weichsel-Hochglazial zeigt mit Niederterrassensedimenten, Löss und Eiskeilen periglaziale Bedingungen an. Im Spätglazial folgte eine Wiedererwärmung mit kurzen Klimarückschlägen, die zur Bildung von Fließerden führte. Mit dem Holozän begann eine warm-feuchte Klimaentwicklung, die bis heute andauert.

5 Schriftenverzeichnis

BODE, A. & SCHROEDER, H. (1926): Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Landen, Blatt

- Goslar. – 113 S.; Berlin.
- BOMBIEN, H. (1983): Untersuchungen zur petrographischen Zusammensetzung und Verteilung glaziärer, periglaziärer und fluvialer Ablagerungen des Pleistozäns zwischen Langelsheim, Bad Harzburg und Vienenburg (nördliches Harzvorland). – Dipl.-Arb. u. selbst. Geol. Kart. I. Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 130 S., Hannover [unveröff.].
- BOMBIEN, H. (1987): Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saale-zeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **26**: 131 S.; Hannover.
- CHRISTOFZIK, H. (1983): Untersuchungen zur petrographischen Zusammensetzung und Verteilung glaziärer, periglaziärer und fluvialer Ablagerungen des Pleistozäns im Raum Vienenburg - Schladen (nördliches Harzvorland). – Dipl.-Arb. u. selbst. Geol. Kart. I. Studiengang Geol./Paläont. Fachber. Erdwiss. Univ. Hannover: 81 S., Hannover. [unveröff.].
- BÜDEL, J. (1969): Der Eistrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exessiven Talbildungszone. – Würzb. Geogr. Arb., **25**: 41 S.; Würzburg.
- DAHLGRÜN, F. (1929): Beobachtungen über das Diluvium des Unterharzes. – Sitzungsber. geol. L.-Anst., **4**: 30-38; Berlin.
- DUPHORN, K. (1968): Ist der Ostharz im Pleistozän vergletschert gewesen? – Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 164-174; Öhringen/Württ.
- DUPHORN, K. (1976): Quartär. – In: HINZE, C.: Geologische Karte von Niedersachsen 1: 25.000, Erläuterungen zu Blatt Seesen Nr. 4127: 52-61; Hannover.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe – Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung. – Schriftr. geol. Wiss., **2**: 263 S.; Berlin.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). – Altenburger nat. wiss. Forsch., **7**, (DEUQUA-Tagung Leipzig 1994): 55-135; Altenburg.
- EISSMANN, L. (1997): Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. – Altenburger nat. wiss. Forsch., **8**: 98 S. + Beil.-Bd.; Altenburg.
- ELBRACHT, J. (2002): Karbonatische Zementation pleistozäner Lockersedimente NW-Deutschlands. – Diss. Univ. Hannover: 111 S.; Hannover.
- ELSNER, H. (2003): Verbreitung und Ausbildung Esterzeitlicher Ablagerungen zwischen Elm und Flechtinger Höhenzug. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **52**: 91-116; Hannover.
- FELDMANN, L. (1997): Drenthezeitliche Eisrandlagen zwischen Harz und Allertal. – Z. geol. Wiss., **25** (1/2): 181-190; Berlin.
- FELDMANN, L. (2002): Das Quartär zwischen Harz und Allertal mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär. – Clausthaler Geowissenschaften, **1**: 149 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- FELDMANN, L. & GROETZNER, J.-P. (1998): Quartär im Harzvorland – Einführung in das Exkursionsgebiet. – In: FELDMANN, L. & MEYER, K.-D. (Hrsg.): Quartär in Niedersachsen. – Exk.-Führer DEUQUA Hannover, Exkursion B: 38-42; Hannover.
- FELDMANN, L., GROETZNER, J.-P. & WEYMANN, H.-J. (2001): Zur pleistozänen Geschichte des "Großen Bruch" im nördlichen Harzvorland. – Geol. Beitr. Hannover, **2**: 127-137; Hannover [Henningens-Festschrift].
- GROETZNER, J.-P. (1998): Gletschertöpfe im Huy. – In: FELDMANN, L. & MEYER, K.-D. (Hrsg.): Quartär in Niedersachsen. – Exk.-Führer DEUQUA Hannover, Exkursion B: 79-80; Hannover.
- GROETZNER, J.-P. & WEYMANN, H.-J. (1998): Petrographie und Strukturen Saale-zeitlicher

- Sedimente bei Großalsleben. – In: FELDMANN, L. & MEYER, K.-D. (Hrsg.): Quartär in Niedersachsen. – Exk.-Führer DEUQUA Hannover, Exkursion B: 75-78; Hannover.
- GROETZNER, J.-P. & WINTER, S. (1998): Das Quartärprofil von Hoym. – In: FELDMANN, L. & MEYER, K.-D. (Hrsg.): Quartär in Niedersachsen. – Exk.-Führer DEUQUA Hannover, Exkursion B: 71-74; Hannover.
- GRUPE, O. (1921): Ausdehnung der ältesten (drittletzten) Vereisung in Mitteldeutschland. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **42**: 161-174; Berlin.
- HINZE, C., JORDAN, H., KNOTH, W., KRIEBEL, U. & MARTIKLOS, G. (1998): Geologische Karte Harz 1:100.000. – 1. Kt.; Halle (GLA-LSA u. NLFb).
- HOFFMANN, K. & MEYER, K.-D. (1997): Leitgeschiebezählungen von elster- und saalezeitlichen Ablagerungen aus Sachsen, Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. Leipziger Geowiss., **5**: 115-128; Leipzig [Eißmann-Festschrift].
- HÖFLE, H.-Ch. (1991): Über die innere Struktur und die stratigraphische Stellung mehrerer Endmoränenwälle im Bereich der Nordheide bis östlich Lüneburg. – Geol. Jb., **A 126**: 151-169; Hannover.
- JORDAN, H. (1995): Quartäre Tektonik und Gipskarst am Südharz, Niedersachsen. – Beitr. z. Geol. v. Thüringen, N. F., **2**: 75-96; Jena.
- KALTWANG, J. (1992): Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **33**: 161 S.; Hannover.
- KNOTH, W. (1964): Zur Kenntnis der pleistozänen Mittelterrassen der Saale und Mulde nördlich Halle. – Geologie, **13**: 599-616; Berlin.
- KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 148-170; Berlin.
- KOENIGSWALD, W. VON (1972): Sudmerberg-2, eine Fauna des frühen Mittelpleistozäns aus dem Harz. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **141**, (2): 194-221; Stuttgart.
- KOENIGSWALD, W. VON & HEINRICH, W.-D. (1998): Säugetierstratigraphische Gliederung im Mittelpleistozäns in Korrelation zu den nordischen Vereisungen. – In: FELDMANN, L., BENDA, L. & LOOK, E.-R. (Hrsg.): 50 Jahre DEUQUA, 50 Jahre Forschung in Eiszeitalter und Gegenwart. – Kurzfass. Vorträge u. Poster, DEUQUA-Tagung Hannover 1998: 37-38; Hannover.
- LOOK, E.-R. (1984): Geologische Wanderkarte 1:100.000. – Hannover (NLFb).
- LUDWIG, A. (1958): Beobachtungen im Pleistozän des nordöstlichen Harzvorlandes. – Geologie, **7**: 769-793; Berlin.
- LÜTTIG, G. (1954): Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. – Geol. Jb., **70**: 43-125; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1958): Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. – Geol. Jb., **75**: 419-430; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1960): Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld-Hameln-Elze. – Geol. Jb., **77**: 337-390; Hannover.
- LÜTTIG, G. (1964): Prinzipielles zur Quartär-Stratigraphie. – Geol. Jb., **82**: 177-202; Hannover.
- MANIA, D. (1967): Das Quartär der Ascherslebener Depression im Harzvorland. – Hercynia, **4**: 51-82; Leipzig.
- MARRIOTT, S. B. (1999): The use of models in the interpretation of the effects of base-level change on alluvial architecture. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment., **28**: 271-281 [Ort unbekannt].
- PAUL, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permo-triassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. – Geol. Jb., **A 131**: 197-218; Hannover.
- PILGER, A. (1991) mit Beiträgen von MOCHA, P., PETZOLD, B. & RÖSLER, A.: Die nordi-

- schen Gletscher am nordwestlichen Harzrand und ihre Stauseen. – Clausthaler geol. Abh., **48**: 159 S.; Köln.
- PREUL, F. (1968): Die Subrosion am Salzstock von Salzgitter-Lebenstedt. – Geol. Jb., **85**: 809-816; Hannover.
- RAUSCH, M. (1977): Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktuationsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und Innerste - ein Beitrag zur pleistozänen Flußgeschichte Südniedersachsens. – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **14**: 84 S.; Hannover.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **5**: 1-135; Göttingen.
- ROSENBERGER, G. & ALTERMANN, M. (1975): Ein Pleistozänprofil aus dem nördlichen Harzvorland. – Z. geol. Wiss., **3**: 1617-1621; Berlin.
- RUSKE, R. (1963): Zur Entstehung des Gewässernetzes in der Umgebung von Halle/Saale. – Hercynia. N. F., **1**: 40-50; Leipzig.
- RUSKE, R. (1964): Das Pleistozän zwischen Halle (a.d.S.), Bernburg und Dessau. – Geologie, **13**: 570-597; Berlin.
- RUSKE, R. (1965): Zur Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **16**: 88-96; Öhringen/Württ.
- SCHROEDER, H. (1919): Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **40** (2): 1-45; Berlin [1922].
- SCHROEDER, H. (1930): Geologische Übersichtskarte der subherzynen Kreidemulde 1: 100.000. – 1 Kt.; Berlin.
- SPREITZER, H. (1931): Die Talgeschichte und Oberflächengestaltung im Flußgebiet der Innerste. – Jb. geogr. Ges. Hannover, **1931**: 115 S.; Hannover.
- STEINER, W. (1957): Spuren der Eiszeit im Huy-
Wissen u. Leben, **12**: 923-925; Stuttgart.
- TRAUPE, J. (1990): Hydrogeologische und ingenieurgeologische Untersuchungen der Deponie Leinde der Stahlwerke Peine-Salzgitter AG bei Leinde, Südost-Niedersachsen. – Dipl.-Arb. TU Clausthal: 104 S., 133 Anl.; Clausthal-Zellerfeld [unveröff.].
- URBAN, B. (1991): Zusammenfassung biostratigraphischer Ergebnisse holstein- und saalezeitlicher Vorkommen im Tagebau Schönningen, Ldkrs. Helmstedt. – Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, **82**: 329-342; Köln.
- VANDENBERGHE, J. (1993): Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. – Z. f. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. **88**: 17-28; Berlin, Stuttgart.
- WAGENBRETH, O. (1970): Beobachtungen und Probleme im Quartär des Salzsattels von Staßfurt – Egelu – Oschersleben und seiner Randsenken. – Geologie, **19**: 412-433; Berlin.
- WEISSERMEL, W. (1926): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Wegeleben. – 54 S.; Berlin.
- WEISSERMEL, W. (1930): Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der Subherzynen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete: I. Das Diluvium und seine Stellung im norddeutschen Gesamtdiluvium. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **125**: 93 S.; Berlin.
- WEISSERMEL, W., GRUPE, O., DAHLGRÜN, F. & SCHRIEL, W. (1932): Zum Problem des Harzranddiluviums. – Z. dt. geol. Ges., **84**: 173-192; Berlin.
- WEYMANN, H.-J. (2004): Die mittelpleistozäne Flußentwicklung im nordöstlichen Harzvorland – Petrographie, Terrassenstratigraphie. – Geol. Beitr. Hannover, **6**: 116 S.; Hannover.
- WOLDSTEDT, P. (1928): Über eine Innerste-Terrasse zwischen Derneburg und Broistedt. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **21**: 1-9; Hannover.

Hinweise auf eine Vergletscherung des Kemptener Beckens (Südwest-Bayern) im Mittleren Würm

ARNE LINK & FRANK PREUSSER^{*}

Keywords: Iller Glacier, glacial overdeepening, glaci-
olacustrine sediments, luminescence dating,
German Alpine Foreland

Kurzfassung: In den glazial übertieften Becken des würmzeitlichen Illergletschers wurden Untersuchungen zur Lagerung (Bohr- und Aufschlusdaten) und zur Chronologie (Lumineszenzdatierungen) limnischer Sedimente durchgeführt. Die Ergebnisse belegen drei getrennte Phasen mit einer Akkumulation von feinkörnigen lakustrinen Beckensedimenten im Bereich des Kemptener Beckens, die dem späten Hochglazial (Marines Isotopen-Stadium 2), dem Mittleren Würm (MIS 3) und dem Prävürm zugeordnet werden.

Die Sedimentabfolgen dokumentieren mit ihrem typischen Profilaufbau (Tillkomplex an der Basis; Bänderschluße mit dropstones; Bänderschluße), dass im Bereich des Kemptener Beckens in den drei genannten Zeitbereichen jeweils eine Vergletscherung mit Eiszerfall und abschließender Seephase nachzuweisen ist. Die mittelwürmzeitlichen Sedimentabfolgen sind stratigraphisch von besonderer Bedeutung, da sie auf eine Vergletscherung des Kemptener Beckens hinweisen, die unter Berücksichtigung regionaler und überregionaler Klimaarchive dem MIS 4 zugeordnet wird. Entsprechende Eisrandlagen konnten bisher an der Reliefoberfläche nicht eindeutig nachgewiesen werden, da sie mit dem Eisvorstoß zum Würmhochstand (MIS 2) vermutlich überfahren und verschliffen wurden.

^{*}Anschrift der Verfasser: DR. A. LINK, Geologisches Institut, Universität zu Köln, Zülpicher Str. 49a, 50674 Köln, Deutschland, Email: Arne.Link@gmx.net, DR. F. PREUSSER, Institut für Geologie, Universität Bern, Baltzerstrasse 1-3, 3012 Bern, Schweiz, preusser@geo.unibe.ch.

[Indications for a glaciation of the Kempten Basin (SW Bavaria) in the Middle Würmian]

Abstract: Lacustrine sediments from the glacially over-deepened basin of the Würmian Iller Glacier are investigated regarding their relative position (logging of cores and outcrops) as well as their chronology (luminescence dating). The results indicate three separate phases of accumulation of fine-grained lake deposits, which are correlated with the late High Glacial (Marine Isotope Stage 2), the Middle Würmian (MIS 3) and the pre-Würmian. The sequences document by their characteristic sediment development (till complex at the base; laminated silts with dropstones; laminated silts) for the Kempten Basin three glaciations followed by ice decay and a subsequent lake period. The Middle Würmian sediments are of particular stratigraphic importance since they indicate a glaciation of the Kempten Basin that is, considering regional and global climatic archives, correlated with MIS 4. Corresponding ice marginal remains are yet not convincingly identified since they were most probably overrun and eroded during the Würmian glacial high stand (MIS 2).

1 Einleitung

Seit einem knappen Jahrhundert stellt sich im Illergletschergebiet die Frage, ob es im letzten Glazial-Interglazial Zyklus mehr als nur einen Vorstoß alpiner Gletscher in das Vorland gegeben hat. Insbesondere die ersten berechneten Strahlungskurven (KÖPPEN & WEGENER 1924), die auf drei Strahlungsminima während des letzten Glazials hinweisen, führten zu dem

Gedanken einer mehrfachen würmzeitlichen Vergletscherung des Illergletschergebietes.

EBERL (1930), KNAUER (1937), SCHAEFER (1940, 1953) und GERMAN (1959) unterscheiden im Bereich des Iller-Lechgletschers bereits drei bzw. zwei selbstständige, durch Interstadiale getrennte würmzeitliche Vorlandvergletscherungen. Die Existenz möglicher früh- und/oder mittelwürmzeitlicher Vorstöße war in diesem Gebiet jedoch zugleich heftig umstritten (TROLL 1936, GRAUL 1953). Mit zunehmender Kenntnis über Aufbau und Gliederung der internen Illergletscherstände (BRUTSCHER 1975, HABBE 1979, 1985, 1986, ELLWANGER 1980a, 1983) wurde EBERLS (1930) früher Gliederungsversuch z.T. widerlegt, was die Ansicht einer mehrphasigen Würmvereisung entkräftete. Da im süddeutschen Alpenvorland Formen und Ablagerungen möglicher früh- und mittelwürmzeitlicher Vorlandgletscher vermutlich vom hochwürmzeitlichen Eisvorstoß (um 20 ka) überfahren wurden und nicht an der Oberfläche dokumentiert sind, konnten diese rein morphostratigraphisch ausgerichteten Arbeiten keinen eindeutigen Nachweis zur Existenz älterer würmzeitlicher Vorlandvergletscherungen liefern.

Im Gegensatz zu den bisherigen Arbeiten werden im Rahmen dieser Arbeit erstmals Untersuchungsergebnisse zur Lagerung und Chronologie limnischer Beckensediment-Sequenzen vorgestellt. Diese neuen beckenstratigraphischen Untersuchungen werfen erneut die Frage einer Vergletscherung des Kemptener Beckens im Mittleren Würm auf.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das Illergletschergebiet befindet sich am Westrand des bayerischen Alpenvorlandes im bayerisch-schwäbischen Allgäu (Abb. 1). Nach Westen wird es durch die Adelegg, einem Mo-

lassehochgebiet mit Mittelgebirgscharakter vom Rheingletschergebiet abgetrennt. Nach Norden grenzt das Illergletschergebiet an glazifluviale Schotterfelder und Schotterplatten, die seit PENCK & BRÜCKNER (1901-09) als Typusregion für die Mehrgliedrigkeit des Eiszeitalters gelten.

Entsprechend der Ausdehnung des würmzeitlichen Illergletschers sind im Vereisungsgebiet im Relief hauptsächlich Formen und Ablagerungen des Hoch- und Spätglazials erhalten. So konzentrierten sich bisherige Arbeiten auf die Gliederung der End- und Rückzugsmoränen, was eine Rekonstruktion der späthochglazialen Rückzugsgeschichte des Illergletschers ermöglichte (BRUTSCHER 1975, HABBE 1979, 1985, 1986, ELLWANGER 1980a, 1983). Terrassenstratigraphische Untersuchungen lieferten zudem Informationen zur hoch-, spät- und postglazialen Talgeschichte der Iller (STEPP 1953, ELLWANGER 1980b, HABBE 1985, 1986).

Das dritte wichtige Untersuchungsfeld stellen die limnischen Beckensedimente dar. Sie entstanden hauptsächlich während einer späthochglazialen Seenphase, die mit dem Zerfall des Illergletschers einsetzte und mit der Bildung des Illertales endete. Der bekannteste dieser Paläoseen ist der Kemptener See (KELLENBERGER 1924, 1928, 1931, SCHOLZ & PETER 1995, LINK 2004), der im Späthochglazial das nördlichste Glied einer Seenkette einnahm, welche bis nördlich Sonthofen reichte (SIMON 1926, JERZ 1974). Im Kemptener Becken werden neben den späthochglazialen Beckensedimenten jedoch auch limnische Beckensedimente älterer Stauseestadien beschrieben, die teilweise durch die Iller und ihre Zuflüsse erosiv angeschnitten wurden (EBERL 1930, ELLWANGER 1980b, SCHOLZ & PETER 1995).

Im ersten Teil dieser Arbeit wird geklärt, welche Beckenschluffvorkommen aufgrund der Geländedaten eindeutig dem späthochglazialen Kemptener See zuzuordnen sind und welche Vorkommen als ältere Ablagerungen abzutren-

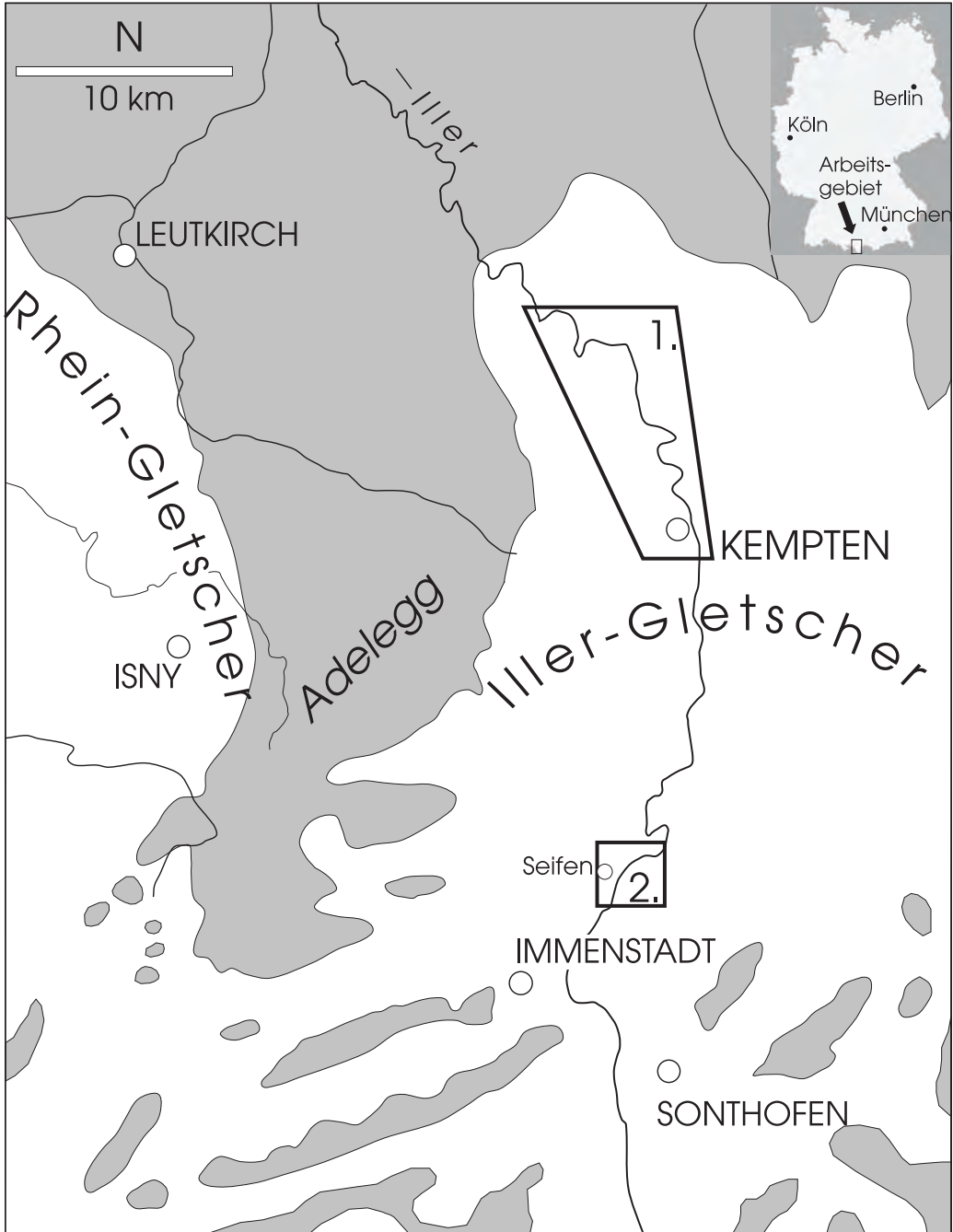


Abb. 1: Lage der Untersuchungsgebiete (Nr.1: Kemptener Becken, Nr.2: Seifener Becken) mit Eisausdehnung von Iller- und östlichem Rheingletscher während des LGM (Karte nach SCHOLZ 1995).

Fig. 1: Location of the study area (No.1: Kempten Basin, No.2: Seifen Basin) with extent of Iller- and Rhine-Glacier during the LGM (modified after SCHOLZ 1995).

nen sind. Die Geländeergebnisse werden im zweiten Teil der Arbeit mit Lumineszenzdatierungen präzisiert. Geländedaten und Datierungsergebnisse ermöglichen es, im Illergletschergebiet verschieden alte Eiszerfallsphasen mit nachfolgender Seebildung zu identifizieren und indirekt vorausgegangene Eisvorstöße in das Kemptener Becken zeitlich und räumlich einzugrenzen.

3 Auswertung der Gelände- und Bohrdaten

Die flächenhafte Verbreitung der limnischen Beckensedimente wurde mit Hilfe eines Eijkelpumpbohrers (Teufe 1-3 m) auskartiert. Natürliche und künstliche (Baugruben) Aufschlüsse gewährten erste Einblicke zur Lagerung der limnischen Beckensedimente. Mit einer Bohrraupe (Fa. Nordmeyer) und einem Motorhammer (Fa. Wacker) wurden an geeigneten Positionen acht Kernbohrungen mit Endteufen zwischen 6 und 15 m niedergebracht. Als Bohrsonde kam ein Stechrohr mit den Maßen 135 x 50 x 1 mm zum Einsatz. Die Anwendung einer Usinger-Sonde war für die untersuchten Sedimente nicht praktikabel, weil diese aufgrund des geringen Bohrvortriebs zu störanfällig war. Die eigenen Bohrdaten konnten mit 55 Archivbohrungen des GLA München ergänzt werden. Die Verwaltung der Bohr- und Geländedaten erfolgte mit einem GIS-System (ArcView 3.2). Mit der 3 D Modellierungssoftware GSI 3D war es zudem möglich, anhand räumlich vernetzter Profilschnitte Informationen zur dreidimensionalen Lagerung der limnischen Sedimente im Kemptener Becken zu gewinnen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind Teil einer gesonderten Arbeit (LINK 2004).

3.1 Lagerungstyp 1

(limnische Beckensedimente, oberflächennah anstehend)

Der Lagerungstyp 1 setzt sich aus limnischen Beckensedimenten zusammen, die unmittelbar bis zur Geländeoberkante anstehen und am Top der erbohrten Profile frei von Grobsedimenten (Schotter oder Moräne) sind (Abb. 3). Diesem Lagerungstyp werden im Einzelnen folgende Bereiche zugeordnet.

Altusrieder Tal

Das größte Areal befindet sich, geschützt vor der spät- und postglazialen Einschneidung der Iller, im Altusrieder Zweigbecken (Abb. 2). Das Gesamtprofil Lam (Abb. 3) zeigt, dass im Bereich der Siedlung Lamineten limnische Beckensedimente mit einer Mächtigkeit von ca. 19 m lagern, die unmittelbar bis zur Geländeoberkante anstehen. Sedimentologische Untersuchungen konnten diese Abfolge in vier lithologische Einheiten gliedern (LINK 2004) und einen vergleichbaren Profilaufbau mit späthochglazialen, Profilabschnitten rezenter Voralpenseen (Bodensee, Zürichsee) nachweisen (NIESSEN & STURM 1991, NIESSEN et al. 1992, WESSELS 1995, 1998, LISTER 1984 a, b, 1988). Die Basis der Vorkommen wird von Einheit 4, einem Tillkomplex, gebildet. Mit Einheit 3 folgen graue Beckenschluffe mit Dropstones, die den Beginn der späthochglazialen, glazilimnischen Ablagerungsphase im Kemptener Becken anzeigen und auf den Kontakt zwischen Illergletscher und Kemptener See hinweisen. Zum Hangenden folgen ca. 10,5 m mächtige, graue laminierte Beckentone der Einheit 2, die nach den Untersuchungen zur Lagencharakteristik das Produkt einer ereignisdominierten Sedimentation innerhalb eines instabilen Seebeckens sind. Mit Einheit 1 (Mächtigkeit: 6 m) folgen millimetergeschichtete gelbgraue Rhyth-

mite, die als klastische Warven gedeutet werden und durch den Eintrag von äolischem Material geprägt sind (LINK 2004).

Fläche nordöstlich der Ortschaft Lauben

Ein weiteres Vorkommen befindet in einer Einbuchtung am Ostrand des Kemptener Beckens, nordöstlich der Ortschaft Lauben (Abb. 2). Es stehen Beckenschluffe ohne Grobsedimentbedeckung bis in Höhen von 670-673 m NN an. Archivbohrdaten des GLA München zeigen, dass in diesem Bereich über der Grundmoräne ca. 10 bis 11 m mächtige Beckenschluffe lagern, die an der Basis dropstoneführend sind (z.B. Bohrung Fb 27, Abb. 2 und 3).

Fläche südwestlich der Ortschaft Dietmannsried

Südwestlich der Ortschaft Dietmannsried befindet sich auf 670 bis 675 m NN ein weiteres Areal, das im Zuge von Straßenbauarbeiten über eine Strecke von ca. 450 m angeschnitten war (Abb. 2). Die aufgenommenen Profile zeigen den typischen Aufbau mit einem Tillkomplex an der Basis, auf den Beckentone mit Dropstones, Beckentone und gelbliche Beckenschluffe folgen. Die Gesamtmächtigkeit dieser glazilimnischen Sedimente liegt in diesem Bereich bei ca. 8 m (Abb. 2 und 3, Bohrung D5).

3.2 Lagerungstyp 2 (limnische Beckensedimente mit erosiver Kiesüberlagerung)

Dem Lagerungstyp 2 werden limnische Beckensedimente zugeordnet, die in Folge der spät- und postglazialen Einschneidung der Iller und ihrer Zuflüsse erosiv angeschnitten wurden

und von Grobsedimenten, meist fluviatilen Kiesen überlagert werden (Abb. 3). Die Verbreitung dieser Vorkommen ist ausschließlich mit Hilfe ausreichend tiefer Bohrungen bzw. Aufschlüssen (Baugruben, tiefe Taleinschnitte) nachzuweisen.

Ostrand des Kemptener Beckens

Am Ostrand des Illertals lagern ca. 30 m über dem Illertalboden limnische Beckensedimente, die von Kiesen überdeckt werden (Abb. 2). Zwischen der Ortschaft Lauben und dem südlich gelegenen Leubastal konnten die Beckensedimente anhand von zwei Aufschlüssen (Lau und Grä) und einer Bohrung (Hof) untersucht werden (Abb. 2 und 3).

Die Baugrube Lauben (Lau) zeigt rhythmisch geschichtete Beckensedimente, die eine ausgeprägte Hell-Dunkel-Bänderung im Zentimeterbereich (ca. 6 cm) zwischen hellen, gelblichen Fein- bis Mittelschlufflagen und dunklen tonreichen Lagen aufweisen. Spezielle Untersuchungen zur Lagencharakteristik konnten typische Merkmale klastischer Warven identifizieren (LINK 2004).

Sedimentologisch vergleichbare Sedimente finden sich in der ca. 400 m südöstlich abgeteuften Bohrung Hofen (Hof). Angefertigte Radiographien zeigen über eine Profillänge von 12 Metern eine ausgeprägte rhythmische Bänderung mit durchschnittlichen Lagendicken zwischen 2,8 cm und 5,9 cm. Diese Vorkommen treten erst wieder im SW/NE verlaufenden Leubastal zutage (Abb. 2). An einem Prallhang der Leubas, im Bereich der Gräbelesmühle, existiert ein ca. 20 m mächtiger Hangrutsch, der sich vorwiegend aus abgerutschten Beckenschluffen zusammensetzt. Unmittelbar an der oberen Abbruchkante konnte ein 3 m mächtiges Profil (Grä) freigelegt werden, in dem schwach gebänderte, gelbliche Beckenschluffe von 60 cm mächtigen verwitterten bräunlichen Kiesen überlagert werden. Untersuchungen von

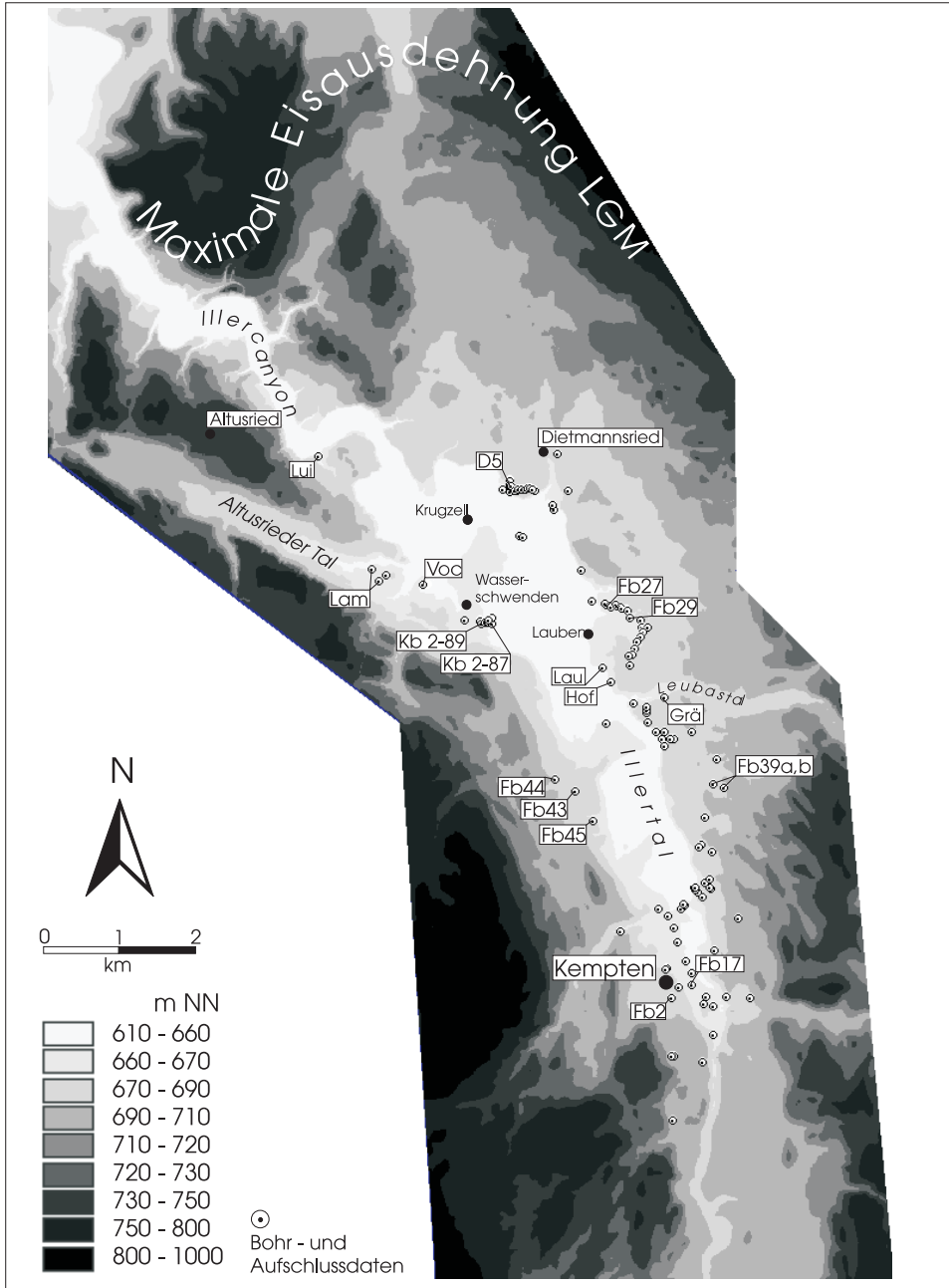


Abb. 2: Morphologische Karte des nördlichen Illergletschergebietes mit Eisausdehnung im LGM und mit der Position ausgewerteter Bohr- und Aufschlusspunkte. Die Lithologie der hervorgehobenen Profile ist der Abb. 3 zu entnehmen.

Fig. 2: Morphological map of the northern Iller-Glacier area with ice extent during the LGM and location of analysed sediment exposures and drill sites. See Fig. 3 for lithology of selected profiles.

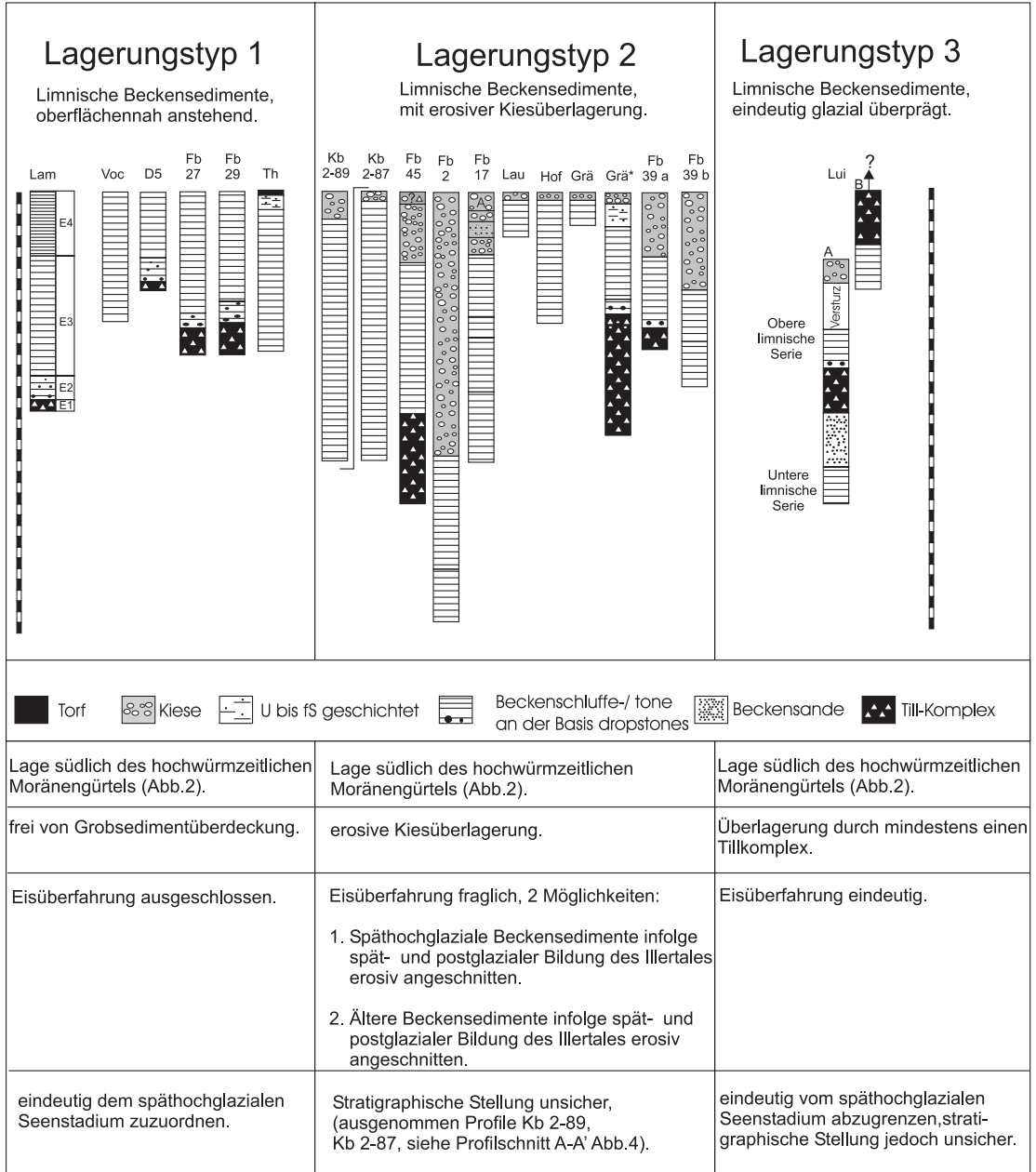


Abb. 3: Charakteristik der drei Lagerungstypen nach selektiver Betrachtung der Gelände- und Bohrdaten.

Fig. 3: Characterisation of the three sediment units by selective analysis of field and core data.

SCHOLZ & PETER (1995) zeigen, das in diesem Bereich die limnischen Beckensedimente von eisrandnah gebildeten Bänderschluften mit Dropstones und einem Tillkomplex unterlagert werden (Grä*, Abb. 3).

Problematisch ist jedoch die zeitliche Stellung dieser Vorkommen. Während die genannten Autoren die limnischen Beckensedimente dem späthochglazialen Kemptener See zuordnen, vermutet EBERL (1930) eine Zugehörigkeit zu einem älteren Stauseestadium, da er eine Anbindung an südlich gelegene Beckensedimente sieht (Brotkorbweg), die eine Moränenüberlagerung aufweisen.

Fläche südlich Krugzell und der Illertalboden

Zwischen den Siedlungen Krugzell und Wasserschwenden befindet sich auf einer Höhe von ca. 667 m NN eine SW/NE verlaufende Verebnungsfläche (Abb. 2). Archivbohrdaten des GLA München (z.B. Kb 2-89) zeigen in diesem Bereich mindestens 25 m mächtige limnische Beckensedimente, die von ca. 2 bis 3 m mächtigen Kiesen überdeckt werden. Unmittelbar benachbarte Bohrungen (z.B. Kb 2-87), die aus dem ca. 19 m tieferliegenden Illertalboden (Höhe: 648 m NN) stammen, zeigen, dass hier unter Kiesbedeckung nochmals mindestens 25 m mächtige limnische Beckensedimente lagern. Hieraus lässt sich für das nördliche Beckenzentrum eine Sedimentmächtigkeit von mindestens 42 m nachweisen (Abb. 4).

Reflexionsseismische Untersuchungen (BADER 1987, zit. in SCHOLZ & PETER 1995) lassen vermuten, dass die Mächtigkeit der Bänderschlufterien in diesem Bereich nochmals um mindestens 25 bis 35 m höher liegt. Im Gegensatz zu den restlichen Vorkommen des Lagerungstyps 2 können diese Vorkommen anhand des Profils A-A' mit glazilimnischen Ablagerungen aus dem Altusrieder Tal verknüpft werden (Abb. 4).

Westrand des Kemptener Beckens

Aus dem Westrand des Kemptener Beckens sind bisher nur wenige Bohrungen bekannt, die limnische Beckensedimente erschließen (Abb. 2). Im Bereich östlich der Ortschaft Neuhausen zeigt die Bohrung Fb 45 eine Abfolge mit einem Tillkomplex an der Basis, auf den Beckenschlufter (Mächtigkeit 13,7 m) folgen, die erosiv von ca. 6,8 m mächtigen Grobsedimenten überlagert werden (Abb. 3). Diese Fein- bis Grobkiese dürften zu einem Schwemmfächer gehören, der sich am Ausgang des Kollerbachtals nach Osten in das Illertal ausbreitet (Abb. 2). Eine ähnliche Abfolge zeigen die nordwestlich gelegenen Bohrungen Fb 43 und Fb 44, die zum Beckenrand jedoch deutlich reduzierte Mächtigkeiten der limnischen Sedimente erkennen lassen.

3.3 Lagerungstyp 3

(limnische Beckensedimente, glazial überprägt)

Limnische Beckensedimente des Lagerungstyps 3 lassen sich in den westlich des Illercanyons eingeschnittenen Tobeln (z.B. Luiblingstobel) finden. Das Profil Lui (Abb. 2 und 3) zeigt an der Basis eine stark kompaktierte „untere limnische Serie“ (Schlufter, Sande), auf die Sedimente eines Tillkomplexes folgen. Diese werden von kompaktierten dropstoneführenden Beckenschlufter einer „oberen limnischen Serie“ überlagert, die von mindestens einem Tillkomplex überdeckt werden (LINK 2004).

3.4 Interpretation der Gelände- und Bohrdaten

Nach selektiver Betrachtung der Geländedaten können ausschließlich die Vorkommen des Lagerungstyps 1 (limnische Beckensedimente,

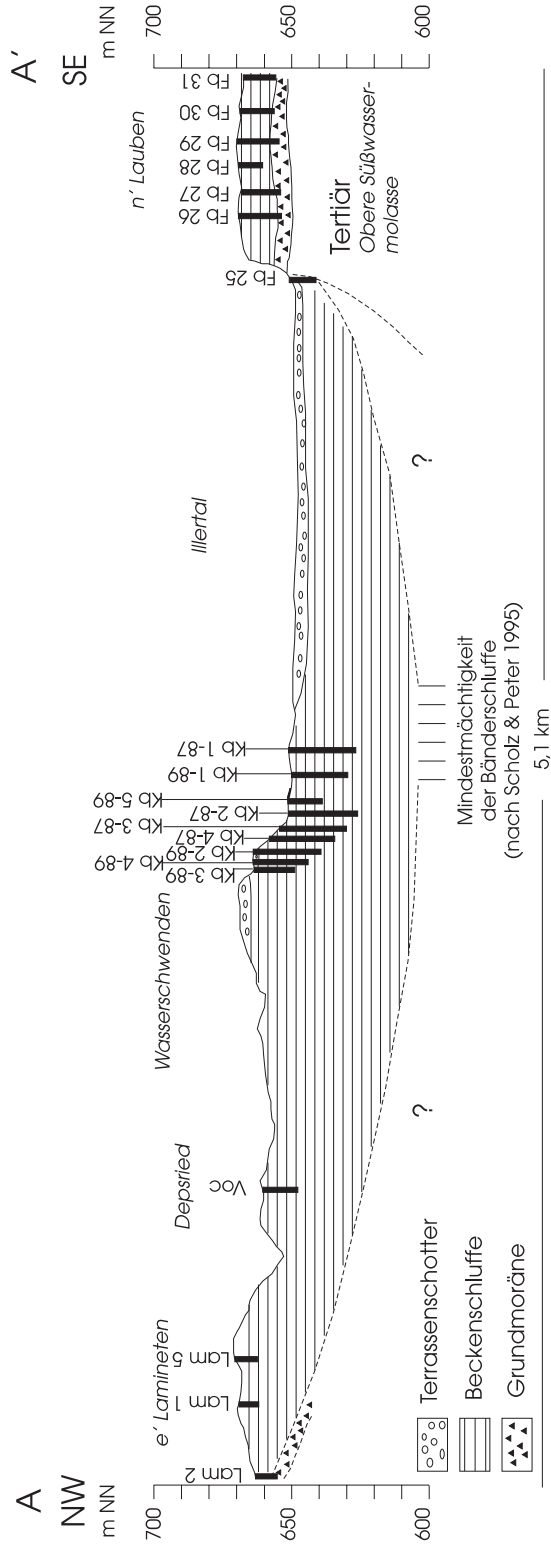


Abb. 4: Profilschnitt zwischen dem Altsrieder Tal und dem Gebiet nordöstlich der Ortschaft Lauben.

Fig. 4: Cross-section between the Altsried Valley and the area northeast of Lauben.

oberflächennah anstehend) dem späthoch-glazialen Kemptener See zugeordnet werden (Abb. 3). Sie befinden sich südlich der hochwürmzeitlichen Jungendmoränen (LGM um 20 ka), südlich dieser Beckenablagerungen sind bis in die Alpentäler nur spärliche Rückzugsmoränenreste anzutreffen (EBERL 1930, JERZ 1974). Ein höheres Alter als Hoch- bis Spätwürm setzt eine Eisüberföhrung der limnischen Seeablagerungen voraus, die sich in einer erosiven Überdeckung durch Grobsedimente äußern würde. Diese müssten sich entweder aus glazialen Sedimenten zusammensetzen oder, im Falle einer erosiven Abtragung der glazialen Sedimente, aus anderen Grobsedimenten (z.B. fluviatiler Schotter) bestehen. Da die beschriebenen Vorkommen bis unmittelbar an die Geländeoberkante völlig frei von Grobsedimenten sind, kann ein Bildungszeitraum nach dem LGM angenommen werden und eine Zuordnung zur späthochglazialen Seenphase (Kemptener See) erfolgen.

Dagegen lassen sich die Sedimente des Lagerungstyps 2 nur in einem Ausnahmefall dem späthochglazialen Seenstadium zuordnen. So zeigt das Profil A-A' (Abb. 4), dass die limnischen Beckensedimente, die unter dem Talboden der Iller lagern, mit späthochglazialen Sedimenten des Altusriedertales (Lagerungstyp 1) verknüpft werden können. Ein vergleichbarer Nachweis ist für die restlichen Vorkommen, die am West- und Ostrand des Illertales lagern, nicht möglich (Abb. 3). Es besteht einerseits die Möglichkeit, dass es sich bei diesen Sedimenten ebenfalls um späthochglaziale Seeablagerungen handelt, die nach der Verlandung des Kemptener Sees erosiv von Grobmaterial (Terrassenschotter, Schwemmfächer) überlagert wurden. Es ist jedoch auch nicht auszuschließen, dass infolge der spät- bis postglazialen Einschneidung der Iller ältere Sedimente (Prä-LGM) der limnischen Beckenfüllung angeschnitten wurden. Nach der selektiven Betrachtung der Gelände- und Bohrdaten sind diese Vorkommen als stratigraphisch unsicher einzustufen.

Die limnischen Sedimente des Lagerungstyps 3 sind aufgrund der Überlagerung von Tillsedimenten und des hohen Kompaktionsgrades eindeutig glazial überprägt. Sie sind daher vom späthochglazialen Seenstadium abzutrennen. Eine stratigraphische Zuordnung ist nach der alleinigen Betrachtung der Geländedaten jedoch auch für diese Sedimente nicht möglich. Die Auswertung der Gelände- und Bohrdaten zeigt, dass die limnischen Beckensedimente des Illergletschergebietes drei verschiedenen Lagerungstypen zugeordnet werden können, die entweder eindeutig dem späthochglazialen Seenstadium zuzuordnen sind (Lagerungstyp 1), z.T. keine eindeutige Zuordnung erlauben (Lagerungstyp 2) oder eindeutig vom späthochglazialen Seenstadium abzutrennen sind (Lagerungstyp 3). Im folgenden Kapitel wird diese Grundgliederung anhand von Lumineszenzdatierungen präzisiert.

4 Lumineszenzdatierungen

Die limnischen Beckensedimente des Illergletschergebietes wurden anhand von 18 Proben mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz (OSL) datiert. Dazu wurden exemplarisch zwei Profile des Lagerungstyps 1 (Bohrung Lamineten, Bohrung Thanners), zwei Profile des Lagerungstyps 2 (Baugrube Lauben, Aufschluss Gräbelesmühe) und ein Profil des Lagerungstyps 3 (Aufschluss Luiblingstobel A) beprobt (Abb. 5).

4.1 Methodische Aspekte

Die Grundlagen der Methode sind z.B. bei AITKEN (1998), WINTLE (1997) oder auch PREUSSER (2004a) beschrieben. Die Methode wurde bisher jedoch relativ selten an limnischen Ablagerungen angewendet.

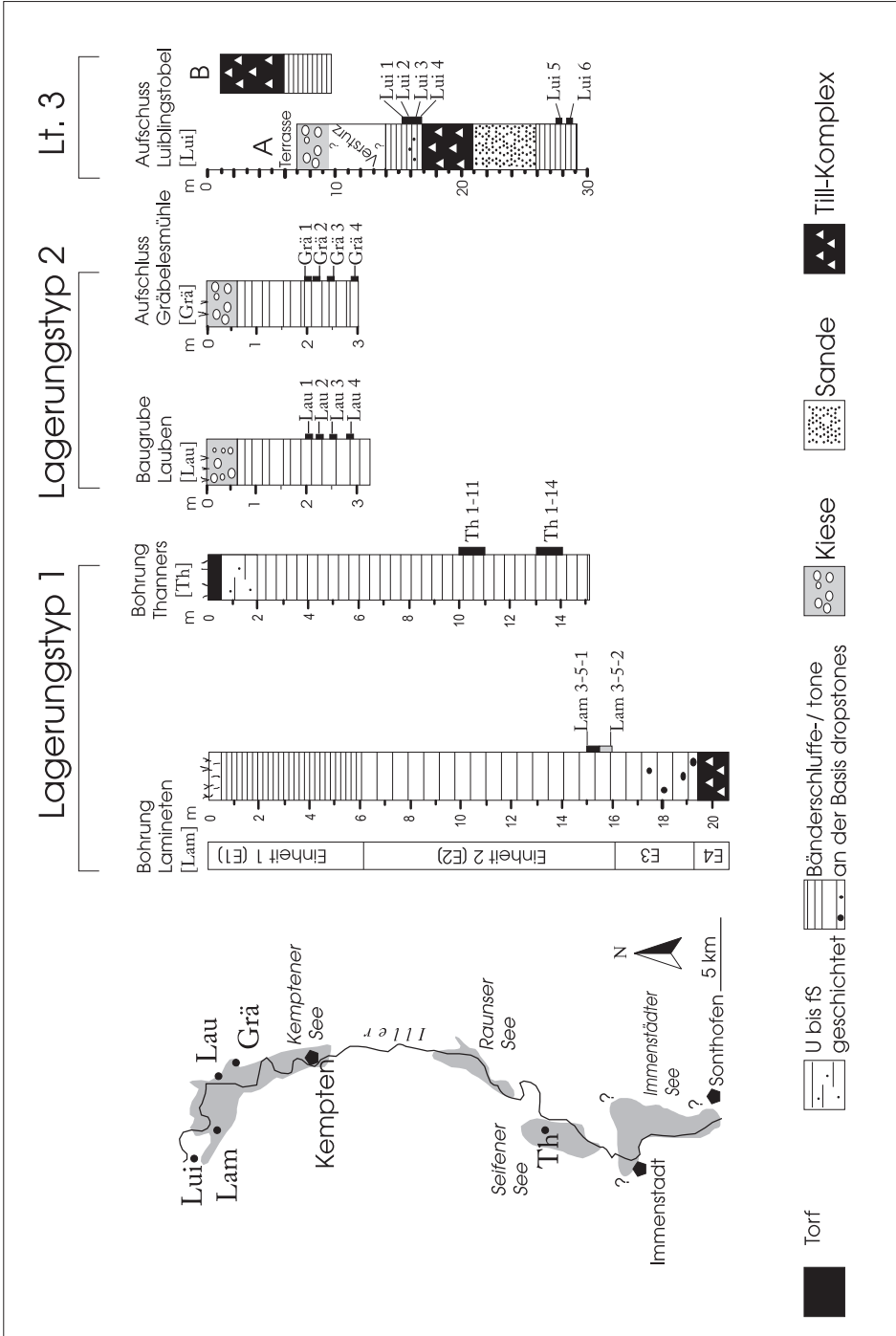


Abb. 5: Anordnung der späthochglazialen Illerseen, mit Position und Aufbau der datierten Bänderschluiffprofile.

Fig. 5: Spatial distribution of early Late Glacial lakes in the Iller Valley with location and lithology of dated glaciolacustrine sequences.

gerungen getestet. LANG & ZOLITSCHKA (2001) zeigten, dass mit der Methode der Infrarot Stimulierten Lumineszenz (IRSL) das bekannte Alter von laminierten Sedimenten des Holzmaars gut reproduziert werden kann, solange der Gehalt an organischem Material niedrig ist. Das von diesen Autoren angewendete Verfahren ist sehr ähnlich demjenigen, mit welchem die Beckensedimente des Kemptener Beckens datiert wurden (siehe unten). Daneben präsentierten PREUSSER & SCHLÜCHTER (2004), dass für limnische Ablagerungen aus dem Profil Thalgut, Schweiz, Lumineszenzalter bestimmt werden konnten, die mit der palynologischen Einordnung der Sedimente ins Eem-Interglazial (ca. 125.000 Jahre vor heute) gut übereinstimmen.

Die Akkumulierte Dosis wurde mit einem TL-/OSL-Gerät des Risø National Laboratories mittels IRSL und z.T. zusätzlich mittels Grünlicht Stimulierter Lumineszenz (GLSL) bestimmt. Die Proben wurden vor der Messung zuerst chemisch vorbehandelt, u.a. entkarbonatisiert, worauf die Anreicherung der Fraktion 4-11 μm erfolgte (vgl. FRECHEN et al. 1996). Darauf wurde das Material auf Probenträger aus Aluminium gebracht und nach der Additiven Methode mit einer Gammaquelle bestrahlt (acht Dosisgruppen mit je 5 Aliquots) (PREUSSER 1999). Die Proben wurden daraufhin für mindestens vier Wochen bei Raumtemperatur gelagert und daraufhin für 16 Stunden bei 150° C vorgeheizt, um instabile Komponenten des induzierten OSL-Signals zu eliminieren. Für alle Proben wurde die Akkumulierte Dosis (AD) für blaue IRSL-Emissionen bestimmt (Detektionsfilter: Schott BG39, Schott GG400, Corning 7-59). Für die Probenserien GRÄ und LAU wurden zusätzlich Messungen der Emissionen im UV-Bereich durchgeführt (Detektionsfilter: Hoya U340). Hierbei wurde zuerst das IRSL und darauf das GLSL-Signal von den gleichen Aliquots aufgezeichnet. Die Proben wurden für jeweils 60 s ausgeleuchtet und das Integral 50-60 s wurde als spätes Leuchten vom Rest des

Signals subtrahiert (AITKEN & XIE 1992).

Die Bestimmung des Gehaltes an dosisrelevanten Elementen (K, Th, U) erfolgte für die meisten Proben mittels ICP-MS (vgl. PREUSSER & KASPER 2001), da meist nur eine relativ kleine Probenmenge zur Verfügung stand. Ausnahme bilden die Profile GRÄ und LAU. Hier wurde für die Sedimente eine gemittelte Dosisleistung mittels hochauflösender Gammaskopmetrie bestimmt. Dabei zeigten sich keine Hinweise auf radioaktive Ungleichgewichte innerhalb der Uran-Zerfallsreihe. Für die Berechnung wurde ein α -Wert von $0,07 \pm 0,02$ benutzt.

Ein mittlerer Feuchtegehalt der Proben von 30-50 % wurde angenommen. Die Berechnung der kosmischen Dosisleistung erfolgte auf Basis der Entnahmetiefe unter GOK.

4.2 Ergebnisse

Lagerungstyp 1

Dieser Gruppe gehören die oberflächennah anstehenden Beckenschluffe der Bohrung Lamineten (Lam) und der Bohrung Thanners (Th) an, die nach Betrachtung der Geländedaten eindeutig dem späthochglazialen Seenstadium zugeordnet werden konnten (Kap. 3). Die Proben LAM 3-5-1 und LAM 3-5-2 weisen eine Akkumulierte Dosis von $61,0 \pm 6,7$ Gy bzw. $124,3 \pm 10,4$ Gy auf. Bei einer ermittelten Dosisleistung von $3,4 \pm 0,4$ Gy ka^{-1} bzw. $3,8 \pm 0,4$ Gy ka^{-1} , ergeben sich IRSL-Alter (blaue Emissionen) von $16,1 \pm 2,4$ ka bzw. $36,8 \pm 4,8$ ka (Tab. 1 und 2).

Für die Proben TH 11 und TH 14 wurde eine Akkumulierte Dosis ($\text{IRSL}_{\text{blau}}$) von $44,1 \pm 3,0$ bzw. $57,7 \pm 2,5$ Gy gemessen, die Dosisleistung beträgt $2,7 \pm 0,3$ Gy ka^{-1} bzw. $2,9 \pm 0,3$ Gy ka^{-1} . Dies entspricht IRSL-Altern von $16,4 \pm 2,1$ ka bzw. $20,0 \pm 2,3$ ka.

Tabelle 1: Entnahmetiefe, Gehalte an Kalium, Uran und Thorium und ermittelte Gesamtdosisleistung (D) für Lumineszenzproben verschiedener Lagerungstypen aus dem Kemptener Becken.

Tab. 1: Samples depth, contents of Potassium, Uranium and Thorium and determined dose rate (D) for luminescence samples from the different sedimentary units of Kempten Basin.

Probe	Lagerungs- typ	Teufe (m)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	D (Gy ka ⁻¹)
LAM3-51	1	4,25	3,08 ± 0,27	8,47 ± 0,18	2,74 ± 0,12	3,8 ± 0,4
LAM3-52	1	4,75	2,49 ± 0,22	8,04 ± 0,17	2,87 ± 0,13	3,4 ± 0,4
TH1-11	1	10,5	1,73 ± 0,15	5,72 ± 0,12	3,14 ± 0,14	2,7 ± 0,3
TH1-14	1	13,5	1,92 ± 0,17	6,70 ± 0,14	3,12 ± 0,14	2,9 ± 0,3
GRÄ 1-4	2	2,0	0,89 ± 0,04	5,39 ± 0,27	2,14 ± 0,11	1,9 ± 0,2
LAU 1-4	2	2,1	1,03 ± 0,05	6,05 ± 0,30	2,02 ± 0,10	2,0 ± 0,2
LUI 1	3	1,7	1,42 ± 0,13	6,06 ± 0,13	2,87 ± 0,13	2,5 ± 0,3
LUI 2	3	2,2	1,30 ± 0,12	5,58 ± 0,12	2,70 ± 0,12	2,3 ± 0,3
LUI 3	3	2,5	1,26 ± 0,11	5,73 ± 0,12	2,55 ± 0,11	2,3 ± 0,2
LUI 4	3	2,9	0,91 ± 0,08	3,10 ± 0,07	1,86 ± 0,08	1,6 ± 0,2
LUI 5	3	12,5	1,03 ± 0,09	4,17 ± 0,09	2,41 ± 0,11	2,2 ± 0,2
LUI 6	3	13,5	1,15 ± 0,10	5,17 ± 0,11	2,58 ± 0,11	2,1 ± 0,2

Lagerungstyp 2

Dem Lagerungstyp 2 werden limnische Sedimente der Baugrube Lauben (LAU) und Bänderschluße des Profils Gräbelesmühle (GRÄ) zugeordnet, die erosiv von fluviatilen Kiesen überlagert werden und nach Auswertung der Geländedaten als stratigraphisch unsicher eingestuft werden mussten (Kap. 3). An den Proben LAU 1 bis LAU 4 wurde eine Akkumulierte Dosis (IRSL_{blau}) zwischen 59,7 ± 2,8 Gy und 93,8 ± 9,5 Gy gemessen. Unter Berücksichtigung der ermittelten Dosisleistung von 2,0 ± 0,2 Gy ka⁻¹ berechnen sich IRSL-Alter zwischen 30 ± 3 ka und 47 ± 7 ka (Tab. 1 und 2). Die ermittelten Alter für das ultraviolette Emissionsspektrum, sowohl IRSL als auch

GLSL, stimmen im Rahmen der erreichbaren Genauigkeit mit den zuvor beschriebenen Alterswerten überein. Der gewichtete Mittelwert aller Messungen der vier Proben liegt bei 38 ± 6 ka.

Die Proben GRÄ 1 bis 4 weisen eine Dosisleistung von 1,9 ± 0,2 Gy ka⁻¹ auf. Die Akkumulierte Dosis (IRSL_{blau}) liegt zwischen 69,4 ± 5,1 Gy und 91,9 ± 17,6 Gy, woraus sich IRSL-Alter zwischen 37 ± 5 ka und 49 ± 11 ka berechnen. Die Ergebnisse für das ultraviolette Emissionsspektrum (IRSL, GLSL) stimmen im Rahmen der erreichbaren Genauigkeit mit den für den blauen Emissionsbereich erzielten Ergebnissen überein. Der gewichtete Mittelwert liegt bei 45 ± 6 ka.

Tabelle 2: Akkumulierte Dosis (AD) und resultierende Lumineszenzalter für Proben verschiedener Lagerungstypen aus dem Kemptener Becken. Die stratigraphisch besonders bedeutenden Proben Grä und Lau wurden mit einem zusätzlichen Messverfahren datiert (siehe Text für Erläuterungen).

Tab. 2: Accumulated dose (AD) and luminescence ages for samples from Kempten Basin (different storage-types). The stratigraphic important samples Grä and Lau were dated with an additional measuring procedure (see text for explanations).

Probe	Lag.- Typ	AD _{IRSL} (Gy) Blau	AD _{IRSL} (Gy) UV	AD _{GLSL} (Gy) UV	Alter _{IRSL} (Gy) Blau	Alter _{IRSL} (Gy) UV	Alter _{GLSL} (Gy) UV
LAM3-51	1	61,0 ± 6,7	-	-	16 ± 2	-	-
LAM3-52	1	124,3 ± 10,4	-	-	37 ± 5	-	-
TH1-11	1	44,1 ± 3,0	-	-	16 ± 2	-	-
TH1-14	1	57,7 ± 2,5	-	-	20 ± 2	-	-
GRÄ 1	2	78,8 ± 7,2	88,6 ± 4,8	96,7 ± 11,0	42 ± 6	47 ± 5	52 ± 8
GRÄ 2	2	91,9 ± 17,6	69,3 ± 8,1	89,0 ± 9,3	49 ± 11	37 ± 6	48 ± 7
GRÄ 3	2	86,9 ± 7,2	76,4 ± 5,6	-	47 ± 6	41 ± 5	-
GRÄ 4	2	69,4 ± 5,1	98,5 ± 20,3	108 ± 7,8	37 ± 5	53 ± 12	58 ± 7
LAU 1	2	79,0 ± 10,9	63,8 ± 3,2	89,9 ± 7,7	40 ± 7	32 ± 4	45 ± 6
LAU 2	2	59,7 ± 2,8	69,4 ± 5,4	74,8 ± 4,3	30 ± 3	35 ± 4	38 ± 4
LAU 3	2	83,3 ± 4,5	72,0 ± 9,2	83,5 ± 6,1	42 ± 5	35 ± 6	42 ± 5
LAU 4	2	93,8 ± 9,5	92,6 ± 5,0	91,6 ± 6,3	47 ± 7	47 ± 5	46 ± 6
LUI 1	3	702 ± 122	-	-	278 ± 56	-	-
LUI 2	3	723 ± 78	-	-	309 ± 46	-	-
LUI 3	3	670 ± 295	-	-	295 ± 133	-	-
LUI 4	3	409 ± 110	-	-	256 ± 73	-	-
LUI 5	3	652 ± 65	-	-	293 ± 44	-	-
LUI 6	3	304 ± 116	-	-	148 ± 59	-	-

Lagerungstyp 3

Limnische Beckensedimente dieses Typs sind östlich der Ortschaft Altusried in den tief eingeschnittenen, zum Illercanyon hin ausgerichteten Tobeln zu finden. Die erosive Überlagerung durch glaziale Sedimente und der

hohe Kompaktionsgrad lassen bereits aufgrund der Lagerungsverhältnisse auf mindestens eine einmalige Überfahrung durch Gletschereis schließen (Kap. 3). Für die hochverdichteten Beckenschluffe (Proben LUI 6 und LUI 5) der unteren limnischen Serie wurde eine Akkumulierte Dosis (IRSL_{blau}) von 304 ± 116 Gy bzw.

652 ± 65 Gy und eine Dosisleistung von $2,1 \pm 0,2$ Gy ka^{-1} bzw. $2.2 \pm 0,2$ Gy ka^{-1} gemessen, aus der sich IRSL-Alter von 148 ± 29 ka und 293 ± 44 ka berechnen (Tab.1 und 2).

Für die Proben LUI 1 bis LUI 4 aus der oberen limnischen Serie wurde eine Akkumulierte Dosis (IRSL_{blau}) zwischen 409 ± 110 Gy und 723 ± 78 Gy bestimmt. Bei Berücksichtigung der Dosisleistung, die zwischen $2,5 \pm 0,3$ Gy ka^{-1} und $1,6 \pm 0,2$ Gy ka^{-1} liegt, berechnen sich IRSL-Alter zwischen 256 ± 73 ka und 309 ± 46 ka.

4.3 Interpretation der Datierungsergebnisse

Mehrere Faktoren können theoretisch zu einer möglichen Verfälschung der Lumineszenzalter führen. Ein Signalverlust des Lumineszenzsignals mit der Zeit („Fading“) kann zu einer systematischen Unterbestimmung der Alter führen. Allerdings ist dieses Phänomen aus dem Alpenvorland bisher nicht beschrieben worden. Die bisher durchgeführten Datierungen zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen Lumineszenzaltern und unabhängiger Alterskontrolle (ERFURT et al. 2003, PREUSSER 1999, PREUSSER et al. 2001, 2003, PREUSSER & SCHLÜCHTER 2004). Für die stratigraphisch relevantesten Proben (GRÄ, LAU) wird zudem der Vergleich von blauen und UV-Emissionen herangezogen, um die Möglichkeit einer Altersunterbestimmung infolge von Fading auszuschließen. Blaue und UV-Emissionen entsprechen unterschiedlichen Rekombinationsprozessen und zeigen deshalb unterschiedliche physikalische Eigenschaften (vgl. KRBETSCHKE et al. 1997, LI & TSO 1997). Sollte das Probenmaterial von Fading betroffen sein, so sollten nach den bisherigen Erkenntnissen die UV-Emissionen wesentlich stärker als die blauen Emissionen hiervon betroffen sein. Zudem ist zu erwarten, dass sich deutliche Unterschiede für IRSL- und GLSL-Alter ergeben. Da keine systematischen Unterschiede zwischen

den einzelnen Emissionen zu erkennen sind, erscheint – unter Berücksichtigung der bisherigen Erfahrungen, die an Proben bekannten Alters gewonnen werden konnten – eine Unterbestimmung der Alter unwahrscheinlich.

Die unvollständige Rückstellung des Lumineszenzsignals vor der Ablagerung führt zu einer Überbestimmung des Sedimentationsalters. Vorliegende Untersuchungen deuten jedoch darauf hin, dass das optische Signal in Seeablagerungen in den meisten Fällen vollständig gebleicht wird (LANG & ZOLITSCHKA 2001, KLASSEN 2003, PREUSSER & SCHLÜCHTER 2004, PREUSSER et al., 2005, PREUSSER, unpubl. Daten). Hinweise auf eine mögliche Altersüberbestimmung durch unvollständige Bleichung werden im Folgenden im Detail diskutiert.

Die Ergebnisse der OSL-Datierungen konzentrieren sich auf drei Altersbereiche, die jeweils deutlich voneinander getrennt sind und mit der vorgenommenen Untergliederung in die drei Lagerungstypen übereinstimmen (Abb. 3). Der jüngste Bereich fällt mit Altern zwischen $20,0 \pm 2,3$ ka und $16,1 \pm 2,4$ ka in den Bereich des Hoch- bis Spätwürm, was den Altersvorstellungen entspricht, die sich aus der geologischen Position und dem sedimentologischen Charakter der Seeablagerungen ableiten lassen. Da sich die untersuchten Profile südlich der hochglazialen Würmendoränen (LGM) befinden und die datierten limnischen Sedimente unmittelbar bis zur Oberfläche anstehen, konnte bereits nach Betrachtung der Geländedaten eine Eisüberfahrung und damit ein Prä-LGM-zeitliches Alter ausgeschlossen werden.

Sedimentologisch handelt es sich um unregelmäßig gebänderte, klastische Beckenschluffe, deren Lagenaufbau auf eine stark ereignisgesteuerte Sedimentation hinweist, die typisch für den späthochglazialen Hauptzerfall der alpinen Eismassen ist. Vergleichbare Sedimente werden im benachbarten Bodensee-Untersee (laminierte, glazigene Schlämme) bis ca. 17.500 cal.¹⁴C-Jahre B.P. abgelagert (NIESSEN

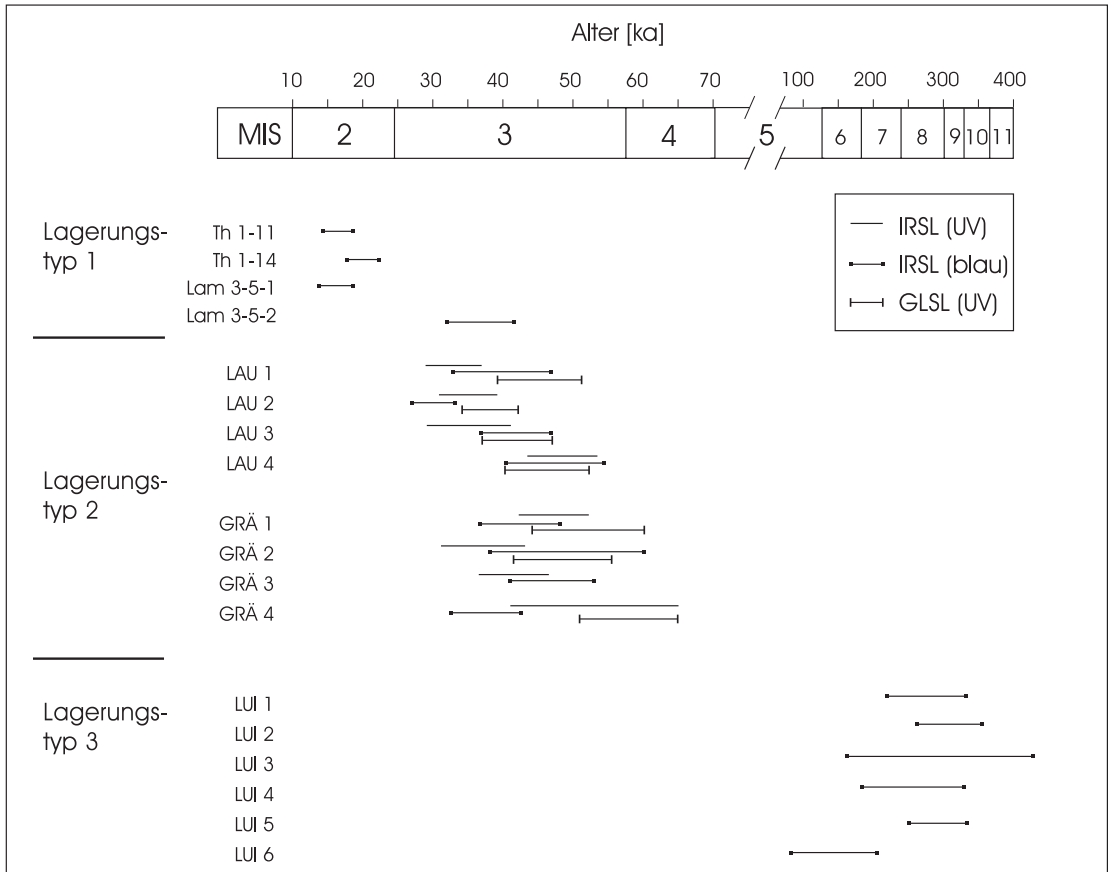


Abb. 6: Lumineszenzalter limnischer Beckensedimente. Nach Auswertung der Gelände- und Bohrdaten (Abb. 3) lassen sich drei Lagerungstypen unterscheiden, die exemplarisch datiert wurden. Grenzen der Isotopenstadien nach BASSINOT et al. (1994).

Fig. 6: Luminescence ages of glaciolacustrine sediments. The three sediment units distinguished by analysing field and core data were exemplarily dated. Limits of Marine Isotope Stages (MIS) after BASSINOT et al. (1994).

et al. 1992, WESSELS 1995, 1998, LINK 2004). Die gute Übereinstimmung der IRSL-Alter mit den geologischen Altersvorstellungen deutet auf eine vollständige Bleichung des Sediments vor der Ablagerung hin. Das deutlich zu hohe Alter der Probe Lam 3-5-2 kann damit erklärt werden, dass die Proben im Profil Lamineten unmittelbar nach dem Wechsel von Einheit 3 (Bänderschluße mit Dropstones) zur Einheit 2 (graue laminierte Beckentone) genommen wurden und in der Frühphase der Seentwicklung

auch mit unvollständig gebleichtem Probenmaterial gerechnet werden muss.

Der nächstältere Bereich fällt mit Altern zwischen 30 ± 3 ka und 47 ± 7 ka (LAU 1 bis 4) bzw. 37 ± 5 ka und 58 ± 7 ka (GRÄ 1 bis 4) in den Zeitraum des Mittleren Würm (CHALINE & JERZ 1984). Sedimentologische Untersuchungen des Profils Lauben (LAU) zeigen, dass die rhythmische Bänderung unter vergleichsweise ruhigen Ablagerungsbedingungen in einem stabilisierten Seebecken entstanden ist und ty-

pische Merkmale klastischer Warven aufweist (LINK 2004). Fehlende Dropstones und die regelmäßige Bänderung weisen auf eine längere fluviatil überbrückte Distanz zwischen Eisfront und See hin. Untersuchungen an fluviatilen Sedimenten aus dem Vorfeld des rezenten Steinlimigletschers (Schweiz) zeigen, dass für eine annähernde Nullstellung des optischen Signals ein Transportweg von mindestens einem Kilometer oder wiederholte Aufarbeitung der Sedimente nötig ist (PREUSSER 1999). Insgesamt sind die Bleichungsvoraussetzungen an diesen Sedimenten deutlich günstiger einzuschätzen, als in den zuvor beschriebenen späthochglazialen bis spätglazialen Sedimenten der Proben LAM und TH, an denen bereits (bis auf eine Ausnahme) geologisch konsistente Alter ermittelt werden konnten. Da nach der Betrachtung der Geländedaten für die Bänderschluftp profile LAU und GRÄ (Lagerungstyp 2) ein höheres Alter als Spätglazial nicht auszuschließen war, scheint es plausibel, dass infolge der spät- bis postglazialen Einschneidung der Iller und Leubas ältere Beckensedimente eines mittelwürmzeitlichen Seestadiums angeschnitten wurden.

Die Datierungsergebnisse für die limnischen Beckensedimente des Lagerungstyps 3 liegen mit scheinbaren IRSL-Altern zwischen 256 ± 73 ka und 309 ± 46 ka (obere limnische Serie) und 293 ± 44 bzw. 148 ± 59 ka (untere limnische Serie) im oberen Datierungsbereich der Methode und sind daher mit Vorsicht zu interpretieren. Obwohl beide limnischen Serien durch einen Eisvorstoß voneinander getrennt und verschieden stark kompaktiert sind, ist anhand der Altersdatierungen keine weitere zeitliche Trennung möglich. Zudem lassen sich in den datierten Sedimenten der oberen limnischen Serie Dropstones nachweisen, die auf eine in den See kalbende Eisfront hinweisen. Die Bleichungsvoraussetzungen dürften bei derartigen Sedimenten im Vergleich zu den datierten Proben der anderen Lagerungstypen (1 und 2) weniger günstig sein, womit die Ge-

fahr einer Altersüberbestimmung besteht. Nach den vorliegenden Daten ist eine Zuordnung in das vorletzte Glazial denkbar, wengleich diese durch weitere Untersuchungsergebnisse belegt werden müsste.

5 Diskussion

Im Illergletschergebiet lassen sich mindestens drei verschieden alte Beckensediment-Sequenzen nachweisen, die mit dem Grundaufbau Tillkomplex – Beckenschluße mit Dropstones – Beckentone bzw. Beckenschluße jeweils einen Eiszerfall mit anschließender Seebildung dokumentieren (Abb. 7).

Analog zur jüngsten Beckensedimentsequenz A (Abb. 7), die Zerfall des hochwürmzeitlichen Illergletschers (MIS 2) anzeigt, belegt die älteste Beckensedimentsequenz C den Zerfall eines vermutlich risszeitlichen Illergletschers (mindestens MIS 6).

Besondere Bedeutung kommt der zwischengeschalteten Beckensedimentsequenz B (Abb. 7) zu, da sie einen Eiszerfall mit anschließender Seephase dokumentiert, die – unter Berücksichtigung der Streuung der Datierungen (Probenserien LAU und GRÄ) – in einen breiten Zeitbereich zwischen ca. 55 bis 35 ka fällt. Die datierten Bänderschluße zeigen typische Merkmale klastischer Warven, die aufgrund hoher Lagenmächtigkeiten (3 bis 6 cm) vermutlich nur einen relativ kurzen Bildungszeitraum von wenigen Jahrhunderten repräsentieren (LINK 2004). Daher kann die vorausgeschaltete Vergletscherung nur unwesentlich älter als der datierte Zeitbereich sein. Hierfür ist insbesondere das MIS 4 (71-57 ka) heranzuziehen, dass nach der SPECMAP-Kurve durch eine deutliche Zunahme des globalen Eisvolumens gekennzeichnet ist (IMBRIE et al. 1984, BASINOT et al. 1994). In dieser Phase zeigt sich z.B. in Spitzbergen ein mittelweichselzeitlicher

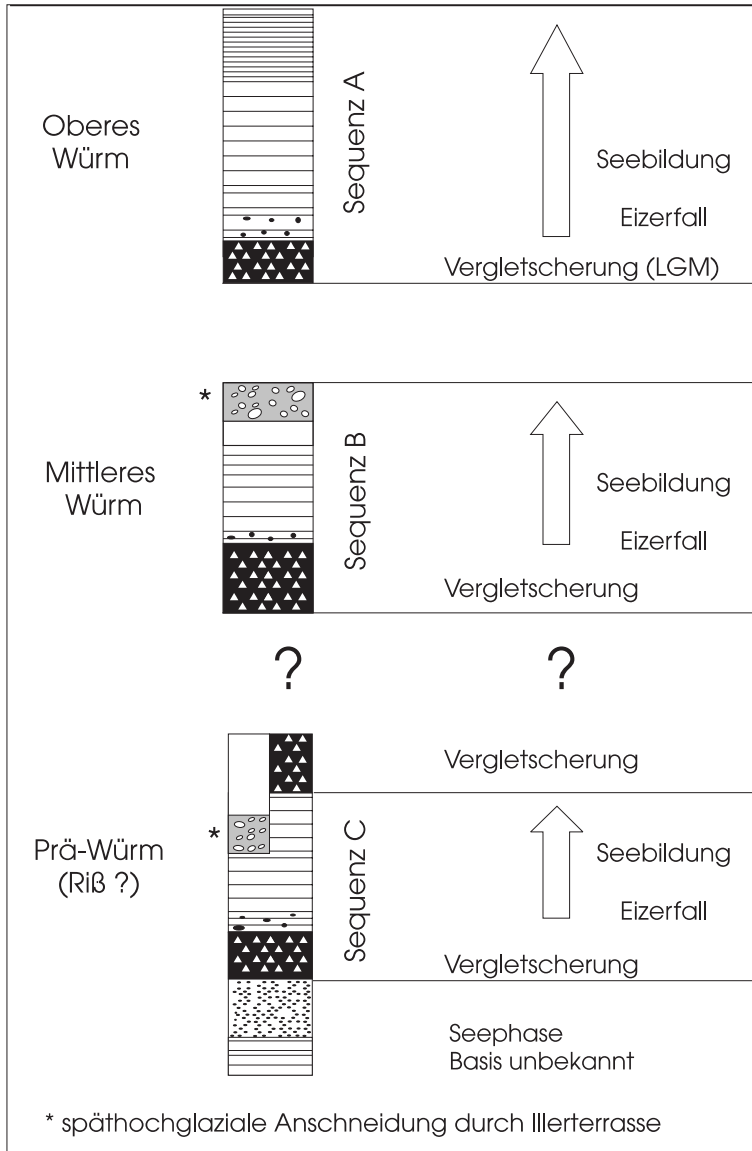


Abb. 7: Schematischer Aufbau limnischer Beckensedimentsequenzen, die im Oberen Würm, im Mittleren Würm und im Prä-Würm im Bereich des Kemptener Beckens eine Vergletscherung (Tillkomplex), Eizerfall (Beckenschluffe mit Dropstones) und ein abschließendes Seenstadium (Beckenschluffe) anzeigen. Die beiden älteren Abfolgen (Mittleres Würm und Prä-Würm) wurden infolge der späthochglazialen bis holozänen Talbildung der Iller erosiv angeschnitten. Legende siehe Abb. 3.

Fig. 7: Schematic lithology of three glaciolacustrine sequences indicating glaciation (till-complex), ice-decay (glaciolacustrine sediments, containing dropstones) and a final lake stage (glaciolacustrine sediments) during the Upper Würmian, Middle Würmian and pre-Würmian. The two older sequences were cut by erosion of the Iller Valley that started during the late part of the last glaciation and persisted into Holocene. See Figure 3 for legend.

Hauptvorstoß, auf den im frühen MIS 3 (ca. 55 bis 50 ka) ein nahezu vollständiger Eiszerfall folgt, der in der Barents See durch ein IRD-Maximum und deutliche $\delta^{18}\text{O}$ -Minima gekennzeichnet ist (MANGERUD et al. 1998). In der engeren Region des Untersuchungsgebietes kann im Füramoos-Pollenprofil (35 km nordwestlich des Kemptener Beckens) in einem Zeitraum zwischen ca. 70 und 55 ka (~MIS 4) eine Periode mit offener baumfreier Vegetation nachgewiesen werden, in der ein weitreichender Eisvorstoß des westlich benachbarten Rheingletschers denkbar ist (MÜLLER 2001). Die Möglichkeit von markanten Eisvorstößen während des Früh- und Mittelwürms wurde für das Schweizer Alpenvorland bereits von WELTEN (1981) und später auch von WEGMÜLLER (1992) auf Basis der Klimarekonstruktion anhand von Pollenanalysen diskutiert. Diese Diskussion wurde später im Zusammenhang mit sedimentstratigraphischen Betrachtungen von SCHLÜCHTER (1991) und KELLER & KRAYSS (1998) aufgegriffen. Lumineszenzdatierungen von fluviatilen Sedimenten mit einem vermuteten glazialen Ursprung haben in jüngerer Zeit dieser Diskussion, vor allem im Schweizer Alpenvorland, weitere Nahrung verschafft (FIEBIG & PREUSSER 2003, PREUSSER & GRAF 2002, PREUSSER et al. 2001, 2003, PREUSSER 2004b, PREUSSER & SCHLÜCHTER 2004). Es stellt sich jedoch die Frage nach der maximalen Ausdehnung eines mittelwürmzeitlichen Illergletschers, da entsprechende Eisrandlagen von dem hochwürmzeitlichen Eisvorstoß zum LGM (Vorstoßweite in das Alpenvorland: ca. 33 km) vermutlich überfahren wurden und daher an der Reliefoberfläche nicht zu fassen sind. Nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen sollte der geforderte mittelwürmzeitliche Vorstoß mindestens den Bereich des heutigen Leubastals (Beckensedimentsequenz B) erreicht haben, was einer Vorstoßweite von mindestens 23 km in das Alpenvorland entspricht (Abb. 8). In einer ca. 10 km breiten Zone, die

hauptsächlich dem hoch- bis späthochglazialen Moränengürtel angehört, wären demnach überfahrene Eisrandlagen eines mittelwürmzeitlichen Illergletschers zu vermuten (Abb. 8). In diesem Zusammenhang sind besonders die frühen morphologischen Arbeiten von EBERL (1930) und SCHAEFER (1940) von Interesse, da sie in dieser 10 km breiten Zone eine überfahrene WI-Eisrandlage rekonstruieren, die von einem WII-Gletscher überfahren und verschliffen wurde. Mit zunehmender Kenntnis der hoch- bis späthochglazialen Internstände des Illergletschers (GERMAN 1959, BRUTSCHER 1975, HABBE 1985, 1986, ELLWANGER 1980a) wurde dieses „überfahrene“ WI-Stadium jedoch weitestgehend abgelehnt und einem hochglazialen Rückzugsstadium (Eichholzphase) zugeordnet. Hingegen vermutet GERMAN (1959) eine überfahrene WI-Eisrandlage, die in nächster Nähe zum Würmmaximum gelegen haben soll. KNAUER (1937) unterscheidet im östlich benachbarten Wertachgletscherbereich eine WI-Eisrandlage, die von einem WII-Vorstoss überfahren und drumlinoid umgestaltet wurde. Diese frühen morphologischen Arbeiten belegen, dass in dieser ca. 10 km breiten Zone – sicherlich beeinflusst durch die ersten publizierten Strahlungskurven (KÖPPEN & WEGENER 1924) – wiederholt der Versuch unternommen wurde, eine mehrphasige Würmvereisung nachzuweisen. Eine abschließende Lösung dieser Problematik konnte jedoch nicht erbracht werden, da an der Reliefoberfläche Formen und Ablagerungen möglicher früh- und/oder mittelwürmzeitlicher Eisvorstöße nicht eindeutig zu identifizieren sind. Dagegen zeigen die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit, dass im Illergletschergebiet mit einer gezielten Untersuchung limnischer Beckensedimentsequenzen unterschiedlich alte Eiszerfallsphasen nachgewiesen werden können, die indirekt auch auf eine Vergletscherung des Kemptener Beckens im MIS 4 hindeuten.

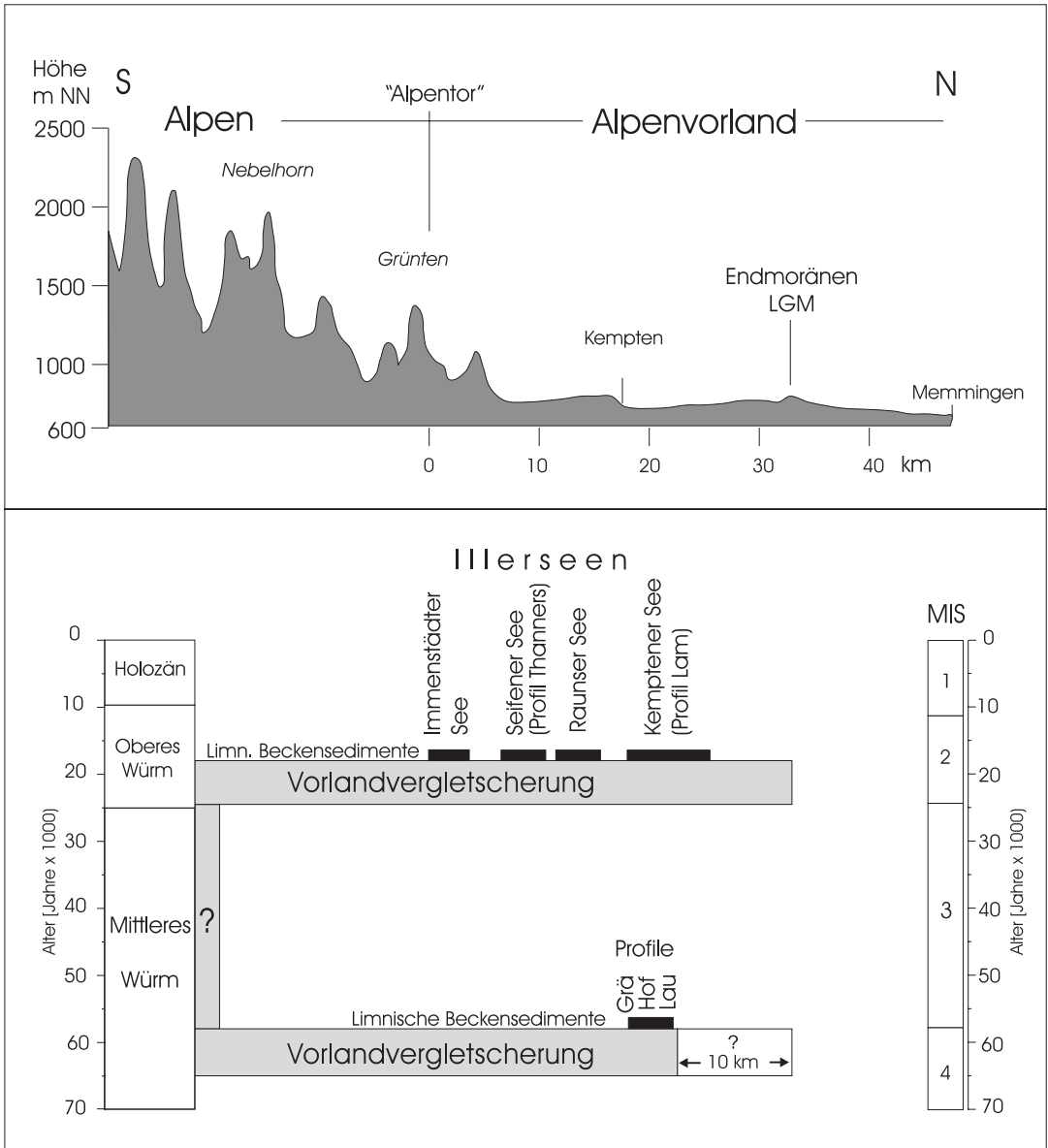


Abb. 8: Profilschnitt zwischen den Allgäuer Alpen (Süden) und dem Alpenvorland (Norden), mit Lage der untersuchten Beckensedimente. Die späthochglazialen Beckensedimente zeigen den Zerfall eines hochwürmzeitlichen Illergletschers an, dessen Ausdehnung durch die Endmoränen des LGM bekannt ist. Die mittelwürmzeitlich datierten Beckensedimente weisen indirekt auf eine Vorlandvergletscherung hin, die dem MIS 4 zugeordnet wird. Grenzen der Isotopenstadien nach BASSINOT et al. (1994).

Fig. 8: Cross-section between the Allgäu Alps (S) and the pre-Alps (N) with position of the analysed basin sediments. The glacial sediments show the ice-decay from the last maximum extent of Illerglacier (ice-extent known from LGM moraines). The Middle Würmian sediments refer indirectly to a glaciation of Kempten Basin, which is correlated with MIS 4. Limits of isotopes stages after BASSINOT et al. (1994).

Danksagung

Die Autoren danken Prof. Dr. Wolfgang Bonigk und PD Dr. Raimo Becker-Haumann für die umfassende Unterstützung der Forschungsarbeiten, die am Geologischen Institut der Universität zu Köln durchgeführt wurden. Herrn Prof. Dr. Ernst Brunotte (Geographisches Institut der Universität zu Köln) gilt ein besonderer Dank für die großzügige Bereitstellung der Nordmeyer-Bohrraupe. Bei Herrn Prof. Dr. Uwe Kasper möchten wir uns für die Durchführung der ICP-MS-Analysen bedanken. Das Bayerische Geologische Landesamt stellte freundlicherweise die Archiv-Bohrdaten zur Verfügung. Zahlreichen Studenten des Geologischen und des Geographischen Institutes der Universität zu Köln gebührt ein großer Dank für die Unterstützung bei den Bohrarbeiten. Die Untersuchungen wurden im Rahmen einer Dissertation am Geologischen Institut der Universität zu Köln mit einer Stelle als wissenschaftliche Hilfskraft unterstützt. Die Lumineszenzdatierungen wurden teilweise durch Mittel des Schweizer Nationalfonds finanziert (Projekt Nr. 2100-063988.00/1).

Schriftenverzeichnis

- AITKEN, M.J. (1998): An introduction of optical dating. – 267 S.; Oxford (Oxford University Press).
- AITKEN, M.J. & XIE, J. (1992): Optical dating using infrared diodes: Young samples. – *Quaternary Science Reviews*, **11**: 147-152; Oxford.
- BADER, K. (1987): Geophysikalische Untersuchungen. – Unveröffentlichtes Manuskript für einen Beitrag zu den Erläuterungen der Geologischen Karte von Bayern 1:25000, Blatt Nr. 8227 Kempten, 2 S; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- BASSINOT, F.C., LABERYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N.J. & LANCELOT, Y. (1994): The astronomical theory of climate and the age of Brunhes-Matuyama reversal. – *Earth and Planetary Science Letters*, **126**: 91-108; Amsterdam.
- BRUTSCHER, P. (1975): Glazialgeomorphologische Probleme im Bereich des würmzeitlichen Illergletschers. – Unveröffentlichte Zulassungsarbeit zur wissenschaftlichen Prüfung für das Lehramt an Gymnasien: 52 S.; Erlangen.
- CHALINE, J. & JERZ, H (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie, Stratotypen des Würmglazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **34**: 185-206; Hannover.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. – 427 S.; Augsburg.
- ELLWANGER, D. (1980a): Die Rückzugsphasen des würmzeitlichen Illergletschers. – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Stuttgart, N.F., **76**: 93-126; Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1980b): Die Terrassen der Iller zwischen Memmingen und Kempten. – Arbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Stuttgart, N.F., **76**: 127 –167; Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1983): Der Rückzug des würmzeitlichen Iller-Vorlandgletschers. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, N.F., **65**: 291-306; Stuttgart.
- ERFURT, G., KRBETSCHKE, M.R., BORTOLOTT V.J. & PREUSSER, F. (2003): A fully automated multi-spectral radioluminescence reader system for geochronometry and dosimetry. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B* **207**: 487-499; Oxford.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorland-

- des. – Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., **47**: 449-467; Stuttgart.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – *Ancient TL*, **14**: 15-17; Aubière.
- GERMAN, R. (1959): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal. – *Geologica Bavarica*, **43**: 3-73; München.
- GRAUL, H. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. – In: GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. – *Geologica Bavarica*, **18**: 13-48; München.
- HABBE, K.A. (1979): Considerations on the relation between landforms, sediments and genesis at ice margins of the Würm Maximum – based on a geomorphological mapping in the area of the former Iller Glacier (Allgäu/Bavaria). – In: SCHLÜCHTER, Ch. (Hrsg.): *Moraines and Varves; Origin, Genesis, Classification*: 121-126; Rotterdam (Balkema).
- HABBE, K.A. (1985): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:25000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 18, 8127 Grönenbach, 80 S.; Stuttgart (Geo Center).
- HABBE, K.A. (1986): Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt Grönenbach (I), Probleme, Beobachtungen, Schlußfolgerungen. – *Erlanger Geographische Arbeiten*, **47**: 366-479; Erlangen.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. – In: BERGER, A.L., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G., SALZMANN, B. (Hrsg.): *Milankovitch and climate, Part I*: 269-305; Dordrecht (Reidel Publishing Company).
- JERZ, H. (1974): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:25000, Blatt Nr. 8327 Buchenberg. – 181 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- KELLENBERGER, M. (1924): Der Iller-Vorlandgletscher und seine Auswirkungen in der Umgebung von Kempten. – *Geologisches Archiv*, **3**: 295-314; Königsberg.
- KELLENBERGER, M. (1928): Aus dem Eiszeitalter und der Umgebung der Stadt Kempten. – *Allgäuer Geschichtsfreund*, N.F., **28**: 1-38; Kempten.
- KELLENBERGER, M. (1931): Neues vom Kemptener spätglazialen Stausee. – *Heimgarten*, **15** (5): 17-18; Kempten.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1998): Datenlage und Modell einer Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung zwischen Eem-Interglazial und Hochwürm. – *GeoArchaeoRhein*, **2**: 121-138; Bonn.
- KLASEN, N. (2003): Lumineszenz-Datierung letztglazialer Talfüllungen in Tirol (Ostalpen). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Geographisches Institut, Universität zu Köln.
- KNAUER, J. (1937): Widerlegung der Einwendungen C. Troll's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München*, Bd. **XXX**: 1-37; München.
- KÖPPEN, W. & WEGENER, A. (1924): *Die Klimate der geologischen Vorzeit*. – 256 S.; Berlin (Borntraeger).
- KRBETSCHKE, M.R., GÖTZE, J., DIETRICH, A., TRAUTMANN, T. (1997): Spectral information from minerals relevant for luminescence dating. – *Radiation Measurements*, **27**: 695-748; Oxford.
- LANG, A. & ZOLITSCHKA, B. (2001): An optical dating study of varved lake-sediments from Holzmaar, Eifel, Germany. – *Quaternary Science Reviews*, **20**: 737-742; Oxford [u.a.].
- LINK, A. (2004): Zur Entstehung rhythmisch

- geschichteter Beckensedimente des Illergletschergebietes (Südwest Bayern). – Diss. Universität zu Köln: 145 S.; Köln [Online-Verfügbarkeit: <http://kups.ub.uni-koeln.de/volltexte/2004/1276/>].
- LI, S.-H. & TSO, M.-Y. W. (1997): Lifetime determination of OSL signals from potassium feldspar. – *Radiation Measurements*, **27**: 119-121; Oxford.
- LISTER, G.S. (1984a): Lithostratigraphy of Zübo sediments. – *Contributions to Sedimentology*, **13**: 31-58; Stuttgart.
- LISTER, G.S. (1984b): Deglaciation of the Lake Zurich area: a model based on the sedimentological record. – *Contributions to Sedimentology*, **13**: 177-185, Stuttgart.
- LISTER, G.S. (1988): A 15,000-Year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland. – *Quaternary Research*, **29**: 129-141; New York.
- MANGERUD, J., DOKKEN, T.M., HEBBELN, D., HEGGEN, B., INGÓLSSON, O., LANDVIK, J.Y., MEJDAHL, V., SVENDSEN, J.I. & VORREN, T.O. (1998): Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet the last 150 000 years. – *Quaternary Science Reviews*, **17**: 11-42; Oxford.
- MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. – *Tübinger geowissenschaftliche Arbeiten*, **D7**: 1-118; Tübingen.
- NIESSEN, F. & STURM, M. (1991): Lithologische Gliederung und Genese der spät- und postglazialen Sedimente des Bodensee-Untersees. – *Berichte der Römisch-Germanischen Kommission*, **71** (1): 248-258; Mainz.
- NIESSEN, F., LISTER, G. & GIOVANOLI, F. (1992): Dust transport and palaeoclimate during the Oldest Dryas in Central Europe, implications from varves (Lake Constance). – *Climate Dynamics*, **8**: 71-81; Berlin.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901-09): *Die Alpen im Eiszeitalter*. – 1199 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- PREUSSER, F. (1999): Lumineszenzdatierung fluviatiler Sedimente – Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. – *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, **3**: 62 S; Köln.
- PREUSSER, F. (2003): IRSL dating of K-rich feldspars using the SAR protocol: Comparison with independent age control. – *Ancient TL*, **21**: 17-23; Abièrre Cedex.
- PREUSSER, F. (2004a): Lumineszenzdatierung von Sedimenten als Beitrag zur Rekonstruktion der pleistozänen Klimageschichte des Alpenraums. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **38**: 95-116; Innsbruck.
- PREUSSER, F. (2004b): Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland. – *Boreas*, **33**: 195-210; Oslo.
- PREUSSER, F., GEYH, M.A. & SCHLÜCHTER, Ch. (2003): Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. – *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1435-1445; Oxford.
- PREUSSER, F. & GRAF, H.R. (2002): Erste Ergebnisse von Lumineszenzdatierungen eiszeitlicher Ablagerungen der Nordschweiz. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, N.F., **84**: 419-438; Stuttgart.
- PREUSSER, F. & KASPER, H.U. (2001): Comparison of dose rate determination using high resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma-mass spectrometry. – *Ancient TL*, **19**: 19-23; Abièrre Cedex.
- PREUSSER, F., MÜLLER B.U. & SCHLÜCHTER CH. (2001): Luminescence dating of sediments from the Luthern valley, central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle. – *Quaternary Research*, **55**: 215-222; Washington.

- PREUSSER, F. & SCHLÜCHTER, CH. (2004): Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare Valley, Switzerland. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**: 245-253; Basel.
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M., SCHLÜCHTER, CH. (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.
- SCHAEFER, I. (1940): Die Würmeiszeit im Alpenvorland zwischen Riß und Günz. – *Abhandlungen des Naturkunde und Tiergartenvereins Schwaben*, **2**: 1-148; Augsburg.
- SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet, Stellungnahme zu den Ausführungen H. Graul's. – In: GRAUL, H. & SCHAEFER, I.: *Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet*. – *Geologica Bavarica*, **18**: 49-112; München.
- SCHOLZ, H. (1995): *Bau und Werden der Allgäuer Landschaft*. – 305 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHOLZ, H. & PETER, I. (1995): Sedimente und Sedimentationsgeschichte des späthochglazialen „Kemptener Sees“ (Würmglazial, Südwest-Bayern). – *Geologica Bavarica*, **99**: 187-222; München.
- SCHLÜCHTER, CH. (1991): Fazies und Chronologie des letztzeitlichen Eisaufbaus im Alpenvorland der Schweiz. – In: FRENZEL, B. (Ed.): *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre*: 401-407; Stuttgart (Fischer).
- SIMON, L. (1926): Der Rückzug des würmeiszeitlichen Allgäuvorlandgletschers. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München*, **19** (2): 1-37; München.
- STEPP, R. (1953): Zur Talgeschichte der mittleren Iller. – *Geologica Bavarica*, **19**: 168-185; München.
- TROLL, C. (1936): Die sogenannte Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. – *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München*, **29**: 1-38; München.
- WEGMÜLLER, S. (1992): Vegetationsgeschichtliche und stratigraphische Untersuchungen an Schieferkohlen des nördlichen Alpenvorlandes. – *Denkschriften der Schweizer Akademie der Naturwissenschaften*, **102**: 1-82; Basel.
- 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 und Gegenwart*, **31**: 187-202, Hannover.
- WESSELS, M. (1995): Bodensee-Sedimente als Abbild von Umweltveränderungen im Spät- und Postglazial. – *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **66**: 105 S.; Göttingen.
- WESSELS, M. (1998): Late-Glacial and post-glacial sediments in Lake Constance (Germany) and their palaeolimnological implications. – *Archiv für Hydrobiologie, Advances in Limnology*, **53**: 411-449; Stuttgart.
- WINTLE, A. (1997): Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols. – *Radiation Measurements*, **27**: 769-817; Oxford.

Belegt der Fund einer „Schieferkohle“ die spätglaziale Vergletscherung der Immenstädter Nagelfluhberge?

RALF IRMLER & HERBERT SCHOLZ^{*}

Zusammenfassung: Im Rahmen einer Diplomkartierung wurde im Gebiet der Immenstädter Nagelfluhberge (Faltenmolasse) am Sedererbach, einem südlichen Nebenbach der Weißach, auf ca. 1150 m Höhe zwischen Sedererstuiben und Buralpkopf, ein bislang unbekanntes Vorkommen einer quartären „Schieferkohle“ entdeckt. Es handelt sich um mehrere geringmächtige Einschaltungen aus organischem Material in sehr dicht gelagerte Schluffe und Sande, die von 2 bis max. 4 m mächtigen sterilen Kiesen überlagert werden. Innerhalb des gleichfalls sehr festen, torfartigen Materials ließen sich kaum Hölzer, dafür aber vor allem Reste von Sphagnaceen (Torfmoosen) und Diatomeen nachweisen.

Aufgrund der Morphologie und der Geländebefunde ist es unwahrscheinlich, dass die augenscheinliche Überkonsolidierung des Materials auf eine ehemals mächtigere Überdeckung durch inzwischen abgetragene Sedimente oder Rutschmassen zurückzuführen ist. Angesichts der Position der Fundstelle direkt unterhalb eines großen Kares auf der Nordseite der über 1800 m hohen Rindalphorn-Hochgrat-Kette ist sie wohl eher mit einer Überfahrung durch einen Lokalgletscher erklärbar. Im Rahmen eines Kompressionsversuches mit behinderter Seitenausdehnung, der an diesem Material durchgeführt wurde, ließ sich durch Bestimmung des Casagrande-Kni-

ckes eine mögliche, ehemalige Eisüberlagerung von gut 20 m abschätzen.

Drei ¹⁴C -Datierungen ergaben mit 11930 ± 80, 11950 ± 60 und 11620 ± 80 Jahren BP überraschend junge Sedimentationsalter der Proben, die damit offenbar aus dem älteren Teil des Alleröd-Interstadials stammen. Als Zeitpunkt für eine mögliche Eisüberfahrung bleibt demnach nur die Jüngere Dryaszeit übrig (Egesen-Stadium), für die an dieser Stelle eine überraschend kräftige Depression der „Schneegrenze“ von mindestens 450 m gegenüber einer heutigen hypothetischen „Schneegrenze“ angenommen werden muss. Es ist wohl davon auszugehen, dass die großen Kare im Gebiet der Immenstädter Nagelfluhkette das letzte Mal kurz vor Beginn des Holozäns vergletschert waren.

Abstract: During field work a so long unknown occurrence of a quaternary lignite has been discovered within the valley of Sedererbach, a southern tributary of River Weißach, situated in the conglomeratic mountains chains (folded Molasse) near Immenstadt in southwestern Bavaria (Allgäu), just below the mountains of Sedererstuiben and Buralpkopf in an altitude of 1150 m. The occurrence consists of several thin organic intercalations within strongly consolidated silts and sands, covered with 2 up to a maximum of 4 m of gravel lacking any organic material. Although woody fragments are rare within the peat-like material, which is strongly consolidated as well, many remains of mosses (Sphagnaceans) and Diatoms can be detected.

The obvious overconsolidation of the material can not be interpreted as the result of the load of a formerly thicker sedimentary cover which may have been eroded in the meantime. The situation

^{*} Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. Dr. RALF IRMLER, Institut für Geographie der Friedrich-Schiller-Universität Jena, Löbdergraben 32, D-07743 Jena, Dipl.-Geol. Dr. HERBERT SCHOLZ, Privatdozent am Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München, Arcisstr. 21, D-80290 München

of the occurrence just below of a wide cirque on the northern side of the more than 1800 m high Rindalphorn-Hochgrat mountain chain stresses the obvious possibility of a local glacier that could have overridden the site. Due to compression experiments with samples of this material and the determination of the Casagrande-Point showed, that an ice-cover of about 22 m is most likely.

Three ^{14}C - datings showed surprisingly young sedimentation ages of the samples of 11930 ± 80 , 11950 ± 60 und 11620 ± 80 yBP, which seem to derive from the Alleröd Interstadial. Therefore the glacier advance could only have happened during the subsequent climatic depression of Younger Dryas (Egesen Stage), which leads to the assumption of a surprisingly strong snow-line depression of at least 450 m. These data are the first to give strong evidence for a last glaciation of the cirques within the mountains chains near Immenstadt in southwestern Bavaria just before the end of Pleistocene.

1 Geographischer und geologischer Rahmen

Im Rahmen einer Diplomkartierung im oberen Weißachtal (IRMLER 2001) südwestlich von Immenstadt im Allgäu (Abb. 1) wurde im Tal des Sederbaches ein bislang unbekanntes Vorkommen einer quartären „Schieferkohle“ entdeckt. Die Fundstelle (R: 35.60248, H: 52.66244) liegt unmittelbar am Sedererbach in einer Höhe von etwa 1150 m. Der Bach entspringt im Sedererkar, das an der Nordflanke der Rindalphorn-Hochgrat-Kette zwischen Buralpkopf (1772 m) und Stuiben (1749 m) bzw. dessen Nebengipfel Sedererstuiben (1737 m) im Gebiet der Immenstädter Nagelfluhberge liegt, und mündet im weiten Ehenschwang-Becken in die Weißach. In westlicher Verlängerung des Gipfelgrates liegt der Hochgrat,

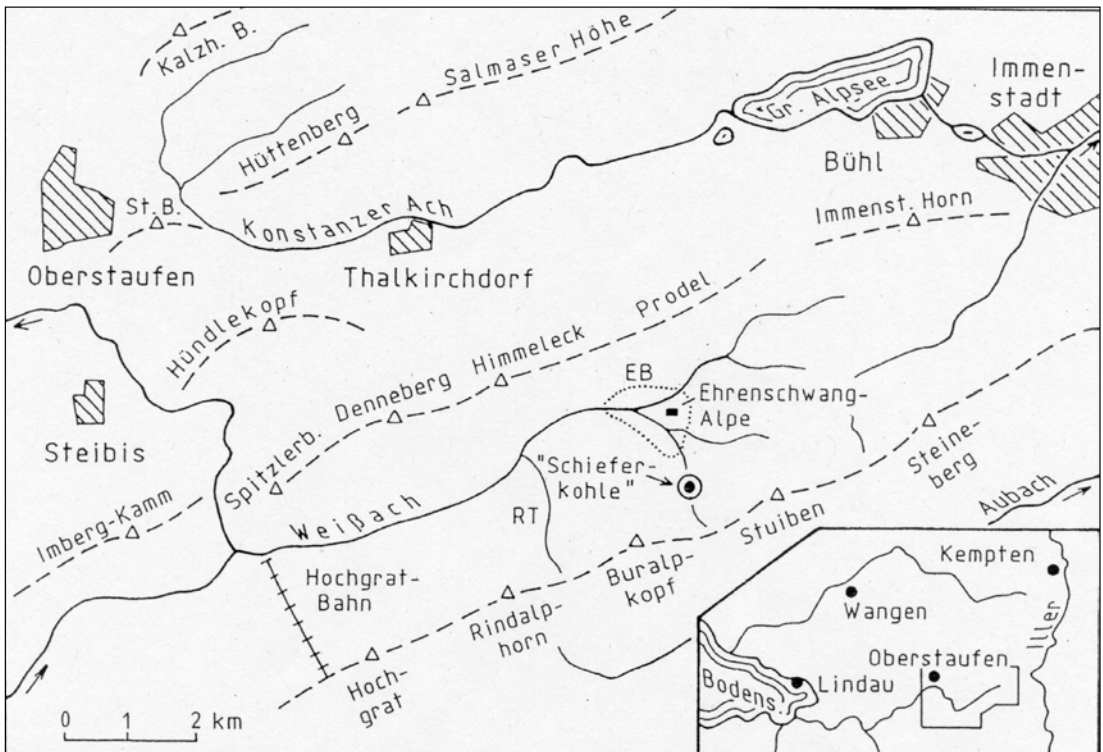


Abb. 1: Topographische Übersichtskarte der Immenstädter Nagelfluhberge. Eingezeichnet sind das etwas vereinfachte Gewässernetz, die wichtigsten Bergkämme und Gipfel sowie die Lage der „Schieferkohle“ am Sedererbach. EB = Ehenschwang-Becken RT = Rindalper Tobel

der mit 1832 m die höchste Erhebung der Immenstädter Nagelfluhkette darstellt. Zwischen dieser und der deutlich niedrigeren Kette des Prodel im N ist das Weißachtal eingesenkt, das von der Weißach in Richtung W entwässert wird (Abb. 1).

Das untersuchte Gebiet liegt in der Allgäuer Faltenmolasse im Bereich der südlichsten Molassemulden (Hornschuppe und Steinebergmulde). Die WSW-ENE-streichenden Höhenrücken werden im Wesentlichen von Gesteinen der Unteren Süßwassermolasse aufgebaut, die man hier klassisch in die Weißach-, Steigbach- und Kojenschichten gliedert. Die Typlokalitäten dieser stratigraphischen Einheiten befinden sich alle in der näheren Umgebung des Weißachtals (VOLLMAYR 1958, SCHWERD et al. 1983). Es handelt sich um Wechselfolgen von Konglomeraten, Ton-Schluff-Steinen und Sandsteinen. Alle hier aufgeschlossenen Molassegesteine sind steilgestellt und fallen mit 45 bis 70° meist nach S ein.

Tiefe Karmulden und deutlich ausgebildete, diese Kare umkränzende Wallssysteme, blockreiche glazigene Ablagerungen sowie konglomeratische Findlingsblöcke sind an der Nordflanke der Rindalphorn-Hochgrat-Kette weit verbreitet und deuten auf die Existenz zahlreicher kleiner kaltzeitlicher Lokalglletscher hin. Blockreiche glazigene Ablagerungen des gleichen Typs, die ausschließlich Lokalmaterial aus dem Hochgratgebiet enthalten, lassen sich stellenweise bis in die Umgebung von Steibis nachweisen. Daher ist anzunehmen, dass sich diese Lokalglletscher zeitweise zu einem Talglletscher im Weißachtal vereinigt haben müssen, der über die Engstelle von Imberg und Spitzlerberg hinaus bis in die Gegend des Weißachknies bei Oberstaufen vorgestoßen ist (Abb. 1). Im Weißachtal selbst sind deutliche morphologische Hinweise auf eine Talvergletscherung jedoch auf das obere Weißachtal zwischen Ehrenschwangelpe und Einmündung des Rindalper Tobels in die Weißach beschränkt.

Hier finden sich in einigen Tobeln und im Ehrenschwang-Becken zudem Aufschlüsse frischer glazigener Bildungen (IRMLER 2001), während weiter unten im Weißachtal alle eindeutig glazigenen Ablagerungen tiefgründig verwittert und entkalkt sind (ROGOZINSKI 1998).

Die blockreichen glazigenen Ablagerungen, die ausschließlich Lokalmaterial aus dem Hochgratgebiet enthalten und durch ihren Gehalt an metergroßen Konglomeratblöcken sehr auffällig erscheinen, sind in der Umgebung von Steibis immer von jüngeren Fernmoränen überdeckt (ROGOZINSKI 1998, WIMMER 1998). Somit ist davon auszugehen, dass nur in älteren Eiszeiten ein Talglletscher existierte, der das Weißachtal abwärts über die Engstelle von Imberg und Denneberg hinaus nach N vorstoßen konnte. In der Gegend des Weißachknies dürfte er sich zeitweise mit der Weißachzunge, einem Ast des Rhein-Bodensee-Vorlandglletschers vereinigt haben. Im Würm-Hochglazial hingegen scheinen nach ROGOZINSKI (1998) und IRMLER (2001) die meisten Kargletscher gerade einmal den Grund des Weißachtals erreicht zu haben (Abb. 2). Jedenfalls war die Vergletscherung des oberen Weißachtals in der letzten Eiszeit offenbar bedeutend geringer als bisher angenommen worden war (z.B. JÄCKLI 1970, WEINHARDT 1973, SCHOLZ 1995).

2 Die „Schieferkohle“

Der Aufschluss der „Schieferkohle“ befindet sich zu Füßen der Sedererwände, unmittelbar unterhalb eines kleinen Wasserfalles im Sedererbach in einer Höhe von etwa 1150 m. Beiderseits des hier N-S-verlaufenden Baches sind an den Prallhängen horizontal lagernde quartäre Sedimente (Kiese und Schluffe) angeschnitten, die Horizonte mit organischem Material enthalten (Abb. 3). Die Basis des westlichen Aufschlusses bilden grau-braune Schluffe mit

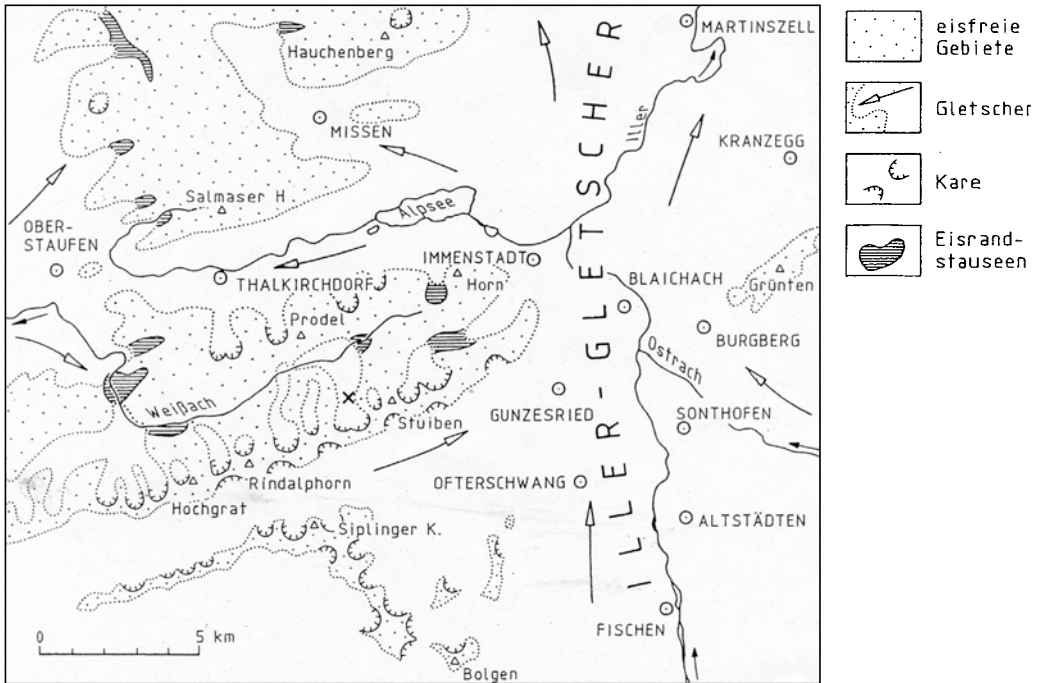


Abb. 2: Die Immenstädter Nagelfluhberge während des Vereisungsmaximums der Würmeiszeit (LGM). Rekonstruktionsversuch auf der Grundlage von geologischen Detailkartierungen von BÜHRING (1993), WIMMER (1998), ROGOZINSKI (1998), IRMLER (2001) und PAST (2001). Die Vergletscherung des oberen Weißachtales war in der letzten Eiszeit offenbar bedeutend geringer als bisher angenommen (vergl. z.B. JÄCKLI 1970, WEINHARDT 1973 oder SCHOLZ 1995). Mit dem Kreuz ist die Lage der Schieferkohle im Sedererbach markiert.

stark angelösten, eckigen Komponenten und Gesteinssplintern. Wahrscheinlich handelt es sich um solifluidal umgelagerte, mit Steinen durchmischte Molassemergel. Dieses Material wird von einer etwa 60 cm mächtigen Folge von mehr oder weniger schluffreichen Kiesen und Sanden sowie reinen Schluffen überlagert, in die mehrere, maximal 4 cm dicke Horizonte aus organischem Material eingeschaltet sind. Im Hangenden der obersten dieser organischen Lagen folgen bis zur Geländeoberkante 2 m verstütztes, kiesiges Material, bei dem es sich um die gleichen, schlecht geschichteten Kiese handeln dürfte, die auch auf der anderen Bachseite aufgeschlossen sind.

Am östlichen Prallhang sind in einer ähnlichen Schichtfolge insgesamt nur drei Horizonte mit

organischem Material eingeschaltet. Im Hangenden der obersten dieser Lagen folgen hier bis max. 4 m mächtige, sandige, schlecht geschichtete Kiese, in denen kein organisches Material gefunden werden konnte (Abb. 3). Die Gerölle in diesem Kies zeigen deutliche Imbrikation. Hinsichtlich ihrer Farbe und ihrer Sterilität erinnern sie eher an kaltzeitliche Schmelzwasserkiese als an warmzeitliche Bachsedimente. Bei allen Komponenten, die in dieser Schichtfolge vorkommen, scheint es sich um Fragmente von Sandsteinbänken oder Geröllen aus entfestigten Konglomeraten zu handeln, also um umgelagerte Molassegesteine. Die Horizonte mit organischem Material, aber auch alle anderen Sedimente im Liegenden der Kiese, machen einen ungewöhnlich festen, augenscheinlich

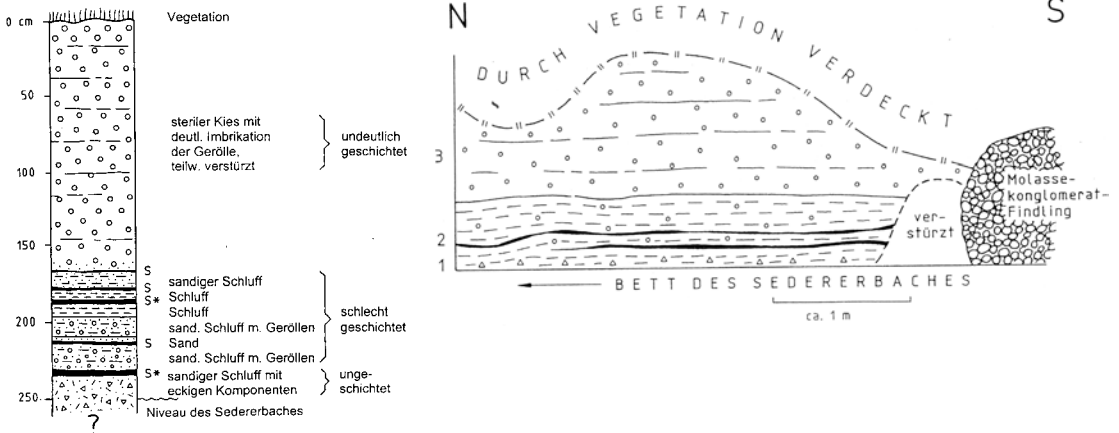


Abb. 3: Das „Schieferkohle“-Profil im Sedererbach.

Rechts: Schematische Übersichtsskizze vom östlichen Prallhang des Sedererbaches.

3 = undeutlich geschichteter, steriler Kies

2 = schlecht geschichtete Schluffe und Sande mit Geröllen und organischen Einschaltungen

1 = sandiger Schluff mit eckigen Komponenten, ungeschichtet

Links: Detailliertes Säulenprofil des westlichen Prallhanges im Sedererbach. Horizonte, die aus torfartigem, organischen Material bestehen, sind mit „S“ gekennzeichnet. Stellen, an denen Proben für die radiometrische Altersbestimmung entnommen worden sind, wurden zusätzlich mit einem Sternchen markiert.

überkonsolidierten Eindruck.

Die Lagen mit organischem Material sind braun gefärbt, faserig strukturiert und bestehen im wesentlichen aus Pflanzenresten. Schon mit bloßem Auge sind viele dünne, plattgedrückte Stengel erkennbar. Dickere Ästchen oder größere Holzreste fehlen völlig. Bei einer Untersuchung der Pflanzenreste unter der Stereolupe und dem Durchlichtmikroskop konnten vor allem zahlreiche Reste von Torfmoosen (Sphagnaceen) identifiziert werden. Daneben wurden schlecht erhaltene fädige Grünalgen und Diatomeen gefunden. Der Erhaltungszustand der ursprünglich holzigen Stengel war zu schlecht, um das Material näher bestimmen zu können. Die „Schieferkohle“ wurde von Frau Dr. H. Schneider am Geographischen Institut der Universität Jena pollenanalytisch untersucht. Die Ergebnisse belegen im Profilabschnitt 189 bis 235 cm (Abb. 3 links) eine einheitliche Entwicklung der regionalen Vegetation. Dabei fallen vor allem sehr hohe prozentuale Werte von *Pinus*,

zugleich aber auch regelmäßige Nachweise von lichtliebenden Arten wie *Juniperus*, Cichorioideae, Chenopodiaceae, *Artemisia* und Poaceae auf. Anhand des Artenspektrums lässt sich ein ausgedehnter Kiefernwald im weiteren Umfeld der untersuchten Ablagerungen rekonstruieren, der an exponierten und lichten Standorten vor allem Raum für Offenlandgesellschaften bot. Im Bereich der Ablagerungen selbst entwickelte sich im untersuchten Zeitraum ein Moor, das zunächst vor allem durch vereinzelte Hochstauden, Farne, Sauergräser und vor allem Moosfarne (*Selaginella*) geprägt war. Im weiteren Verlauf charakterisierten jedoch in erster Linie Sauergräser, aber auch Wasserpflanzen (*Callitriche*-type) das Bild der lokalen Vegetation und lassen auf zunehmende Versumpfung schließen. Der Nachweis von Pollenkörnern der Gattungen *Alnus* und *Corylus* kann hier sicher als Beleg für anhaltende Umlagerungsprozesse angesehen werden.

Die mineralischen Einschaltungen zwischen

den dünnen Torfhorizonten waren extrem arm an Palynomorphen. Die wenigen erhaltenen Pollenkörner waren stark korrodiert und ermöglichten deshalb keine Auswertung. Möglicherweise sind sie in einem sehr kurzen Zeitraum abgelagert worden. Zur pollenanalytischen Altersbestimmung vergl. Abschnitt 2.2..

2.1 Kompressionsversuch an einer Probe aus der „Schieferkohle“

Um den subjektiven Eindruck der Konsolidierung der „Schieferkohle“ zu verifizieren, wurde der Grad der Verfestigung im Rahmen eines Kompressionsversuches bei behinderter Seitenausdehnung (DIN 18135) gemessen. Zur Bestimmung des Setzungsverhaltens wurde eine ungestörte Probe (Güteklasse 1 nach DIN 4021) mit einem Stechring (71,4 mm Ø) gewonnen und im Kompressionsapparat stufenweise be-, ent- und wiederbelastet. Bei einem natürlichen Wassergehalt von 60 Gewichts-% (bezogen auf Trockenmasse) ergab sich eine maximale Setzung von knapp 40 %.

Auffällig ist der konvexe Verlauf der halblogarithmischen Last-Zusammendrückungs-Kurve bei der Erstbelastung (Abb. 4 oben). Das heißt, die Kurve besitzt bei mäßiger Zunahme der Normalspannung eine flach gekrümmte Form, bei höheren Normalspannungen dagegen eine deutlich stärkere Neigung. Die Ursache hierfür wird im Überschreiten einer früheren Vorbelastung gesehen. Der Wendepunkt der Kurve wird als „Casagrande-Knick“ bezeichnet (Abb. 4 oben). Nach PRINZ (1997: 34), BÖLLING (1971: 43) sowie der DIN 18135 lässt sich aus der Lage dieses Knickpunktes die ungefähre Größe der Vorbelastung bestimmen, die im vorliegenden Falle im Bereich von ca. 200 kN/m² liegt.

Für diese augenscheinliche Überkonsolidierung der „Schieferkohle“ und der sie umgebenden schluffigen Sedimente ist eine Überlagerung

durch 2 bis maximal 4 m Kies, wie sie derzeit im Gelände vorzufinden ist (Abb. 3), nicht ausreichend. Keine Geländebefunde sprechen für eine ursprünglich deutlich höhere Überlagerung, etwa durch wesentlich mächtigere Bachsedimente oder durch Rutschmassen, die inzwischen der Erosion zum Opfer gefallen sein könnten. Eine für die Kompaktion ausreichend mächtige Überlagerung aus Schnee- und Lawinenmassen wäre aufgrund der Lage des Schieferkohlevorkommens denkbar. Allerdings ist der nötige Belastungszeitraum für eine derartige Kompaktion wohl als deutlich zu gering zu betrachten. Ein möglicher Grund für die hohe Vorbelastung angesichts der Lage der „Schieferkohle“ könnte in einer Eisüberfahung zu finden sein. Bei einer Interpretation der Ergebnisse des Kompressionsversuches (Abb. 4) in diesem Sinne würde sich bei einer angenommenen Eisdichte von 0,9 g/cm³ eine Eisüberlagerung von gut 20 m ergeben.

Zu Vergleichszwecken wurde auch das Kompressionsverhalten eines holozänen, nicht vorbelasteten jungen Torfes aus einem Hochmoor östlich von München getestet. Die Torfprobe wurde aus einem etwa 700 m nördlich von Fürmoosen bei Kirchseeon (Landkreis Ebersberg) gelegenen Torfstich aus einer Tiefe von etwa 2 m entnommen. Die ursprüngliche Überlagerung durch Sedimente ist hier damit ähnlich hoch wie bei den „Schieferkohlen“ im Sedererbach. Es ergab sich ein zehnfach höherer natürlicher Wassergehalt (600 Gewichts-%! bezogen auf die Trockenmasse), eine deutlich größere Zusammendrückbarkeit (85 %) und eine völlig anders gekrümmte, konkave Erstbelastungskurve (Abb. 4 unten).

Der Versuch, aus schluffigen Sedimenten des Schieferkohle-Profiles gleichfalls Proben für Kompressionsversuche zu gewinnen, schlug leider fehl. Ein Teil des Materials erwies sich als sekundär stark aufgeweicht, da die Schluffe als Grundwasserstauer dienen und an ihrer Oberkante zahlreiche Quellen austreten. Andere Pro-

ben aus tieferen Teilen des Profils sind so mit groben Gesteinsfragmenten durchsetzt, dass sich mit dem Steckzylinder keine geeigneten Proben gewinnen ließen.

2.2 Altersbestimmung der „Schieferkohle“

Aufgrund der Geländesituation wurde zunächst von einer Verdichtung der Sedimente durch Eisüberfahrung ausgegangen. Somit schien ein Prähochwürm-glaziales Alter der „Schieferkohle“ am wahrscheinlichsten. Da die Umgebung der Fundstelle heute bewaldet ist, größere Holzreste in der „Schieferkohle“ aber völlig fehlen, war anfangs angenommen worden, dass es sich wohl um keine eindeutig warmzeitliche Bildung handeln könne. Angesichts ihrer Höhenlage von etwa 1140 m könnte die Fundstelle schon bei einer relativ bescheidenen Absenkung der „Schneegrenze“ in die Nähe der Baumgrenze geraten sein. Aufgrund dieser Überlegungen

war ursprünglich mit einem Frühwürm-interstadialen Alter der „Schieferkohle“ gerechnet worden.

Um die angenommene Altersstellung zu überprüfen, wurde Probenmaterial der „Schieferkohle“ an das Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel geschickt, um an dem Material eine konventionelle Radiokarbon-Datierung durchführen zu lassen. Die Messungen ergaben ein unkalibriertes ¹⁴C-Alter von 11930 ± 80 Jahren BP (Labornummer: KI-4859). Weitere Radiokarbon-Alter wurden mit der AMS-Methode am Van de Graaff Laboratorium der Universität Utrecht bestimmt. Danach hat der 4 cm mächtige Basis-Horizont ein ¹⁴C -Alter von 11950 ± 60 Jahren BP (Labornummer: UtC Nr. 11355), für den Horizont unmittelbar unter den überlagernden Kiesen ergibt sich dagegen ein Alter von 11620 ± 80 Jahren BP (Labornummer: UtC Nr. 11354)(Abb. 3 links).

Aufgrund dieser ¹⁴C -Datierungen fällt die Entstehung des Torfes ins Spätglazial der Würmeis-

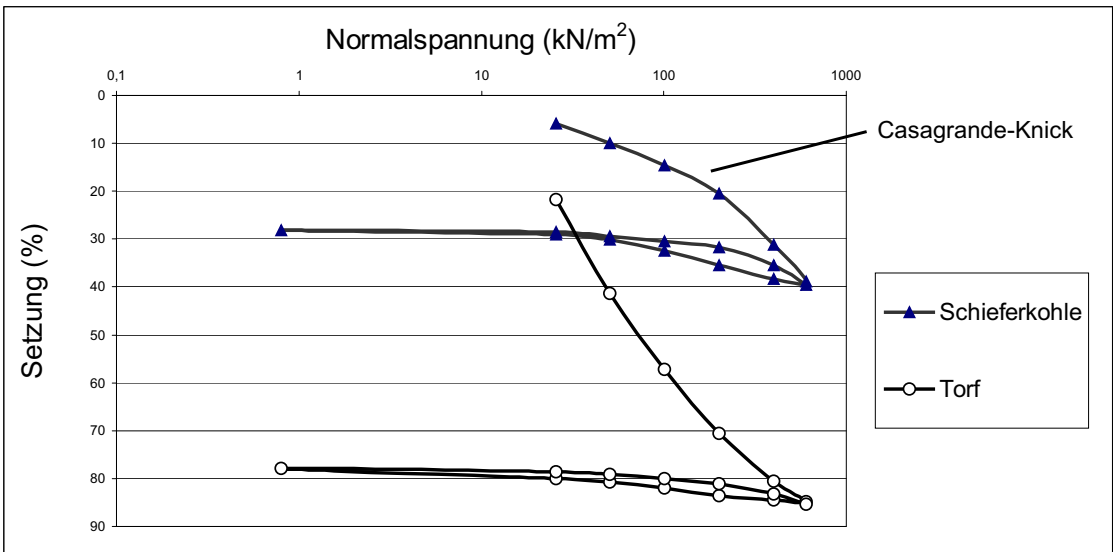


Abb. 4: Vergleich des Setzungsverhaltens der mutmaßlich eisüberfahrenen „Schieferkohle“ vom Sedererbach (oben) und eines nicht vorbelasteten Torfes aus einem Torfstich von Fürmoosen bei Kirchseeon im Alpenvorland (unten). Anhand des „Casagrande-Knickes“ in der Setzungskurve lässt sich die Größe der Vorbelastung des Materials abschätzen.

zeit, genauer in den Beginn der spätglazialen Warmphase des Alleröd. Dafür sprechen auch die pollenanalytischen Untersuchungen durch Frau Dr. H. Schneider vom Geographischen Institut der Universität Jena. Vergleicht man die palynologischen Ergebnisse (Abschnitt 2) mit den Arbeiten von KLEINMANN (1992, 1995) aus dem Ammersee und AMMANN & LOTTER (1989) aus dem Rotsee, so lassen sich die untersuchten Pollenspektren gleichfalls dem Alleröd-Interstadial zuordnen, also der Pollenzone II nach FIRBAS (1949).

Nach den Paläotemperatur-Messungen, die GRAFENSTEIN et al. (1992: 150) an Ostrakodenschalen im Ammersee durchgeführt haben, herrschten zu dieser Zeit im Alpenvorland Jahresdurchschnittstemperaturen, die mit etwa + 6°C nur wenig unter den heutigen Temperaturen (+ 8°C) liegen. Entsprechend dürften auch die Jahresmitteltemperaturen im Tal des Sedererbaches z.Z. der Bildung dieser „Schieferkohle“ nicht all zu weit unter den heutigen gelegen haben. Die Pressung der „Schieferkohle“ muss jünger sein und könnte mit einer möglichen Eisüberfahung während der jüngeren Dryaszeit zusammenhängen. Der Eisvorstoß müsste folglich mit dem zentralalpinen Egesen-Stadium parallelisierbar sein (PATZELT & BORTENSCHLAGER 1978). Damit könnte es sich um die jüngste bekannte „Schieferkohle“ Deutschlands handeln, für die eine Vorbelastung durch Gletschereis anzunehmen ist. Aufgrund ihres geringen Alters und ihrer Höhenlage sind Vergleiche mit anderen bekannten „Schieferkohlen“ im nordalpinen Raum und im Alpenvorland nur schwer zu ziehen (z.B. BRUNNACKER 1962, HEUBERGER 1968, KELLER & KRAYSS 1997, PATZELT 1983, STEPHAN 1970). Einzig die „Schieferkohle“ von Imberg bei Sonthofen liegt ähnlich hoch, ist aber mit einem Radiokarbon-Alter von > 40 000 Jahren deutlich älter (SCHWERD et al. 1983) und stammt angeblich aus einem Frühwürm-Interstadial.

3 Der Sedererkar-Gletscher und die spätglaziale Depression der Schneegrenze

Für eine denkbare Eisüberfahung könnte der Vorstoß eines Lokalgletschers aus dem unmittelbar im Süden anschließenden Sedererkar verantwortlich sein. Die Eiszunge müsste, um das Gebiet mit der „Schieferkohle“ erreicht und 20 m hoch überdeckt haben zu können, um mindestens 700 m über den Karriegel und die Mittleren Sedererwände nach Norden hinaus vorgestoßen sein und dabei eine Höhendifferenz von mehr als 300 m überwunden haben.

Für die Entstehung eines Gletschers ist neben der nötigen Höhenlage und ausreichendem Niederschlag auch Exposition, Sonneneinstrahlung und die Möglichkeit der Akkumulation durch Lawinen zu berücksichtigen. Die Position des ideal ausgebildeten, amphitheaterförmigen Sedererkares ist für die Akkumulation großer Schneemengen sehr günstig. Es liegt an der extrem steilen Nordseite der Rindalphan-Hochgrat-Kette, deren Kamm im Bereich des Sedererkares eine Höhe von ca. 1590 m erreicht. Der etwa 1450 m hoch liegende Boden des Sedererkares, in dem Erosionsreste von feinkörnigen Karsee-Sedimenten aufgeschlossen und erbohrbar sind (IRMLER 2001), wird von den übersteilten Oberen Sedererwänden überragt (1570 m), die aus steil nach Süden einfallenden Molassekonglomeraten aufgebaut werden. Dadurch wurde das Kar sicherlich nicht nur durch die an sich schon sehr hohen Niederschläge im Nordstau der Alpen, sondern auch durch Lawinen mit Schnee versorgt. Abgesehen von seiner Nordexposition und die dadurch bedingte geringe Sonneneinstrahlung wird das Kar im E vom 1737 m hohen Sedererstuiben und im W vom 1772 m hohen Buralpkopf flankiert, was eine zusätzliche Beschattung eines Kargletschers bedeutet.

Ein Kargletscher konnte sich während der Jüngeren Tundrenzeit im Sedererkar natürlich

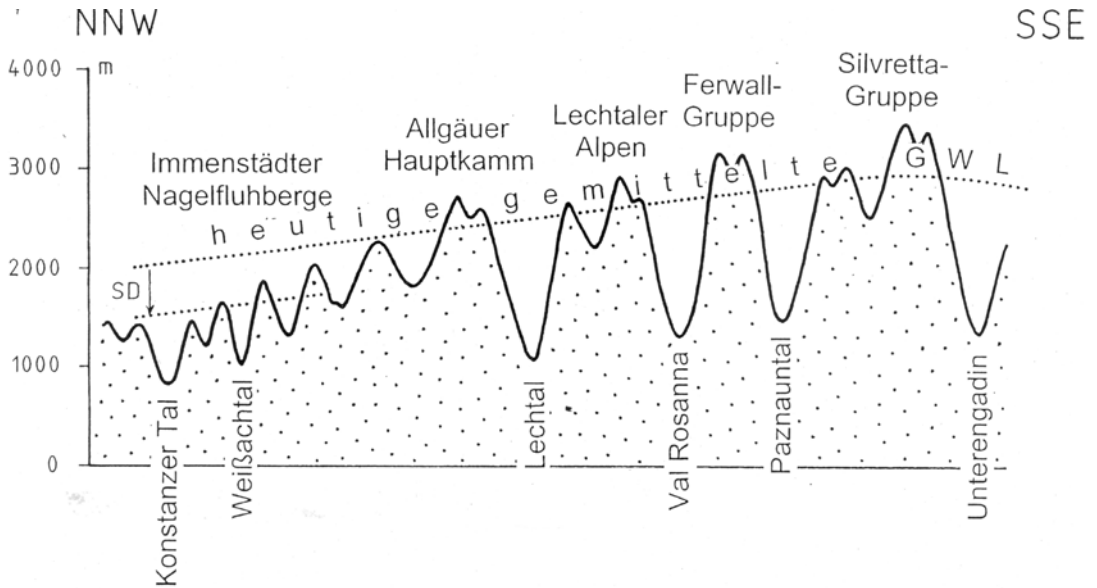


Abb. 5: Schematischer N-S-Schnitt durch die Ostalpen zwischen der Silvretta und dem Allgäu, mit Lage der heutigen Schneegrenze (GWL). Verwendet wurden u.a. die Angaben von GROSS (1983), VORNDRAN (1970) sowie SCHUG & KUHN (1993). Die hypothetische Verlängerung der gemittelten Höhenlage der Gleichgewichtslinie bis zum Alpennordrand dient der Rekonstruktion der spätglazialen Depression der Schneegrenze (SD) in den Immenstädter Nagelfluhbergen.

nur dann bilden, wenn die „Schneegrenze“ in dieser Zeit deutlich niedriger lag als heute. Die „Schneegrenze“ muss irgendwo zwischen dem Karboden (1450 m) und dem Sattel zwischen Sedererstuiben und Buralpkopf (1590 m) angenommen werden, also in einer Höhe von 1500 bis max. 1550 m. Ist eine spätglaziale „Schneegrenzendepression“ dieser Größenordnung überhaupt wahrscheinlich?

Die heutige „Schneegrenze“ – sie wird in Anlehnung an GROSS (1983) im folgenden als Mittel der Gleichgewichtslinie (GWL) bzw. „equilibrium line“ (EL) über mehrere Jahre verstanden – auf Gletschern liegt im Bereich der zentralen Ostalpen nach GROSS (1983: 68) um die 3000 m hoch. Im Gebiet des Alpenhauptkammes liegt sie in der Silvretta-Gruppe, die sich genau südlich des Allgäus befindet, in einer Höhe von 2950 m (Abb. 5). Doch schon am Nordrand der Silvretta, bei Galtür, sinkt sie auf eine Höhe von nur mehr 2600 m ab (VORN-

DRAN 1970: 160 f.). In der noch weiter nördlich gelegenen Ferwallgruppe liegt die gemittelte Höhenlage der Gleichgewichtslinie nochmals deutlich niedriger. Für den im Wettersteingebirge gelegenen Höllentalferner (ENE-Exposition) – er befindet sich südöstlich des beschriebenen Schieferkohlevorkommens – nennt HIRTLREITER (1992) eine rezente Schneegrenze von 2375 m. Das nächstgelegene rezente Firnfeld ist der Schwarzmilzferner am Südhang der Mädelegabel im Bereich des Hauptkammes der Allgäuer Alpen. Nach SCHUG & KUHN (1993) ist die „Schneegrenze“ am Schwarzmilzferner bei 2450 m anzunehmen (Abb. 5). Im Gegensatz zu diesem Firnfeld ist das Sedererkar aber nordexponiert. Nach KUHN (1983) beträgt der Höhenunterschied zwischen den „Schneegrenzen“ nord- und südexponierter Gletscher im Schnitt 172 m in den Nördlichen Kalkalpen. Folglich wäre die gemittelte Höhenlage der Gleichgewichtslinie im Gebiet der Mädelega-

bel für einen (hier aber nicht vorhandenen) nordexponierten Gletscher bei knapp 2275 m anzunehmen. Interpoliert man die Abnahme der Gleichgewichtslinienhöhe von den Zentralalpen zum Alpenrand hin nach Norden, muss man eine hypothetische Lage der heutigen „Schneegrenze“ im Gebiet der Immenstädter Nagelfluhberge von 2100 m annehmen (Abb. 5). Es ist allerdings anzumerken, dass sie je nach Witterungsumständen bezüglich Form und Höhenlage von Jahr zu Jahr stark variieren kann (MAISCH 1992).

Die klimatische Schwankung während der Jüngeren Dryaszeit hat in den Zentralalpen nach PATZELT (1983: 39) eine Absenkung der „Schneegrenze“ um bis zu 450 m bewirkt. Etwa vergleichbare Werte konnten von HIRTLREITER (1992) im Wettersteingebirge (Höllental) festgestellt werden. Er gibt für einen sicher bestimmten Moränenstand aus der Jüngeren Dryas eine Schneegrenzdepression von 395 m (Bezugsniveau 1990), für einen vermuteten Gletscherstand aus der Jüngeren Dryas oder älter eine Depression von 445 m (Bezugsniveau 1990) an. Geht man von der oben abgeleiteten Höhenlage der heutigen hypothetischen „Schneegrenze“ im Gebiet der Rindalphorn-Hochgrat-Kette aus, errechnet sich hier eine spätglazial-stadiale Schneegrenzhöhe von ca. 1650 m. Sie liegt damit etwa 200 m über dem Niveau des heutigen Karbodens und etwa 100 m über der oben aufgrund von geomorphologischen Überlegungen ermittelten Höhenlage der Gleichgewichtslinie. Dieser unzulängliche Rekonstruktionsversuch würde also gegen die Möglichkeit der Entstehung eines Kargletschers an dieser Stelle sprechen. Allerdings werden einige günstige Lagefaktoren nicht berücksichtigt, die vielleicht dazu beitragen würden, die spätglaziale „Schneegrenze“ lokal um mehr als 100 m weiter nach unten zu drücken.

Ein anderer Lösungsansatz für die Ermittlung der gemittelten Höhenlage der Gleichgewichtslinie während der Jüngeren Dryaszeit (u.a. KEL-

LER & KRAYSS 1997) besteht in der Koppelung der „Schneegrenze“ an die Jahresmitteltemperatur. So führt nach KELLER & KRAYSS (1997) eine Temperaturänderung von 0,4°C bis 0,6°C zum Ansteigen oder Absinken der „Schneegrenze“ um jeweils 100 m. Da der Unterschied der Jahresmitteltemperatur zwischen der jüngeren Dryaszeit und heute nach GRAFENSTEIN et al. (1992: 150) etwas mehr als 6°C betragen haben soll, errechnet sich eine hypothetische „Schneegrenze“ von etwa 1400 m Höhe im Untersuchungsgebiet. Somit wäre eine späteiszeitliche Vergletscherung des 1450 m hoch gelegenen Sedererkares während des Egesen-Stadiums durchaus denkbar.

4 Die jüngste Landschaftsgeschichte im oberen Weißachtal

Versucht man all diese Beobachtungen und Erkenntnisse zu einem einheitlichen Bild zusammenzufügen, würde die Landschaftsgeschichte dieser Gegend in der ausgehenden Würmeiszeit in einem völlig neuen Licht erscheinen. Seit den grundlegenden Arbeiten von PATZELT & BORTENSCHLAGER (1969, 1978) in den zentralen Ostalpen ist klar geworden, dass das Rückschmelzen der großen Vorlandgletscher bis zum Alpenrand in wesentlichen Teilen noch im ausgehenden Hochglazial erfolgte und die Gletscher sich noch während des Spätglazials in die Hochlagen der Alpen zurückgezogen haben müssen. Dadurch scheint gesichert, dass die meisten der deutlich ausgebildeten Wallsysteme, die die nordalpinen Kare umkränzen, größtenteils nicht aus dem frühen Holozän, wie man bis dahin vielfach angenommen hatte (z.B. HEUBERGER 1968), sondern aus dem Spätglazial stammen müssten. Niemand dürfte aber bisher damit gerechnet haben, dass die Klimadepression noch an der Wende vom Spät- zum Postglazial so kräftig war, dass sie in der Jün-

geren Dryaszeit einen derart weiten Eisvorstoß (Egesen-Stadium) aus einem vergleichsweise ziemlich tief liegenden Kar auslösen konnte.

Die Lokalgletscher an der übersteilten Nordflanke der Rindalphorn-Hochgrat-Kette sind während der Würmeiszeit wohl mehrfach vorgestoßen. Jedoch nur im Hochwürm dürften einige Gletscherzungen vorübergehend den Grund des Weißachtales erreicht haben. Das waren vor allem Gletscher, die Karen unter dem Hochgrat, dem Rindalphorn (Rindalpkar) und dem Buralpkopf (Sedererkar) entstammten. Doch nur die beiden östlichsten dieser Kar-gletscher, der Sedererkar- und der Rindalpkar-Gletscher, konnten zeitweise echte Talgletscher ausbilden. Wie sich an sehr deutlichen und kaum verwitterten Moränenwällen rekonstruieren lässt, schob sich der aus dem Rindalpkar stammende Talgletscher etwa 2,5 km weit im Rindalptobel bis zu seiner Einmündung in die Weißach vor. Der Sedererkar-Gletscher schob sich mindestens 3 km weit über das Becken der Ehrenschwang-Alpe hinaus bis zu der Unteren-Eck-Alpe im Weißachtal vor. Die Gletscherstirn wird durch deutliche Moränenwälle nachgezeichnet, die etwa 400 m westlich der Unteren Eck-Alpe das Tal queren. Die Verbreitung glazigener Ablagerungen weist aber darauf hin, dass diese Gletscherzunge zeitweise wohl bis zur Einmündung des Rindalptobels nach W gereicht haben muss. Stillwassersedimente im Weißachtal deuten darauf hin, dass im Zungenbecken der Ehrenschwang-Alpe, aber auch östlich der Einmündung des Rindalpkar-Gletschers, zeitweise Schmelzwasserseen aufgestaut worden sind.

Im Spätglazial – zumindest im Alleröd – ist der Sedererkar-Gletscher in das 1450 m hoch gelegene Sedererkar zurückgeschmolzen und vielleicht vorübergehend völlig verschwunden. Das vom Eis unterhalb der Unteren Sedererwände zurückgelassene Material wurde wegen des starken Gefälles und des in den kälteren Abschnitten des Spätglazials herrschenden Frost-

klimas geliffluidal umgelagert und mit den hier anstehenden Molassemergeln vermischt. Die im Talboden akkumulierten Fließerden bilden die Basis des oben beschriebenen Aufschlusses (Abb. 3). In flachen Depressionen des unruhigen Geländes entstanden in der Nähe des Sedererbaches kleine Tümpel und Flachmoore mit geringmächtigen Torfen. Bachhochwässer lagerten in diesen Mulden immer wieder sandig-schluffige Sedimente ab, wodurch die Torfbildung vorübergehend unterbrochen wurde.

Bei einer erneuten Klimaverschlechterung in der Jüngeren Dryaszeit – die Jahresdurchschnittstemperatur sank selbst im Alpenvorland auf etwa 0°C ab – könnte es einen weiteren Vorstoß des Sedererkar-Gletschers gegeben haben. Die Eiszunge schob sich mindestens 700 m über den Karriegel hinaus, überwand eine Höhe von fast 300 m und stieß noch etwas über die Flachmoore am Sedererbach vor (Egesen-Stadium). Dabei könnten die Torfe überfahren und gepresst worden sein. Angesichts der rekonstruierbaren geringen Mächtigkeit des Eises von max. 22 m sollte der Gletscher damals nicht allzu weit nördlich von diesen Torfen gestirnt haben. Deutliche Moränenwälle sind hier allerdings nicht erhalten geblieben, könnten allerdings unter den weitläufigen Schwemmfächern südlich der Ehrenschwangalpe verborgen sein. Bei der fortschreitenden Klimaerwärmung an der Grenze vom Spät- zum Postglazial kam es zu einem neuerlichen raschen Rückschmelzen des Eises. Aus dieser Phase stammen vermutlich die Schmelzwasserkiese im Hangenden der „Schieferkohlen“. Die Genese und der Erhalt der „Schieferkohle“ ist der geschützten Lage am Fuße der steilen Sedererwände zu verdanken. Ähnlich klare Belege für einen so jungen Eisvorstoß fehlen bisher jedoch in der Umgebung anderer Kare der Rindalphorn-Hochgrat-Kette (IRMLER 2001, ROGOZINSKI 1998, VÖLLMAYER 1958, DONGUS 1982, 1983).

5 Danksagung

Für die pollenanalytische Untersuchung des Aufschlusses bedanken wir uns bei Frau Dr. H. Schneider von der Friedrich-Schiller-Universität Jena. Unser Dank gilt auch Herrn Dr. Erlenkeuser vom Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung der Universität Kiel und Herrn Dr. K. van der Borg vom R. J. Van de Graaff Laboratorium der Universität Utrecht für die ¹⁴C-Datierungen. Für die Durchführung und Auswertung ergänzender Kompressionsversuche bedanken wir uns bei Frau Dipl.-Geol. Marion Nickmann und Herrn Matthias Bober. Zudem sind wir auch Herrn Dr. R. Plininger vom Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TU München, Herrn Dr. M. Fiebig vom Bayerischen Geologischen Landesamt und Frau Dipl.-Geol. D. Frieling (Olching) für die kritische Durchsicht des Textes zu Dank verpflichtet.

6 Literaturverzeichnis

- AMMANN, B. & LOTTER, A.F. (1989): Late Glacial radiocarbon- and palynostratigraphie on the Swiss Plateau.– *Boreas*, **18**: 109-126; Oslo.
- BÖLLING, W.H. (1971): Zusammendrückung und Scherfestigkeit von Böden. Anwendungsbeispiele und Aufgaben.– 174 S.; Wien (Springer).
- BRUNNACKER, K. (1962): Das Schieferkohlenlager von Pfefferbichl bei Füßen.– *Jber. U. Mitt. Oberrh. Geol. Ver.*, **44**: 43-60; Stuttgart.
- BÜHRING, Ch. (1993): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes zwischen Oberstaufen und Missen im Allgäu (Faltenmolasse und Quartär).– *Diplomkartierung am Lehrstuhl für Geologie der TU München*, unveröffentlicht: 78 S., 1 geol. Kt. 1: 10 000; Garching.
- DIN 4021 (1990): Baugrund, Aufschluß durch Schürfe und Bohrungen.– Entwurf 10/90, 27 S.; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DIN 18135 (1999): Eindimensionaler Kompressionsversuch, Baugrund, Untersuchungen von Bodenproben.– Entwurf 6/99, 38 S.; Berlin, Wien, Zürich (Beuth).
- DONGUS, H. (1982): Über die eiszeitliche Vergletscherung des westlichen Hochallgäus und die glaziale Überformung des Alpsee- und des oberen Weißachtales.– *Ber. z. dt. Landeskunde*, **56**: 219-238; Trier.
- DONGUS, H. (1983): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1: 25 000 der Bundesrepublik Deutschland, GMK 25 Blatt 14 Nr. 8426 Oberstaufen.– 46 S., 1 geomorph. Kt.; Berlin.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. I. Allgemeine Waldgeschichte.– 480 S.; Jena (Fischer).
- GRAFENSTEIN, U. von, ERLENKEUSER, H., MÜLLER, J. & KLEINMANN-EISENMANN, A. (1992): Oxygen Isotope Records of Benthic Ostracods in Bavarian Lake Sediments; Reconstruction of Late and Post Glacial Annual Air Temperatures.– *Naturwissenschaften*, **79**: 145-152; Heidelberg.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1976): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten.– *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, **12** (2): 223-251; Innsbruck.
- GROSS, G. (1983): Die Schneegrenze und die Altschneelinie in den österreichischen Alpen.– *Innsbrucker Geographische Studien*, **8**: 59-76; Innsbruck.
- HIRTLEITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung.– *Münchener Geographische Abhandlungen*, B **15**: 154 S.; München.

- HEUBERGER, H. (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial, eine chronologische Übersicht.– *Eiszeitalter und Gegenwart*, **19**: 270-275; Stuttgart.
- IRMLER, R. (2001): Erläuterungen zur geologischen Karte des oberen Weißbachtals südwestlich von Immenstadt im Allgäu (Faltenmolasse, Quartär) mit speziellen Untersuchungen zur Ursache von Hangbewegungen.– Diplomarbeit und Diplomkartierung am Lehrstuhl für Geologie der TU München, unveröffentlicht: 77 S.; 1 geol. Kt. 1: 10 000; München.
- JÄCKLI, H. (1970): Die Schweiz zur letzten Eiszeit.– In: Atlas der Schweiz, Blatt 6, 1Kt. 1: 500 000; Wabern-Bern (Eidgen. Landestopographie).
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1997): Eiszeit, Relief und Moorstandorte.– *Ber. St. Gall. Natw. Ges.*, **88**: 33-54; St. Gallen.
- KLEINMANN, A. (1992): Nachweis spät- und postglazialer Seespiegelschwankungen am Ammersee mittels pollenanalytischer und sedimentologischer Untersuchungen.– Diss. TU München: 139 S.; Garching.
- KLEINMANN, A. (1995): Seespiegelschwankungen am Ammersee: ein Beitrag zur spät- und postglazialen Klimageschichte Bayerns.– *Geologica Bavarica*, **99**: 253-367; München.
- KUHN, M. (1983): Die Höhe der Schneegrenze in Tirol, berechnet aus Fliris klimatischen Profilen.– *Innsbrucker Geographische Studien*, **8**: 85-91; Innsbruck.
- MAISCH, M. (1992): Die Gletscher Graubündens. Rekonstruktion und Auswertung der Gletscher und deren Veränderungen seit dem Hochstand von 1850 im Gebiet der östlichen Schweizer Alpen (Bündnerland und angrenzende Regionen). Teil A (324 S.): Grundlagen-Analysen-Ergebnisse. Teil B (124 S.): Verzeichnisse-Datenlage-Gletscherkarten. *Physische Geographie*, Vol. **33**; Univ. Zürich.
- PAST, B.A. (2001): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes südwestlich des Alpsees bei Immenstadt im Allgäu (Faltenmolasse, Quartär), mit einer speziellen, hydrogeologischen Darstellung des Landkreises Lindau.– Diplomarbeit und Diplomkartierung am Lehrstuhl für Geologie der TU München, unveröffentlicht: 125 S., 1 geol. Kt. 1: 10 000; München.
- PATZELT, G. (1983): Die spätglazialen Gletscherstände im Bereich des Mieslkopfes und im Arzthal, Tuxer Voralpen, Tirol.– *Innsbrucker Geographische Studien*, **8**: 35-44; Innsbruck.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1969): Warmzeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venediger-Gruppe.– *Eiszeitalter und Gegenwart*, **20**: 116-122; Öhingen.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1978): Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol).– In: FRENZEL, B. [Hrsg.] (1978), Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciation in the Northern Hemisphere“, vom 5. Bis 13. September 1976: 185-197; Bonn - Bad Godesberg.
- PRINZ, H. (1997): Abriß der Ingenieurgeologie.– 3. Aufl., 546 S.; Stuttgart (Enke).
- ROGOZINSKI, Th. (1998): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Gebietes zwischen Oberstaufen und dem Hochgrat im Allgäu (Faltenmolasse, Quartär), mit speziellen Untersuchungen an fossilen Karseen der Hochgratkette.– Diplomarbeit und Diplomkartierung am Lehrstuhl für Geologie der TU München, unveröffentlicht: 106 S., 1 geol. Kt. 1: 10 000; Garching.
- SAILER, R. & KERSCHNER, H. (1999): Equilibrium-line altitudes and rock glaciers during the Younger Dryas cooling event, Ferwall group, western Tyrol, Austria. *Annals of Glaciology*, **28**: 141-145; Cambridge.
- SCHOLZ, H. (1995): Bau und Werden der

- Allgäuer Landschaft.– 305 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- SCHUG, J. & KUHN, M. (1993): Der Schwarzmilzferner in den Allgäuer Alpen: Massenbilanz und klimatische Bedingungen.– *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie*, **29** (1): 55-74; Innsbruck.
- SCHWERD, K., EBEL, R. & JERZ, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8427 Immenstadt.– 258 S., 1 geol. Kt.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- STEPHAN, W. (1970): Frühwürmzeitliche Schieferkohlevorkommen im Bereich des östlichen Isar-Vorlandgletschers.– *Geologica Bavarica*, **63**: 217-230; München.
- VOLLMAYR, Th. (1958): Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8426 Oberstaufen.– 41 S., 1 geol. Kt.; München (Bayer. Geol. L.-Amt).
- VORNDRAN, G. (1970): Die Höhe der Schneegrenze in der Silvretta-Gruppe.– *Mitt. Geogr. Ges. München*, **55**: 155-168; München.
- WEINHARDT, R. (1973): Rekonstruktion des Eisstromnetzes der Ostalpen Nordseite zur Zeit des Würmmaximums mit einer Berechnung seiner Flächen und Volumina.– *Heidelberger Geogr. Arb.*, **38**: 158-178, 1 Kt. 1: 1000 000; Heidelberg.
- WIMMER, A. (1998): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gebietes südwestlich von Oberstaufen im Allgäu (Faltenmolasse, Quartär), mit besonderen Untersuchungen zur Stratigraphie der Unteren Süßwassermolasse und des Quartärs.– Diplomarbeit und Diplomkartierung am Lehrstuhl für Geologie der TU München, unveröffentlicht: 189 S., 1 geol. Kt. 1: 10 000; Garching.

Paleoglaciations in Anatolia: – A Schematic Review and First Results –

NAKI AKÇAR^{*)} & CHRISTIAN SCHLÜCHTER

Keywords: Turkey, Anatolia, Glaciation, Paleoglaciations, Climate, Paleocirculations

Abstract: Anatolia is situated in the Eastern Mediterranean region between 36° – 42°N and 26° – 45°E. The geological records of paleoglaciations in the high terrains of Anatolia are key archives to quantify paleoclimate change in the Eastern Mediterranean area. The climate of the Eastern Mediterranean region is influenced by three main atmospheric systems: the main middle to high latitude westerlies, the mid-latitude subtropical high-pressure systems, and the monsoon climate.

Glacial geological studies in Turkey have started in the late 19th century. Glacial deposits are found mainly in the eastern, northeastern and southern part of the Anatolian Peninsula. Anatolia is the fundamental element to understand the interactions between paleoenvironment, climatic variations, and development of the human societies. As the Taurus and Black Sea Mountains are sensitively situated for the paleoclimatic reconstructions, a chronostratigraphic framework on the paleoglaciation should be elaborated. The timing of the Last Glacial Maximum (LGM) in Anatolia is still unknown. Our first results from Kavron Valley (Kaçkar Mountains, NE Turkey) are encouraging for the reconstruction of paleoglaciations in Turkey and related paleoclimatological interpretations although it is presently difficult to pinpoint the classical Last Glacial Maximum – Younger Dryas – Little Ice Age moraine sequences in the field.

[Die früheren Vergletscherungen in Anatolien: – Ein schematischer Rückblick & erste Ergebnisse –]

Kurzfassung: Die spezielle geographische Lage der Türkei nordöstlich vom Mittelmeer zwischen 36° und 42° N, bzw. zwischen 26° und 45° E macht sie für Klima- und Paläoklimastudien zu einem besonders zentralen und sensiblen Gebiet. Der Vergletscherungsgeschichte von Anatolien kommt demzufolge eine Schlüsselrolle bei der Bewertung von Klimaveränderungen im östlichen Mittelmeerraum zu.

Bereits aus dem späten 19. Jahrhundert sind glazialgeologische Studien aus der Türkei bekannt. Vergletscherungsspuren sind vorwiegend in den östlichen, nordöstlichen und südlichen Gebirgszügen von Kleinasien vorhanden: in den Gebirgen am Schwarzen Meer, im Taurus, in den ostanatolischen Bergen, dem Uludag und auf isolierten Vulkanen wie Erciyes, Süphan und Ararat.

Das Klima im östlichen Mittelmeerraum ist hauptsächlich durch drei atmosphärische Strömungen geprägt: westliche Höhenströmungen der mittleren und höheren Breiten, subtropische Hochdruckgebiete der mittleren Breiten und der Monsun. Der Transport von Feuchtigkeit ist die zentrale Bestimmungsgröße für die Niederschlagsverteilung in diesem Gebiet.

Für die Feuchtigkeitzufuhr in die Gebirge Kleinasiens während der pleistozänen Kaltzeiten sind Lage und Maxima der Jetstreams wichtig. Gletscher und ihre Ablagerungen sind in diesem Zusammenhang zentrale Archive für Klimarekonstruktionen. Amplitude und Frequenz von eiszeitlichen Gletscherschwankungen müssen möglichst präzise erfasst werden, um Aussagen über die eiszeitliche atmosphärischen Zirkulationen – wie in den Alpen

*Anschrift des Verfassers: Institut für Geologie, Universität Bern, Baltzerstrasse 1-3, 3012 Bern, CH, Email: akcar@geo.unibe.ch

– machen zu können. Dies ist für Kleinasien auch zudem wichtig und interessant, weil diese Gegend seit Jahrtausenden intensive besiedelt ist. Das Alter der letzten maximalen Vereisung in Anatolien ist bisher unbekannt. Unsere ersten Ergebnisse aus dem Kavrontal (Kaçkar Gebirge, NE Türkei) sind vielversprechend in bezug auf die Rekonstruktion früherer Vergletscherungen in der Türkei und daraus folgenden Interpretationen über die paläoklimatologischen Verhältnisse. Es ist im Augenblick jedoch schwierig die im Gelände unterscheidbaren Moränensequenzen mit den klassischen Vereisungsstadien (Letztes Glaziales Maximum, Jüngere Dryaszeit, Kleine Eiszeit) zu verknüpfen.

Introduction

The Earth's climate has always been changing and the magnitude of these changes has varied from place to place and from time to time (GOOSSENS & BERGER 1985). The term "climatic change" is a general expression that encompasses all forms of climatic inconsistency, regardless of their statistical nature or physical causes (MITCHELL 1966). An abrupt climate change is a discontinuity in climate caused by abrupt and, apparently, permanent changes during the period of record from one average value to another (GOOSSENS & BERGER 1985). Present climatic conditions are the key to understand past climates. The physical principles and rules which apply today, and which form the basis for our understanding of the climate system, we assume, apply equally well to the past. Because of this, the large-scale features of today's atmospheric circulation patterns were almost certainly present in the past, although they may have been geographically displaced, of different intensity, or subject to different seasonal or inter-annual changes (WIGLEY & FARMER 1982). More important variations in these features must have occurred in the past, especially in response to the dramatic changes

in the global boundary conditions, which accompanied (or caused) for instance the last glacial–interglacial transition. As the glaciers are the sensitive climate archives of high latitudes and altitudes, they should have produced geological evidence of the dramatic changes in the global boundary conditions (among others: BROECKER 2001).

In a study of climate change during the Quaternary Period, Anatolia merits special attention for several reasons. Anatolia is situated in the Eastern Mediterranean region (located between 36°–42°N and 26°–45°E). As it lies between generally humid and generally arid areas, this peninsula is extremely sensitive to even minor changes in precipitation. In addition, Anatolia is located in a tectonically and seismically active zone and it has experienced continuous settlement at least for 10,000 – 12,000 years, and possesses a rich record of human occupation, in the form of both archeological remains and written documents (ERINÇ 1978). The geological records of paleoglaciations in the high terrains of Anatolia are key archive to quantify paleoclimate change in the Eastern Mediterranean region. Currently, there is no sufficient information about the paleoglaciations in Anatolia.

Last Glacial Maximum (LGM) is a period of time during which the most recent glaciation cycle was at its peak with maximum global ice volume during Marine Isotope Stage 2 (MIS2). This glaciation is extensively mapped and referred to as Wisconsinian, Weichselian or Würmian, depending on the location of studies in North America, northern Europe, or the Alps. Due to the lack of detailed mapping and dating in paleoglaciation studies in Turkey, the timing of the LGM remains still open there. We follow here, as a hypothesis to the LGM during MIS2. The aim of this paper is to portray a schematic summary of glacial geological studies in Turkey, the current atmospherical circulation patterns and thus climate in the Eastern Mediterranean

region and Anatolia. Furthermore we aim to map and date the LGM – Younger Dryas – Little Ice Age paleoglacial sequence with an example from the Kavron Valley, (Kaçkar Mountains, NE Turkey).

Glacial Geology in Turkey: A Schematic Summary

Glacial geological studies in Turkey have started in the late 19th century. The first observations on the presence of glaciers and glacial deposits are made in the 1840's in the southeastern part of the Taurus (AINSWORTH 1842) and Eastern Black Sea Mountains (KOCH 1846). In fact, the scientific studies did not begin until the 20th century. Penther's photographs of the glacier on Mount Erciyes and his high-resolution map are the oldest known documents about a glacier in Turkey (PENTHER 1905). However additional studies in the other parts of the country did not follow these early initiatives. During the period from the 1905's until the foundation of the Turkish Republic including the 1st World War, there was a considerable hiatus before additional studies were carried out. The description and mapping of glaciers and glacial deposits began during the 1930's. At the beginning of the 2nd World War, BOBEK (1940) made an exhausting study of glaciers in the Buzul Mountains of the Southeastern Taurus that included good photographic documentations of the glaciers. BOBEK's work was the first in which the glaciated areas of Turkey were studied in the context of Pleistocene stratigraphy. No other detailed studies were made during the war, except for BLUMENTHAL (1938) and LOUIS (1938, 1944). In the years following World War II, especially the research by Erinç is recognized as that of the pioneer Turkish glaciologist with detailed studies of Turkish glaciers (ERINÇ 1944, 1949, 1949a, 1949b, 1951, 1952a, 1952b, 1953,

1955, 1955a, 1955b, 1957, 1959, 1978; ERINÇ et al. 1955, 1961), including the discovery of the glaciers in Mount Kaçkar and Mount Süphan. By the 1960's foreign scientists became more and more interested in the previously studied areas and Turkish scientists started to study this subject. Apart from local studies, several scientists have made observations in a regional context about the glaciers and glacial deposits in Turkey and/or Mediterranean region (LOUIS 1938, 1944; ERINÇ 1952a, 1952b, 1953; BLUMENTHAL 1958; KAISER 1965; MESSERLI 1967, 1980; BIRMAN 1968; KLAER 1969, 1977, 1978; HORVARTH 1975; KURTER 1980, 1991; SOMUNCU 1989; WILLIAMS & FERRIGNO 1991; ZREDA et al. 2001; ÇINER 2004). All these studies are mainly qualitative geographical and geomorphological field descriptions. Except for some pioneering work, age determinations remained relative. The most recent study on occurrence and genetic facies analysis of glacial deposits is by ÇINER et al. (1999) for the Central Taurus Mountains. However, the age of the investigated deposits remains still unknown. Glacial deposits are found mainly in the eastern, northeastern and southern part of the Anatolian Peninsula (Fig. 1, Tab. 1). They are located in the eastern part of the Black Sea Mountains (PALGRAVE 1872; KOSSMAT 1910; KRENEK 1932; LEUTELT 1935; LEMBKE 1939; STRATILSAUER 1927, 1935, 1961, 1964, 1965; ERINÇ 1944, 1949a, 1949b; YALÇINLAR 1951; GALL 1966; PLANHOL & BILGIN 1964; LÖFFLER 1970; DOĞU et al. 1993, 1994, 1996, 1997), in the western part of Black Sea Mountains (ERINÇ et al. 1961), Taurus Mountains (MAUNSELL 1901; KÜNNE 1928; BOBEK 1940; PLANHOL 1953, 1956; IZBIRAK 1951; ONDE 1954; ERINÇ 1955, 1955a, 1955b; SPREITZER 1939, 1956, 1957, 1958a, 1958b, 1959a, 1959b, 1960, 1969, 1971a, 1971b; YALÇINLAR 1954, 1955; BILGIN 1960; WRIGHT 1962; MESSERLI 1967; BILGIN 1969; ARPAT & ÖZGÜL 1972; SCHWEIZER 1972, 1975; DELANNOY & MAIRE 1983; DOĞU 1993;

DOGU et al. 1999; ÇINER et al. 1999), in the Eastern Anatolian Mountains (KLAER 1965; BILGIN 1972; ATALAY 1984), Uludag (LOUIS 1944; PFANNSTIEL 1956; ERINÇ 1957; MESSERLI 1967; BIRMAN 1968) and on isolated extinct volcanic cones in the interior parts such as Mount Erciyes (PENTHER 1905; PHILIPPSON 1906; BARTSCH 1935; BLUMENTHAL 1938; ERINÇ 1951; MESSERLI 1964, 1965; GÜNER & EMRE 1983), Süphan (ERINÇ 1952a, 1952b), Ararat (PARROT 1834; ABICH 1870; RICKMER-RICKMERS 1895; EBELING 1899; OSWALD 1899; BLUMENTHAL 1956; IMHOF 1956; ARKEL 1973). Morainic deposits that are not subjected to any alteration are assigned to the “Würmian (= Last) Glacial Period”, whereas the altered deposits are assigned to the older glaciation periods (ERINÇ 1952b; EROL 1984; KUZUCUOGLU & ROBERTS 1998).

There are various types of actual glaciers in Turkey such as ice caps, cirque and valley glaciers above the snow line. There are also glacierets below this line, nourished by the snow avalanches from the higher slopes. In many places they turn into rock glaciers in their lower parts (ERINÇ 1952b; KURTER & SUNGUR 1980; EROL 1984; KURTER 1991). These glaciers occur in higher elevations of the coastal range along the

southeastern shore of the Black Sea (Fig. 2), in the middle and southeastern Taurus Mountains (especially the southeastern ranges and Aladag and Bolkar Mountains in the central part), and Mount Erciyes, Süphan and Ararat (ERINÇ 1952b; MESSERLI 1967; KURTER & SUNGUR 1980; KURTER 1991) (Fig. 1 & Tab. 1). The best-known place for the glacial activity is the Buzul Mountain Range (Eastern Taurus Mountains). There is Turkey’s most important concentration of glaciers. The number of the glaciers exceeds twenty, including small cirques. All these glaciers are situated on the northern, shady slopes of the mountains (ERINÇ 1952b).

Climate of Anatolia

The climate of the Eastern Mediterranean region is influenced by three main atmospheric systems; (1) by the main middle to high latitude westerlies to the north and northwest, (2) by the mid-latitude subtropical high-pressure systems that generally extend from the Atlantic across the Sahara, and (3) by the monsoon climates of the Indian subcontinent and East Africa. In winter, the region is affected by the strong ther-



Fig. 1: Locations of Paleoglacial deposits in Turkey.

Abb. 1: Verbreitung fossiler Gletschersedimente in der Türkei.

Tab. 1: Location and types of recent glaciers and paleoglacial deposits in Turkey. Recent and Würmian Snowline altitudes are also indicated where available (modified after MESSERLI 1967, KURTER 1991, ÇINER 2004).

Tab. 1: Lokalitäten und Gletschertyp der heutigen und der früheren Vergletscherungen in der Türkei. Die heutige und die letzteiszeitlichen Schneegrenzen sind für jene Gebiete eingetragen wo sie bekannt sind (verändert nach MESSERLI 1967, KURTER 1991, ÇINER 2004).

No.	Name of the Mountain Range	Name of the Peak	Altitude (m)	Glacier Names	Type of Glacier	Area (km ²)	Length (km)	Actual & (Würmian) Snowline Altitude (m)
1	Cilo	Uludoruk	4135	Uludoruk	Valley	8.0	4.0	3600 (2800)
				Mia Hvara	Valley	2.5	1.5	
				5 small glaciers	Valley to Mountain	0.3 to 1.0	0.2 to 0.5 each	
2		Mount Ararat	5165	11 Glaciers	Ice Cap	10.0	1.5 to 3.0	4300 (3300)
3	Sat	Dolampar	3794	Geverok	Valley	0.8	1.0	3500 (2800)
				Unnamed	Valley	0.1	0.4	
4	Kavuşşahap	Hasanbeşir	3503	Northwest	Mountain	0.06	0.3	3400 (3100)
5	Aladağ	Demirkazık	3756	Lolut	Valley	0.5	1.0	3450 (2700)
6		Mamerdiğin	3407	No recent Glacier				3450 (2700)
7	Bolkardağ	Gökboyun	3524	No recent Glacier				3650 (2650)
8		Medetsiz	3524	North	Mountain	0.06	0.3	3200 (2650)
9	Geyikdağ	Geyikdağ	2850	No recent Glacier				3200
10	Dedegöldag	Dipoyraz	2997	Several Glacierets	Cirque	0.3	up to 0.2	3400
11	Isparta	Davras & Barla	2700	No recent Glacier				2500
12	Beydağları	Beydağ	3086	No recent Glacier				3600 (2650)
13	Akdağ	Akdağ	3016	No recent Glacier				3500 (2550)
14	Honaz	Honaz	2571	No recent Glacier				3600 (2550)
15	Gölgelidağ	Sandras	2295	No recent Glacier				2350
16	Rize	Kaçkar	3932	Kaçkar I	Valley	0.8	1.3	3500 (2400)
				Kaçkar II	Valley	0.5	0.7	
				Kaçkar III	Valley	0.3	0.1	
				Krenek I, II	Cirque	0.3	0.5	
				Dübe	Cirque	0.01	0.1	
17		Hunut	3560	No recent Glacier				2650
18		Verçenik	3710	Sinançor	Valley	0.05	0.3	3500 (2700)
				Dilektepe	Valley	0.14	1.0	
19	Altıparmak	Lazgediği	3353	Kırmızıgedik	Cirque	0.3	1.0	2650
20	Bulut	Kindevul	3562	Avucur	Cirque	0.015	0.15	2650
21	Soğanlı	At	3395	Few Glacierets				2400
22	Gavur	Karadağ	3331	Avlyana	Mountain	0.045	0.15	3500
23	Giresun	Karagöl	3107	Northwest	Mountain	0.08	0.4	2900
24		Mount Süphan	4058	South	Valley	3.0	1.5	4000 (3300)
25		Mount Erciyes	3916	Northwest	Valley	0.11	0.38	4000 (2850)
26		Mount Ulu	2543	No recent Glacier				2350
27	Erzincan	Mercan	3368	No recent Glacier				3600 (2700)
28	Erzurum	Mescid	3239	No recent Glacier				3600 (2700)



Fig. 2: Kaçkar-I Glacier (center) and Kaçkar-II Glacier (left) in the Kaçkar Mountain.

Abb. 2: Der Gletscher Kaçkar-I (Mitte) und der Gletscher Kaçkar-II (Links) im Kaçkar Gebirge.

mal high-pressure system, which covers a large part of the Asian continent (Siberian High) (Fig. 3).

There is a link between the monsoon and Mediterranean cyclonic systems, however complicated and not fully understood. One of the features of the monsoon system and one of its determining factors is the intensity of the Siberian High. This is primarily a winter feature and the penetration of cyclones over the Mediterranean region is determined in part by the intensity of this “Siberian control mechanism” of the general monsoon circulation in winter (WIGLEY & FARMER 1982).

During winter, the North Atlantic Oscillation (NAO) dominates atmospheric variability in the subtropical Northern Hemisphere (Fig. 4). NAO is characterized by an oscillation of

the “atmospheric mass” between the Arctic and the subtropical Atlantic (HURRELL et al. 2001). When the NAO is in its positive phase, low-pressure anomalies over Iceland and Arctic combine with high-pressure anomalies across the subtropical Atlantic to produce stronger-than-average westerlies across the mid-latitudes (Fig. 4). During this phase, the climate is colder and drier than average over the northwestern Atlantic and the Mediterranean, whereas climate is warmer and wetter than average in northern Europe and the Eastern United States (VISBECK 2002). During its negative phase, the Icelandic low-pressure center and high-pressure center over the subtropical Atlantic are both weakened (HURRELL et al. 2001). This low NAO index results in higher precipitation ratios in the Eastern Mediterranean region (Fig. 4). All these



Fig. 3: Mean Positions of the Polar Front Jet (PFJ), Subtropical Jet (STJ) and Intertropical Convergence Zone (ITCZ) in winter and summer in the Mediterranean Region, schematically located Low Pressure and High Pressure Systems that influence the climate in the Eastern Mediterranean Region. (cP: Continental Polar Air Mass; mP: Marine Polar Air Mass; cT: Continental Tropical Air Mass; mT: Marine Tropical Air Mass) (modified from WIGLEY & FARMER 1982).

Abb. 3: Karte des Mittelmeergebietes mit nördlichen und südlichen Nachbargebieten und den wetterbestimmenden atmosphärischen Zirkulationsmuster: PFJ = Polar Front Jet; STJ = Subtropical Jet; ITCZ = innertropische Konvergenz; schematische Lage von wetterwirksamen Tief- und Hochdruckgebieten; cP = kontinentale polare Luftmassen; mP = marine polare Luftmassen; cT = kontinentale tropische Luftmassen; mT = marine tropische Luftmassen (verändert nach WIGLEY & FARMER 1982).

factors may be modified by the Mediterranean itself (as a heat and/or moisture sink or source) and by local topographic effects. The transport of moisture is the most critical factor determining the precipitation pattern in the Eastern Mediterranean Region (as elsewhere). Marine Tropical Air Masses (mT) carry the hot and humid air from the tropical North Atlantic. Continental Tropical Air Masses (cT) convey the dry and hot air from Northern Africa. Passing over the Mediterranean Sea, they can acquire moisture and condensate it onto the

southern coasts of Anatolia. Marine Polar Air Masses (mP) bring the humid and cold air from the polar North Atlantic. They have a more pronounced influence when they advance over the Mediterranean Sea. Continental Polar Air Masses (cP) transport the dry and cold air from Siberia. Over the Black Sea, they can take up moisture and condensate it onto the northern coasts of Turkey (Fig. 3). Precipitation in the region, although mainly associated with cyclonic disturbances that originate in the Mediterranean Basin, is strongly

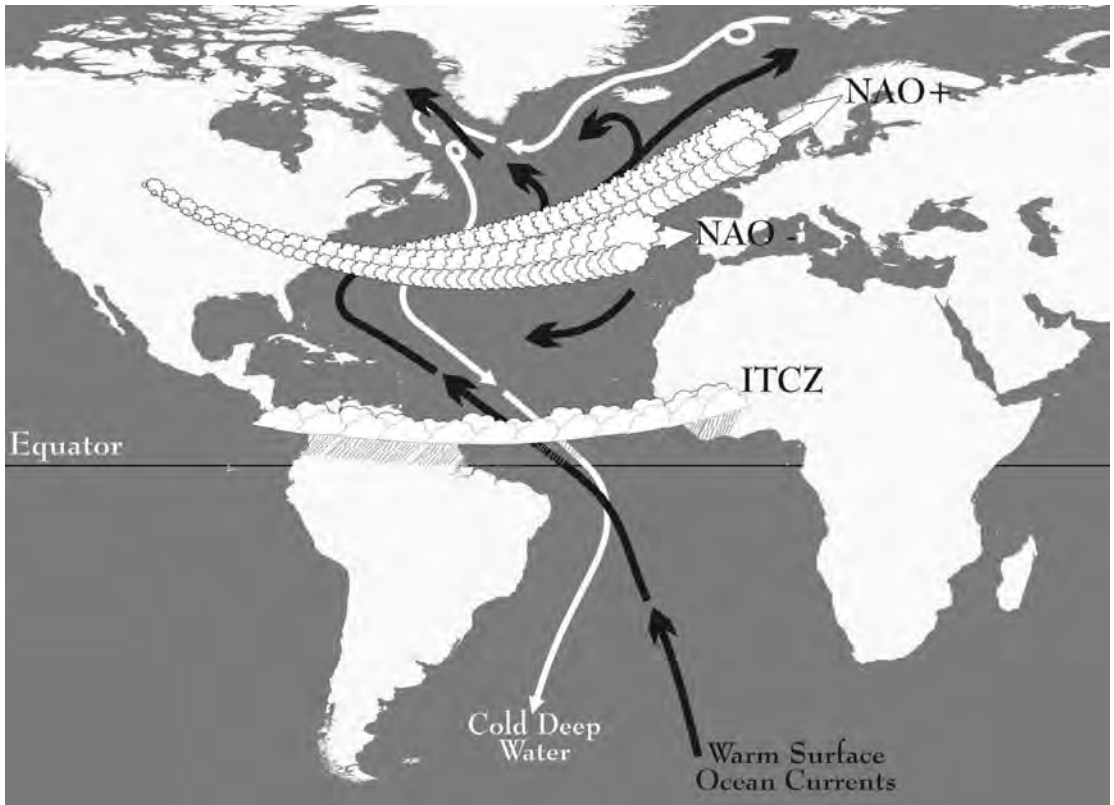


Fig. 4: Modes of Climate Variability in the Atlantic Sector (NAO: Path and the strength of winter storms depending on the dominant phase; ITCZ: Intertropical Convergence Zone in winter; White arrows: Cold, deep ocean currents; Black arrows: Warm surface currents) (Redrawn from VISBECK 2002).

Abb. 4: Karte des nördlichen und mittleren Atlantiks mit den wichtigen atmosphärischen Strömungsmustern und deren Wirkungsgürteln; ITCZ: innertropische Konvergenz im Winter; hauptsächliche atlantische Meeresströmungen: weiße Profile = Tiefenwasser; schwarze Profile = warmes Oberflächenwasser (umgezeichnet nach VISBECK 2002).

influenced by local orographic effects (Fig. 3). There are four regions of cyclogenesis. The main region is the Western Mediterranean where the “Gulf of Genoa” is producing depressions that only occasionally move eastward far enough to affect the Eastern Basin. Atlas Mountains lee depressions, which form in spring do not bring rainfall: to the contrary, they are associated with hot, dry, windy conditions, especially those which follow a north African trajectory eastward into Egypt. For the Mediterranean and Near East, central and eastern basin depressions

(Cyprus Lows) – both are winter and spring phenomena – are most important (WIGLEY & FARMER 1982). Rain and snowfall patterns over the region are extremely complex. Especially, high terrains of Anatolia play a physical important role on the atmospheric circulation in the region. The positions of the Taurus and Black Sea Mountains form an obstacle as well as a corridor (KUZUCUOGLU & ROBERTS 1998; SOMUNCU 1989). Consequently, pronounced precipitation maxima occur there also due to the orographic effects of these Mountains (Fig. 5).

In the Eastern Black Sea Region, a dramatic drop in rainfall occurs as one moves 130-km inland from Rize (annual mean of 2200 mm) to Erzurum (annual mean of 400 mm) (Fig. 5). Both Rize and Erzurum are situated to the north of the Mediterranean climate boundary. A pronounced rain shadow is noticeable in central Turkey (WIGLEY & FARMER 1982). The snow line in Anatolia as suggested in the literature, is now between 3100 to 3400m depending on the increasing continentality from West to East. The limit is about 3100 to 3200m on the Eastern Black Sea Mountains, and 3400 to 3500 m on the Taurus Mountains in the south. In Central Anatolia permanent snow limit is about 3500 m and towards the east it raises to 3700 m on Süphan and to 4000 m on Ararat Mountains (ERİNÇ 1952a; MESSERLI 1967; KURTER & SUNGUR 1980; KURTER 1991; SOMUNCU 1989).

The Problem

Although first observations on the presence of

glaciers and glacial deposits are made in the 1840's in the southeastern part of the Taurus and Eastern Black Sea Mountains, the studies did not begin until the 20th century. The description and mapping of glaciers and glacial deposits began during the 1930's. Most of the results of these studies, however, are dependent more on general observation and theoretical assumptions than on direct field data. A summary statement is simple: examination of glacial features in Turkey contributes little to the interpretation of the Pleistocene-Holocene paleogeography and climate, and investigations of glacial features are incomplete and a sound chronology is non-existent (KAYAN 1999).

The complexity of the climate in the Eastern Mediterranean Region means that our understanding of today's climate is also still incomplete. The large-scale circulation features that influence the region are highly variable on all time scales. The positions of the jetstreams and jet maxima are important in determining surface pressure patterns and rainfall patterns but relationships are by no means simple. In very broad terms, roughly 10° south of the equatorward margin of the Polar Front Jet (PFJ) zone



Fig. 5: Distribution of Average Annual Precipitation in Turkey from 1970 to 2001.

Abb. 5: Verteilung des durchschnittlichen Jahresniederschlages in der Türkei zwischen 1970 und 2001.

marks the boundary between surface cyclonic activity and the poleward extent of the subtropical highs.

Regions to the southwest and northeast of the jet maxima tend to be regions of greater rainfall than the southeastern and northwestern sectors (WIGLEY & FARMER 1982). So the determination of the positions of the jetstreams and jet maxima during glaciations (especially during LGM) is crucial for our understanding of the transport of moisture during a cold period in the Eastern Mediterranean region. To answer this question, we simply need to know amplitude and frequency of paleoglacier advances in Anatolia: we need to map the geometry of the former ice bodies and how they relate to moisture input and we need to date such events through the establishment of moraine chronologies.

At least during the last phase of the Würmian

glaciation, as suggested in the literature, the build-up of ice in the central part of the Alps was related to precipitation by southerly winds, similar to today's foehn weather pattern (Fig. 6). Thus, whereas southerly circulation and the advection of moist air masses from the relatively warm Mediterranean Sea became predominant, the maritime influence of the North Atlantic on Western Europe was strongly reduced during the LGM (MIS2), and continentality increased markedly at the same time.

This configuration can be considered as the main reason for the missing or limited ice advances in the Vosges, Pyrenees, and Massif Central. Finally, the build-up of the Fennoscandian ice sheet can be explained by the split of the storm track over the Mediterranean, with one branch heading north toward Scandinavia (FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000).

At around the Last Glacial Maximum, Anato-



Fig. 6: Map of Europe and the Mediterranean Sea during the LGM (MIS2) with the assumed characteristics of the winter atmospheric circulation pattern (modified from FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000).

Abb. 6: Karte von Europa und des Mittelmeergebietes während des Letzten Gletschermaximums (LGM = MIS2) mit interpretierter, vorherrschender Winterzirkulation (verändert nach FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000).

lia experienced a substantial expansion of cold steppe vegetation at the expense of forest and woodland (ERINÇ 1978; EROL 1981; ZEIST & BOTTEMA 1982; ZEIST & BOTTEMA 1991; ATALAY 1998; ÖZDOĞAN 1998; KUZUCUOĞLU & ROBERTS 1998). Coinciding with this, closed lakes were far more extensive than at present. For example, the level of the Lake Van was more than 70m above its present level (LANDMANN et al. 1996). A combination is best explained by a reduction in evaporation, and evapotranspiration losses, accompanied by higher catchment runoff (KUZUCUOĞLU & ROBERTS 1998). This pattern of LGM atmospheric circulation is consistent with the southward displacement of the westerly jet stream at least to the latitude of northern Spain (SARNTHEIN 2001) and a similar shift in the build-up and prevailing tracks of the precipitation-bearing mid-latitude cyclones to a new position south of the Alps (Fig. 6). The more southerly position of the westerlies would lead to prevailing southerly circulation in the Alps due to cyclonic circulation over the Mediterranean Sea and also to increased precipitation along the jet stream axis, which explains the high lake levels throughout the Eastern Mediterranean area (FLORINETH & SCHLÜCHTER 2000).

With regard to the Last Glacial Maximum (LGM) it is not only an issue to determine the maximum aerial cover of ice since the Last Interglacial but it is also as much a question of when it occurred; was it early during Oxygen Isotope Stage (OIS) 4 and therefore going with reconstructions from the Spanish Pyrenées (MARTI 1992; BORDONAU 1992) or was it late during OIS 2 and, then coinciding with maximum ice cover in the Central Alps (FURRER 1991). Again the structure of the Last Glacial Cycle is the key issue (TZEDAKIS et al. 2002).

First Results

Kavron valley is situated in the Kaçkar Mountain range in northeastern Turkey (Number 16 in Fig. 1 & Tab. 1). It is a north south oriented, typically U-shaped glacial valley approximately 12km in length. The U-shaped morphology extends down to an altitude of approximately 1600m. Kaçkar Mountain is the highest peak of the mountain range (3932m) and possesses the 2nd largest glacier of Turkey (Fig. 2). Kavron valley consists of a main valley and three tributary valleys. These tributary valleys are connected to the main valley by moraine bastions, which formed by the accretion of the glacial deposits due to a bedrock obstacle. The tributary valleys are Derebasi (Fig. 7), Mezovit and Ifrit Meadows. We have mapped the Quaternary geology of this valley system. Quaternary geological deposits include basal tills, washboard moraines, moraines, moraine bastions, snow-avalanche ridges, rock glaciers, alluvial plain and alluvial fan deposits. Roche moutonnées and polished bedrock provide evidence of glacial erosion in this area. Moreover moraine ridges, snow avalanche ridges, moraine bastions and glacial lakes comprise the glacial morphological features observed in the Kavron Valley. Unfortunately huge active rock glaciers that developed following glacial activity obscure the relicts of glaciers in the uppermost parts of this valley system (Fig. 7 & 8). In the field it is presently difficult to pinpoint the classical LGM – YD – Little Ice Age (LIA) moraine sequence. Especially the presence glacial advance during LIA is in Anatolia still unclear. Whether recent moraines on the mouth the Kaçkar glacier represent LIA (Fig. 2) or relicts of LIA is completely destroyed by intensive rock glacier activity (Fig. 7 & 8) remains still open.

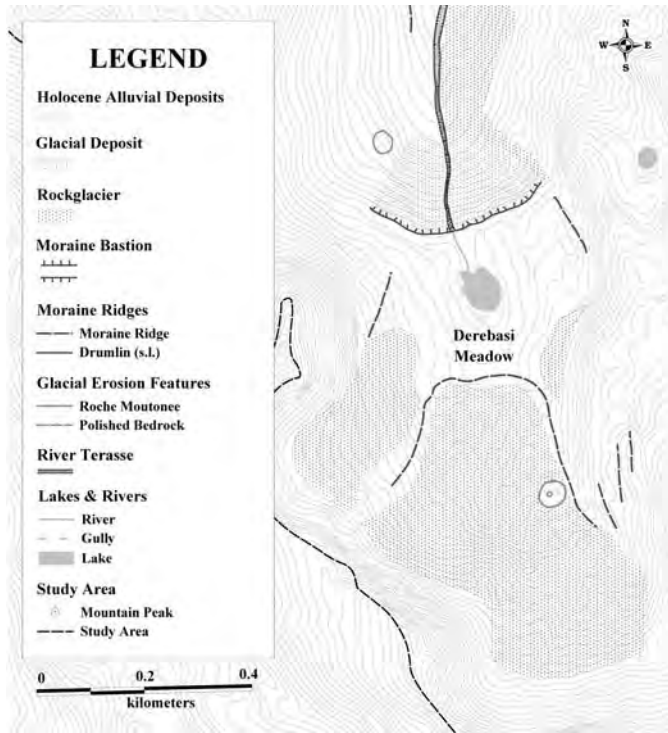


Fig. 7: Quaternary Geological Map of the Derebasi Meadow.

Abb. 7: Die quartärgeologische Karte des Alps Derebasi.



Fig. 8: Huge Rock Glacier on the Upper Most Part of Derebasi Meadow.

Abb. 8: Die Entwicklung der grössten Blockgletscher in der Alp Derebasi.

Conclusions

The large-scale circulation features that influence the Eastern Mediterranean Region have been highly variable at all time scales. These features play a determining part in present and past climatic conditions in the region and relatively small changes in any of these might cause significant climate changes. Much greater variations in these features must have occurred in the past, especially in response to the dramatic changes in the global boundary conditions, which accompanied (or caused) the end of LGM (=Termination I, WIGLEY & FARMER 1982). As glaciers react sensitively to these changes and as they produce a distinct geological record of their changes in mass balance, they constitute a crucial and direct geochronology of climate change. To retrieve the relevant information from Anatolian Mountains, glacier oscillations need to be quantified in amplitude and frequency: moraines produced by the Anatolian glacial activity, need to be mapped and dated. During LGM, the Oceanic Polar Front Jet gradually moved southward (Fig. 6), reaching as far as the latitude of Spain (42°-46°N) in the North Atlantic (SARNTHEIN 2001). Such southerly excursion of the jet could have resulted in increased precipitation over the Mediterranean region, and more frequent penetration of cyclones eastward across the Anatolia and Middle East. For instance, a prevailing eastward direction of the depressions generated by the Cyprus lows in early Holocene times could explain the differences in the vegetational history of south-eastern Turkey. In the Lake Van area, the expansion of trees took place between 6500 and 3500 B. P.; desert-steppe vegetation indicates that the early Holocene climate of southeast Turkey had a very arid character (ZEIST & BOTTEMA 1982, 1991; BOTTEMA 1978, 1995, 1997). If in early Holocene times, the preferred tracks of the Eastern Basin depressions were to the east (Fig. 3), southeastern Turkey would have received lit-

tle precipitation. A subsequent shift to a more frequent northeastward direction of the cyclone tracks would have brought more precipitation to eastern Anatolia. In this respect it should be mentioned that the mountain ranges in eastern Turkey run in a southwest-northeast direction. As a consequence, moisture loaded southwesterly winds can penetrate far into the interior. With prevailing westerly winds precipitation may have been transported into East Anatolia less easily (ZEIST & BOTTEMA 1982).

In this context, Anatolia is the fundamental element to understand the interactions between paleoenvironment, climatic variations, and development of the human societies (e.g. Çatal Höyük and the Fertile Crescent). Climate change, above all the possibility of abrupt climate change, has to be verified from paleorecords. Its importance for the society within the ongoing discussion on global environmental change is of timely relevance. At a global scale, there is a substantial need to evaluate the existing data and advance research on the paleoglaciation in Anatolia (SCHLÜCHTER 1989). As the Taurus and Black Sea Mountains are sensitively situated for the paleoclimatic reconstructions, a chronostratigraphic framework on the paleoglaciation should be elaborated. Although it is presently difficult to pinpoint the classical LGM – YD – LIA moraine sequence, our results from the Kaçkar Mountains are encouraging for the reconstruction of glaciations in Turkey and related paleoclimatological interpretations.

Acknowledgements

We are grateful to Prof. Dr. Thomas Litt and to Prof. Dr. Jürgen Ehlers for their helpful comments on this manuscript. Thanks also go to Dr. Sengün Sipahioglu and Özgür Sipahioglu for their kind help accessing the actual meteorological data. Prof. Dr. Mahir Vardar and Associated

Prof. Dr. Vural Yavuz at Istanbul Technical University (ITU) in Istanbul are thanked for their cooperation. We also wish to thank also Associated Prof. Dr. Ismail Ömer Yılmaz at Middle East Technical University (METU) in Ankara for his cooperation. This study is financed by Swiss National Science Foundation Project No. 200001-100540 and The Scientific and Technical Research Council of Turkey Project No. 103Y114.

References

- ABICH, H. (1870): Der Ararat in Genetischer Beziehung Betrachtet. - Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **22**: 83; Stuttgart.
- AINSWORTH, W. F. (1842): Travels and researches in Asia Minor, Mesopotamia, Chaldea and Armenia. **1**: 346 p.; **2**: 399 p., J. W. PARKER, London.
- ARKEL, N.A. VAN (1973): Die Gegenwärtige Vergletscherung des Ararat. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **9**: 89-103; Innsbruck.
- ARPAT, E., & ÖZGÜL, N. (1972): Rock Glaciers Around Geyikdag, Central Taurids. - Bulletin of Mineral Research and Exploration, **80**: 30-35; Ankara.
- ATALAY, I. (1984): Glacial morphology of the Mescid Mountain. - Aegean Geographical Journal, **2**: 129-138.
- ATALAY, I. (1998): Paleoenvironmental conditions of the late Pleistocene and early Holocene in Anatolia, Turkey. - In: Quaternary deserts and climatic change. A. S. ALSHARHAN, K. W. GLENNIE, G. L. WHITTLE & C. G. S. C. KENDALL (Ed.), 227-237.
- BARTSCH, G. (1935): Das Gebiet des Erciyes Dagi und die Stadt Kayseri in Mittel-Anatolien. - Jahrbuch der Geographischen Gesellschaft zu Hannover für 1934 und 1935: 87-202; Hannover.
- BILGIN, T. (1960): On the geomorphology of Kazdagi and its periglacial features. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **6**: 50-60; Istanbul.
- BILGIN, T. (1969): Glacial and periglacial features of the Amanos Mountains. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **58**: 29-56; Istanbul.
- BILGIN, T. (1972): Munzur Daglarinin Glasiyal ve Periglasiyal Morfolojisi. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **69**; Istanbul.
- BIRMAN, J. H. (1968): Glacial Reconnaissance in Turkey. - GSA Bulletin, **79**: 1009-1026; Boulder.
- BLUMENTHAL, M. M. (1938) Der Erdchias-Dagh, 3916m. - Die Alpen, **14**: 3; 82-87; Beru.
- BLUMENTHAL, M. M. (1941): Un aperçu de la geologic des Taurus dans les Vilayets de Nigde et d'Adana. - Bulletin of the Mineral Research and Exploration, **6**: 45-95; Ankara.
- BLUMENTHAL, M. M. (1956): Die Vergletscherung des Ararat (Nordöstliche Türkei). - Geographica Helvetica, **11**: 4; 263-264; Beru.
- BLUMENTHAL, M. M. (1958): Vom Agri Dag (Ararat) zum Kackar Dag, Bergfahrten in nordostanatolischen Grenzlanden. - Die Alpen, **34**: 125-137; Beru.
- BOBEK, H. (1940): Die gegenwaertige und eiszeitliche Vergletscherung im zentral-kurdischen Hochgebirge (Osttaurus, Ostanatolien). - Zeitschrift für Gletscherkunde, **27**: 1-2; 50-87; Innsbruck.
- BOTTEMA, S. (1978): The Late Glacial in the Eastern Mediterranean and the Near East. - In: The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age, W. C. BRICE (Ed.), 15-28.
- BOTTEMA, S. (1995): Holocene vegetation of the Van Area; palynological and chronological evidence from Sögütlü, Turkey. - Vegetation History and Archaeobotany, **4**:

- 187-193; Berlin.
- BOTTEMA, S. (1997): Third millennium climate in the Near East based upon pollen evidence. - In: Third millennium BC climate change and Old World collapse. H. N. DALFES, G. KUKLA and H. WEISS, (Ed.) NATO ASI Series, Series I: Global Environmental Change, **49**: 489-515; Berlin.
- BORDONAU, J. (1992): Els complexos glacio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. - Geofarma Ediciones, Departament de Geologica Dinamica, Geofisica I Paleontologica, Universitat de Barcelona: 251 S.; Barcelona.
- BROECKER, W. S. (2001): Glaciers that speak in tongue. - *Natural History*, **10**: 60-68; Edinburgh.
- ÇINER, A. (2004): Turkish Glaciers and Glacial Deposits. In: Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part. I: Europe. J. EHLERS & P.L. GIBBARD, (Ed) Elsevier Publishers: 419-429; Amsterdam.
- ÇINER, A., DEYNOUX, M., ÇÖREKÇİOĞLU, E. (1999): Hummocky Moraines in Namaras & Susam Valleys, Central Taurids, SW Turkey. - *Quaternary Science Reviews*, **18**: 659-669; Amsterdam.
- DELANNOY, J. J., MAIRE, R. (1983): Le massif du Dedegoel Dag (Taurus occidental, Turquie). Recherches de geomorphologie glaciaire et karstique. - *Bulletin de l'Association de Geographes Français*, **60**: 43-53; Paris.
- DOGU, A. F. (1993): Glacier shapes on the Mount Sandiras- - *Turkish Geography Bulletin*: 263-274; Ankara.
- DOGU, A. F., ÇIÇEK, I, GÜRGEN, G., & TUNCEL, H. (1996): Glacier shapes, yaylas and tourism on the Mount Ucdoruk (Vercenik). - *Turkish Geography Bulletin*, **5**: 29-51; Ankara.
- DOGU, A. F., ÇIÇEK, I, GÜRGEN, G., & TUNCEL, H. (1999): Geomorphology of Akdag and its effect on human activities. - *Turkish Geography Bulletin*, **7**: 95-120; Ankara.
- DOGU, A. F., ÇIÇEK, I, GÜRGEN, G., TUNCEL, H., & SOMUNCU, M. (1994): Glacier shapes, yaylas and tourism on the Mount Goller. - *Turkish Geography Bulletin*, **3**: 193-218; Ankara.
- DOGU, A. F., GÜRGEN, G., TUNCEL, H., & ÇIÇEK, I. (1997): Glacier shapes, yaylas and tourism on the Bulut-Altiparmak Mountains. - *Turkish Geography Bulletin*, **6**: 63-91; Ankara.
- DOGU, A. F., SOMUNCU, M., ÇIÇEK, I, TUNCEL, H., & GÜRGEN, G. (1993): Glacier shapes, yaylas and tourism on the Kackar Mountains. - *Turkish Geography Bulletin*, 157-183; Ankara.
- EBELING, M. (1899): Der Ararat. - *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, **30**: 144-163; München.
- ERINÇ, S. (1944): Glazialmorphologie Untersuchungen im Nordostanatolischen Randgebirge. - The Geographical Institute of the University of Istanbul Publications, Ph.D Dissertation Series, **1**: 56 S.; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1949): Research on glacial morphology of Mount Uludag. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **11-12**: 79-94; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1949a): Eiszeitliche Formen und Gegenwärtige Vergletscherung im Nordostanatolischen Randgebirge. - *Geologische Rundschau*, **37**: 75-83; Stuttgart.
- ERINÇ, S. (1949b): Kaçkardagi Grubunda Diluvial ve Bugünkü Glasyasyon.- Istanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası, Seri B, **14**: 243-246; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1951): The glacier of Erciyes in Pleistocene and Post-glacial epochs. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **1**: 82-90; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1952a): Glacial Evidences of Climatic Variations in Turkey. - *Geografiska Annaler*, **34**: 89-98; Ankara.
- ERINÇ, S. (1952b): The Present Glaciation in Turkey. - General Assembly and 17th In-

- ternational Congress of the International Geographical Union, 8th Proceedings, Washington, D.C., August 8-15, 1952, 326-330.
- ERINÇ, S. (1953): From Lake Van to Mount Cilo. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **2**: 84-106; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1955): Mount Honaz and Bozdag from Standpoint of Periglacial Morphology. - Turkish Geographical Bulletin, **13-14**; Ankara.
- ERINÇ, S. (1955a): Periglacial features on the Mount Honaz (SW-Anatolia). - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **2**: 185-187; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1955b): A propos de la note de I. Yalcinlar intitulee "Sur la presence de formes glaciaires quaternaires au Honaz-Dag et au Boz-Dag (W de la Turquie)". - Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France, **13-14**: 259-261; Paris.
- ERINÇ, S. (1957): About the Uludag periglacial. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **8**: 91-94; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1959): Regional and Seasonal Distribution of Climatic Elements in Turkey and its Dynamic-Genetic Background. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, International Edition, **5**: 23-76; Istanbul.
- ERINÇ, S. (1978): Changes in the Physical Environment in Turkey Since the End of the Last Glacial. In: The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age, W. C. BRICE (Ed.), 87-110.
- ERINÇ, S., BILGIN, T., BENER, M. (1961): Ilgaz üzerine Periglasyal sekiller. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **12**: 151-160; Istanbul.
- ERINÇ, S., INANDIK, H. (1955): Les dépôts pleistocènes sur la côte Nord de la Turquie. - Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul, **2**: 85-92; Istanbul.
- EROL O. (1978): The Quaternary History of the Lake Basins of Central and Southern Anatolia. . In: The Environmental History of the Near and Middle East Since the Last Ice Age, W. C. BRICE (Ed.), 111-139.
- EROL, O. (1981): Quaternary pluvial and interpluvial conditions in Anatolia and environmental changes especially in south-central Anatolia since the last glaciation. - In: Bei-traege zur Umweltgeschichte des vorderen Orients, W. FREY & H. P. UERPMANN (Ed.), Beihefte zum Tuebinger Atlas des Vorderen Orients. Naturwissenschaften, **A 8**: 101-109; Berlin.
- EROL, O. (1984): Quaternary stratigraphy of Turkey. - Eiszeitalter und Gegenwart, **34**: 198-199; Hannover.
- FLORINETH, D. SCHLÜCHTER, C. (2000): Alpine Evidence for Atmospheric Circulation Patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. - Quaternary Research, **54**: 295-308; New York.
- FURRER, G. (1991): 25 000 Jahre Gletschergeschichte dargestellt an einigen Beispielen aus den Schweizer Alpen. - Neujahrsblatt herausgegeben von der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, **193**: 52 S.; Zürich.
- GALL, H. (1966): Gletscherkundliche Beobachtungen im Hochgebirge von Lasistan (nordostanatolisches Randgebirge). - Mitteilungen der Oesterreichischen Geographischen Gesellschaft, **108**: 261-286; Wien.
- GOOSSENS, C., BERGER, A. (1985): How to Recognize an Abrupt Climate Change. - In: Abrupt Climatic Change; Evidence and Implications, W. H. BERGER & L. D. LABEYRIE (Ed.), NATO ASI Series, Series C: Mathematical and Physical Sciences, **216**: 31-46; Amsterdam.
- GÜNER, Y., EMRE, Ö. (1983): Pleistocene glaciation on Mount Erciyes and its relation to volcanism. - Ankara Jeomorfoloji Dergisi, **11**: 23-24; Ankara.
- HORVARTH, E. (1975): Glaciers of Turkey, Ar-

- menia, USSR & Iran. – In: W. O. FIELD (Ed.) *Mountain Glaciers of the Northern Hemisphere*, pt. III. *Glaciers of Southern Asia*, 348-359. US Army Cold Regions Research & Eng. Lab.
- HURRELL, J. W., KUSHNIR, Y., VISBECK, M. (2001): *The North Atlantic Oscillation*. - *Science*, **291**: 603-605; London.
- IMHOF, E. (1956): *Der Ararat*. - *Die Alpen*, **32**: 1-14; Bern.
- IZBIRAK, R. (1951): *Geographical research in Lake Van and in the Hakkari and Cilo Mountains*. - Ankara University, Linguistic History and Geography Faculty Publications, **67**: 149 S.; Ankara.
- KAISER, K. (1965): *Ein Beitrag zur Solifluktionsgrenze in den Gebirgen Vorderasiens*. - *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, **9**: 460-478; Stuttgart.
- KAYAN, I. (1999): *Holocene stratigraphy and geomorphological evolution of the Aegean coastal plains of Anatolia*. - In: *The Late Quaternary in the Eastern Mediterranean Region*, N. ROBERTS, C. KUZUCUOGLU & M. KARABIYIKOGLU (Ed.), *Quaternary Science Reviews*, **18**: 4-5; 541-548; Amsterdam.
- KLAER, W. (1965): *Geomorphologische Untersuchungen in den Randgebirgen des Van-See (Ostanatolien)*. - *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, **9**: 346-355; Stuttgart.
- KLAER, W. (1969): *Glacialmorphologische Probleme in den Hochgebirgen Vorderasiens*. - *Erdkunde*, **23**: 3; 192-200; Bonn.
- KLAER, W. (1977): *Zur Morphogenese und Formungsdynamik innerhalb des periglazialen Stockwerkes der Hochgebirge Vorderasiens*. - In: *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*, H. POSER (Ed.), *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, **31**: 261-274; Göttingen.
- KLAER, W. (1978): *Periglaziale Hangformung in den Hochgebirgen vorderasiens*. - In: *Colloque sur le periglaciaire d'altitude du domaine mediterraneen et abords*, Assoc. Geographique d'Alsace, 253-261; Straßburg.
- KOCH, K. (1846): *Wanderungen im Oriente*, Bd. II: *Reise im Pontischen Gebirge und Türkischen Armenien*. Weimar.
- KOSSMAT, F. (1910): *Geologische Untersuchungen in den Erzdistrikten des Vilayets Trapezunt, Kleinasien*. - *Mitteilungen der Geologische Ges. in Wien*, **3**: 214-284; Wien.
- KRENEK, L. (1932): *Gletscher im Pontischen Gebirge (Lazistan)*. - *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **20**: 129-131.
- KÜNNE, G. (1928): *Die Deutsche Alpine Tau- rusexpedition 1927 (Aladag in Zilizien)*. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **74**: 9-10; 273-276; Gotha.
- KURTER, A., SUNGUR, K. (1980): *Present Glaciation in Turkey*. - In: *World Glaciers Inventory, Proceedings of the Workshop at Riederalp, Switzerland, 17-22 September 1978*. Int. Assoc. of Hydrological Sciences, **126**: 155-160.
- KURTER, A. (1991): *Glaciers of Middle East & Africa -Glaciers of Turkey*. In: *Sattelite Image Atlas of the World*, R. S. WILLIAMS & J. G. FERRIGNO (Ed.), USGS Prof. Paper, 1386-G-1, 1-30.
- KUZUCUOGLU, C. & ROBERTS, N. (1998): *Evolution de l'Environnement en Anatolie, de 2000 à 6000 BP*. - *Paleorient*, **23**: 7-24; Paris.
- LANDMANN, G., REIMER, A., LEMCKE, G., KEMPE, S. (1996): *Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey*. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **122**: 107-118; Amsterdam.
- LANDMANN, G., REIMER, A. (1996): *Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, During the Pleistocene/Holocene*

- transition. - *Global Biochemical Cycles*, **10**: 797-808; Washington.
- LEMBKE, H. (1939): Klima und Höhenstufen im Nordostanatolischen Randgebirge. - *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 171-184; Berlin.
- LEUTELT, R. (1935): Glazialgeologische Beobachtungen im Lazistanischen Hochgebirge. - *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **23**: 67-80; Innsbruck.
- LÖFFLER, E. (1970): Untersuchungen zum Eiszeitlichen und Resenten Klimagenetischen Formenschatz in der Gebirgen Anatoliens. - *Heidelberger Geographische Arbeiten* **27**: 126 S.; Heidelberg.
- LOUIS, H. (1938): Eiszeitliche Seen in Anatolien. - *Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, **73**: 267-285; Berlin.
- LOUIS, H. (1944): Die Spuren Eiszeitlicher Vergletscherung in Anatolien. - *Geologische Rundschau*, **34**: 447-481; Stuttgart.
- MARTI, J. M. M. (1992): Evolucion glaciaria y postglaciaria del clima y la vegetacion en la vertiente sur del Pirineo: Estudio palinologico. - *Monografias del Instituto Pirenaico de Ecologia*, **6**: 147 S.
- MAUNSELL, F. R. (1901) Central Kurdistan. - *Geographical Journal*, **18**: 121-140; Oxford.
- MESSERLI, B. (1964): Der Gletscher am Erciyas Dag und das Problem der Rezenten Schneegr. Im Anatolischen und Meditteranen Raum. - *Geographica Helvetica*, **1**: 19-34; Bern.
- MESSERLI, B. (1965): Der Erciyas Dag, 3916m. - *Die Alpen*, Sonderabdruck aus dem Quartalsheft, no. 2.
- MESSERLI, B. (1967): Die Eiszeitliche und die gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. - *Geografica Helvetica*, **22**: 105-228; Bern.
- MESSERLI, B. (1980): Mountain glaciers in the Mediterranean area and in Africa. - In: *World glacier inventory; workshop-Atelier*, IAHS-AISH Publication, **126**: 197-211.
- MITCHELL, J. M. (1966): *Climate Change*. - Technical Note **79**, WMO, Geneva.
- ONDE, H. (1954): Formes Glaciaires dans le Massif Lyceen de l'Akdag, Turquie du Sud-Ouest. - *Congrès. Géol. Int.*, **15**: 327-335; Paris.
- OSWALD, A. (1899): Eine Besteigung des Ararat. - *Jahrbuch des Schweizer Alpenclub*, **35**: 157-183; Zürich.
- ÖZDOĞAN, M. (1998): Anatolia from the Last Glacial Maximum to the Holocene Climatic Optimum: Cultural Formations and Impact of the Environmental Setting. - *Paleorient*, **23**: 25-38; Paris.
- PALGRAVE, W. G. (1872): Vestiges of the Glacial Period in Northeastern Anatolia. - *Nature*, **5**: 444-445; London.
- PARROT, F. (1834): *Reise zum Ararat*. Berlin.
- PENTHER, A. (1905): Eine Reise in das Gebiet des Erdschias-Dagh (Kleinasien), 1902. - *Abhandlungen der k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien*, **6**; Wien.
- PEANNENSTIEL, A. (1956): Rezenten Frostsstrukturböden und Karst des Ulu Dagh. - *Ak. D. Wiss. U. d. Lit. Mat.-Nat. Kl., Abh.* **5**: 329-340; Göttingen.
- PHILIPPSON, A. (1906): Ein Gletscher am Erdschias-Dagh (Argeus) in Kleinasien. - *Zeitschrift für Gletscherkunde*, **1**: 66-68; Innsbruck.
- PLANHOL, X. DE (1953): Les Formes Glaciaires du Sandras Dag, et la Limite des Neiges Eternelles Quaternaires dans le SW de l'Anatolie. - *Compte Rendu Sommaire de la Société Géologique de France*, 263-265; Paris.
- PLANHOL, X. DE (1956): Position Stratigraphique et Signification morphologique des Traverten Subtaurique de l'Anatolie Sud-occ. - *Actes du IV. Congr. Internat. Du Quatern.* Rome-Pise, 1953.
- PLANHOL, X. DE, BILGIN, T. (1964): Glaciaire et Périglaciaire Quaternaires et Actuels dans

- le Massif du Karagöl (Chaines Pontiques - Turquie). - *Revue de Géographie Alpine*, **52**: 497-512; Genf.
- RICKMER-RICKMERS, W. (1895): Ararat. - *Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins*, **26**: 315-326; Innsbruck.
- SALOMON-CALVI, W. (1940): Das Erdbeben des Erciyes vom 20 Februar 1940. - *Bulletin of Mineral Research and Exploration*, **5**: Ankara.
- SARNTHEIN, M. (2001): Der Atlantik im letzten glazialen Maximum. - *Nova Acta Leopoldina*, **88**: 35-43; Halle.
- SCHLÜCHTER, C. (1989): Quaternary Glaciations of Eurasian Mountain ranges: A New IGCP Project?. - *Association of Geomorphologists of Turkey 25th Anniversary, Conference on Geomorphology, Man and Natural Resources and Symposium on Natural Hazards and Their Impact*, March 27-31, 1989, Ankara, Turkey, Abstracts, 71.
- SCHWEIZER, G. (1972): Klimatisch Bedingte Geomorphologische und Glaziologische Züge der Hochregion Vorderasitischer Gebirge (Iran und Ostanatolien). - In: *Geocology of the High Mountain Regions of Eurasia, Erdwissenschaftliche Forschung*, **4**: 221-236; Wiesbaden.
- SCHWEIZER, G. (1975): Untersuchungen zur Physiogeographie von Ostanatolien und Nordwestiran. - *Tübinger Geographische Studien, Special issue*, **60**: 145 S.; Tübingen.
- SOMUNCU, M. (1989): Actual Glaciation in Turkey. - *Association of Geomorphologists of Turkey 25th Anniversary, Conference on Geomorphology, Man and Natural Resources and Symposium on Natural Hazards and Their Impact*, March 27-31, 1989, Ankara, Turkey, Abstracts, 76; Ankara.
- SPREITZER, H. (1939): Bergfahrten und Forschungen im Ala Dag (Südostanatolien), Deutsche Taurus-Bergfahrt 1938 des Zweiges Klagenfurt, Die Kuinfahrt und Ihre Ergebnisse. - *Zeitschrift des Deutschen Alpenvereins*, **70**: 50-52; München.
- SPREITZER, H. (1956): Untersuchungen im Kilikischen Aladag im Taurus. - *Mittelungen des österreichischen Geographisches Gesellschaft*, **98**: 57-64; Wien.
- SPREITZER, H. (1957): Zur Geographie des Kilikischen Aladag im Taurus. - *Festschrift zur Hundertjahrfeier der Geographischen Gesellschaft in Wien*, 414-459; Wien.
- SPREITZER, H. (1958a): Frühzente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dag im Taurus. - *Geographische Forschungen (Festschrift zum 60. Geburtstag von Hans Kinzl)*, **190**: 265-281; Innsbruck.
- SPREITZER, H. (1958b): Untersuchungen im Kilikischen Aladag im Taurus. - *Mittelungen der Geogr. Ges. in Wien*, **98**: 57-64; Wien.
- SPREITZER, H. (1959a): Fussflächen am Kilikischen Ala Dag im Taurus. - *Mittelungen des österreichischen Geographisches Gesellschaft*, **101**: 183-201; Wien.
- SPREITZER, H. (1959b): Frühzente und rezente Hochstände der Gletscher des Kilikischen Ala Dag im Taurus. - *Geographische Forschungen, Schlern-Schriften*, **190**: 265-281; Innsbruck.
- SPREITZER, H. (1960): Hangformung und Asymmetrie der Bergrücken in den Alpen und im Taurus. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, 211-236; Stuttgart.
- SPREITZER, H. (1969): Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung des Kilikischen Ala Dag im Taurus. - *Actas Congreso Internacional del INQUA*, **5**: 339-347; Milano.
- SPREITZER, H. (1971a): Die eiszeitliche Depression der glazialen und periglazialen Region und die Pedimentbildung im Zentralen Taurus (bes. im Kilikischen Ala Dag). - In: *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde Volume 1, Bulletin de l'Information, Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **4**: 105-111; Paris.
- SPREITZER, H. (1971b): Rezente und eiszeit-

- liche Grenzen der Glazialen und Periglazialen Höhenstufen im Zentralen Taurus (Vornehmlich am Beispiel des Kilikischen Ala Dag). - *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **101**: 139-162; Graz.
- STRATIL-SAUER, G. (1927) Der östliche Pontus. - *Geographische Zeitschrift*, **33**: 497-519; Stuttgart.
- STRATIL-SAUER, G. (1935): From Baiburt via Spir to Lazistan. - *Geographical Journal*, **86**: 402-410; Oxford.
- STRATIL-SAUER, G. (1961): Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge Unter Besonderer Berücksichtigung der Kaltzeitformen. - *Mitteilungen der österreichischen Geographischen Gesellschaft*, **103**: 1-24; Wien.
- STRATIL-SAUER, G. (1964): Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kaltzeitformen; Teil II. - *Mitteilungen der Oesterreichischen Geographischen Gesellschaft*, **106**: 16-44; Wien.
- STRATIL-SAUER, G. (1965): Beobachtungen im Ostpontischen Gebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kaltzeitformen. Teil III. - *Mitteilungen der Oesterreichischen Geographischen Gesellschaft*, **107**: 20-44; Wien.
- TZEDAKIS, P. C., LAWSON, I. T., FROGLEY, M. R., HEWITT, G. M., & PREECE, R. C. (2002): Buffered Tree Population Cahnges in a Quaternary Refugium: Evolutionary Implications. - *Science*, **297**: 2044-2047; Washington.
- VISBECK, M. (2002): The Ocean's Role in Atlantic Climate Variability. - *Science*, **297**: 2223-2224; Washington.
- WIGLEY, T. M. L., & FARMER, G. (1982): Climate of the Eastern Mediterranean and Near East. - In: *Paleoclimates, Paleoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory*, J. L. BINTLIFF & W. VAN ZEIST (Ed.) B.A.R. International Series, **133**: 3-37; Oxford.
- WILLIAMS., R. S. JR., & FERRIGNO, J. G. (1991): *Glaciers of the Middle East and Africa*. - U. S. Geological Survey Professional Paper no. 1386-G; 1-70; Washington.
- WRIGHT, H. E. Jr. (1962): Pleistocene glaciation in Kurdistan. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **12**: 131-164; Öhringen.
- YALÇINLAR, I. (1951): La glaciation des chaines de Soganli - Kackar et de Mescit Dag (NE de La Turquie). - *Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul*, **1**: 50-55; Istanbul.
- YALÇINLAR, I. (1954): Sur la presence de formes glaciaires quaternaires au Honaz-Dag et au Boz-Dag (W de la Turquie). - *Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societe Geologique de France*, **13**: 296-298; Paris.
- YALÇINLAR, I. (1955): Etudes morphologiques sur la glaciation du Honaz-Dag et de la chaine de Boz-Dag (Turquie occidentale). - *Review of the Geographical Institute of the University of Istanbul*, **2**: 45-55; Istanbul.
- ZEIST, W. VAN, BOTTEMA, S. (1982): Vegetational History of the Eastern Meditarrenean and the Near East During the Last 20.000 Years. - In: *Paleoclimates, Paleoenvironments and Human Communities in the Eastern Mediterranean Region in Later Prehistory*, J. L. BINTLIFF & W. VAN ZEIST (Ed.) B.A.R. International Series, **133**: 1; 277-321; Oxford.
- ZEIST, W. VAN, BOTTEMA, S. (1991): Late Quaternary Vegetation of the Near East. - *Beihefte Zum Tübinger Atlas Des Vorderen Orients, Reihe A (Naturwissenschaften)*, **18**: 156 S.; Tübingen.
- ZREDA, M., ÇINER, A., BAYARI, S., SARIKAYA, M. A. (2004): Magnitude of Quaternary glaciers and glaciations from low to high latitudes: global or local dominant controlling factors? The Scientific and Technical Research Council of Turkey (TÜBİTAK) and NSF (National Science Foundation) (USA) co-project No: 101Y002. 87 p.

Middle Pleistocene bats (Mammalia: Chiroptera) from the Yarimburgaz Cave in Turkish Thrace (Turkey)

CHRISTA LINDENAU^{*}

Keywords: Chiroptera, Rhinolophidae, Vespertilionidae, Middle Pleistocene, Turkey, Turkish Thrace, Yarimburgaz Cave

Abstract: The Yarimburgaz Cave near Bosphorus is an important Middle Pleistocene fossil site both in terms of Archeology and Paleontology in the north-east Mediterranean, containing the richest bat fauna of that time.

There are at least 14 and possibly as many as 16 species of the genera *Rhinolophus*, *Myotis*, *Plecotus*, and *Miniopterus* present in this locality. The identification is based on the morphology of skulls, jaws, and humeri. The cave contains three sedimentary cycles. Cycle I is the oldest unit and produces most of the species, eight, with *Rhinolophus mehelyi* and *Myotis blythii* the most frequent. The presence of these species suggests a Mediterranean climate with cool, rainy winters and hot, moderately dry summers (KRYŠTUFEK & VOHRALÍK 2001). In cycle II very few fossils were found. Cycle III contains fewer individuals than cycle I with only six taxa represented. *Myotis blythii* and *Miniopterus schreibersi* are the dominating species. Given the presence of the rodents and lagomorphs of the Yarimburgaz Cave, a heterogeneous climate with changing colder, dryer, but also warmer phases which are indicated by the bats, can be supposed.

[Mittelpleistozäne Chiroptera (Mammalia) aus der Yarimburgaz-Höhle in Türkisch Thrazien (Türkei)]

Kurzfassung: Die Yarimburgaz-Höhle am Bosphorus ist die wichtigste Fundstelle für die mittelpleistozäne Archäologie und Paläontologie im nordöstlichen Mittelmeerraum und beinhaltet in diesem Zeitraum die reichste Fledermausfauna der Region. Aus der Lokalität werden hier die Chiropteren anhand von Crania, Mandibulae und Humeri untersucht. Es sind mindestens 14, eventuell bis zu 16 Arten aus den Gattungen *Rhinolophus*, *Myotis*, *Miniopterus* und *Plecotus* vorhanden, wodurch die bisherige Fossilfauna um weitere neun bis elf Arten ergänzt wird. Von den drei Sedimentationszyklen enthält der älteste, Zyklus I, die meisten Fledermausfunde. Unter den acht verschiedenen Arten sind *Rhinolophus mehelyi* und *Myotis blythii* am häufigsten vertreten und weisen auf mediterranes Klima mit kühlen, regnerischen Wintern und heißen, trockenen Sommern hin (KRYŠTUFEK & VOHRALÍK 2001). Aus Sedimentationszyklus II sind außer einer Mandibel von *R. mehelyi* keine weiteren Funde überliefert. Zyklus III beinhaltet mit insgesamt sechs Taxa wesentlich weniger Funde als Zyklus I. Darunter sind *Myotis blythii* und *Miniopterus schreibersi* die dominierenden Arten. Verglichen mit den Rodentia und Lagomorpha aus der Yarimburgaz-Höhle, die als Einwanderer des südrussischen Steppengürtels mehrere kälteangepasste Arten umfassen und rezent nicht mehr in Thrazien vorkommen, kann ein inhomogenes Klima angenommen werden, mit wechselweise kühleren, trockeneren, aber auch wärmeren Phasen, welche durch die Fledermäuse angedeutet werden.

1 Introduction

Intensive excavations in the Yarimburgaz Cave yielded more than 1600 artifacts from the Mid-

^{*} Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. CHRISTA LINDENAU, Institut für Paläontologie, Universität Bonn, Nussallee 8, D-53115 Bonn, c.lindenau@uni-bonn.de

dle Pleistocene, predominantly from the upper two meters of sediments from the entrance area of the lower cave (HOWELL & ARSEBÜCK 1989; KUHN 1995). Large mammals are also excavated with the cave bear *Ursus deningeri* being the most frequent. Within the carnivores *Vulpes*, *Canis*, *Panthera*, *Felis*, and *Crocuta* are also present. The herbivores contain *Equus*, *Sus*, *Dama*, *Cervus*, *Megaloceros*, *Capreolus*, *Bos/Bison*, *Gazella*, and *Capra* (STINER 1995). This fauna may represent the hunting activity of Early man, but others species like the cave bear most probably used the cave for hibernation.

The small mammal fauna is not as rich and represented by some Insectivora, Rodentia (i.a. Scioridae, Murinae, Cricetinae, Arvicolinae), and Lagomorpha (SANTEL & KOENIGSWALD 1998). Bats make up the biggest portion within the small mammals. Ecological conclusions will be drawn on the basis of recent exponents ecology. Here we aim to interpret the paleoclimatic conditions present and these will be compared with the ecological data derived from the Rodentia and Lagomorpha SANTEL & KOENIGSWALD (1998) described from the same locality. This will allow us to test if both faunal groups indicate the same climatic conditions. As bats are rare in the fossil record this Middle Pleistocene is a highly significant location.

2 Locality

The Yarımburgaz Cave is located 20 km west of Istanbul in Turkish Thrace and belongs to a vast complex developed in Middle Eocene of Lutetian limestone. The cave system contains two chambers, the lower one continues for about 500 m the other for some 50 m. These two chambers are connected through a ramp like passage but each has its own entrance (fig. 1). For a long time part of the cave was used for various purposes. First scientific explorations

were established during 1964-1965. In 1986 M. ÖZDOĞAN made a systematic survey in the upper cave. During 1988-1990 C. HOWELL and G. ARSEBÜCK carried out the main excavations in the lower chamber, producing the bat fauna described here. All excavations were pursued in the entrance area.

The sediments filling the lower cave were excavated in various unconnected trenches (P-90, S-89, T-89, A-71 & V-88, Y-88, U-88, R-90, and Z-88) roughly following the midline of the cave from north to south (fig. 1; 2). These trenches were designated with a capital letter followed by the number of the year the excavation took place, except for trench A-71, which was excavated by ÖZDOĞAN in 1986. The letters Q, W, and X do not occur because they do not exist in Turkish (FARRAND & McMAHON 1997).

The level numbers in each trench were assigned by the excavators independently of those in the other trenches, except for trenches S-89 and T-89, which were dug simultaneously (FARRAND & McMAHON 1997). Therefore a correlation of the different levels was not possible and there are no data about the thickness of the levels. However, the excavation levels were grouped by FARRAND & McMAHON (1997) into lithostratigraphic units designated Stratum R through Stratum Z (from bottom to top) from three sedimentary cycles (fig. 2, tab. 1). In this case, additional letters W and Z were used, so one has to be certain the letter used for classification are correctly assigned to either the excavation square or to a stratigraphic unit. Only square U could not be correlated because it was very shallow, over bedrock and its stratigraphy was not informative (FARRAND & McMAHON 1997).

The deepest trench, A-71 & V-88, was dug five meters below the surface without reaching bedrock. However below two meters no artifacts or bones were found (FARRAND & McMAHON 1997).

Depending on the position of the square there variations can be found in the composition of

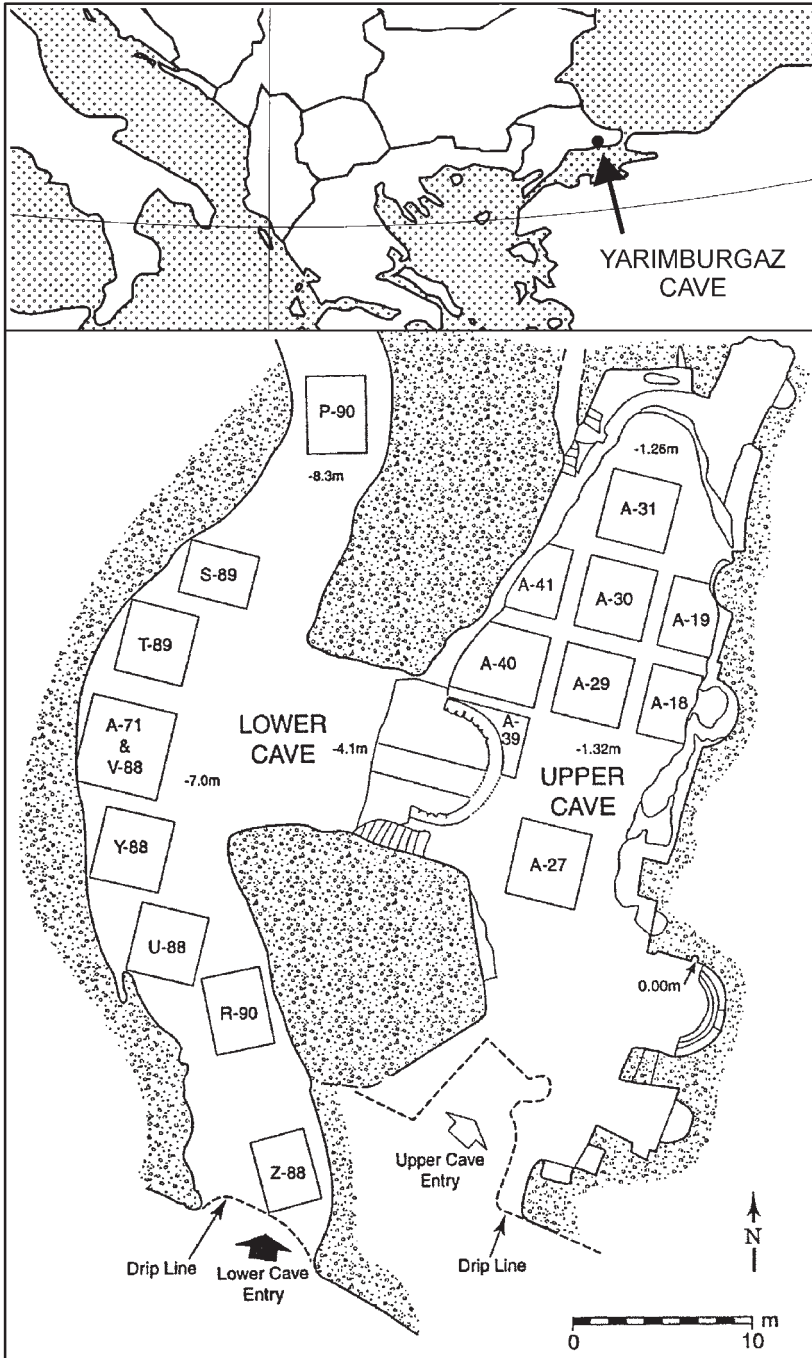


Fig. 1: Map of the entrance area of Yarimbuzgaz Cave with openings to the upper and lower chamber including the squares (after FARRAND & McMAHON 1997).

Abb. 1: Karte des Eingangsbereiches der Yarimbuzgaz-Höhle mit den Öffnungen zur oberen und unteren Kammer und Grabungsquadraten (nach FARRAND & McMAHON 1997).

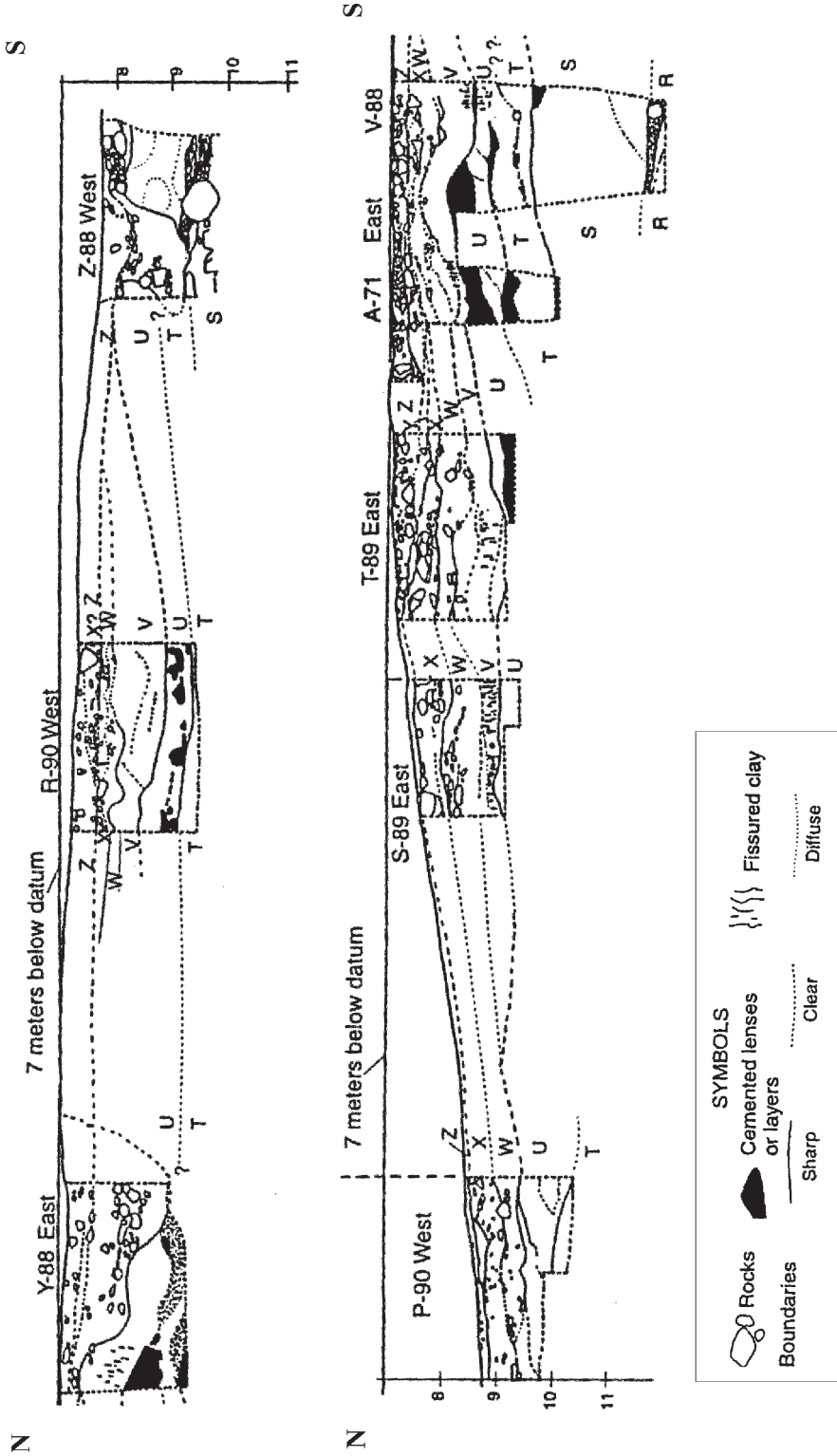


Fig. 2: Longitudinal section through the lower chamber of the Yarimbuzurg Cave, approximately 43 m long. The stratigraphic units R-Z are marked between the squares (after FARRAND & McMAHON 1997).

Abb. 2: Längsschnitt durch die untere Kammer der Yarimbuzurg-Höhle, ca. 43 m lang. Die stratigraphischen Einheiten R-Z sind zwischen den jeweiligen Grabungsquadraten dargestellt (nach FARRAND & McMAHON 1997).

Tab. 1: Correlation of the excavation levels grouped into lithostratigraphic units designated Stratum R through Stratum Z (from bottom to top) from three sedimentary cycles.

Tab. 1: Korrelation der Horizonte der einzelnen Grabungsquadrate in die stratigraphischen Einheiten Schicht R bis Schicht Z (vom Liegenden zum Hangenden) aus drei Sedimentationszyklen.

sedimentary cycle III (youngest)	Stratum Z (= layer Z)
	Stratum Y (= layer Y)
	Stratum X (= layer X)
	Stratum W (= layer W)
sedimentary cycle II	Stratum V (= layer V)
	Stratum U (= layer U)
	Stratum T (= layer T)
sedimentary cycle I (oldest)	Stratum S (= layer S)
	Stratum R (= layer R)

clay, cemented layers, and rocks. Furthermore, many boundaries are diffuse.

The cave sediments contain deposits from Lower Paleolithic to Byzantine times, but the lower chamber was disturbed by illicit excavators so that Middle/Upper Paleolithic and Chalcolithic are missing, although present in the upper cave.

3 The bat fauna

There are few fossil localities providing Pleistocene bats from the Mediterranean. Fossil bats are known from some islands, but there are very few species and within these most are endemic (STORCH 1974). As megachiropterans (flying foxes) are distributed only in tropical and subtropical regions of the Old World and missing in America, this fossil record contains exclusively bats (SCHOBER & GRIMMBERGER 1998).

The excavations from Yarimbürgaz Cave in Turkish Thrace provided chiropterans from three cycles (tab. 1). Other small mammals (insectivores, rodents and lagomorphs) from this

Tab. 2: Systematic classification of the identified chiropterans based on MCKENNA & BELL (2000).

Tab. 2: Systematische Gliederung der untersuchten Chiropteren nach MCKENNA & BELL (2000).

Vinochiroptera KOOPMAN 1984
Rhinolophoidea GRAY 1825
Rhinolophidae GRAY 1825
Rhinolophinae GRAY 1825
<i>Rhinolophus</i> LACEPEDE 1799
<i>Rhinolophus ferrumequinum</i> (SCHREBER 1774)
<i>Rhinolophus euryale</i> BLASIUS 1853
<i>Rhinolophus blasii</i> PETERS 1866
<i>Rhinolophus mehelyi</i> MATSCHIE 1901
Yangochiroptera KOOPMAN 1984
Vespertilionoidea GRAY 1821
Vespertilionidae GRAY 1821
Vespertilioninae GRAY 1821
Myotini TATE 1942
<i>Myotis</i> KAUP 1829
<i>Myotis myotis</i> (BORKHAUSEN 1797)
<i>Myotis blythii</i> (THOMES 1857)
<i>Myotis bechsteini</i> (KÜHL 1817)
<i>Myotis nattereri</i> (KÜHL 1817)
<i>Myotis emarginatus</i> (GEOFFROY 1806)
<i>Myotis mystacinus</i> (KÜHL 1817)
grouped { <i>Myotis brandli</i> (EVERSMANN 1845)
<i>Myotis daubentonii</i> (KÜHL 1817)
<i>Myotis capaccinii</i> (BONAPARTE 1837)
Plecotini GRAY 1866
<i>Plecotus</i> GEOFFROY 1818
<i>Plecotus auritus</i> (LINNAEUS 1758)
<i>Plecotus austriacus</i> (FISCHER 1829)
Miniopterinae DOBSON 1857
<i>Miniopterus</i> BONAPARTE 1837
<i>Miniopterus schreibersi</i> (KÜHL 1817)

cave have been previously described by SANTEL & KOENIGSWALD (1998).

The rodents were accumulated most probably by owl pellets, whereas the bats may have used the cave as a day roost. Therefore the taphogenesis is caused by either accumulation by predators and natural death in the cave. Depending on function, different dwellings can be distinguished: roosts which are used daily or as a transient roost, mating roost, maternity roost and winter roost (GEBHARD 1997; SCHOBER & GRIMMBERGER 1998). Generally, the first three are called summer roosts and can be in tree hollows or caves, whereas hibernating bats are normally found in caves. Some of the chiropterans may have used the cave seasonally, only in summer, whereas others may have used the cave to



Fig. 3: View of the material composed of upper and lower jaws and humeri, considering as example of *Rhinolophus mehelyi*.

Abb. 3: Überblick über das Material bestehend aus Ober- und Unterkiefern sowie Humeri am Beispiel von *Rhinolophus mehelyi*.

hibernate. The Yarimburgaz Cave is presumably a year-round dwelling concerning bats.

For climatic reconstruction it would be useful to separate species occurring only during summer from those present year round. However, such a discrimination cannot be done in the fossil record.

Recent Microchiroptera are distributed world wide with 17 families, 150 genera, and 808 species, and are absent only in polar regions and on some isolated oceanic islands (NOWAK 1999). Most are insectivorous, but in the tropics some are food specialists, which feed on fruits, leaves, nectar, pollen, fishes, other small vertebrates, or blood (KOOPMAN 1994, NOWAK 1999).

Both infraorders of microchiropterans from Yarimburgaz Cave could be verified, Yinochi-

roptera (premaxillae almost never fused with maxillary) and Yangochiroptera (premaxillaries always fused with maxillaries in adults). The first is represented by the family Rhinolophidae, including four species of one genus (tab. 2). The Yangochiroptera are represented by three genera and ten to twelve species of the Vespertilionidae (tab. 2).

The material consists of 229 fragmentary rostra and maxillae, 1562 mandibles, and 717 humeri were identified. Fig. 3 provides a general impression of the preserved material. Light sedimentary incrustation of the studied objects was removed with an insect needle. Further material is damaged and identification beyond Microchiroptera is obviated. Apart from the humeri no further postcranial material was analyzed,

because there is a great concordance in bone size and characteristics. Furthermore the skeleton is gracile so preservation is limited.

Early Pleistocene material from Deutsch Altenburg (DA 28, Austria) was available for comparisons from the Institute of Paleontology, University of Vienna (UWPI). Recent bat material was consulted for identification from the collections of the Forschungsinstitut und Naturmuseum Senckenberg (SMF), Frankfurt, Zoologisches Forschungsinstitut und Museum Alexander Koenig (ZFMK), Bonn, and from the Institute of Paleontology Bonn (IPB). At present the Yarimburgaz chiropterans are preserved at the IPB under the stated reference number (Yar). For identification of skull elements the following literature was used: SCHOBER & GRIMMBERGER (1998), GÖRNER & HACKETHAL (1988), and KOWALSKI & RUPRECHT (1981). A special key for jaws can be found in RUPRECHT (1987). FELTEN, HELFRICHT & STORCH (1973) created a key to define the distal humerus epiphysis.

Accurate species determination was achieved in two ways: through measurements of teeth and humeri, as well as by morphological characteristics. No difference in size or shape between the bats from Yarimburgaz Cave compared with the Early Pleistocene specimens from DA 28 and with the recent samples could be detected. Therefore all microchiropterans from Yarimburgaz Cave belong to species still existing today. Caused by the great variation in size and characteristics of some bats it was not always possible to identify the species. These unidentifiable species are grouped and discussed after the species description.

Osteology and teeth

The skeleton of the microchiropterans is very gracile, an adaptation to flight, with the arm and hand being elongated. The humerus is strongly developed and the forearm, consisting of radius

and an extreme reduced ulna, is enormously elongated. The metacarpals and phalanges of the second to the fifth finger are elongated to thin torque arms. The cartilaginous tips of the fingers end T-shaped at the margin of the flight membrane. Only the thumb is still a flexible grabbing-tool and has a claw (NEUWEILER, 1993).

Only a few weeks after birth the skull is coadunated and sutures of single skull elements are not visible. Therefore a rough classification in cranium and rostrum results.

It is unclear, which of the incisivi and premolars are reduced. After HANDLEY (1959) the reduction took place on the I3 and the second upper and lower premolar. The status of discussion is given in RACHEL (1984). According to HANDLEY (1959) in this paper the eutherian dental formula is modified to $I\ 1\ (2)/i\ 1\ 2\ (3)$, $C\ 1/c\ 1$, $P\ 1\ (3)\ 4/p\ 1\ (3)\ 4$, $M\ 1\ 2\ 3/m\ 1\ 2\ 3$. The teeth of the positions in brackets can be absent.

5 Determination of the material

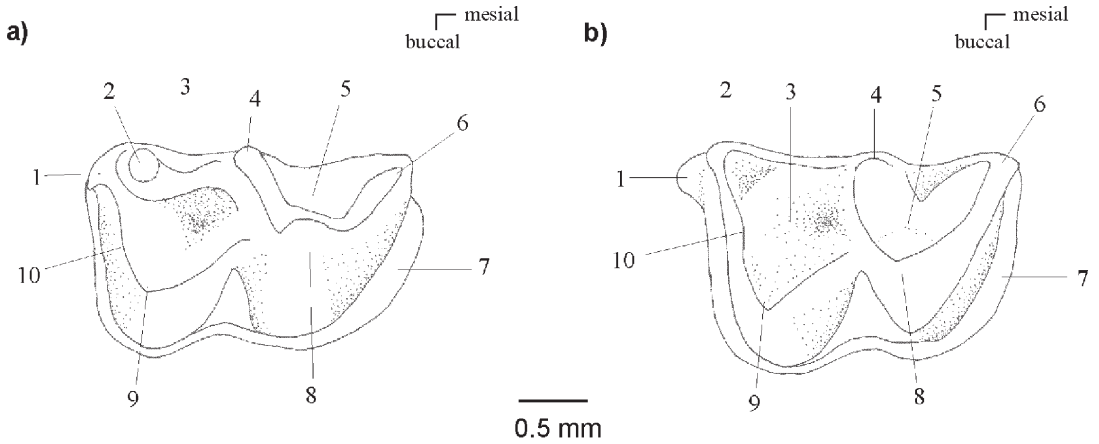
Rhinolophidae GRAY, 1825 Horseshoe Bats

Rhinolophus LACÉPÈDE 1799

There is a single genus - *Rhinolophus* - with 64 living species (KOOPMAN 1994).

The nasal region of the skull is clearly bulged out. The premaxilla builds a fragile intermaxilla which is only linked to the palatinum by connective tissue. Therefore the intermaxilla cannot be conserved in fossil skulls but remains a huge palatine incision. The mandible is conspicuously long and flat, the most distinguishing character is the extremely flat process (proc.) coronoideus.

The first teeth within the upper jaw are the large, strongly curved canines as the incisivi situated on the palatine are not preserved. The P1 is mostly reduced and placed buccally. The P4 is large and distally has a sharp crista.



nyctalodont type of dentition:
entoconid and hypoconid are
linked by the postcristid
(*Rhinolophus ferrumequinum*,
Yar 1200)

myotodont type of dentition:
hypoconulid and hypoconid are
linked by the postcristid
(*Myotis myotis*, Yar 1201)

Fig. 4: Right m1 in occlusal view of a) *Rhinolophus ferrumequinum* (Yar 1200) and b) *Myotis myotis* (Yar 1201). Terminology: 1. hypconulid, 2. entoconid, 3. talonid, 4. metaconid, 5. trigonid, 6. paraconid, 7. cingulum, 8. protoconid, 9. hypoconid, 10. postcristid.

Abb. 4: Rechter m1 in Occlusalansicht von a) *Rhinolophus ferrumequinum* und b) *Myotis myotis*. Terminologie: 1. Hypconulid, 2. Entoconid, 3. Talonid, 4. Metaconid, 5. Trigonid, 6. Paraconid, 7. Cingulum, 8. Protoconid, 9. Hypoconid, 10. Postcristid.

On M1-2 the hypocone is well developed and curved in mesio-distal direction. The M 3 is slightly smaller than the M2, the reduction affects mainly metastyle and hypocone. In the lower jaw the incisivi are closely spaced. Their crown is three-parted and spatulate. The c is very high and surrounded by a broad cingulum. Two lateral ridges frame a broad concave and distal directed plane. The p1 is relatively small. The p3 is maintained only as a diminutive tooth at the buccal outside of the tooth row. In opposite, the p4 is relatively large and builds three distinct ridges. The morphology of m1-m3 is nyctalodont (fig. 4).

The distal epiphysis of the humerus is characterized by a long spikelike processus styloides as well as by a very broad expanded epitrochlea

and epicondylus. A deep incisur is located between trochlea and condylus.

Rhinolophus ferrumequinum (SCHREBER 1774), Greater Horseshoe Bat

cycle I: 1 rostrum, 4 mandibles, 11 humeri;
cycle III: 2 maxillae, 1 mandible, 1 humerus;
uncorrelated: 1 rostrum, 3 maxillae, 14 mandibles, 5 humeri

R. ferrumequinum is the largest European *Rhinolophus*-species and it can easily be identified by its dimensions.. The P1 of the upper jaw is very small and shifted buccally so the canine and the P4 are in contact. Similar to that the p3 in the lower jaw is enormously reduced and displayed buccally beyond the tooth row. The molars are nyctalodont (fig. 4).

The distal epiphysis of the humerus has a width

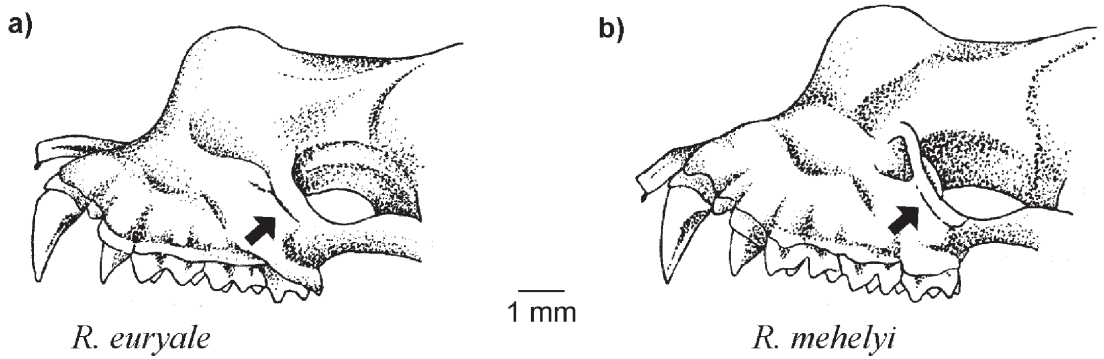


Fig. 5: Comparison of the skulls of *Rhinolophus euryale* and *Rhinolophus mehelyi* (after SCHOBER & GRIMMBERGER 1998).

Abb. 5: Vordere Schädelhälfte von *Rhinolophus euryale* und *Rhinolophus mehelyi* im Vergleich (nach SCHOBER & GRIMMBERGER 1998).

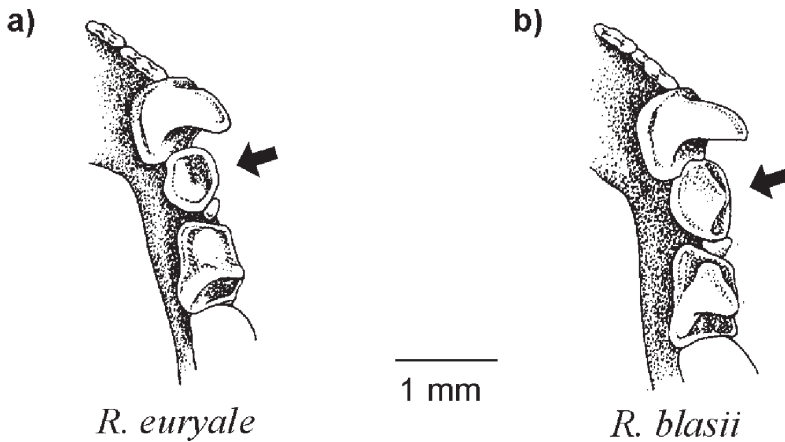


Fig. 6: Lower toothrow of *Rhinolophus euryale* and *Rhinolophus blasii*. In *R. euryale* the p1 takes less than 50% of the plane of p4, in *R. blasii* the proportion of the plane is greater than 50% (after SCHOBER & GRIMMBERGER 1998).

Abb. 6: Untere Zahnreihe von *Rhinolophus euryale* und *Rhinolophus blasii*. Bei *R. euryale* nimmt der p1 weniger als 50% der Fläche des p4 ein, bei *R. blasii* liegt der Anteil der Fläche über 50% (nach SCHOBER & GRIMMBERGER 1998).

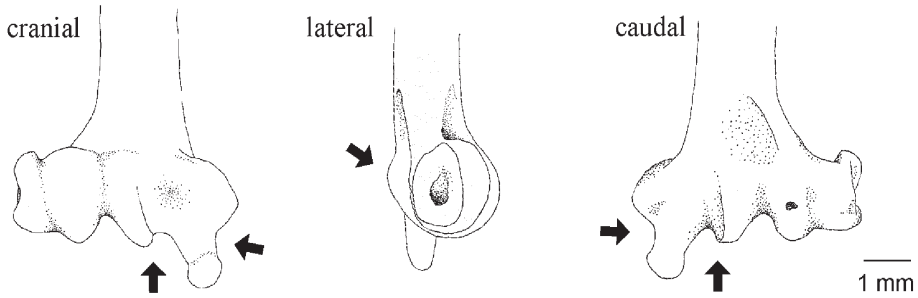


Fig. 7: Distal epiphysis of the humerus of *Rhinolophus euryale* (Yar 1155) in cranial, lateral, and caudal view.

Abb. 7: Distale Epiphyse des Humerus von *Rhinolophus euryale* (Yar 1155) in cranialer, lateraler und caudaler Ansicht.

of about 5 mm between epitrochlea and epicondylus which is found in no other rhinolophid species.

Rhinolophus euryale BLASIUS 1853, Mediterranean Horseshoe Bat

cycle I: 4 humeri; uncorrelated: 1 humerus

The most striking characteristic on the skull is an ossified bar between the foramen (for.) infraorbitale and the orbita. This bar is short and relatively broad (fig. 5). The P1 is located buccally at the border of the tooth row and is constricted by the spiky C and the P4. The M3 is slightly reduced. In the lower jaw the crown-plane of the p1 achieves a maximum of 50% of the plane of the p4 (fig. 6). The p3, which lies between them, is shifted buccally far beyond the tooth row. Its peak reaches the cinguli of the remaining premolars.

On the distal epiphysis of the humerus an incisur is situated at the transition of the proc. styloides to the epitrochlea in cranial and caudal view (fig. 7). The proc. styloides is relative slender. In the same views the trochlea forms a distinct edge towards distal. Looking at the caudal outline of the trochlea no sharp edge is developed in lateral view.

Because there are great analogies of *R. euryale*

with and *R. mehelyi* concerning characteristics and size only five humeri could be clearly identified. This problem will be discussed after the description of *R. blasii* and *R. mehelyi* and similar species will be combined as one group.

Rhinolophus blasii PETERS 1866, Blasius's Horseshoe Bat

cycle I: 1 mandible, 8 humeri; uncorrelated: 3 humeri

The skull exhibits a smooth occipital depression. The ossified bar between the for. infraorbitale and the orbita is relatively short and narrows slightly to the middle. The P1 and P4 are often separated through a diastema. In the lower jaw the crown-plane of the p1 takes not less than 50% of the plane of p4 (fig. 6). The p3 in-between is squashed in and strongly reduced.

The top of the proc. styloides on the distal epiphysis of the humerus is rounded towards medial (fig. 8). The transition of the proc. styloides towards the epitrochlea is shallow in cranial and caudal view. Based on the smaller width of the epiphysis at an average of 4 mm in addition to the other characteristics the humeri of *R. blasii* can easily be identified.

Only one lower mandible could be recognized for *R. blasii*. Here the p4 is still preserved and

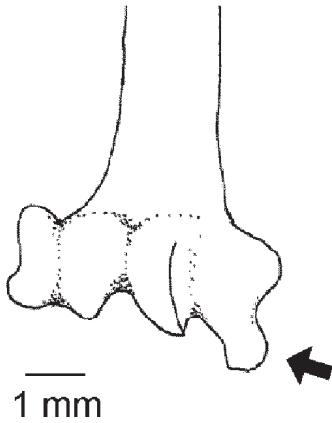


Fig. 8: Distal epiphysis of the humerus of *Rhinolophus blasii* (Yar 1049) in cranial view. The top of the proc. styloides is rounded towards medial.

Abb. 8: Distale Epiphyse des Humerus von *Rhinolophus blasii* (Yar 1049) in Cranialansicht. Die Spitze des Proc. styloides ist nach medial abgerundet.

affords accurate identification. Analogies with other species will be discussed within the following group.

group *Rhinolophus euryale-blasii*

uncorrelated: 7 mandibles

There are very few characteristics of the skull and mandible to separate these two medium-sized species.

One possibility would be the parietal- / occipital-region of the skull. It runs straight in *R. euryale* and shows an incisur in *R. blasii*. But no skull with this attribute or appropriate size is preserved from Yarimburgaz Cave. Concerning the lower jaw both species can be separated by the proportion of the crown-plane of p1 to p4. The plane of p1 reaches a maximum of 50% of the p4 in *R. euryale*, whereas in *R. blasii* the plane of p1 reaches a minimum of 50% of the p4 (fig. 6). As only in one lower jaw the p1 is preserved, further jaws of similar size could not be identified to species level.

Rhinolophus mehelyi MATSCHIE 1901, Mehely's Horseshoe Bat

cycle I: 28 rostra, 15 maxillae, 214 mandibles, 189 humeri; cycle II: 1 maxilla, 1 mandible, 4 humeri; cycle III: 2 maxillae, 1 rostrum, 3 maxillae, 7 mandibles, 5 humeri; surface: 1 rostrum; uncorrelated: 7 rostra, 63 maxillae, 567 mandibles, 173 humeri

The most characteristic feature of the skull is supposed to be the thin ossified bar between the for. infraorbitale and the orbita (fig. 5). Within no other species the bone bar is that slender. The P4 is relatively large and its peak overtops the molars. The p3 in the lower jaw is rudimental and pushed buccally out of the tooth row by p1 and p4.

At the distal epiphysis of the humerus the proc. styloides is relatively broad and laminar in cranial view. Its transition to the epitrochlea is fordable (fig. 9). The trochlea builds distally a sharp ridge which is clearly to see in cranial and caudal view. In lateral view the trochlea builds a projecting and angled outline. The average width of the epiphysis is 4.5 mm (FELTEN et al. 1973).

Due to the overlap in the morphologic characteristics of the skull elements measurements are mainly used to separate species. The proportion of length to width of the p4 is a good criterion and is shown in fig. 10. For comparison the middle-sized *R. euryale*, which is most similar with *R. mehelyi*, is included in the diagram. Both species can be clearly separated by the scatter plots.

The bone bar, as the most characteristic feature, shows greater variability as supposed by SCHÖBER & GRIMMBERGER (1998). In some skulls it is likewise broad as in *R. euryale*, but the length of the skull is much larger than in the Mediterranean Horseshoe Bat. After SAPPER (1997) morphologic characteristics of both species are not as precise as biometric comparisons. Therefore importance was attached on the metrics and the larger skulls are assigned to *R. mehelyi*.

The great variety of both species makes the

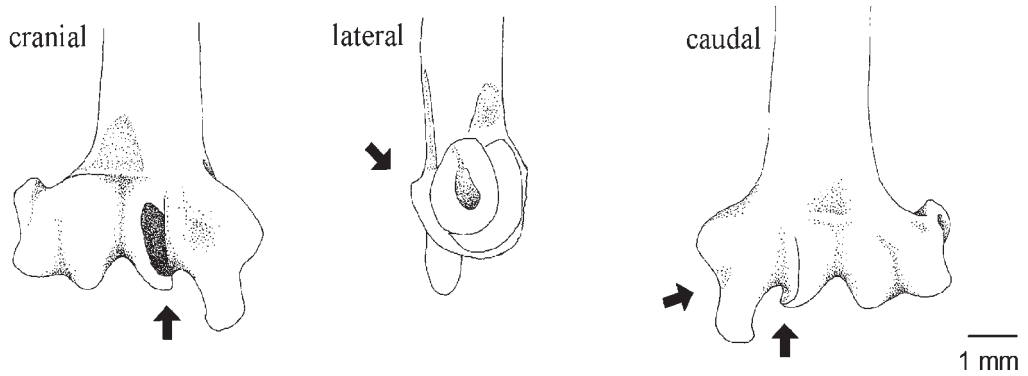


Fig. 9: Distal epiphysis of the humerus of *Rhinolophus mehelyi* (Yar 1032) in cranial, lateral, and caudal view.

Abb. 9: Distale Epiphyse des Humerus von *Rhinolophus mehelyi* (Yar 1032) in cranialer, lateraler und caudaler Ansicht.

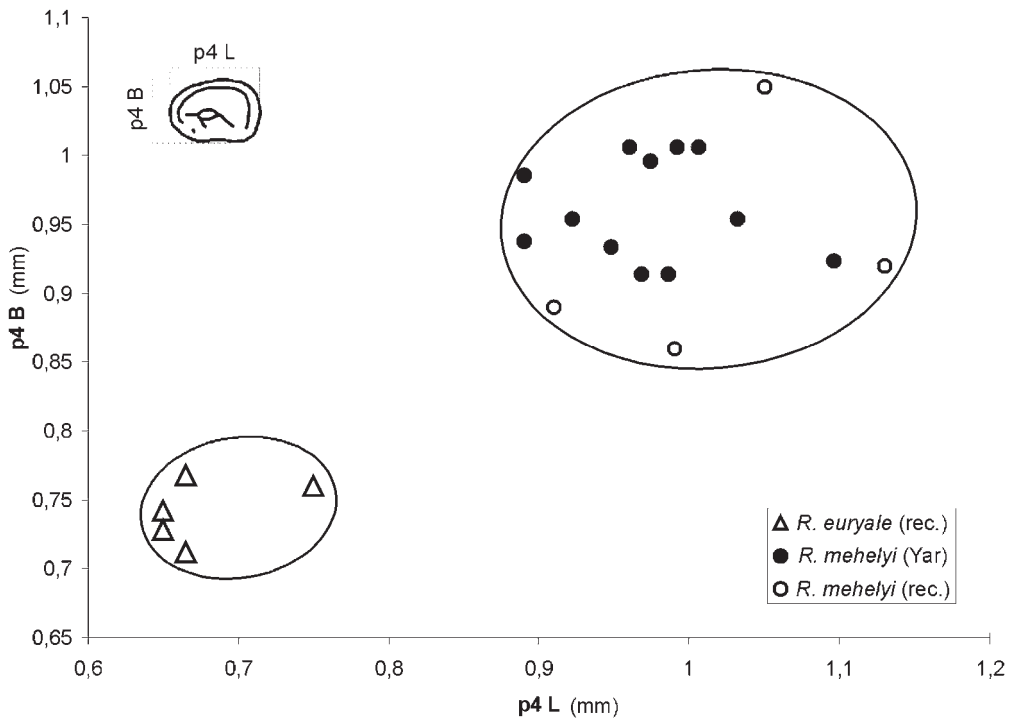


Fig. 10: Comparison of *Rhinolophus mehelyi* and *Rhinolophus euryale* on the basis of length and width of the p4.

Abb. 10: Vergleich von *Rhinolophus mehelyi* und *Rhinolophus euryale* anhand von Längen-/Breitenmaßen des p4.

determination of the humerus much more difficult. *R. euryale* reaches similar dimensions as *R. mehelyi* and even the combination of several morphological characteristics makes a definite classification impossible. This material will be combined to a "group *Rhinolophus euryale-mehelyi*" and discussed.

group *Rhinolophus euryale-mehelyi*

cycle I: 35 humeri

There is overlap in the morphology distal epiphysis of the humerus. Especially in the proc. styloides which shows large variation. Its distal peak can be laminar broadend, medial flattend or waisted. Often the epitrochlea shows a distinct ridge towards the proc. styloides, which points to *R. mehelyi*, but the caudal outline of

the trochlea of the same humerus is shallow rounded, which points to *R. euryale*. FELTEN et al. (1973) give dimensions for differentiation, but they had not enough individuals to register the whole variety of the species (pers. comm. G. STORCH, SMF). Therefore those values of FELTEN et al. (1973) can only be taken as benchmarks. The variability of the Yarimbuzg material is shown in fig. 11 by the ratio of the length (measured over the condylus) to the width of the distal epiphysis. However, as *R. euryale* fits in the size-spectrum of *R. mehelyi* a separation is impossible.

Vespertilionidae GRAY 1821, Vespertilionid Bats

The Vespertilionidae have a world wide distri-

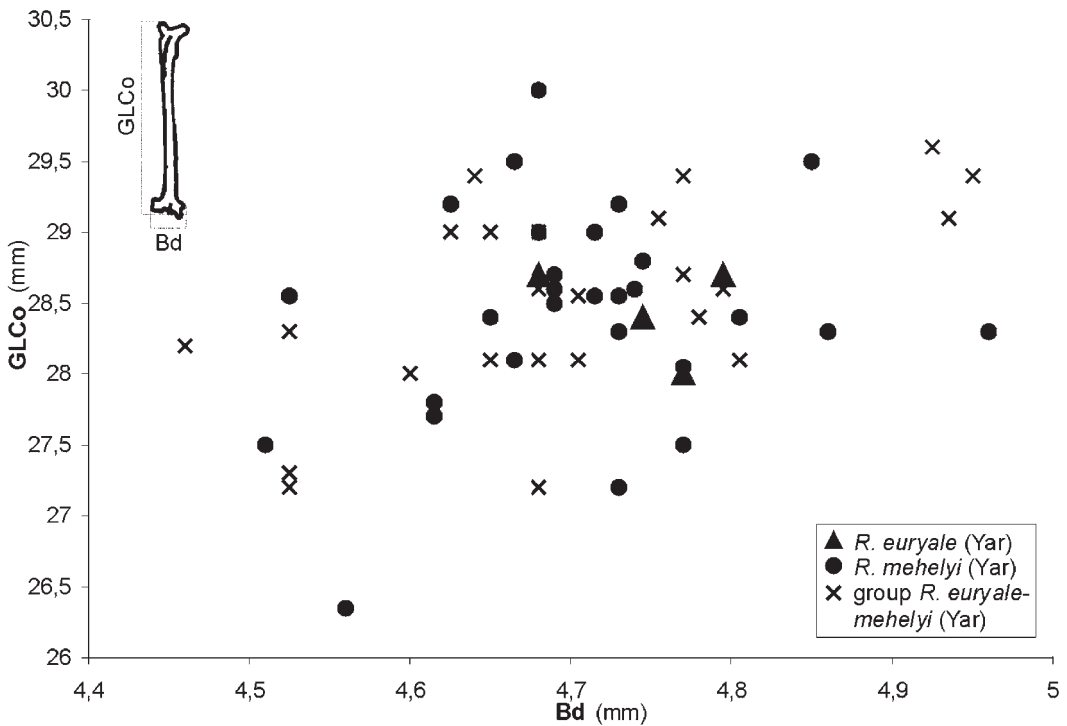


Fig. 11: Comparison of *Rhinolophus euryale* and *Rhinolophus mehelyi* on the basis of the humerus. GLCo: greatest length measured over the condylus, Bd: width of the distal epiphysis, measured perpendicular to the shank axis.

Abb. 11: Vergleich von *Rhinolophus euryale* und *Rhinolophus mehelyi* anhand des Humerus. GLCO: größte Länge gemessen über den Condylus, Bd: Epiphysenbreite distal, senkrecht zur Schaftachse gemessen.

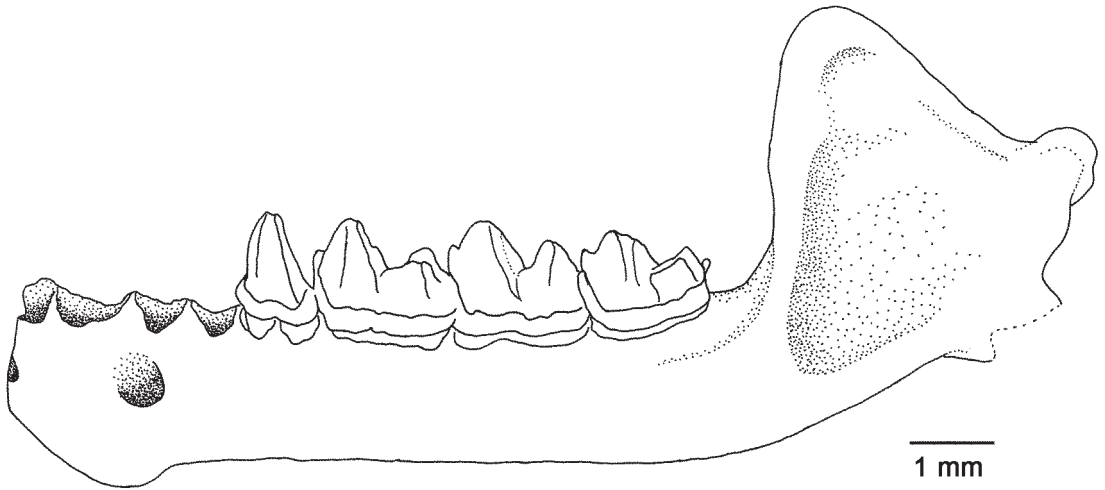


Fig. 12: Mandible of *Myotis bechsteini* (Yar 31) in lateral view.

Abb. 12: Mandibel von *Myotis bechsteini* (Yar 31) in Lateralansicht.

bution with 35 genera and 308 species (KOOPMANN, 1994). They are found in the tropics as well as in temperate zones up to the tree line. They are distributed in the most northern and the highest areas found within the chiropterans. Many species from the temperate areas migrate between summer- and winter roosts depending. In the Yarimburgaz Cave this could be demonstrated for the genera *Myotis*, *Plecotus*, and *Miniopterus*.

Usually two incisors are situated on both sides of the intermaxilla of the skull of vespertilionids. The incisura nasalis lies deep in the premaxilla and reaches to the canine, maximum to the first premolar. There is no bulb of the nasal region as in rhinolophids. The lower jaw is characterized by a high and compact proc. coronoideus (fig. 12).

Myotis KAUP 1829, Little Brown Bats

Within the chiropterans *Myotis* is the most widespread form being not found only in the arctic, subarctic and antarctic regions as well as on many oceanic islands (NOWAK, 1994). With 84 recent species this genus are also the most diverse within the bats (KOOPMAN, 1994).

The rostrum of the relatively slender skull is elongated. The inc. nasalis is rounded dorsally. Some species build a crista sagittalis but the linea postorbitalis is never prominent. The for. infraorbitale is situated above the P4/M1 and is separated from the orbita by a broad ossified bar. The cr. masseterica and the fossa masseterica distinctly emerge. The foramen mentale is situated under c/p1, rarely under p1.

The upper incisivi build two to three peaks of nearly the same height. There is a diastema between the I2 and the caninus. The latter is relatively small but massive and with a sharp distal crista surrounded by a broad cingulum. The P1 and P2 are tiny, whereas the following P4 nearly reaches the height of the C and surmounts the peaks of the molars. The molars are dilambdodont and lack any peculiar characteristics.

The lower incisors are closely spaced with small overlap. They are spatulate; their crowns develop three to four peaks. The i3 is significantly larger than i1 or i2 and forms a pronounced inner protuberance. The c is slightly curved backwards. A bucco-distal and a lingual ridge build a concave distal plane. The p4 is the tall-

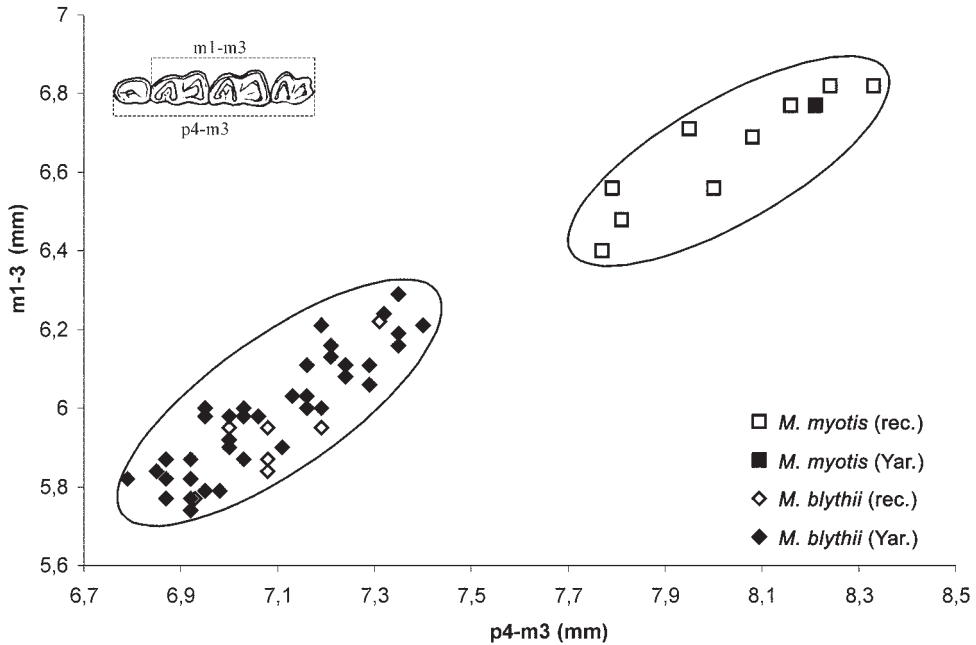


Fig. 13: Comparison of *Myotis myotis* and *Myotis blythii* on the basis of the lower tooth row.

Abb. 13: Vergleich von *Myotis myotis* und *Myotis blythii* anhand der unteren Zahnreihe.

est premolar in both upper and lower jaw. The molars show myotodont morphology, which means that hypoconulid and hypoconid are not connected.

Concerning the distal epiphysis of the humerus in cranial view the transition from the trochlea to the condylus is slightly convex at the proximal edge of the joint. The proc. styloides hardly surmounts the trochlea or can even be absent. The caudal depression where the olecranon fits in is developed weakly or missing.

Myotis myotis (BORGHAUSEN 1797), Mouse-eared Bat

uncorrelated: 3 maxillae, 1 mandible

In the upper jaw the P3 is shifted buccally outside the tooth row and therefore not easily visible. The M3 is strongly reduced and consists only of the mesial part of the tooth. Also in the lower jaw the m3 reduces its distal part, so the talonid is only weakly developed.

In cranial view, the trochlea of the humerus sur-

mounts the proc. styloides distally. The width of the distal epiphysis is about 4-4,6 mm (FELTEN et al. 1973)

The similarity between *M. myotis* and *M. blythii*, which renders a morphological separation of these two species difficult, will be discussed below.

Myotis blythii (THOMES, 1857), Lesser Mouse-eared Bat

cycle I: 8 rostra, 8 maxillae, 102 mandibles, 50 humeri; cycle II: 2 humeri; cycle III: 3 rostra, 17 maxillae, 64 mandibles, 55 humeri; surface: 4 mandibles, 7 humeri; uncorrelated: 4 rostra, 26 maxillae, 260 mandibles, 51 humeri

The skull and skeleton of *M. blythii* is very similar to that of *M. myotis*. The obvious difference between these species is that *M. blythii* has smaller dimensions as indicated by their common name. There are only a few minor morphological differences.

The P3 of *M. blythii* is aligned with the tooth

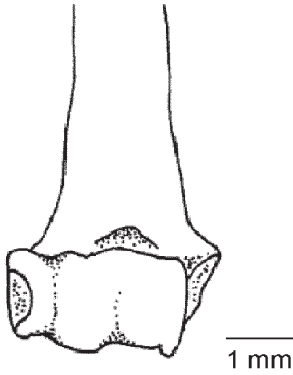


Fig. 14: Distal epiphysis of the humerus of *Myotis bechsteini* (Yar 1202) in cranial view.

Abb. 14: Distale Epiphyse des Humerus von *Myotis bechsteini* (Yar 1202) in Cranialansicht.

row in more individuals than in *M. myotis*. However this feature is very variable and not diagnostic. Nevertheless they can be distinguished by relation of the upper and lower tooth row (fig. 13). The fourth premolar from the Greater Mouse-eared Bat is much larger than the fourth premolar of the Lesser Mouse-eared Bat. No separation of the humeri was possible. Based upon the percentage of abundance (*M. myotis* 0,8%; *M. blythii* 99,2%) the humeri are assigned to the Lesser Mouse-eared Bat.

Myotis bechsteini (KUHLE 1817), Bechstein's Bat
cycle I: 33 mandibles; cycle II: 2 humeri; cycle III: 1 maxilla, 2 mandibles; uncorrelated: 1 rostrum, 13 maxillae, 94 mandibles, 1 humerus

The P1 of the upper jaw is as large as or larger than the P3, and the latter is situated within the tooth row. There is often a diastema between P3 and P4. Additional cones, called protoconuli, can be found at the mesial inner plane of M1-3. If they are present, they are only weakly developed. The proc. coronoideus of the lower jaw is very high, its cr. masseterica nearly arises at right angle (fig. 12).

The distal epiphysis of the humerus can easily be identified by the missing proc. styloides (fig. 14). In cranial view the rostral end of the

trochlea does not reach the rostral end of the epitrochlea proximally. The width of the epiphysis of 2,9-3,1 mm is a further characteristic of the relatively large species (FELTEN et al. 1973).

In fig. 15 the lower tooth row of the Bechstein's Bat from Yarimburgaz is compared with recent and Early Pleistocene material from Deutsch-Altenburg (DA 28) of this species. As the fossil record of DA 28 fits in the variability of Yarimburgaz there is no variation of size since the Early Pleistocene. The recent values do not cover the amplitude of variation.

Myotis nattereri (KUHLE 1817), Natterer's Bat
uncorrelated: 2 maxillae, 2 mandibles

The arcus zygomaticus of the skull is slender (fig. 16a). In lateral view the first two upper incisors diverge, causing a relatively large angle between both tooth crowns. The C is comparatively small. The P1 is insignificantly larger than the following P3; both are highly reduced. Regarding the upper teeth, the c of the lower jaw is relatively small and the proportion of p1 to p3 is concordant with that of the upper jaw (fig. 16a). The cross section of the c is oval.

As there are no specific characteristics of the middle-sized humeral epiphysis (2,6-2,7 mm) (FELTEN et al. 1973). *M. emarginatus* and *M. daubentoni* are of equal size and thus no humeri of these dimensions could be referred to a specific species.

There is a lot of overlap in morphological and biometrical characteristics of *M. nattereri* with *M. emarginatus* which will be discussed later.

Myotis emarginatus, (GEOFFROY 1806), Geoffroy's Bat

cycle I: 1 rostrum, 1 maxilla; uncorrelated: 5 mandibles

The arcus zygomaticus is clearly broadened in lateral view (fig. 16b). The crowns of the incisivi are parallel. The C is long and acuminate. The P1 and P3 are reduced, the P3 reaches maximum half of P1 (fig. 16b). M1-3 develop no protoconuli. The i2 of the lower jaw develops four peaks and a further inner conulus can be

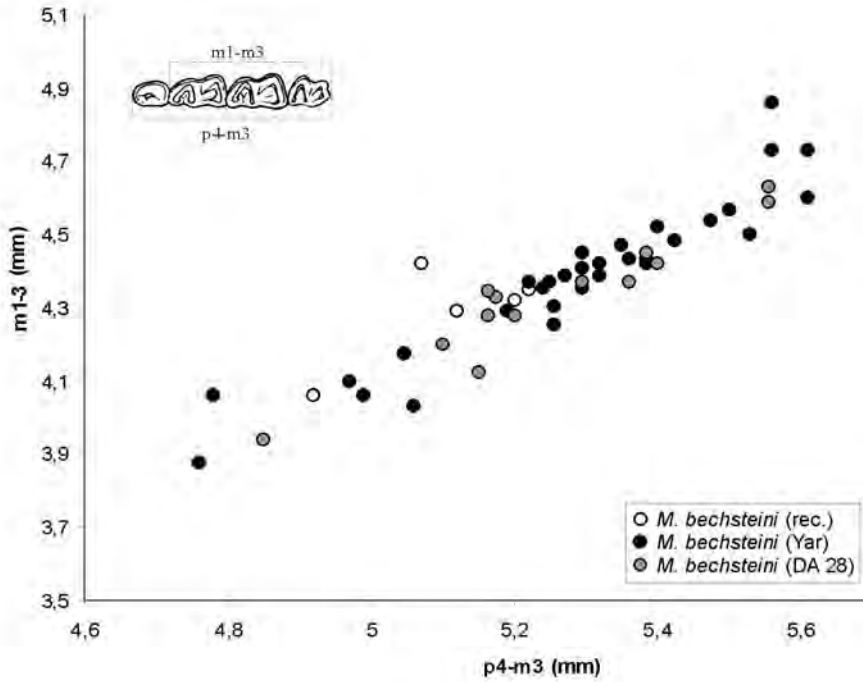


Fig. 15: Comparison of the dimensions of *Myotis bechsteini* of Yarimbuzg with recent (rec.) and Early Pleistocene representatives (DA 28: Deutsch-Altenburg 28) of the species.

Abb. 15: Größenvergleich von *Myotis bechsteini* aus Yarimbuzg mit rezenten (rec.) und altpleistozänen Vertretern (DA 28: Deutsch-Altenburg 28) der Art.

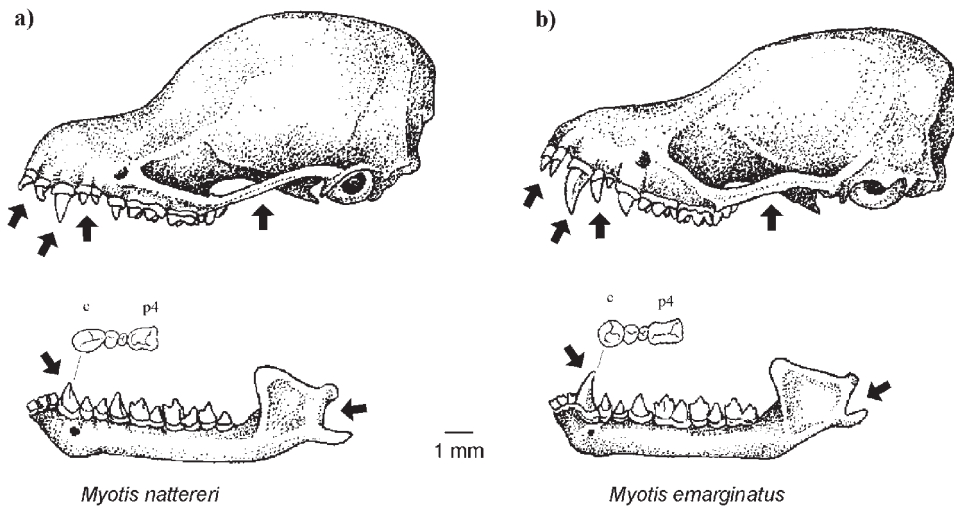


Fig. 16: Comparison of the skulls of a) *Myotis nattereri* and b) *Myotis emarginatus* (after SCHOBER & GRIMMBERGER 1998).

Abb. 16: Schädel von a) *Myotis nattereri* und b) *Myotis emarginatus* im Vergleich (nach SCHOBER & GRIMMBERGER 1998).

present. The cross section of the large c is round. The p1 is slightly larger than the p3 (fig. 16b). As mentioned before there are no characteristics which can be attributed to the humerus.

group *Myotis nattereri-emarginatus*

cycle III: 1 mandible; uncorrelated: 4 mandibles

Because of the great variation in individual features, a separation of these two middle-sized species can only be done by a combination of multiple characteristics. The width of the zygomatic arch is a good criterion as well as the morphology of the C and the proportions of the first upper premolars (fig. 16). The lower jaws can be distinguished by the morphology of the i2 and the c. Unfortunately the front teeth which are often the most important characteristics are missing in the Yarimburgaz material. Metric data could also not be used for differentiation because of the large amount of variability present. Thus, specimens that could not be referred to a species unambiguously were combined into a single group.

group *Myotis mystacinus-brandti-daubentoni*

uncorrelated: 1 maxilla, 6 mandibles

The corresponding material shows distinct characteristics of the genus *Myotis* and using morphological measurements it can only be referred to one of the small-bodied species *M. mystacinus*, *M. brandti*, or *M. daubentoni*. These species are very similar to each other in size and morphology and thus a separation of the fragmentary material is not possible.

***Myotis capaccinii* (BONAPARTE 1837), Long-fingered Bat**

cycle I: 1 mandible, 6 humeri; cycle III: 2 humeri; surface: 1 humerus; uncorrelated: 11 mandibles

The arcus zygomaticus is slender and similar to that of *M. nattereri*. The first two incisors diverge but not as strongly as in *M. nattereri*. The C is rather compact. The P4 is significantly larger than the tiny P1 and P3 and it reaches across the peaks of the molars. In the mandible

the i1 and i2 are three-coned; i3 developed four peaks and is substantially widened. The c is only weakly developed. As in the upper jaw the crown of the p4 overtops the peaks of the other teeth.

In lateral view the proc. styloides protrudes caudally above the shank of the humerus (fig. 17). A distinct groove, which curves from caudal to lateral, separates the proc. styloides from the trochlea. Another distinguishing feature is the small size of the humerus with an epiphyseal width of 2,7 mm (FELTEN et al. 1973).

The material referred to *M. capaccinii* also comprises a very small humerus that shows the characters described above but has an epiphyseal diameter of only 2.38 mm. This humerus most likely belongs to a juvenile animal.

***Plecotus* GEOFFROY, 1818, Old World Long-eared Bats**

This genus is distributed in Europe, Asia, North-Africa and America (Kanada to Mexico) with eight recent species (KOOPMANN, 1994; NOWAK, 1994).

The profile of the skull is relatively flat; the frontal region is mildly bulged. A distinct cr. lacrimalis is situated on the rostral edge of the orbita. The bullae tympanicae are large; the distance between them is considerably smaller than their individual diameter. With the reduction of one premolar the dental formula is 2/3, 1/1, 2/3, 3/3. The first of the two upper incisors is considerably larger and buccally has a further conus. Usually a diastema is situated between the highly reduced P1 and the P4. The cingulum of the latter can build a mesio-lingual protoconus. The molars show no diagnostic features except for the greatly reduced M3. Within the mandibular dentition the incisors have three to four peaks and the i3 is slightly widened. The pronounced cingulum of the c is mesial extended and builds an additional protuberance on half level of the tooth height. The p3 is narrowed by the p1 and p4. The morphology of the molars is myotodont (fig 4).

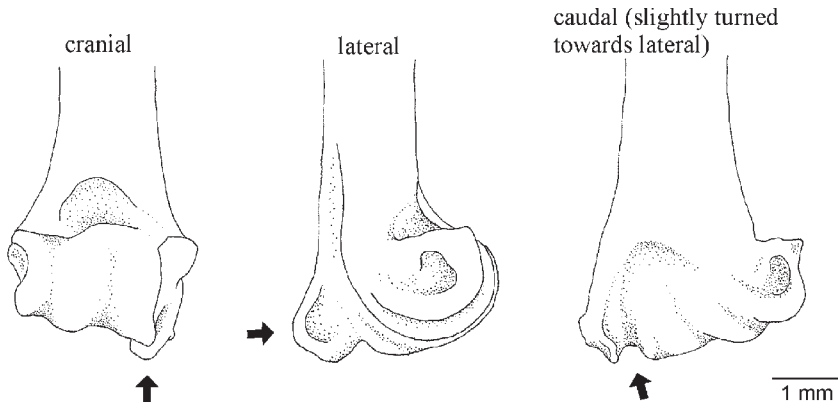


Fig. 17: Distal epiphysis of the humerus of *Myotis capaccinii* (Yar 1162) in cranial, lateral, and caudal (slightly turned towards lateral) view.

Abb. 17: Distale Epiphyse des Humerus von *Myotis capaccinii* (Yar 1162) in cranialer, lateraler und caudaler (leicht nach lateral gedreht) Ansicht.

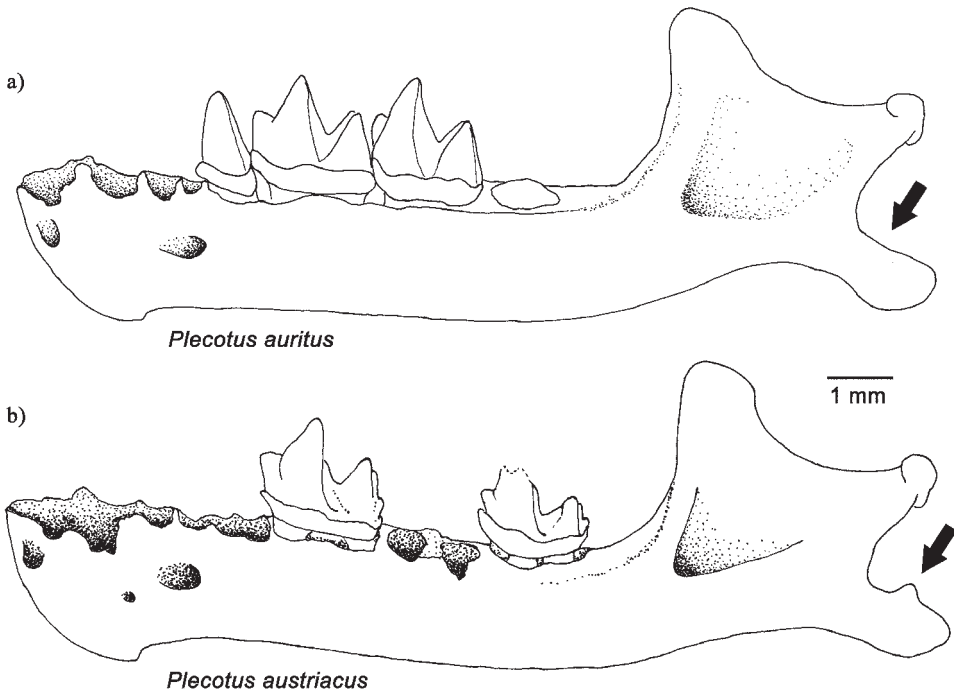


Fig. 18: Comparison of the mandibles of a) *Plecotus auritus* (Yar 159) and b) *Plecotus austriacus* (Yar 218).

Abb. 18: Vergleich der Mandibeln von a) *Plecotus auritus* (Yar 159) und b) *Plecotus austriacus* (Yar 218).

In cranial view the transition of the trochlea to the condylus at the distal epiphysis of the humerus is clearly convex at the articulated joint. In the same view the rostral edge of the trochlea does not reach the rostral edge of the epitrochlea. Trochlea and condylus overtop the proximal peak of the epicondylus in lateral view. Caudally the fossa olecrani is not present or only weakly developed.

Plecotus auritus (LINNAEUS 1758), Brown Big-eared Bat

uncorrelated: 1 maxilla, 1 mandible

The most prominent feature of the skull is the arcus zygomaticus, which is highly bulged in its middle. The C is rather short. The lower jaw can be identified by the thickened and rounded end of the proc. angularis (fig. 18a). Similar to the upper jaw the c is relatively short.

At the distal epiphysis of the humerus the transition of the epitrochlea to the proc. styloides is angular (fig. 19a). The average width of the epiphysis is about 2.7-2.9 mm (FELTEN et al. 1973).

Plecotus austriacus (FISCHER 1829), Gray Big-eared Bat

uncorrelated: 4 mandibles

The arcus zygomaticus on the skull is slightly broadened in its middle but it becomes significantly slender towards aboral. The C is more

slender and more pointed than in *P. auritus*. The proc. angularis at the lower jaw ends blunt with a distinct projection at its anterior third (fig. 18b). The c shows a shallow bending towards distal.

The transition of the epitrochlea to the proc. styloides at the distal epiphysis of the humerus is not as angular as in *P. auritus* in caudal view (fig. 19b). The average width of the epiphysis is also about 2.7-2.9 mm (FELTEN et al. 1973).

group *Plecotus auritus-austriacus*

cycle III: 1 maxilla, 1 mandible, 1 humerus; uncorrelated: 1 maxilla, 29 mandibles, 4 humeri

The differences these two species are very marginal. The diagnostic characters described above are mainly based on structures which are prone to damage during the fossilization process. Other characters, in particular the distal epiphysis of the humerus, are variable and cannot be used on its own (fig. 19). The shape of the proc. angularis of *P. auritus* often appears in *P. austriacus* as personal observation of comparison material revealed. Therefore, it is not possible to precisely separate the species.

Miniopterus BONAPARTE 1837, Long-winged Bats

Thirteen species of this genus are distributed world-wide except for America and the arctic

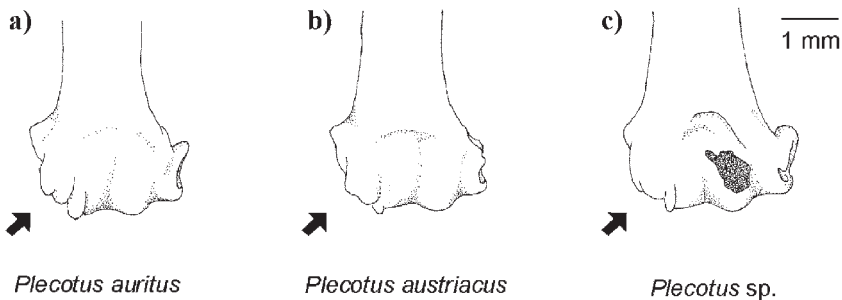


Fig. 19: Comparison of the distal epiphysis of the humerus of a) *Plecotus auritus* (SMF 32961), b) *Plecotus austriacus* (SMF 19925) and c) *Plecotus sp.* (Yar 1182) in caudal view.

Abb. 19: Vergleich der distalen Epiphyse des Humerus von a) *Plecotus auritus* (SMF 32961), b) *Plecotus austriacus* (SMF 19925) und c) *Plecotus sp.* (Yar 1182) in Caudalansicht.

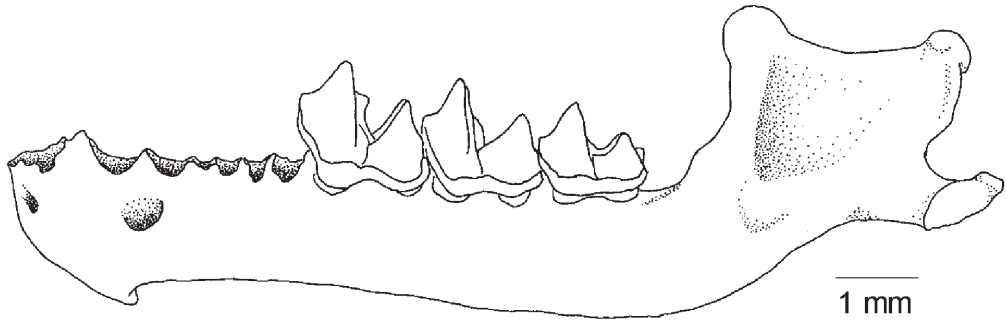


Fig. 20: Mandible of *Miniopterus schreibersi* (Yar 1199) in lateral view.

Abb. 20: Mandibel von *Miniopterus schreibersi* (Yar 1199) in Lateralansicht.

regions (KOOPMAN, 1994). In Europe a single species, *Miniopterus schreibersi*, occurs.

The skull is relatively compact. The rostrum is short and flattened, the frontal region rises steeply. The brain capsule is widened, bulged and outlined from the occiput by a depression. The mandibles are slender and have a remarkable low proc. coronoideus (fig. 20). The proc. articularis is expanded towards medial; also the proc. angularis is widened.

The dental formula is 2/3, 1/1, 2/3, 3/3. The I1 has two peaks and reaches the same height as the following I2. After a broad diastema the very slender C overtops the tooth cusps of the remaining teeth. The M3 is enormously reduced. The lower incisors are packed close together and increase in size from i1 to i3. The p1 and p3 are reaching same height. As a specialty of this genus the p3 builds two roots instead of one as usual by vespertilionids. The molars are nyctalodont.

The proc. styloides of the distal epiphysis of the humerus is most striking. It protrudes widely beyond the articulated joint and is strongly broadened in lateral view. Additionally, the epiphysis exhibits a deep constriction between condylus and epicondylus.

Miniopterus schreibersi (KUHL 1819), Schreibers's Long-fingered Bat

cycle I: 16 mandibles, 7 humeri; cycle III: 20

mandibles, 25 humeri; surface: 5 humeri; uncorrelated: 1 rostrum, 9 maxillae, 54 mandibles, 28 humeri

The P1 is slightly shifted out of the tooth row towards lingual. It reaches half the height of the succeeding P4. The crown of the latter overtops the peaks of the molars by far. The relatively weakly developed c of the lower jaw is just slightly higher than the p4 or the molars.

The humerus can be determined with some certainty by the characteristic shape of the distal epiphysis. Additional to these the epiphysis is relatively narrow with an average width of 2.7 mm (FELTEN et al. 1973).

4 Composition of the bat fauna

Three sedimentary cycles were differentiated by HOWELL & ARSEBÜK (1989) and FARRAND & McMAHON (1997). A rich bat fauna originates from cycles I and III and each of these units is summarized here. The denoted number of the taxa is the minimal number of individuals (MNI) of lower jaws identified. For *Rhinolophus euryale* the humeri were counted because there were no mandibles (fig. 21). Due to the fact that there is a lot of overlap in the characteristics of *Myotis mystacinus*, *M. brandti*, and *M.*

daubentoni, these species were grouped together as a self-contained taxon. Other groups are not mentioned here because they occur as a single species.

In cycle I eight species (*R. ferrumequinum*, *R. euryale*, *R. blasii*, *R. mehelyi*, *M. blythii*, *M. bechsteini*, *M. capaccinii*, and *Miniopterus schreibersi*) are represented by 375 mandibles (figs. 21, 22). The most frequent taxa are *R. mehelyi* (57%), *M. blythii* (27%), and *M. bechsteini* (9%).

Cycle II produced only a single mandible of *R. mehelyi*.

In cycle III a MNI of 46 belonging to six taxa (*R. ferrumequinum*, *R. mehelyi*, *M. blythii*, *M. bechsteini*, group *M. mystacinus-brandti-daubentoni*, and *Miniopterus schreibersi*) is identified with *M. blythii* (67%), *Miniopterus schreibersi* (19%), and *R. mehelyi* (8%) as the most common ones (figs. 21, 22).

In addition, square U offered a great number of fossil bat remains which cannot be precisely correlated to these cycles and are handled separately here.

The genus *Myotis* is represented by seven to nine species. However, the most frequent species is *Rhinolophus mehelyi* which represents 52% of the total sample of bats (fig. 21).

5 Stratigraphic position of the three cycles and trench U

No exact stratigraphic position can be given for the three cycles. The excavation levels were designated into lithostratigraphic units based on different layers of erosion (fig. 2). The classification was made on the basis of sequence stratigraphy, being a group of sedimentary beds bounded by unconformities. These unconformities can be erosional or non-depositional surfaces, which are indicative of a temporal hiatus in the depositional history (FARRAND &

McMAHON 1997).


Uranium-series dating which was conducted on pure tufa in square Z-88 which suggests an age of > 350 Ky, but no exact level indication was given for the sample (FARRAND & McMAHON 1997). Electron spin resonance dating (ESR) was made on some ursid tooth samples which points to an approximate age estimate of at least ca. 400 Ky (FARRAND & McMAHON 1997). Also here details on stratigraphic background are missing. The age of the three cycles cannot be determined by the remains of the Microchiroptera. There are no specific index species; all taxa are still present in this part of the Mediterranean.

Cycle I begins with sorted and stratified quartz sand and pebbles, followed by smooth clays. Large limestone blocks from the cave ceiling fell into these from time to time. On the top phosphatic concretions can be found. A Middle Pleistocene age can be assumed because of *Cricetus cricetus* and *Cricetulus migratoris* (SANTEL & KOENIGSWALD 1998). Most of the bats that can be allocated stratigraphically come from this cycle. Of the eight verified species, *R. mehelyi* dominates.

The second cycle is characterized by variegated clay with scattered quartz. There are almost no fossils, neither bats or other small mammals, only very few remains of bigger mammals.

The third cycle contains rock fragments with very little matrix. It is probably a result of earthquakes during a short time span (FARRAND & McMAHON 1997). The small mammal fauna described by SANTEL & KOENIGSWALD (1998) indicates a Middle Pleistocene age, with younger or older Middle Pleistocene being less probable.

There is no stratigraphical correlation for trench U because this square was very shallow and soon reached bedrock so it could not be separated in stratigraphic units. It is unfortunate that most of the bat fauna was recovered from this trench, since its precise stratigraphic level is uncertain.



stratigraphy		<i>R. ferrumequinum</i>	<i>R. euryle</i> (humeri)	<i>R. blasii</i>	<i>R. mehelyi</i>	<i>Myo. myotis</i>	<i>Myo. byrni</i>	<i>Myo. bechsteini</i>	<i>Myo. nattereri</i>	<i>Myo. emarginatus</i>	<i>Myo. brandti-daubentoni</i>	<i>Plec. capaci</i>	<i>Plec. auritus</i>	<i>Plec. austracus</i>	<i>Mni. schreibersi</i>
	surface					2									
cycle III (youngest)	layer Z	1				3									
	layer Y					4									
	layer X			3		14	1								
	layer W			1		13									
	%	2		8		67	2			2					
cycle II	layer V														
	layer U			1											
	layer T														
cycle I (oldest)	layer S	2	2	1	107	51	17								
	layer R														1
	%	1	1	0,5	57	27	9								0,5
uncorrelated	square U	7	1		284	1	130	47	1	3	2	6	1	2	27
	%	1	0,5		56	0,5	25	9	0,5	0,5	0,5	1	0,5	0,5	5
total	numbers	10	3	1	396	1	217	65	1	3	3	7	1	2	46
	%	1,5	0,5		52		29	9		0,5	0,5	1			6

Fig. 21: Stratigraphic distribution of the Chiroptera within the sedimentary cycles. The data refers to the minimal number of individuals (MNI), based on the number of mandibles identified, except *Rhinolophus euryle* which is documented by humeri only. For each cycle the percentage are stated additionally, rounded to 0,5%. At the total numbers given in percentage less than 3 MNI are not mentioned any more.

Abb. 21: Stratigraphische Verteilung der Chiroptera innerhalb der Sedimentationszyklen. Die Angaben beziehen sich auf die Mindest-Individuen-Zahlen (MIZ), basierend auf der Gesamtzahl der Mandibeln pro Art mit Ausnahme von *Rhinolophus euryle*, die nur durch Humeri belegt ist. Zusätzlich sind für die Zyklen die jeweiligen Prozentangaben angeführt, gerundet auf 0,5%. Bei der Gesamtanzahl in Prozent wurde bei weniger als 3 MIZ von einer Angabe abgesehen.

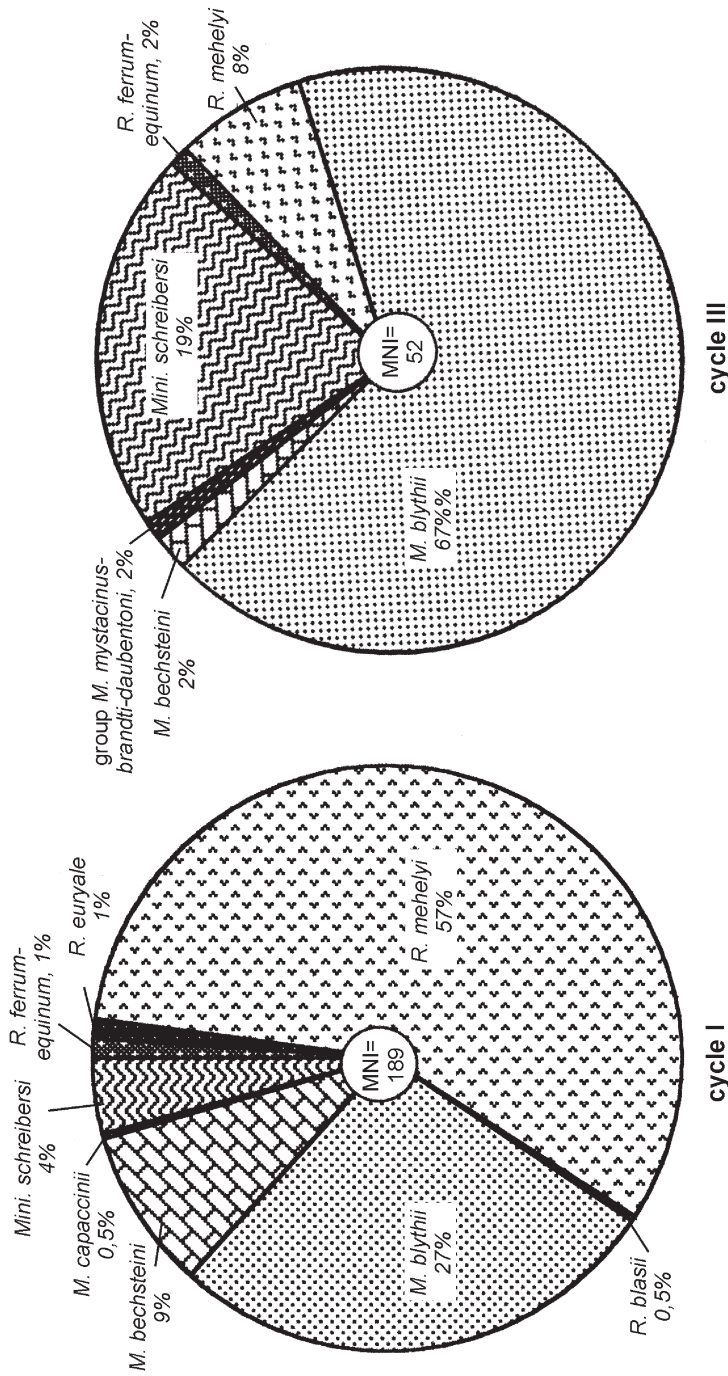


Fig. 22: Frequency distribution of the Chiroptera within the sedimentary cycle I and III based on mandibles (exception: *Rhinolophus eurysale*). The MNI based on mandibles is shown in the middle of the diagram.

Abb. 22: Häufigkeitsverteilung der Chiroptera in Sedimentationszyklus I und III auf Basis der Mandibeln (Ausnahme: *Rhinolophus eurysale*). Die MNI basierend auf der Zahl der Mandibeln, ist jeweils in der Mitte des Diagramms angegeben.

6 Ecological conditions during the three cycles

As explained above *Rhinolophus mehelyi* is the most frequent species in the first cycle (figs. 21, 22). It is of ecological significance since it occurs only in warm Mediterranean climate today (LANZA & FINOTELLO 1985; MITCHELL-JONES et al. 1999). Its frequent occurrence indicates that the climate during cycle I was not colder than today, but typical Mediterranean. The co-existence of the second species *Miniopterus schreibersi* as a typical thermophilic taxon supports this assumption due to its recent distribution in the Mediterranean but also in south Asia, Australia, and Africa (RABEDER 1972; LANZA & FINOTELLO 1985).

Most species, except *Myotis bechsteini*, prefer open habitats. As a tree-dweller, *M. bechsteini* probably used the Yarimburgaz Cave only for hibernation. From the residual small mammal fauna analyzed by SANTEL & KOENIGSWALD (1998) *Cricetus cricetus* is the only species indicating a more continental and drier environment. But as the Black-bellied Hamster is found only in layer S it is not significant. In conclusion, an open landscape with bushes and some trees can be postulated for most of the time represented by the bats from cycle I.

From cycle II only one lower jaw of *R. mehelyi* was found, therefore no ecological conclusion can be drawn.

In cycle III six different taxa could be identified from 95 mandibles with *M. blythii* being the most frequent one (figs. 21, 22). Since all of the documented taxa are present in the extant fauna of Turkish Thrace no difference from the present-day climate is indicated by the bat fauna. However, the rodent and lagomorph fauna indicates a dryer, more open landscape and a cooler climate than today (SANTEL 1994). The significant steppic influence is indicated by immigrants from the Ukraine which are no longer found in the area today: *Cricetus*

cricetus, *Cricetulus migratoris*, *Lagurus transiens*, *Sicista subtilis*, and *Ochotona pusilla*. Although the rodents characterize a harsher climate than the bats, there is no indication that the bats come from other layers than the rodents. Most likely the chiropterans as well as rodents and lagomorphs coexisted in the area. Comparing the recent distribution of these species with that of the chiropterans, all taxa share parts of their ranges. Only the two thermophilic species *R. mehelyi* and *M. schreibersi* do not fit in the same ecological surrounding nor overlap in geographic range with *Cricetus cricetus*, *Lagurus transiens*, and *Ochotona pusilla* (EUQUAM; LANZA & FINOTELLO 1985). Therefore, one has to assume that these bats used the cave seasonally and came here in summer only or used it for hibernation. SANTEL (1994) postulated an open landscape for cycle III with a significant steppic influence. The bat fauna represents an open landscape too, but not as cold and dry. The time involved in cycle III might represent a heterogeneous climate with changing colder, dryer, and warmer phases which is not fully deducible from the coarse stratigraphic allocation of the fossil material. Due to changes in the climate the history of the bat distribution might be characterized by a local extinction and reinvasion of taxa which cannot be determined from the sediments of the Yarimburgaz Cave.

7 Trench U

The sediments of the isolated square U could not be correlated with one of the three cycles because it was very shallow over bedrock and its stratigraphy not informative as mentioned before (HOWELL & ARSEBÜK 1989; FARRAND & McMAHON 1997). Almost 70% of the bats originate from this square. Interestingly the majority of the other small mammals (78%) was also concentrated within square U (SANTEL

1994). Looking at the map (fig. 1) this huge concentration within a single square seems not to reflect the biotope. As Yarimburgaz Cave is still an active karst-system it may be possible that the small mammals were concentrated by transportation mixed up by various sources. The uninformative stratigraphy made a correlation to any layer of the other squares impossible. Presumably the accumulation of bats represents different time periods which could not be separated during excavation. Therefore, these very rich layers cannot be contributed to the reconstruction of the climatic history of the Yarimburgaz Cave. 13-15 species of bats were identified: *Rhinolophus ferrumequinum*, *R. euryale*, *R. mehelyi*, *Myotis myotis*, *M. blythii*, *M. bechsteini*, *M. nattereri*, *M. emarginatus*, group *M. mystacinus-brandti-daubentoni*, *M. capaccinii*, *Plecotus auritus*, *P. austriacus*, and *Miniopterus schreibersi*. In the quantitative distribution, *R. mehelyi* (56%), *M. blythii* (25%), and *M. bechsteini* (9%) are predominant (figs. 21, 22).

8 Summary

The chiropterans from Yarimburgaz Cave are significant as it is the richest Middle Pleistocene bat fauna of the Eastern Mediterranean found to date. Nine to eleven additional chiropteran species are recorded for that short time of this area, five had been mentioned previously (SANTEL & KOENIGSWALD 1998). They document the composition of the modern faunal assemblage. Although the bats seem to be of little stratigraphical importance they provide new ecological information, since they may indicate a much milder climate than the rodents and lagomorphs from the same layer. The seasonal migration common for various bats may have allowed some to populate Turkish Thrace only during summer. Thus species indicating a somewhat warmer climate were preserved

together with species which characterize a distinctly cooler steppe environment. Because bats are known to migrate it is postulated that some species like *Rhinolophus mehelyi* and *Miniopterus schreibersi* were only occasional residents during that period.

9 Acknowledgements

Special thank goes to Prof. Dr. W. v. KOENIGSWALD, Institut für Paläontologie, Universität Bonn, for his support of this project and fruitful discussions. I also like to thank Dr. G. STORCH, Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt a. M., Dr. R. HUTTERER, Zoologisches Forschungsinstitut und Museum Alexander Koenig, Bonn, and Prof. Dr. G. RABEDER, Universität Wien, Austria, for the allocation of comparative material and inspiring discussions. Prof. Dr. K. ROSE, Johns Hopkins University, Baltimore, USA, kindly improved the English of this paper. Mr. G. OLESCHINSKI provided the photographic work. I also like to thank the two unknown reviewers for their kindly revision of this paper and their helpful references.

10 Literature

- EUQUAM (European Quaternary Mammalia Database), Institut für Paläontologie, Bonn.
- FARRAND, W. R. & MCMAHON, J. P. (1997): History of the sedimentary infilling of Yarimburgaz Cave, Turkey. – *Geoarchaeology: An international journal*, 12 (6): 537-565; New York.
- FELTEN, H., HELFRICHT, A. & STORCH, G. (1973): Die Bestimmung der europäischen Fledermäuse nach der distalen Epiphyse des Humerus. – *Senckenbergiana Biol.*, 54 (4/6): 291-297, 19 Figs.; Frankfurt a. M.

- GEBHARD, J. (1997): Fledermäuse. – 381 S.; Basel (Birkhäuser).
- GÖRNER, M. & HACKETHAL, H. (1988): Chiroptera. – In: GÖRNER, M. & HACKETHAL, H. Säugetiere Europas, (Hrsg.): 72-129; Stuttgart (Enke).
- HOWELL, F. C. & ARSEBÜK, G. (1989): Yarimburgaz Cave, Report on investigations and current status of researches in the cave of Yarimburgaz (Marmara, Turkey) 1989 Field season. – 1-75 + VIII, 22 Figs., 36 Tab., 37 Taf., Committee on Research and Exploration, National Geographic Society; Washington D.C.
- KOOPMAN K. F. (1994): Chiroptera: Systematics. – 224 S., 192 Abb.; Berlin (de Gruyter).
- KOWALSKI, K. & RUPRECHT, A. L. (1981): Order: Bats - Chiroptera. - In: PUCEK, Z. (ed.): Keys to Vertebrates of Poland, Mammals: 101-154, 25 Abb.; Warschau (Polish Scientific Publishers).
- KRYŠTUFEK, B. & VOHRALÍK, V. (2001): Mammals of Turkey and Cyprus. Introduction, Checklist, Insectivora. 140 S.; Knjižnica Annales Majora, Zgjidivubsko društvo za južno Primorsko, Znanstveno-raziskovalno središče Republike Soevenije Koper, 2001.
- KUHN, S. L. (1995): Preliminary Report on Lithic Assemblage from Yarimburgaz Cave, Turkey. – Unpublished manuscript in possession of the authors.
- LANZA, B. & FINOTELLO, P. L. (1985): Biogeografia dei Chiropteri italiani. - Boll. Mus. Reg. Sci. Nat. Torino, 3 (2): 389-420; Firenze.
- MCKENNA, M. C. & BELL S. K. (2000): Mammal Classification. - Unitaxon., Mathemaesthetics; New York.
- MITCHELL-JONES, A. D., AMORI, G., BOGDANOWICZ, W., KRYSZTUFEK, B., REIJNDERS, P. J. H., SPITZENBERGER, F., STUBBE, M., THISSEN, J. B. N., VOHRALÍK, V. & ZIMA, J. (1999): The Atlas of European Mammals. – 496 S.; London (Academic Press).
- NOWAK R. M. (1999): Walker's Mammals of the World. – 836 S.; Baltimore (Johns Hopkins University Press).
- ÖZDOĞAN, M. & KOYUNLU, A. (1986): Yarimburgaz Magarasi. 1986 Yili Calismalarinin ilk Sonuçlari ve bazı gözelemer. - Arkeoloji've Sanat, 32/33: 4-17; Istanbul.
- RABEDER, G. (1972): Die Insectivoren und Chiropteren (Mammalia) aus dem Altpleistozän von Hundsheim (Niederösterreich). - Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 76: 375-474, 8 Abb., 14 Taf.; Wien.
- RUPRECHT, A. L. (1987): A key for mandible identification of Polish bats (polnisch). – Przegł. Zool., 31: 89-105, 47 Abb.; Białowieża.
- SANTEL, W. T. (1994): Die mittelpleistozänen Insectivora, Chiroptera, Rodentia und Lagomorpha (Mammalia) aus der Yarimburgaz Höhle, westlich von Istanbul (Türkisch Thrazien). - Dipl.-Arb.: 163 S.; Bonn (unveröff.).
- SANTEL, W. T. & KOENIGSWALD, W. v. (1998): Preliminary report on the Middle Pleistocene small mammal fauna from Yarimburgaz Cave in Turkish Thrace. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 48: 162-169, 2 Fig.; Hannover.
- SCHOBER, W. & GRIMMBERGER, E.: (1998): Die Fledermäuse Europas. – 265 S.; Stuttgart (Kosmos).
- STINER, M. C. (1995): Taphonomy and Zooarchaeology of the Large Mammals from Yarimburgaz Cave. - Unpublished manuscript in possession of the authors.
- STORCH, G. (1974): Quartäre Fledermaus-Faunen von der Insel Malta. – Senckenbergiana lethaea, 55 (1/5): 407-434; Frankfurt a.M.

Loess paleosol-sequences along a climatic gradient in Northern Iran

MARTIN KEHL, REZA SARVATI, HASSAN AHMADI, MANFRED FRECHEN & ARMIN SKOWRONEK^{*}

Keywords: loess, paleosol, luminescence, past climate change, Pleistocene, Iran

Abstract: In Northern Iran, loess is found in different geomorphological settings along a climatic gradient ranging from subhumid to semiarid conditions. Loess-paleosol sequences were investigated in detail in three key sections located on the northern foothills of Alborz mountains (sections at Neka and at Now Deh) and in the loess hills north of Gonbad-e Kavus (section at Agh Band).

At the section at Neka, two pedocomplexes consisting of moderately to strongly developed Bwk, Bt or AhBt horizons are intercalated in fine textured loess. Luminescence age estimates indicate that the upper paleosol was formed during OIS 5a or 5c, whereas the lower pedocomplex might represent OIS 5e or older interglacial periods.

Nine light or dark brown paleosols (CBk, Bwk and Btk horizons) are intercalated in the loess at the section at Now Deh indicating different weathering intensities most likely during interglacial and interstadials periods of the Middle and Upper Pleistocene. The upper Bt horizon of Now Deh likely correlates with OIS 5e. The lower Bt horizons join to form a strong pedocomplex possibly correlating with OIS

7 or older interglacials. The pedocomplexes at Neka and Now Deh indicate polycyclic soil genesis including soil formation, truncation of the upper soil horizons, loess deposition and again soil formation.

In the loess hills near Agh Band, 40 m thick homogeneous loess covers a brown paleosol (Bw(t)), possibly correlating with the last interglacial soil. The loess at Agh Band section has a high percentage of fine sand and coarse silt and contains significant amounts of gypsum.

The loess-paleosol sequences indicate pronounced climate changes from dry and cool to moist and warm conditions with loess deposition and soil formation, respectively. They are excellent terrestrial archives of Quaternary climate and environment change in Northern Iran.

[Löss-Paläobodensequenzen entlang eines Klimagradienten in Nordiran]

Zusammenfassung

Im südlichen Kaspischen Tiefland und seinen umliegenden Gebieten treten Lössen in verschiedenen geomorphologischen Positionen entlang eines rezenten Klimagradienten von subhumiden zu semiariden Verhältnissen auf. Drei Löss-Paläobodenabfolgen werden beschrieben, die im nördlichen Vorgebirge des Alborz (Profile Neka und Now Deh) und im Lösshügelland nördlich Gondbad-e Kavus (Profil Agh Band) aufgeschlossen sind.

Das Profil Neka besteht aus feinkörnigem Löss, der von zwei kräftig entwickelten Paläobodenkomplexen aus Bwk-, Bt- und AhBt-Horizon-

^{*} Anschrift der Verfasser: Dr. M. KEHL und Prof. Dr. A. SKOWRONEK, INRES-Soil Sciences, University of Bonn, Nußallee 13, 53115 Bonn, Germany, Email: mkehl@uni-bonn.de, Prof. Dr. R. SARVATI, Department of Geography, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, Prof. Dr. H. AHMADI, College of Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran, Prof. Dr. M. FRECHEN, Leibniz Institute for Applied Geosciences (GGA-Institut), Geochronology and Isotope Hydrology, Stilleweg 2, 30655 Hannover, Germany

ten durchzogen wird. Erste Lumineszenzdatierungen weisen darauf hin, dass der obere Pedokomplex während der Sauerstoff-Isotopen-Stadien (OIS) 5a und/oder 5c gebildet wurde, während der untere das OIS 5e oder ein älteres Interglazial repräsentieren könnte.

Neun hell braune oder dunkel braune bis rötlich-braune Paläoböden (CBk-, Bwk- und Bt-Horizonte) des Lösses bei Now Deh spiegeln unterschiedliche Verwitterungsintensitäten von Interglazialen und Interstadialen des Mittleren bis Oberen Pleistozäns wider. Während der obere Bt-Horizont von Now Deh wahrscheinlich mit dem OIS 5e korreliert, bilden die unteren Bt-Horizonte einen Pedokomplex, der das Interglazial des OIS 7 repräsentiert. Die Pedokomplexe in Neka und Now Deh weisen jeweils auf polyzyklische Bodenentwicklung hin, die Bodenbildung, Bodenabtrag, Lössaufwehung und erneute Bodenbildung umfasste.

In den Lösshügeln bei Agh Band bedeckt ein 40 m mächtiges, weitgehend homogenes, gipshaltiges und feinsand- sowie grobschluffreiches Lösspaket einen braunen Paläoboden (Bw(t)), der vermutlich in das letzte Interglazial zu stellen ist.

Die beschriebenen Löss-Paläobodenabfolgen dokumentieren den mehrfachen Wechsel von trocken-kalten zu feucht-warmen Klimaverhältnissen mit Lössablagerung bzw. Bodenbildung. Sie stellen ausgezeichnete terrestrische Archive des quartären Klima- und Umweltwandels Nordirans dar.

1 Introduction

In Northern Iran, loess is found in hilly areas along the rivers Aras in East Azerbaijan province (Fig. 1), bordering the Gorgan and Atrak rivers in Golestan province and west of the Hari river in Khorassan province (BUSCHE, GRUNERT & SARVATI 1990). Loess also covers the north-

ern foothills of the Alborz mountains between Sari and Minoodasht (NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY 1978; GEOLOGICAL SURVEY AND MINERAL EXPLORATION OF IRAN) and locally occurs, for instance, on fluvial terraces of Sefid-Rud and Chalus River (NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY 1978; EHLERS 1971; PALUSKA & DEGENS 1980) or in the Gharatikan watershed (OKHRAVI & AMINI, 2001). Though TIETZE (1877), STAHL (1923) and BOBEK (1937) already mentioned loess deposits in Northern Iran, little information about the nature, origin and chronology of the loess has ever been published.

BARBIER (1960) gave a short description of loess in the Sefid-Rud valley and correlated these deposits with the Holocene. Following this view, EHLERS (1971) suggested that brown paleosol horizons intercalated in the loess from Sefid Rud and also in loess deposits near Neka formed during moist periods of the Holocene, whereas loess deposition took place during dry periods. LATEEF (1988) described loess deposits with intercalated brown paleosols near Now Deh, which are likely identical to the "folded loess" described by RIEBEN (1966). LATEEF (1988) supposed that the brown paleosols represent the last interglacial period and that loess deposition took place during glacial times. Paleosols as markers of interglacial periods have widely been used in the pedostratigraphical correlation of loess-paleosol sequences with the global climatic record (e.g., BRONGER, 2002). Soil formation requires moist and warm climatic conditions during interglacial or interstadial times. A vegetation cover is needed to supply organic matter for accumulation of soil humus and to protect the soil against erosion. In contrast, the deposition of loess took place during periods of low temperature and increased aridity, when production of silt-sized grains was intensified by frost-shattering and glacial activity (e.g., WRIGHT 2001). Mainly silt-sized sediments were deflated from the flood plains

and accumulated again by trapping through shrub or grass vegetation. In Southern Iran, loess and loess-like sediments were deposited in the Basin of Persepolis located in the Southern Zagros mountains. There, the loess formation pathway is explained by intensified production of silt-sized material during the Last Glacial maximum, fluvial transport to the alluvial plains, deflation, aeolian deposition and fluvial displacement (KEHL et al. 2005).

Cyclical climate changes like those of the Quaternary can result in the formation of stacked loess-paleosol sequences as observed in the study area. The grey, brown, reddish-brown or mottled paleosol horizons of loess-paleosol sequences likely correlate with different weathering intensities depending on temperature and precipitation during the period of formation (e.g., BRONGER, WINTER & HEINKELE 1998). Furthermore, several other physical properties of loess-paleosol sequences are suitable as indirect proxy measures of past climate. These so-called climate proxies include grain size, colour, mineral assemblages, the content of organic carbon, CaCO_3 or iron fractions, micromorphological features, major and trace element composition, isotope signatures or magnetic susceptibility (e.g., TUNGSHENG et al. 1985; BRONGER & HEINKELE 1989; BRONGER, WINTER & SEDOV 1998; DERBYSHIRE, KEMP & MENG 1997; HATTÉ et al. 2001; DING et al. 2002). Furthermore, biological indicators like pollen or mollusc assemblages proved very useful as climate proxies (e.g., KROLOPP & SÜMEGI 1995).

Absolute age determinations are required to correlate loess deposits with those from different areas and with the global marine or ice core record (oxygen isotope stages, OIS) in order to study the impact of climatic changes on the terrestrial environments in a transect from west to east, from more oceanic to more continental driven climate. Several methods for relative and absolute age assessments of loess deposits are

available including radiocarbon, luminescence dating, amino acid racemisation and paleomagnetic measurements. The infrared optically stimulated luminescence method (IRSL) has been shown to be highly suitable for the dating of loess in Tajikistan and to determine loess mass accumulation rates in Europe (FRECHEN & DODONOV 1998; FRECHEN, OCHES & KOHFELD 2003).

In this paper we give first detailed descriptions of three key sections of Northern Iranian loess and its paleosols. From these sequences eight samples were taken for a first luminescence dating approach to investigate the suitability of loess from Northern Iran and to set up a more reliable chronological framework. The high potential of Iranian loess as terrestrial archives of climate and environment change is indicated.

2 Materials and methods

2.1 The study area

The loess-paleosol sequences are located at Neka and Now Deh on the northern foothills of the Alborz mountains east of Sari and east of Gorgan, respectively, and at Agh Band in the loess hills north of the city of Gonbad-e Kavus (Fig. 1). The loess hills near Agh Band are part of the so-called Iranian loess plateau. The coordinates and altitudes of the sections of interest are given in table 1.

Modern mean annual precipitation ranges from ~750 mm/a to ~350 mm/a in the vicinity of the sections at Neka and Agh Band, respectively. This gradient reflects the decline in precipitation from west to east along the southern coast of the Caspian Sea. In addition, rainfall also decreases from south to north with increasing distance from the Alborz mountains as indicated in annual mean rainfall data of Now Deh and Agh Band. Mean annual temperatures are about 17 °C (Tab. 1). The wind regime of

Northern Iran is mainly driven by pressure differences between the Caspian Sea basin and the Central Iranian Highlands. During summer a strong heat depression forms over hot Central Iran resulting in north-westerly to north-easterly air-mass flows from the cooler Caspian Sea basin and from the Turkmen steppe. In winter, winds can blow in the opposite directions from the high-pressure area over cold Central Iran towards the low-pressure over the comparatively warm Caspian Sea. Strong foehn type winds called “garmsil” can occur on the northern faces of Alborz and Kopet Dagh mountains,

which might transport large quantities of dust and sand towards the Turkmen deserts (MIDDLETON 1986).

With the southward shift of the paleo-Monsoon during the Last Glacial Maximum (LGM, SIROCKO et al. 1991) it might be assumed that paleowind directions in Iran at that time were also dominated by north-westerly to north-easterly equatorial currents. However, THOMAS et al. (1997) gave evidence for south-eastern wind directions in the Central Iranian Highlands during the LGM.

Little detailed information has been published

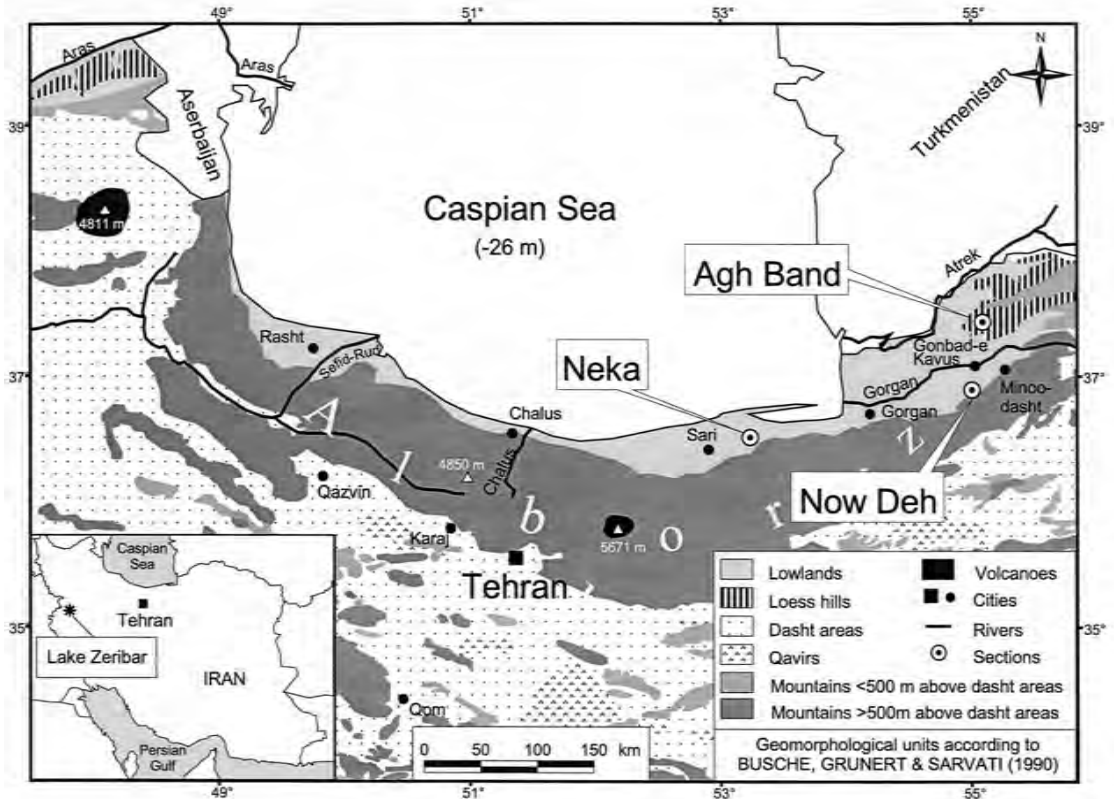


Fig. 1: Geomorphological map of Northern Iran showing the occurrence of loess hills and the location of sections described in the text. “Dasht” is a regional name for bajadas and alluvial plains whereas “qavirs” are claypans (playas) with a naturally high salt content in the endhoreic basins of the highlands.

Abb. 1: Geomorphologische Karte Nordirans mit der Verbreitung von Lösshügelländern (loess hills) und der Lage der im Text beschriebenen Lössprofile. „Dasht“ ist eine regionale Bezeichnung für Fußflächen und fluviale Aufschüttungsebenen (Bajadas und alluvial plains), während „Qavir“ für die salzreichen Tonpfannen (Playas) der endhoreischen Becken des Hochlandes steht.

Tab. 1: Coordinates, altitude and climatic data of the sections under investigation.

Tab. 1: Koordinaten, Höhenlage und klimatische Kenngrößen der beschriebenen Lössprofile.

Location	Latitude	Longitude	Altitude	Mean annual precipitation*	Mean annual temperature*
			[m above sea level]	[mm/a]	[°C]
Neka	36° 39' 53'' N	53° 23' 46'' E	116	~750	~17.0
Now Deh	37° 05' 50'' N	54° 12' 58'' E	172	~600	~17.5
Agh Band	37° 37' 18'' N	55° 09' 39'' E	150	~350	~17.0

* Estimates based on precipitation and temperature data for meteorological stations at the cities of Babolsar, Gorgan and Gonbad-e Kavus

about Quaternary climate change and its effect on landscape evolution in the southern Caspian lowland and its vicinity. Attempts to reconstruct climate history based on fluvial and marine terraces (e.g., EHLERS 1971) are afflicted with large uncertainties because of high rates of tectonic uplift in the Alborz mountains and of subsidence of the Caspian basin. According to pollen spectra, isotope composition and other climate proxies derived from sediments of Lake Zeribar (see inlet of Fig. 1), the LGM in the Western Zagros Mountains was dominated by a dry and cool climate (VAN ZEIST & BOTTEMA 1991; STEVENS, WRIGHT & ITO 2001) and followed by slowly increasing temperature and rainfall until 6 000 a (6 ka) before present (B.P.), when the comparatively warm and moist conditions of modern climate was attained. It might thus be hypothesised that similar climate changes also occurred in other parts of Iran. However, reliable climate reconstruction based on the analysis of terrestrial or marine climate archives other than the Lake Zeribar cores are still lacking.

2.2 Sedimentological and paleopedological analysis

The loess-paleosol sequences were character-

ised in the field according to the instructions of AG BODEN (1994). Grain size spectra were determined by wet sieving and the pipette method after destruction of soil organic matter with H_2O_2 and dispersion with $(NaPO_3)_6$ and Na_2CO_3 . Gypsum was leached by repeated washing with deionised water prior to grain size analysis.

Inorganic carbon was measured with the gas volumetric method (SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995) and expressed as $CaCO_3$ equivalent. Organic carbon (OC) was calculated by subtracting the total amounts of carbon before and after dry combustion of organic C (OC) for 5 h at 550 °C (SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995). In both cases total carbon was measured with a C/N/S analyzer (Forno EA of Fisons Instruments, Italy). Total carbon after dry combustion yielded slightly higher $CaCO_3$ equivalents than by using the gasvolumetric method. Gypsum was extracted with water and selectively precipitated with acetone as described by VAN REEUWIJK (1995).

For micromorphological investigations, thin sections were prepared for samples marked in Tab. 2, 4 and 5. The denomination of soil horizons widely follows the instructions of FAO (1998). However, loess layers with pedogenic accumulation of calcium carbonate and sharp upper boundary towards the B horizons were

Tab. 2: Lithological properties of the loess-paleosol sequence at Neka.

Tab. 2: Lithologische Eigenschaften der Löss-Paläoboden-Abfolge bei Neka.

ID	Depth (m)	Hor.	Color (moist)	CaCO ₃	OC	cS ^b	mS ^b	fS ^b	vIS ^b	cU ^b	mU ^b	fU ^b	S ^b	U ^b	T ^b	vIS + cU	Kd	TC ^b
Nk 1 ^a	0.80	Ah	7.5 YR 3/2	1	10.0	0	0	0	5	151	249	139	5	540	455	156	0.3	Tu2
Nk 2 ^a	1.20	Bt1	7.5 YR 3/2	1	4.3	0	0	0	5	178	250	164	5	591	404	183	0.4	Tu3
Nk 3 ^a	1.70	Bt2	7.5 YR 3/4	2	3.0	0	0	0	5	160	278	181	5	619	376	165	0.4	Tu3
Nk 4 ^a	2.90	C(t)k	10 YR 4/6	229	<1.0	15	33	10	15	172	276	197	74	644	282	187	0.6	Lu
Nk 5	5.60 ^c	C	10 YR 4/3	181	<1.0	5	5	8	18	266	339	185	35	789	177	283	1.5	U4
Nk 6	6.10 ^c	C	10 YR 4/3	160	<1.0	5	0	8	17	238	333	203	30	773	198	254	1.2	U4
Nk 7	7.90 ^c	C	10 YR 5/3	185	<1.0	0	5	10	15	294	337	184	30	815	156	309	1.9	U3
Nk 8	9.00 ^c	C	10 YR 5/3	158	<1.0	5	0	5	9	224	343	208	20	774	206	233	1.1	U4
Nk 9 ^a	9.50	CB	10 YR 5/3	192	<1.0	0	0	5	10	233	316	195	15	745	240	243	1.0	U4
Nk 10	10.40	C	10 YR 5/3	158	1.3	0	5	10	15	273	334	178	3	785	188	288	1.5	U4
Nk 11 ^a	10.85	1Bwk	10 YR 4/3	42	1.8	10	8	5	10	155	321	197	33	673	294	165	0.5	Tu4
Nk 12 ^a	11.35	Bw(t)1	7.5 YR 4/3	17	2.2	5	5	0	5	135	286	194	15	615	370	140	0.4	Tu3
Nk 13	11.75	Bw(t)2	7.5 YR 4/3	7	1.8	3	3	0	0	149	282	179	5	610	385	149	0.4	Tu3
Nk 14 ^a	12.15	Bt	7.5 YR 4/4	6	2.8	3	3	0	3	169	273	160	8	601	391	171	0.4	Tu3
Nk 15	12.20	Ck1	10 YR 5/4	354	<1.0	43	28	13	20	149	246	229	104	623	273	169	0.5	Lu
Nk 16 ^a	12.60	Ck2	10 YR 6/4	347	<1.0	62	39	16	21	180	261	200	138	641	220	201	0.8	Lu

Tab. 2 continued

ID	Depth (m)	Hor.	Color (moist)	CaCO ₃	OC	cS ^b	mS ^b	fS ^b	vfS ^b	cU ^b	mU ^b	fU ^b	S ^b	U ^b	T ^b	vfS ⁺ cU	Kd	TC ^b
Nk 17 ^a	13.30	Ck3	10 YR 5/3	153	<1.0	4	8	6	9	177	291	210	28	679	294	187	0.6	Tu4
Nk 18 ^a	13.80	CBk	10 YR 5/4	82	1.0	4	8	5	9	168	281	212	26	661	313	177	0.5	Tu4
Nk 19 ^a	14.20	2Bwk	10 YR 4/4	42	<1.0	10	10	8	10	144	287	209	38	641	322	154	0.5	Tu3
Nk 20 ^a	14.75	AhBt1	10 YR 3/4	11	3.2	5	0	3	3	148	271	161	10	581	409	151	0.4	Tu3
Nk 21 ^a	15.20	AhBt2	7.5 YR 3/3	6	2.8	5	3	0	3	174	271	171	10	616	374	174	0.5	Tu3
Nk 22 ^a	15.75	Bw(t)	10 YR 3/4	9	1.6	8	8	3	3	169	286	181	20	636	344	171	0.5	Tu3
Nk 23 ^a	16.05	Ck	10 YR 5/4	214	<1.0	45	33	13	23	171	270	218	113	659	228	193	0.8	Ut4

^a Thin sections investigated

^b S, s: sand, sandy; U, u: silt, silty; T, t: clay, clayey; L, l: loam, loamy; cS (0.63-2.0 mm), mS (0.2-0.63 mm), fS (0.125-0.2 mm), vfS (0.063-0.125 mm), cU (0.02-0.063 mm), mU (0.0063-0.02 mm), fU (0.002-0.0063 mm), T (<0.002 mm in diameter); 2: low, 3: moderate, 4: high amounts of S, U, L, or T as subdominant particle size fraction

^c Sampling depth, all other depths are lower boundaries
n.d.: not determined

classified as Ck horizons and not as Bk horizons. CB horizons show clear signs of browning and formation of secondary structure but still contain abundant grains of primary calcite. They are transitional horizons between loess (C horizon) and Bw horizons. The latter are free of primary calcite grains and have well developed structure. BC horizons as defined by BRONGER, WINTER & HEINKELE (1998) were not identified. Bw(t) horizons have weak clay illuviation, which is not sufficient to classify as Bt horizons, because less than 1% of pores contain illuviation argillans. Soil color names and notations were determined based on the revised edition of Munsell soil color charts (OYAMA & TAKEHARA 1992).

2.3 Experimental details for luminescence dating

Aeolian sediments like loess and dune sands are particularly suitable for the application of luminescence dating techniques to determine the “deposition age” of the sediments (FRECHEN & DODONOV 1998; LANG et al. 2003; WINTLE & PACKMAN 1988; ZÖLLER et al. 1994). Luminescence is the light emitted from crystals such as quartz, feldspar or zircon when they are stimulated with heat or light after receiving a natural or artificial radiation dose. The equivalent dose is a measure of the past radiation energy absorbed and, in combination with the dose rate, yields the time elapsed since the last exposure to sunlight. An important assumption of luminescence dating techniques is that the mineral grains were exposed to sunlight sufficiently long enough prior to deposition.

Eight loess samples were taken in light-tight tubes about 250 g each in the field. Furthermore, about 1 kg of sediment was sampled for gamma spectrometry to determine the amount of radioactivity in the sediment. Polymineral

fine-grained material (4-11µm) was prepared for the measurements, as described by FRECHEN, SCHWEITZER & ZANDER (1996). The material brought on discs were irradiated by a ⁹⁰Sr beta source in at least seven dose steps with five discs each and a radiation dose up to 750 Gray (Gy). All discs were stored at room temperature for at least four weeks after irradiation. The irradiated samples were preheated for 1 minute at 230°C. Equivalent dose values were determined using infrared optically stimulated luminescence (IRSL) and the Multiple Aliquot Additive Dose Protocol (MAAD). A Schott BG39/Corning 7-59 filter combination was placed between photomultiplier and aliquots for the measurements. Each aliquot was held at a temperature of 50°C during 10 seconds of IR decay. Equivalent doses were obtained by integrating the 1 - 10s region of the IRSL decay curves. An exponential growth curve was fitted to the data and compared with the natural luminescence signal to estimate the equivalent dose. The reproducibility of the measurements were excellent so that normalisation was not applied. Alpha efficiency was estimated to 0.08±0.02 for all samples. Dose rates for all samples were calculated from potassium, uranium and thorium contents, as measured by gamma spectrometry in the laboratory, assuming radioactive equilibrium for the decay chains. Cosmic dose rate was corrected for the altitude and sediment thickness, as described by AITKEN (1985) and PRESCOTT & HUTTON (1994). The natural water content of the sediment was estimated to 15±5 %.

3 Loess-paleosol sequences

3.1 Section at Neka

East of the city of Sari, loess with a maximum thickness of approximately 20 m covers Jurassic limestone of the Alborz front hills. At the section at Neka (Tab. 2, Fig. 2), the uppermost

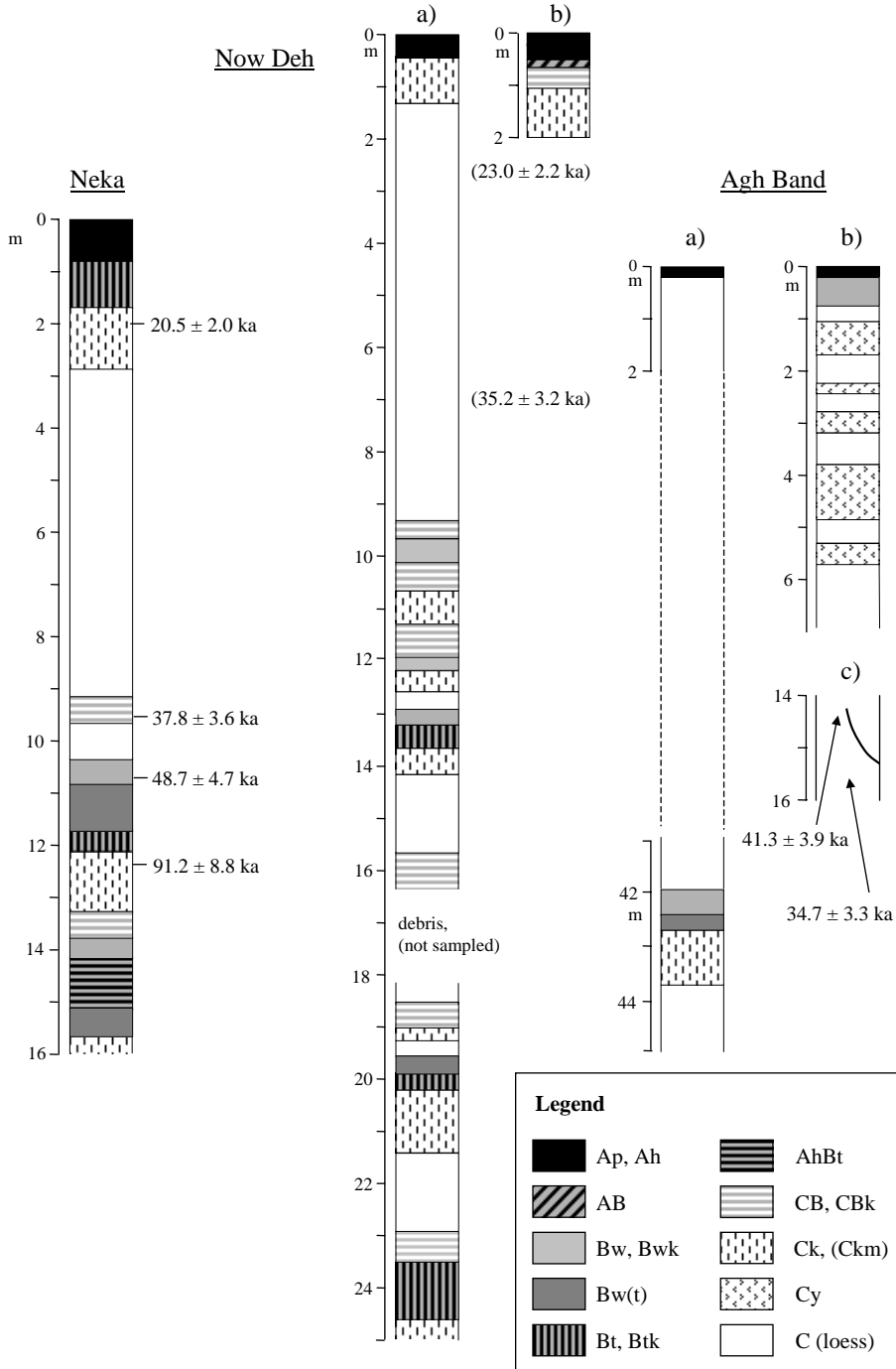


Fig. 2: Loess-paleosol sequences at the sections at Neka, at Now Deh and at Agh Band. Please refer to text for further description.

Abb. 2: Löss-Paläobodenabfolgen bei Neka, Now Deh und Agh Band. Weitere Erläuterungen im Text.

loess deposit is about 10 m thick and more or less homogenous with a dull yellowish brown (10 YR 5/4, 10 YR 4/4) color and a CaCO_3 equivalent ranging from 158 to 185 g kg^{-1} . The grain size modus is in the medium silt fraction and clay contents range from 156 to 240 g kg^{-1} . Weak signs of soil formation including iron oxide mottling and light browning were found in a layer denominated as CB horizon at 9.5 m depth. Underneath this horizon a strongly developed brown (7.5 YR 4/3) paleosol with Bw(t), Bt horizons at a depth of about 12 m and a very strong, brownish black (7.5 YR 3/2) paleosol (AhBt, Bw(t) horizons) at 15 m depth including horizons of carbonate enrichment (Ck) are exposed. Both paleosols have well-developed nut-shaped to angular blocky structure. Clay skins are apparent in the lower horizon of the first paleosol and in the strongly developed AhBtk horizons of the lower paleosol. White patches of secondary calcite and some carbonate concretions show some re-calcification from the overlying loess. However, the CaCO_3 equivalents of the paleosol horizons do not exceed 17 g kg^{-1} (Tab. 2). On top of both paleosols, weakly developed light brown (10 YR 4/4) and carbonate enriched Bwk horizons occur. These horizons are genetically not related to the Bw(t) or AhBt horizons of the two strongly developed paleosols. The Bwk horizons thus indicate a polycyclic soil genesis including soil formation, truncation of the upper soil horizons, loess deposition and again soil formation. Therefore, the paleosols represent at least two and possibly four periods of soil formation interrupted by loess deposition.

According to luminescence measurements, samples NK3 and NK4 taken from above and below the first paleosol gave IRSL age estimates of 48.7 ± 4.7 ka and 91.2 ± 8.8 ka (Tab. 3), respectively. It is likely that this paleosol correlates with OIS 5a or 5c. The lower paleosol with AhBtk horizons might therefore correlate at least with the last interglacial but more lumi-

nescence age estimates are required to solve the chronostratigraphical problem.

The loess deposit above the two paleosols correlates probably with OIS 3 to OIS 2. An IRSL age estimate of 37.8 ± 3.6 ka (sample NK2 of Tab. 2) was determined for the CB horizon at 9.5 m depth. A sample taken 20 cm from below the modern Bt horizon gave an IRSL age estimate of 20.5 ± 2.0 ka indicating that the uppermost loess was deposited during the late glacial maximum (LGM).

The modern soil can be classified as Typic Argixeroll (SOIL SURVEY STAFF 1999) or Luvic Phaeozem (FAO 1998) characterised by a thick Ah horizon covering a strongly developed Bt and a Ck horizon. The modern soil resembles the AhBtk horizon between 14.10 and 15.80 m below surface rather than the Bw(t) and Bt of the upper strong paleosol.

3.2 Section at Now Deh

About 20 km southeast of Gonbad-e Kavus, the Now Deh river (RIEBEN 1966) dissects a more than 25 m thick sequence of dull yellowish brown (10 YR 5/4) loess covering weathered limestone that dips to the northwest. Nine paleosols are intercalated in the loess exposed in two steep vertical undercut slopes, which parallel the anticlinal shape of the bedrock. Since there is no dislocation of the paleosols or other indication of modern tectonic activity, the term 'recent folded loess' of RIEBEN (1966) is confusing. It is more likely that the anticlinal shape of the loess-paleosol sequence results from mantling a pre-existing land surface.

At the northernmost cut of the river the loess is divided by four weakly to moderately developed and three strongly developed paleosols represented by CBk, Bwk and Bt horizons (profile a in Fig. 2). At the top of the sequence, a Ck horizon is exposed, similar to Ck horizons

Tab. 3: Dosimetric and chronological results.

Tab. 3: Dosimetrische und chronologische Ergebnisse.

Sample	Lab-Id.	Depth m	Uranium [ppm]	Thorium [ppm]	Potassium [%]	Cosmic [μ Gy/a]	H ₂ O [%]	Dose rate [Gy/ka]	Palaeodose [Gy]	IRSL Age [ka]
NK1	LUM-634	2.0	2.36 \pm 0.04	9.07 \pm 0.10	1.70 \pm 0.03	183 \pm 9	15 \pm 5	3.63 \pm 0.32	74.5 \pm 2.5	20.5 \pm 2.0
NK2	LUM-635	9.3	3.06 \pm 0.05	11.00 \pm 0.11	2.03 \pm 0.03	140 \pm 7	20 \pm 5	4.08 \pm 0.38	153.9 \pm 3.2	37.8 \pm 3.6
NK3	LUM-632	10.3	3.35 \pm 0.06	12.25 \pm 0.12	2.06 \pm 0.03	131 \pm 7	20 \pm 5	4.33 \pm 0.41	211.0 \pm 4.4	48.7 \pm 4.7
NK4	LUM-633	12.5	2.09 \pm 0.05	6.98 \pm 0.09	1.23 \pm 0.02	120 \pm 6	20 \pm 5	2.63 \pm 0.25	239.4 \pm 5.0	91.2 \pm 8.8
ND1	LUM-636	2.0	2.81 \pm 0.07	9.65 \pm 0.10	1.80 \pm 0.03	189 \pm 1	15 \pm 5	3.97 \pm 0.36	91.2 \pm 2.5	23.0 \pm 2.2
ND2	LUM-637	7.0	2.79 \pm 0.06	9.13 \pm 0.11	1.86 \pm 0.03	136 \pm 7	15 \pm 5	3.90 \pm 0.35	137.3 \pm 2.4	35.2 \pm 3.2
AB1	LUM-644	15.0	2.87 \pm 0.06	9.13 \pm 0.11	1.82 \pm 0.03	86 \pm 4	15 \pm 5	3.84 \pm 0.36	158.7 \pm 3.1	41.3 \pm 3.9
AB2	LUM-645	16.0	2.78 \pm 0.05	9.85 \pm 0.11	1.79 \pm 0.03	81 \pm 4	15 \pm 5	3.86 \pm 0.36	134.0 \pm 2.6	34.7 \pm 3.3

Alpha efficiency 0.08 \pm 0.02

Cosmic dose attenuation calculated with half thickness of sediments above sample.

of modern soil in the area under study. The modern soil has been sampled at profile b of Fig. 2, located about 200 m south of profile a and on the backward site of the river cut shown in Fig. 3. The modern soil at profile b is under rainfed agriculture and appears to be truncated by soil erosion. However, Bt horizons were not found and the soil classifies as Typic Calcixeroll (SOIL SURVEY STAFF 1999) or Calcic Chernozem (FAO 1998). According to field observation in a nearby location with an altitude of about 350 m and possibly higher mean annual rainfall, the modern soil has a Bt horizon covered by a thick Ah horizon. This soil resembles the modern soil at the section at Neka. However, clay cutans are less clear and appear to be less well-developed likely owing to lower annual precipitation in Now Deh.

Below the Ck horizon of profile a about 8 m of homogenous loess are exposed, which has the same color as the uppermost loess of Neka. The grain size distribution shows slightly higher clay percentages and higher portions of very fine sand and coarse silt (vfS+cSi in Tab. 2, 4) in Now Deh. Accordingly, the coefficient of coarse silt/clay is slightly lower. At Now Deh some loess layers contain pseudomycelia of secondary calcite possibly indicating a weak syndimentary soil formation. The Ck horizons found immediately below CBk, Bwk or Bt horizons described below have abundant carbonate concretions and nodules and/or patches of secondary calcite. Locally, calcite enrichment causes a moderate cementation like in the Ck horizon directly beneath the lowermost Bt horizon.

In profile a, five weakly to moderately developed dark brown to brown paleosols (10 YR 3/3 to 10 YR 4/4) are exposed at about 9.5, 11.5, 13.0, 16.0 and 18.75 m below surface. The CBk and Bwk horizons of these paleosols have massive to weak subangular blocky or weak angular blocky structure and black manganese or humus mottles. Pseudomycelia and patchy carbonate accumulations show secondary ac-

cumulation of carbonate. Leaching intensity and/or time of soil formation were apparently not sufficient to decalcify the paleosols completely as a precondition for clay illuviation. Accordingly, comparatively thin Ck horizons are found below the CBk and Bwk horizons, whereas the Ck horizons underneath the Bt horizons exposed at 13.5, 20 and 24 m below surface are considerably thicker owing to a much higher amount of carbonate enrichment. The (reddish) dark brown Bt horizons (7.5 YR 3/4) display a strong fine to coarse angular blocky to prismatic structure and clear clay coatings. They have higher clay contents (Tab. 4) and according to field evidence also higher bulk densities than the CBk or Bwk horizons. The two upper Bt horizons are thin compared to the lower one. As their thickness does not correspond to the ones of the related Ck horizons the truncation of the upper part of the Bt horizons by erosion is very likely.

Below the Bt horizon at 24 m depth a further strongly developed paleosol (possibly a Bt horizon) was not accessible for description and sampling (not shown in Fig. 2, Tab. 4). This paleosol is found at a depth of about 27 m below surface and forms a thick pedocomplex with the CBk horizon at 18.75 m and the two Bt horizons at 20 m and 24 m depth about 20 m downstream of the profile a. This pedocomplex is also visible in the left half of Fig. 3 showing a river cut about 200 m upstream of the described section. In this cut, a strongly developed Bt horizon (9th paleosol, not sampled) is exposed at 2.5 m depth below the latter pedocomplex (Fig. 3).

Two IRSL samples were taken in a profile about 30 m north of profile a from 2 and 7 m below surface and above the first Bwk horizon to set up a first chronological frame. The samples ND1 and ND2 gave IRSL age estimates of 23.0 ± 2.2 ka and 35.2 ± 3.2 ka, respectively (Tab. 2). These results are in agreement with IRSL age estimates of loess from the section at Neka. However, in the river cut 200 m upstream of

Tab. 4: Lithological properties of the loess-paleosol sequence at Now Deh.

Tab. 4: Lithologische Eigenschaften der Löss-Paläoboden -Abfolge bei Now Deh.

ID	Depth Hor.	Color (moist)	CaCO ₃	OC	cS ^b	mS ^b	fS ^b	vfS ^b	cU ^b	mU ^b	fU ^b	S ^b	U ^b	T ^b	vfS ⁺	Kd	TC ^b	g kg ⁻¹	
																		cU	(cU/T)
Profile a																			
ND 1	0.45	Ah	101	19.5	6	8	3	28	298	247	142	45	687	268	326	1.1	Tu4		
ND 2	1.35	Ck	208	9.2	1	3	4	29	285	253	170	36	708	256	314	1.1	Tu4		
ND 3	1.75	C	176	6.6	1	3	5	25	320	282	151	34	753	213	345	1.5	Ut4		
ND 4	2.45	C	166	<1.0	0	3	4	28	318	258	143	34	720	246	346	1.3	Ut4		
ND 5	3.40	C	160	1.0	1	2	3	21	294	272	148	27	714	258	315	1.1	Tu4		
ND 6	6.30	C	160	1.2	1	4	4	23	308	257	145	30	710	260	330	1.2	Tu4		
ND 7	7.80	C	162	<1.0	0	3	4	21	303	273	148	8	724	248	324	1.2	Ut4		
ND 8	8.40	C	151	1.0	0	4	4	17	331	286	165	25	783	192	348	1.7	Ut4		
ND 9	8.90	C	139	2.0	0	2	2	11	295	311	182	15	788	197	306	1.5	Ut4		
ND 10	9.35	C	134	<1.0	2	4	5	26	352	328	153	37	833	130	379	2.7	Ut3		
ND 11 ^a	9.65	1CBk	101	4.2	0	1	2	7	188	357	174	10	719	271	195	0.7	Tu4		
ND 12 ^a	10.10	Bwk	57	3.9	1	3	3	11	202	351	120	18	673	310	213	0.7	Tu4		
ND 13 ^a	10.65	CBk	145	1.9	8	18	9	19	234	259	173	53	666	281	252	0.8	Tu4		
ND 14	11.30	Ck	267	<1.0	1	15	10	23	242	267	190	49	700	251	266	1.0	Tu4		
ND 15 ^a	11.70	2CBk1	155	2.3	1	7	5	11	200	294	203	23	697	279	211	0.7	Tu4		

Tab. 4 continued

ID	Depth (m)	Hor.	Color (moist)	CaCO ₃	OC	eS ^b	mS ^b	fS ^b	vFS ^b	cU ^b	mU ^b	fU ^b	S ^b	U ^b	T ^b	vFS ⁺	Kd	TC ^b
ND 16 ^a	11.95	CBk2	10 YR 3/3	71	3.1	1	8	5	11	184	274	185	25	644	332	195	0.6	Tu3
ND 17 ^a	12.20	Bwk	10 YR 3/4	34	3.2	1	4	4	10	207	267	172	19	645	336	218	0.6	Tu3
ND 18 ^a	12.40	Ck1	10 YR 5/4	256	<1.0	25	41	14	26	220	241	191	106	652	242	246	0.9	Ut4
ND 19	12.60	Ck2	10 YR 5/4	265	<1.0	25	35	15	33	225	253	165	108	644	248	258	0.9	Lu
ND 20	13.05	C	10 YR 5/4	200	<1.0	1	9	5	17	223	273	187	33	683	284	240	0.8	Tu4
ND 21 ^a	13.35	3Bwk	10 YR 4/4	67	1.9	1	6	4	10	171	260	178	21	609	370	180	0.5	Tu3
ND 22 ^a	13.80	Bt	7.5 YR 3/4	13	2.3	8	4	1	8	207	214	126	21	548	431	215	0.5	Tu3
ND 23 ^a	14.05	Ck1	10 YR 4/6	206	<1.0	34	27	9	17	193	237	171	87	601	312	211	0.6	Tu3
ND 24 ^a	14.30	Ck2	10 YR 5/4	206	<1.0	43	24	7	20	210	226	163	94	599	307	230	0.7	Tu3
ND 25 ^a	15.80	C	10 YR 5/4	160	1.3	28	14	5	19	259	248	156	67	663	270	278	1.0	Tu4
ND 26 ^a	16.50	4CBk	10 YR 4/4	147	<1.0	23	12	7	17	182	242	169	59	593	347	200	0.5	Tu3
18.45	C		not sampled															
ND 27 ^a	18.75	5CBk1	10 YR 4/4	84	<1.0	4	5	3	11	242	252	144	22	637	340	252	0.7	Tu3
ND 28 ^a	19.00	CBk2	10 YR 4/4	120	<1.0	5	9	6	18	236	242	144	37	622	341	254	0.7	Tu3
ND 29 ^a	19.25	Ck	10 YR 5/4	357	<1.0	16	39	18	30	215	251	189	103	656	241	246	0.9	Ut4
ND 30	19.55	C	10 YR 5/4	242	<1.0	8	32	14	23	197	248	188	78	633	288	221	0.7	Lu
ND 31	19.90	6Bw(t)k	10 YR 4/6	71	<1.0	4	7	6	12	207	226	171	28	604	367	219	0.6	Tu3
ND 32 ^a	20.20	Bt	7.5 YR 3/4	8	<1.0	7	5	2	8	249	184	110	22	543	436	257	0.6	Tu3

Tab. 4 continued

ID	Depth (m)	Hor.	Color (moist)	CaCO ₃	OC	cS ^b	mS ^b	fS ^b	vFS ^b	cU ^b	mU ^b	fU ^b	S ^b	U ^b	T ^b	vFS+ cU	Kd (cU/T)	TC ^b	
																			g kg ⁻¹
ND 33 ^a	21.40	Ck	10 YR 6/4	412	1.0	59	80	26	30	181	166	180	194	526	280	211	0.7	Lu	
ND 34	22.90	C	10 YR 6/4	237	1.6	32	10	3	6	185	255	195	51	635	314	191	0.6	Tu3	
ND 35 ^a	23.50	7 CBk	10 YR 4/4	71	1.6	5	9	6	14	214	239	192	34	646	320	228	0.7	Tu3	
ND 36 ^a	24.00	Bt1	7.5 YR 3/4	17	<1.0	5	6	3	9	226	243	140	21	609	369	234	0.6	Tu3	
ND 37 ^a	24.60	Bt2	7.5 YR 3/4	13	<1.0	8	5	2	7	223	231	131	22	584	394	230	0.6	Tu3	
ND 38	24.70	Ckm	10 YR 5/4	458	<1.0	215	97	31	31	150	149	154	374	452	173	181	0.9	Ls2	
ND 39 ^a	24.90	Ck	10 YR 6/4	365	<1.0	82	56	18	31	207	229	171	186	607	207	238	1.0	Lu	
Profile b																			
ND 40	0.25	Ap	10 YR 2/2	67	20.2	10	7	4	27	266	226	148	48	640	312	293	0.9	Tu3	
ND 41 ^a	0.55	Ah	10 YR 2/3	21	19.7	4	3	3	22	256	223	137	33	616	351	278	0.7	Tu3	
ND 42 ^a	0.70	AB	10 YR 3/3	103	12.0	12	7	4	28	262	208	132	52	602	345	291	0.8	Tu3	
ND 43 ^a	1.10	CBk	10 YR 4/4	298	3.2	39	23	9	39	245	220	161	109	626	265	283	0.9	Lu	
ND 44	2.00	Ck	10 YR 5/4	292	<1.0	25	21	11	32	242	239	169	88	651	261	274	0.9	Tu4	

a, b cf. to footnotes of Tab. 2

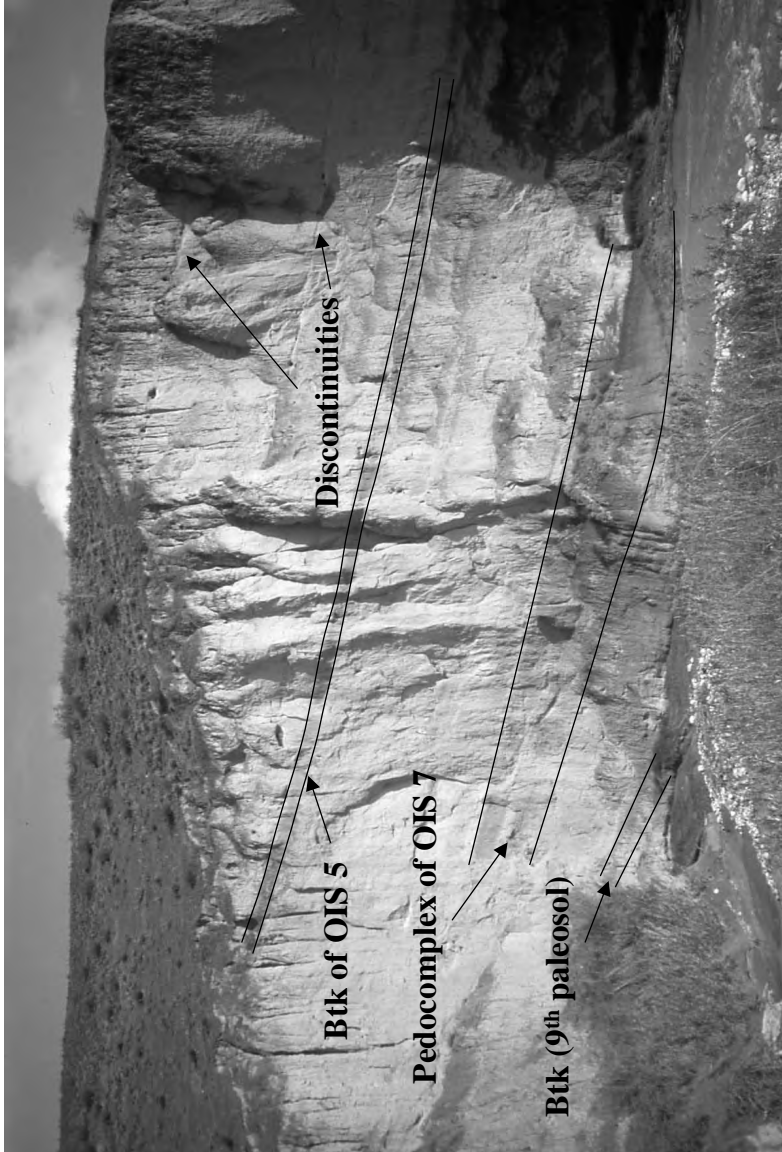


Fig. 3: Strongly and moderately developed paleosols (Bt and Bwk horizons) intercalated in loess at the section at Now Deh. In the uppermost loess layer two straight lines indicate discontinuities and/or short phases of sand accumulation during the deposition of this Late Quaternary loess. In the lower half on the left side of the picture, a strong pedocomplex is exposed, most likely correlating with OIS 7. The sequence shown in Fig. 2 was described at a river cut about 200m downstream. In that profile the pedocomplex sequence splits into four different paleosols.

Abb. 3: Stark und mäßig entwickelte Paläoböden (Bt- bzw. Bwk-Horizonte) im Profil Now Deh. Das obere Lösspaket wird von zwei geraden Linien durchzogen, die Diskontinuitäten und/oder Sandlagen in dieser jungquartären Lössablagerung anzeigen. In der linken unteren Hälfte der Abbildung ist der stark entwickelte Pedokomplex aufgeschlossen, der vermutlich in das OIS 7 zu stellen ist. Die Profilskizze von Abb. 2 wurde an einem etwa 200m flussabwärts gelegenen Prallhang aufgenommen. Dort teilt sich der Pedokomplex in vier einzelne Paläoböden.

the section at Now Deh, two discontinuities are intercalated in the loess above the first paleosol horizon (Fig. 3). These discontinuities were not observed in profile a (Fig. 2).

According to these first age estimates and based on loess-paleosol stratigraphy in Europe, it is very likely that the first Btk horizon at 13.5 m depth correlates with the last interglacial (OIS 5e), whereas the moderately developed brown Bwk horizons from above the Btk represent interstadials of OIS 3 to 5d and the one from below this Btk of OIS 6. The paleosols of the pedocomplex, at 18.75, 20 and 24.5 m below surface, are tentatively correlated with the penultimate and antepenultimate (OIS 7 and OIS 9) or older interglacial periods.

3.3 Section at Agh Band

In the vicinity of the section at Agh Band steeply sloping loess hills rise about 50 to 70 m above the valley floors forming the picturesque landscape of the so-called Iranian loess plateau. These hills are covered by grassland with small shrubs mainly situated on the northward facing slopes. Overgrazing in connection with intense rainfall causes serious erosion by episodic surface runoff and piping. The strong dissection of the plateau by deep valleys raises the question, whether the drainage system of the plateau was formed during a period of higher precipitation, e.g., in early Holocene time. Finely laminated lake deposits more than 8 m thick cover some of the valley floors between the loess hills. The lake sediments have been subsequently eroded and incised at least during Holocene times. These sediments give evidence for the existence of a lake for many hundreds or thousands of years after loess deposition had ceased. The lake sediments correlate most likely with a pluvial period including a significant higher groundwater table than today.

The section at Agh Band was investigated in three different profiles (profile a, b and c in Fig. 2). The loess hills are composed of more or less homogenous dull yellowish brown (10 YR 5/3) to yellowish brown (2.5 Y 5/3) loess rich in chlorite, mica and gypsum. The loess has a grain size maximum in the coarse silt fraction, high amounts of very fine sands and maximum Kd values > 10. It is considerably coarser than the loess at Neka or Now Deh. Profile a of the section at Agh Band was described along a steeply inclined southward facing slope (inclination about 50°) of one of the loess hills. About 40 m thick loess deposits cover a brown paleosol with well-developed Bwy (10 YR 4/4) and Bw(t) (10 YR 5/4) horizons superimposing an older loess that resembles the upper loess deposit. The paleosol has moderate subangular blocky structure, patches of secondary gypsum and few calcite pseudomycelia and concretions. Based on the resemblance to subsoil horizons of Typic Calcixerepts that were mapped as modern soils of the area (SWRI 2000), the paleosol possibly correlates with the last or penultimate interglacial soil, most likely OIS 5e. However, independent age control is not available and we did not find an undisturbed modern soil for comparison yet.

About 300 m to the east of the first profile (a), a road cut exposes the loess of profile b. Here the loess is intercalated by several horizons with secondary gypsum (Cy horizons) or characterised by weak iron oxide mottling indicating initial to weak soil formation during deposition of the apparently homogenous thick loess deposit. At the top of profile b a weakly developed modern soil with Ah (10 YR 4/2) and weak Bw (2.5 Y 4/3) horizons superimposes the loess. It is most probable that this soil formed after erosion of the modern climatic climax soil. Profile b is located stratigraphically above the tentatively last interglacial paleosol of profile a and about 100 m north of profile c, which was sampled for IRSL dating (Fig. 5). The samples AB1 and AB2

Tab. 5: Lithological properties of the loess-paleosol sequence at Agh Band.

Tab. 5: Lithologische Eigenschaften der Löss-Paläoboden -Abfolge bei Agh Band.

ID	Depth (m)	Hor.	Color (moist)	CaCO ₃	OC	Gypsum	cS ^b	mS ^b	fS ^b	vFS ^b	g kg ⁻¹		Kd (cU/T)	TC ^b					
											eU	vFS+							
Profile a																			
AB 1	1.80°	C	10 YR 4/3	150	1.1	86.8	0	0	4	39	604	161	76	44	840	116	643	5.2	Uf2
AB 2	5.20°	C	10 YR 4/3	113	1.3	35.6	0	0	5	99	681	94	36	104	811	85	779	8.0	Uf2
AB 3	7.40°	C	10 YR 5/3	104	<1.0	38.1	0	0	5	47	661	164	29	52	853	95	708	7.0	Uf2
AB 4	14.00°	C	10 YR 5/3	113	<1.0	47.0	0	0	5	95	689	106	24	10	818	82	784	8.4	Uf2
AB 5	30.00°	C	10 YR 5/3	106	<1.0	41.4	0	0	3	23	571	248	61	26	880	94	594	6.1	Uf2
AB 6	38.50°	C	10 YR 5/3	121	<1.0	63.2	0	0	7	30	544	221	76	37	842	121	574	4.5	Uf3
AB 7 ^a	41.50	Cy	10 YR 5/3	101	<1.0	84.0	0	0	3	76	539	186	77	79	802	119	547	4.5	Uf2
AB 8 ^a	41.90	C	10 YR 4/3	126	1.4	10.5	2	3	2	21	413	249	121	27	783	190	415	2.2	Uf4
AB 9 ^a	42.40	1Bwy	10 YR 4/4	44	2.7	113.1	5	2	4	17	316	252	147	28	715	258	317	1.2	Tu4
AB 10 ^a	42.70	Bw(t)	10 YR 4/4	38	1.7	8.6	4	3	1	12	390	247	111	20	748	232	391	1.7	Uf4
AB 11 ^a	43.00	Ck1	10 YR 5/4	202	<1.0	3.7	4	5	2	38	425	213	117	48	755	197	429	2.2	Uf4
AB 12 ^a	43.45	Ck2	10 YR 6/4	179	<1.0	4.8	5	4	1	38	446	222	104	48	772	180	450	2.5	Uf4
AB 13 ^a	45.00	C	10 YR 5/3	153	<1.0	1.0	7	8	6	33	478	229	90	53	797	149	482	3.2	Uf3

Tab. 5 continued

ID	Depth (m)	Hor.	Color (moist)	CaCO ₃	OC	Gypsum	cS ^b	mS ^b	fS ^b	vFS ^b	cU ^b	mU ^b	fU ^b	S ^b	U ^b	T ^b	vFS + cU	Kd (cU/T)	TC ^b	
																				g kg ⁻¹
Profile b																				
AB 14	0.20	0Ah	10 YR 4/2	139	9.5	0.0	5	5	5	41	587	144	73	57	803	140	628	4.2	Ut3	
AB 15 ^a	0.75	CB	2.5 Y 3/3	176	1.4	0.1	0	3	3	58	602	141	61	63	804	132	660	4.5	Ut3	
AB 16 ^a	1.05	C	2.5 Y 4/3	160	<1.0	0.0	0	5	3	56	638	121	54	63	813	124	693	5.1	Ut3	
AB 17	1.70	Cy	2.5 Y 4/3	158	<1.0	79.3	0	0	6	55	618	133	59	61	811	129	673	4.8	Ut3	
AB 18	2.25	C	2.5 Y 5/3	109	<1.0	105.7	0	14	14	91	656	114	47	119	816	64	665	10.2	Uu	
AB 19	2.40	Cy	2.5 Y 5/3	105	<1.0	112.2	3	9	3	31	574	166	61	46	800	154	577	3.7	Ut3	
AB 20	2.75	C	2.5 Y 5/3	111	<1.0	109.8	3	6	0	43	589	163	74	51	826	123	594	4.8	Ut3	
AB 21 ^a	3.15	Cy	2.5 Y 4/3	107	<1.0	103.0	3	3	3	31	576	174	63	40	813	147	579	3.9	Ut3	
AB 22 ^a	3.75	C	2.5 Y 5/3	103	<1.0	101.7	0	36	25	93	605	140	44	154	789	57	614	10.6	Ut2	
AB 23	4.35	Cy1	2.5 Y 4/3	118	<1.0	77.2	3	3	5	41	558	174	58	51	790	158	562	3.5	Ut3	
AB 24	4.80	Cy2	2.5 Y 4/3	116	<1.0	59.6	3	3	5	38	585	164	54	48	803	149	589	3.9	Ut3	
AB 25	5.25	C	2.5 Y 5/3	122	<1.0	46.4	6	14	9	53	663	149	51	82	862	56	668	11.9	Uu	
AB 26 ^a	5.60	Cy	2.5 Y 5/3	116	<1.0	88.6	0	0	0	28	679	132	47	28	859	113	682	6.0	Ut2	
AB 27 ^a	6.00	C1	2.5 Y 4/3	116	<1.0	64.4	0	3	0	49	636	145	45	52	827	122	641	5.2	Ut3	
AB 28	7.00	C2	2.5 Y 5/3	122	<1.0	13.2	1	3	2	67	542	219	65	73	826	101	549	5.4	Ut2	

a, b cf. to footnotes of Tab. 2

were taken with a vertical distance of 1 m and yielded age estimates of 41.3 ± 3.9 ka and 34.7 ± 3.3 ka, respectively (Tab. 2) indicating that deposition of this loess layer took place during OIS 3 of the last glacial. The two IRSL age estimates are in agreement within the 1-sigma standard deviation. Both samples were taken from below a fault line dipping to the northeast, most likely owing to a small land slide following heavy rain-fall or a much higher water table during a pluvial time or earthquakes. Recent small and shallow land slides are often found on the steeply inclined slopes of the loess hills.

4 Discussion

The three loess-paleosol sequences show differences in thickness, grain size distribution and numbers and types of paleosols (Fig. 2, 4). The uppermost unweathered loess deposits in Neka, Now Deh and Agh Band are about 10 m, 13 m and 40 m thick, respectively, suggesting different mass accumulation rates during the last glacial. Mean grain size decreases in a N-S direction from Agh Band to Now Deh (and Neka) as already observed by LATEEF (1988). The granulometric composition of Agh Band loess resembles the one of loess deposits at the northern footlopes of Kopet Dagh in north-eastern Iran (OKHRAVI & AMINI 2001). The much finer loess facies at Neka and Now Deh compares to the fine loess facies accumulated in the piedmonts of Tien-Shan and Pamir-Alay in Tajikistan, e.g., in the uppermost loess deposits of the key section at Darai Kalon (FRECHEN & DODONOV 1998). Thickness and mean grain size of loess are functions of dust availability in the source areas, proximity to the dust source area, maximum wind velocities and dust trapping efficiency of the vegetation. The high content of fine sand and coarse silt in Agh Band indicates the close proximity to the dust source

area, whereas long-distance transport might have contributed the fine component in Now Deh and Neka. Long-distance transport from valleys, flood plains and deserts of Central Asia was made responsible for loess deposition in Uzbekistan and Tajikistan that occurs up to an altitude of 2,500 m above sea level (DODONOV 1991). The loess cover on the foot hills near the section at Now Deh does not exceed an altitude of 500 m (LATEEF 1988).

It is thus likely, that most of the dust in Northern Iran derived from local floodplains of the rivers Atrek and Gorgan. Unlike in Tajikistan, dust transporting winds possibly did not attain high altitudes. Assuming a paleowind direction from north to south, dry areas emerged during Caspian Sea lowstands might have been a dust source, as well. During regressions of the Caspian Sea, the gain in land surfaces along its southern coast was probably low, because the southern lowlands are narrow and have a steep slope towards the interior lake basin. West of the present Turkmen shoreline a large shelf area emerged during the Yenotaevian regression (24–17 ka), though (MAMEDOV 1988). However, it is not clear, whether the lake floor was dry to allow dust entrainment or was covered by vegetation as assumed for emerged continental shelves in the coastal oasis model (FAURÉ, WALTER & GRANT 2002).

The unweathered loess layers of each section are texturally and in relation to the calcium carbonate content also mineralogically more or less homogenous. Also, the sequences do not show any indication of groundwater influence. The degree of soil development reflected in the different types of paleosol horizons depends on climatic conditions and duration of soil formation during interstadial and interglacial periods, only. These paleosols can be defined as climaphytomorphic, which allows us to use them for paleoclimatic reconstructions. The morphology of modern soils at the different sections reflect the recent climatic gradient. The

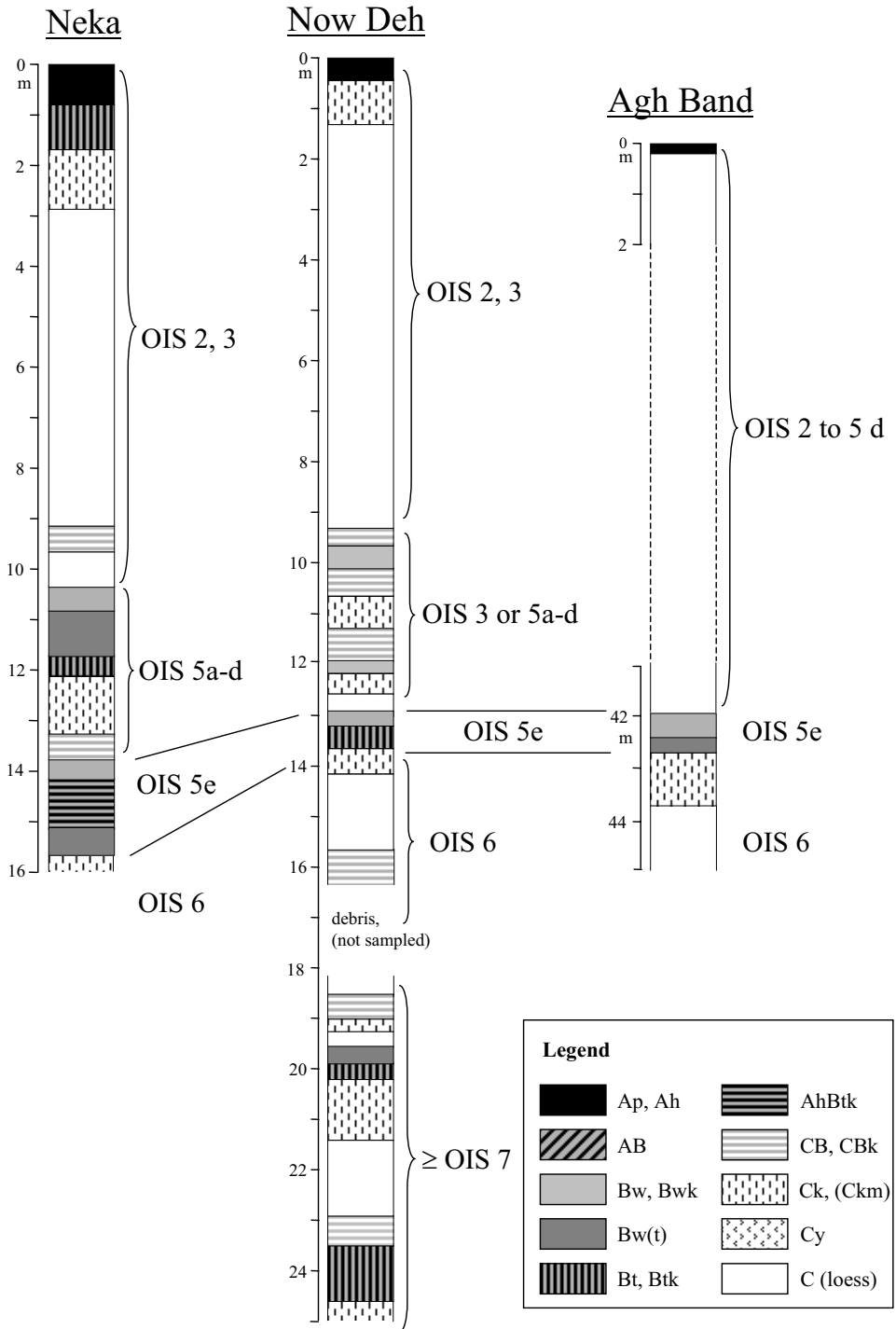


Fig. 4: A pedostratigraphical framework for loess-paleosol sequences of Northern Iran.

Abb. 4: Pedostratigraphische Einordnung der Löss-Paläobodenabfolgen Nordirans.

tentatively last interglacial paleosol has strongly developed AhBtk horizons at the section at Neka, moderately to strongly developed Bt horizons at Now Deh and moderately developed Bw(t) horizon at Agh Band. This indicates similar climatic gradients during the past. However, an undisturbed Holocene soil in the loess hills near Agh Band has not yet been found and further studies to establish mineralogical homogeneity of the parent materials are necessary.

As A horizons were not found, all paleosols were truncated before loess deposition started again. Instead, weakly developed brown paleosols (Bwk) were found on top of strongly developed Bw(t), Bt or AhBt horizons. This leads to the hypothesis that soil genesis was polycyclic, which is well documented in the pedocomplex of OIS 7 at Now Deh that splits in distinct paleosol horizons and intercalated loess layers at the section described. Paleosols up to 4 m thick and pedocomplexes of the same thickness were described for loess sections in Uzbekistan and Tajikistan (LAZARENKO 1984; MALYANOV, KASYMOV & SHERMATOV 1987; DODONOV 1991; BRONGER, WINTER & HEINKELE, 1998, FRECHEN & DODONOV 1998). It appears that the Central Asian sequences are more detailed than the Chinese loess-paleosol sequences with pedocomplexes in Central Asia representing single paleosol horizons in China (BRONGER, 2003). The loess-paleosol sequences of Northern Iran then rather resemble the Central Asian than the Chinese sequences.

The loess deposits at Neka and Now Deh are much thinner including less pedocomplexes and paleosols than key sections in Uzbekistan or Tajikistan, the latter reaching a thickness up to 200 m and likely encompassing the whole Pleistocene. However, the Iranian sequences might allow at least an equally good pedostratigraphic resolution of the last glacial/interglacial cycle, because they include several weakly to moderately developed paleosols. Paleosols of the last glacial/interglacial cycle are likely not

well preserved in Uzbekistan and Tajikistan. According to BRONGER, WINTER & HEINKELE (1998) the Karamaydan section in Tajikistan does not contain interstadial paleosol horizons of the last glacial, partly because the uppermost loess is lacking. At the section at Darai Kalon, weak carbonate accumulation horizons but not complete paleosols were correlated with the last glacial (FRECHEN & DODONOV 1998). Correlation of the 3rd or even 4th pedocomplex with OIS 5e (LAZARENKO 1984, DODONOV 1991) would place the first two or three pedocomplexes into the last glacial. These correlations are likely invalid, as recent absolute age assessments have shown (ZHOU, DODONOV & SHACKLETON 1996, FRECHEN & DODONOV 1998).

A first chronostratigraphic framework of loess deposition and paleosols formation for the sections under study is presented in Fig. 4. Systematic absolute age determinations are needed to verify the chronostratigraphic position of the different paleosols. The strongly developed AhBt horizons in Neka might be good stratigraphic markers because of their dark color. According to additional field observations near Neka, the loess record in Northern Iran probably reaches far into the Middle Pleistocene. In a quarry not accessible for sampling during this study at least eight strongly developed brown or dark brown paleosols or pedocomplexes divide a 25 m high loess deposit. In Northern Iran, there might thus be the potential to study considerably longer loess records than described here.

5 Conclusion

During the Late and Middle Pleistocene pronounced changes from dry and cold to more or less humid and warm climatic conditions occurred in Northern Iran. The section at Now Deh gives evidence for at least nine periods of loess accumulation interrupted by interglacial

and most probably also interstadial phases of soil formation.

The uppermost loess deposit probably formed during the last glacial. Paleosol horizons likely testify interglacial and interstadial phases of soil formation. In many cases paleosol horizons group to form pedocomplexes, the latter representing polycyclic soil genesis.

The paleosols reflect a trend of increased paleoweathering intensity from the now semi-arid loess plateau at Agh Band to the subhumid foothills of Now Deh and Neka. Rates of loess deposition likely experienced an opposite trend.

The loess-paleosol sequences of Northern Iran are excellent archives of climate and environment change for the time period of the Middle and Upper Pleistocene. Systematic absolute age assessments are needed for further correlation of Northern Iranian loess with loess deposits of Central Asia and SE Europe and with the global climatic record.

5 Acknowledgment

We thank the University of Tehran and the Shahid-Beheshti University (Tehran) for help in logistic affairs. This is part of an ongoing study funded by the German Research Foundation (Deutsche Forschungsgemeinschaft, DFG-Gz. Ke 818/4-1 and Fr 877/9-1).

6 References

- AG BODEN (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 4. Anfl., 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover (E. Schweizerbart).
- AITKEN, M.J. (1985): *Thermoluminescence Dating*. – 359 S., 42 Abb., 62 Tab.; Oxford (Oxford University Press).
- BARBIER, R. (1960): Découverte de loess et d'une ancienne vallée remblayé dans le cours inférieur du Séfid-Roud (versant nord de l'Elbourz, Iran). – *C. R. Acad. Sc. Paris*, **250**: 1097-1098; Paris.
- BOBEK, H. (1937): Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran. – *Z. Gletscherk.*, **25**: 130-183, 13 Abb., 17 Photos; Berlin-Zehlendorf.
- BRONGER, A. (2003): Correlation of loess-paleosol sequences in East and Central Asia with SE Central Europe: towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. – *Quat. Int.*, **106/107**: 11-31, 7 Fig.; Oxford.
- BRONGER, A. & HEINKELE, T. (1989): Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. – *Catena Suppl.*, **16**: 163-186, 6 Fig.; Gießen.
- BRONGER, A., WINTER, R. & HEINKELE, T. (1998): Pleistocene climatic history of East and Central Asia based on paleopedological indicators in loess-paleosol sequences. – *Catena*, **34**: 1-17, 10 Fig.; Amsterdam.
- BRONGER, A., WINTER, R. & SEDOV, S. (1998): Weathering and clay mineral formation in two holocene soils and in buried paleosols in Tajikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. – *Catena*, **34**: 19-34, 11 Fig.; Amsterdam.
- BUSCHE, D., GRUNERT, J. & SARVATI, R. (1990): Iran Geomorphologie. – *Tübinger Atlas des Vorderen Orients (TAVO)*, **A III 3**, 1 Map; Tübingen.
- DERBYSHIRE, E., KEMP, R.A. & MENG, X. (1997): Climate change, loess and palaeosols: proxy measures and resolution in North China. – *J. Geol. Soc.*, **154**: 793-805, 7 Fig.; London.
- DING, Z.L., RANOV, V., YANG, S.L., FINAEV, A., HAN, J.M. & WANG, G.A. (2002): The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **200**: 387-400, 7 Fig., 1 Tab.; Amsterdam.

- DODONOV, A.E. (1991): Loess of Central Asia. – *GeoJournal*, **24**: 185-194, 8 Fig.; Dordrecht.
- EHLERS, E. (1971): Südkaspisches Tiefland (Nordiran) und Kaspisches Meer. Beiträge zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jung- und Postpleistozän. – *Tübinger Geogr. Stud.*, **44**, 184 S., 54 Fig., 29 Photos; Tübingen.
- FAO - FOOD AND AGRICULTURE ORGANIZATION OF THE UNITED NATIONS (1998): World Reference Base for soil resources. – *World Soil Resources Reports*, **84**, 88 S.; Rome.
- FAURÉ, H., WALTER, R.C. & GRANT, D.R. (2002): The coastal oasis; ice age springs on emerged continental shelves. – *Global Planet. Change*, **33**: 47-56.
- FRECHEN, M. & DODONOV, A.E. (1998): Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tajikistan. – *Geol. Rundsch.*, **87**: 2-20, 12 Fig., 2 Tab.; Berlin.
- FRECHEN, M., OCHES, E.A. & KOHFELD, K.E. (2003): Loess in Europe – mass accumulation rates during the Last Glacial Period. – *Quat. Sci. Rev.*, **22**: 1835-1875, 6 Fig., 2 Tab.; Oxford.
- FRECHEN, M., SCHWEITZER, U. & ZANDER, A. (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. – *Ancient TL*, **14**: 15-17, 2 Fig., 1 Tab.; Clermont-Ferrand.
- GEOLOGICAL SURVEY AND MINERAL EXPLORATION: Geological Map 1 : 100 000, Sheet No. 6763 Behshar. – Tehran.
- HATTÉ, C., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., LANG, A., ROUSSEAU, D.-D. & ZÖLLER, L. (2001): Delta ¹³C of loess organic matter as a potential proxy for paleoprecipitation. – *Quat. Res.*, **55**: 33-38, 3 Fig., 1 Tab.; New York.
- KEHL, M., FRECHEN, M. & SKOWRONEK, A. (2005): Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, Southern Iran. – *Quat. Int.*, **140/141**: 135-149, 3 Fig., 5 Tab.; Oxford.
- KROLOPP, E. & SÜMEGI, P. (1995): Palaeoecological reconstruction of the Late Pleistocene, based on loess malacofauna in Hungary. – *GeoJournal*, **36**: 213-222, 3 Fig.; Dordrecht.
- LANG, A., HATTÉ, C., ROUSSEAU, D.D., ANTOINE, P., FONTUGNE, M., ZÖLLER, L. & HAMBACH, U. (2003): High-resolution chronologies for loess: comparing AMS ¹⁴C and optical dating results. – *Quat. Sci. Rev.*, **22**: 953-959, 3 Fig., 2 Tab.; Amsterdam.
- LATEEF, A.S.A. (1988): Distribution, provenance, age and paleoclimatic record of the loess in Central North Iran. – In: EDEN, D.N. & FURKERT, R.J. (Eds.): *Loess – Its distribution, geology and soils. Proc. of an Internat. Symp. on Loess, New Zealand, 14.-21. Feb. 1987*, 93-101, 6 Fig.; Rotterdam (Balkema).
- LAZARENKO, A.A. (1984): The loess of Central Asia. – In: VELICHKO, A. A., WRIGHT, H. E. JR. & BARNOSKY, C. W. (Eds.): *Late Quaternary environments of the Soviet Union*. 125-131, 2 Fig., 1 Tab.; Minneapolis (Univ. Minn. Press).
- MALYANOV, G.A., KASYMOV, S.M. & SHERMATOV, M.S. (1987): The Uzbekistan loess, genesis and distribution. – *GeoJournal*, **15**: 145-150, 3 Fig., 1 Tab.; Dordrecht.
- MAMEDOV, A.V. (1997): The late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea. – *Quat. Int.*, **41/42**: 161-166, 6 Fig.; Oxford.
- MIDDLETON, N.J. (1986): A geography of dust storms in south-west Asia. – *J. Climatol.*, **6**: 183-196, 5 Fig., 2 Tab.; London.
- NATIONAL IRANIAN OIL COMPANY (1978): Geological map of Iran at the scale of 1: 1 000 000, Sheet No.1: North-West Iran. – 1 Map with explanations; Tehran.
- OKHRAVI, R. & AMINI, A. (2001): Characteristics and provenance of the loess deposits of the Gharatikan watershed in Northeast Iran. – *Global Planet. Change*, **28**: 11-22, 6 Fig., 3 Tab.; Amsterdam.
- OYAMA, M. & TAKEHARA, H. (1992): Revised standard soil color charts. – 13 pp, 10 Fig.,

- 2 Tab., 13 Plates; Japan.
- PALUSKA, A. & DEGENS, E.T. (1980): Das Quartär des Kaspischen Küstenvorlandes – Kartierung im Iran. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **49**: 61-134, 38 Fig., 3 Tab., 5 Plates; Hamburg.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. – Radiation Measurements, **23**: 497-500, 2 Fig., 2 Tab.; New York.
- RIEBEN, E.H. (1966): Geological observations on alluvial deposits in Northern Iran. – Geological Survey of Iran, Report No. **9**, 40 S., 10 Fig., 1 Plate; Tehran.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. – 295 S, 46 Abb., 60 Tab.; Wien (Blackwell).
- SIROCKO, F., SARNTHEIN, M., LANGE, H., ERLLENKEUSER, H. (1991): Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. – Quat. Res., **36**: 72-93, 13 Fig., 2 Tab.; New York.
- SOIL SURVEY STAFF (1999): Keys to Soil Taxonomy. – 8th Ed., 600 pp, 3 Fig.; Blacksburg, Virginia (Pocahontas Press).
- STAHL, A.F.v. (1923): Zur Frage der Lößbildung. – Z. dt. geol. Ges., **74**: 320-325; Stuttgart.
- STEVENS, L., WRIGHT, H.E. & ITO, E. (2001): Proposed changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. – The Holocene, **11**: 745-755, 5 Fig., 2 Tab; London.
- SWRI – SOIL AND WATER RESEARCH INSTITUTE (2000): Soil Resources and use potentiality map of Iran (1:1 000 000). – 6 sheets; Tehran.
- THOMAS, D.S.G., BATEMAN, M.D., MEHR-SHAHI, D. & O'HARA, S.L. (1997): Development and environmental significance of an eolian sand ramp of Last-Glacial age, Central Iran. – Quat. Res., **48**: 155-161, 5 Fig., 2 Tab.; New York.
- TIETZE, E. (1877): Über Lössbildung und über die Bildung von Salzsteppen. – Verh. k. u. k. geol. Reichsanstalt, **15**: 264-268; Berlin.
- TUNGSHENG, L., ZHISHENG, A., BAOYIN, Y. & JIAMAQ, H. (1985): The loess-paleosol sequence in China and climatic history. – Episodes, **8**: 21-28, 8 Fig., 1 Tab., 1 Photo; Beijing.
- VAN REEUWIJK, L.P., Ed. (1995): Procedures for soil analysis. –105 pp; Wageningen.
- VAN ZEIST, W. & BOTTEMA, S. (1991): Late quaternary vegetation of the Near East. – Beihefte zum TAVO, Reihe **A 18**, 155 S., 49 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden (Dr. Ludwig Reichert).
- WINTLE, A.G. & PACKMAN, S.C. (1988): Thermoluminescence ages for three sections in Hungary. – Quat. Sci. Rev., **7**: 315-320, 2 Fig., 1 Tab.; Oxford.
- WRIGHT, J. S. (2001) "Desert" loess versus "glacial" loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. – Geomorphology, **36**: 231-256, 12 Fig.; Amsterdam.
- ZHOU, L.P., DODONOV, A.E. & SHACKLETON, N.J. (1996): Thermoluminescence dating of the Orkutsay loess section in Tashkent region, Uzbekistan, Central Asia. – Quat. Sci. Rev., **14**: 721-730, 5 Fig., 3 Tab.; Oxford.
- ZÖLLER, L., OCHES, E.A. & MCCOY, W.D. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. – Quat. Geochron., **13**: 465-472, 6 Fig., 4 Tab.; Oxford.

Lithologie, Stratigraphie und Paläoökologie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels/Sachsen-Anhalt)

STEFAN MENG & STEFAN WANSA^{*)}

Keywords: Mittelpleistozän, Elster-Kaltzeit, Saale-Komplex, Mitteldeutschland, Markröhlitzer Tal, Schotterterrassen, Molluskenfauna, Paläoökologie

Zusammenfassung: Die seit ca. 100 Jahren umstrittene Flussgeschichte des Markröhlitzer Tales westlich von Weißenfels wird anhand neuer lithologischer und malakologischer Untersuchungen der pleistozänen Schichtenfolge in der Kiessandgrube Uichteritz diskutiert. Es konnten drei übereinander lagernde fluviatile Schotterkörper ausgehalten werden, die sich in Profilaufbau, Geröllzusammensetzung und Verwitterungsintensität unterscheiden. Sie sind durch Schlufflagen bzw. Altwasserablagerungen und schwemmfächerartige Sedimente voneinander getrennt. Der Untere Schotter ist frei von nordischem Material und kann nach der Höhenlage der frühen Elster-Kaltzeit zugeordnet werden, der Mittlere und der Obere Schotter wurden wahrscheinlich in der späten Elster-Kaltzeit akkumuliert. Dafür sprechen die gegenüber der Hauptterrasse um 10-15 m höhere Lage, die Bedeckung durch saaleglaziäre Bildungen (Beckenschluff, Bänderton, Grundmoräne) und die differenzierten Verwitterungsbildungen, die zudem übereinstimmend mit den Molluskengesellschaften eine spätelsterzeitliche Wärmeschwankung andeuten.

Molluskenfunde lieferten wichtige paläoökologische Informationen über die Bildungszeit der untersuchten Sedimente. Aus den vermutlich spätelsterzeitlichen Flussablagerungen sowie aus den im Hangenden folgenden saale- und weichselkaltzeitlichen Bildungen konnten diesbezüglich insgesamt 10 molluskenführende Horizonte untersucht werden. Aus den Unteren und Oberen Schottern sind bisher keine Fauneninhalte bekannt geworden.

Die wahrscheinlich spätelsterzeitlichen Molluskenfaunen charakterisieren deutlich unterscheidbare Faziesbereiche: fluviatile Schotterablagerungen der Saale, welche durch Fließgewässerarten dominiert werden, sowie Stillwassersedimente einer von der Saale isolierten Fließrinne bzw. eines Altarmbereiches, welche durch Stillgewässerarten dominiert werden. Nach der etwa 48 Arten umfassenden Gesamtf fauna zu urteilen, fällt die Bildungszeit der Sedimente in eine mildere kaltzeitliche Phase. Zahlreiche gehölzliebende Arten lassen darauf schließen, dass in der Saale Auenwälder entwickelt waren. Ausgesprochene Steppenelemente fehlen weitestgehend, was mit den taphonomischen Verhältnissen im Ablagerungsraum innerhalb der Saale in Verbindung gebracht wird. Zwar ist die Rekonstruktion des weiteren Umfeldes wegen vermutlicher Überlieferungslücken problematisch, zumindest zeigen aber die individuenreichen Vorkommen von Offenlandelementen, dass wahrscheinlich außerhalb der Aue keine geschlossene Bewaldung vorhanden war. Für kühlere Bedingungen sprechen einige subarktisch-alpine sowie boreale und montane Faunen-Elemente.

Aus saalekaltzeitlichen Beckenschluffen sowie Geschiebemergeln konnten hochkaltzeitliche Molluskenfaunen nachgewiesen werden, wobei besonders

*Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. STEFAN MENG, Grüner Weg 3, D-18119 Warnemünde, E-Mail: vertigomeng@web.de; Dr. STEFAN WANSA, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Postfach 156, D-06035 Halle, E-Mail: wansa@lagb.mw.lsa-net.de.

die Vorkommen im Geschiebemergel bemerkenswert sind. Kaltzeitliche Mollusken fanden sich auch in weichselzeitlichen Lössen.

[Lithology, paleoecology and stratigraphy of the Middle Pleistocene of Uichteritz in the Markröhlitz valley (Weißenfels/Saxony-Anhalt)]

Abstract: The river history of the Markröhlitz valley has been discussed for about 100 years. New lithological and malacological studies of the Pleistocene sequence in the Uichteritz gravel and sand pit allow one to distinguish three fluvial gravel units. The fluvial gravel units are characterised by different structures, pebble assemblages and weathering. The gravel units are separated by silt layers (oxbow sediments, flow material) and alluvial fan deposits. The Lower Gravel Unit is free of Nordic pebble components and belongs to the early Elsterian. The Middle and Upper Gravel Units were accumulated probably during the late Elsterian, because they lie 10-15 m higher than the early Saalian Main Terrace and they are overlain by Saalian glacial sediments (silt, varved clay, till). The different weathering of the Middle Gravel Unit, together with the mollusc assemblages, indicate a temperate phase in the late Elsterian.

Mollusc finds provided essential palaeoecological information about the formation period of the sediments under review. A total of ten mollusc-containing horizons from the probable late Elsterian fluvial sediments and from subsequent formations in the overlying strata (Saale and Weichselian glaciations) were examined. To date no fauna contents are known from the Lower Gravel Unit and the Upper Gravel Unit.

The mollusc faunas clearly describe distinguishable facies areas: a fluvial area with brash deposits from the Saale river that is dominated by different watercourses, and a limnic area with stillwater sediments from a flume that was isolated from river Saale, which is dominated by different stillwaters. Judging from the fauna that are found overall, and which comprise about 48 species, the formation period of the sediments can be dated in a milder glaciation phase. Numerous dendro-affine species suggest that rather extensive alluvial forests had developed in the river Saale floodplain. In the fossil record distinct steppe elements are largely missing - attributed to

the taphonomic conditions in the deposition area of the Saale floodplain. Reconstruction of the larger environs outside of the floodplain is problematic due to presumed transmission gaps but a number of open-land evidences suggest that a dense forestation was unlikely. Some subarctic-alpine fauna elements, as well as boreal and mountainous fauna, suggest cooler conditions.

High glacial period mollusc faunas were evidenced in the Saalian basin silt with particularly notable deposits in boulder clay. Glacial period molluscs were also found in Weichselian loess.

1 Einführung

Die Erforschung des Quartärs am westlichen Rand der Leipziger Tieflandsbucht begann mit der intensiven Kartierung durch die Königlich Preussische Geologische Landesanstalt zu Beginn des 20. Jahrhunderts (SIEGERT & WEIßERMEL 1911). Mit diesen Arbeiten wurde ein lehrbuchhaftes Grundgerüst quartärer Lithostratigraphie geschaffen, das WOLDSTEDT (1950: 128) veranlasste, „die Saalelandschaft zwischen Halle und Weißenfels“ als eine „der klassischen Gegenden deutscher Eiszeitforschung“ zu bezeichnen.

Die Lithostratigraphie des mitteldeutschen Quartärs beruht auf der Verzahnung von ausgedehnten fluvialen Schotterterrassen mit weithin korrelierbaren Grundmoränen und Interglazialsedimenten. Durch umfangreiche geröllpetrographische Untersuchungen sowie die Erstellung und Auswertung von Schnitten und Isolinienplänen auf der Basis unzähliger Bohrungen und Aufschlussdokumentationen (Braunkohlentagebaue, Kiessandgruben) gelang es SCHULZ (1962), KNOTH (1964), RUSKE (1964), EISSMANN (1964, 1975), STEINMÜLLER (1976, 1982) u. a., die Terrassenstratigraphie zur tragenden Säule der Quartärstratigraphie im Saale-Mulde-Gebiet zu entwickeln.

Der Blick in die Literatur verdeutlicht, dass

es trotz der jahrzehntelangen Forschung noch einige nicht hinreichend beantwortete Fragen gibt. Dazu gehört die nach der stratigraphischen Stellung von feuersteinführenden Schottern, die höher liegen als die frühsaalezeitliche Hauptterrasse und in isolierten Vorkommen an Saale, Unstrut und Salza seit langem bekannt sind (u. a. SCHULZ 1962, RUSKE 1964, EISSMANN 1975). Während die Schotter von Wangen am Unterlauf der Unstrut als spätelsterzeitlich eingestuft wurden (STEINMÜLLER 1982) und im Saale-Unterlauf drei stratigraphisch einordenbare Terrassen aus dem Zeitraum Spätelster bis Frühsaale nachgewiesen sind (KNOTH & LENK 1962, KNOTH 1964), ist die Altersstellung der Schotter von Uichteritz im Markröhlitzer Tal westlich von Weißenfels und Wallendorf (Saaleterrasse östlich von Merseburg) noch nicht hinreichend geklärt. SCHULZ (1962) hielt die

Schotter im Markröhlitzer Tal wie SIEGERT & WEISSERMEL (1911) für holsteinwarmzeitlich und sprach von der „höheren mittelpleistozänen Terrasse“. EISSMANN (1975) stellte sie in den „Komplex der elstereiszeitlichen Rückzugschotter“ und argumentierte mit Beschreibungen, in denen die Führung nordischen Materials betont wird, sowie mit dem Fossilgehalt, der zwar wenig über das Klima aussage, aber auf offenes Land hindeute. STEINMÜLLER (1976) hat die Uichteritzer Schotter als glazifluviale Nachschüttbildungen der Elster-Vereisung dargestellt.

Eng mit der stratigraphischen Problematik verbunden ist die Frage nach der zeitlichen Eingrenzung von fluviatilen Erosions- und Akkumulationsprozessen sowie nach der Klimaentwicklung im Zeitraum vom Ende der Elster-Kaltzeit bis zum ersten Vorstoß des Saale-

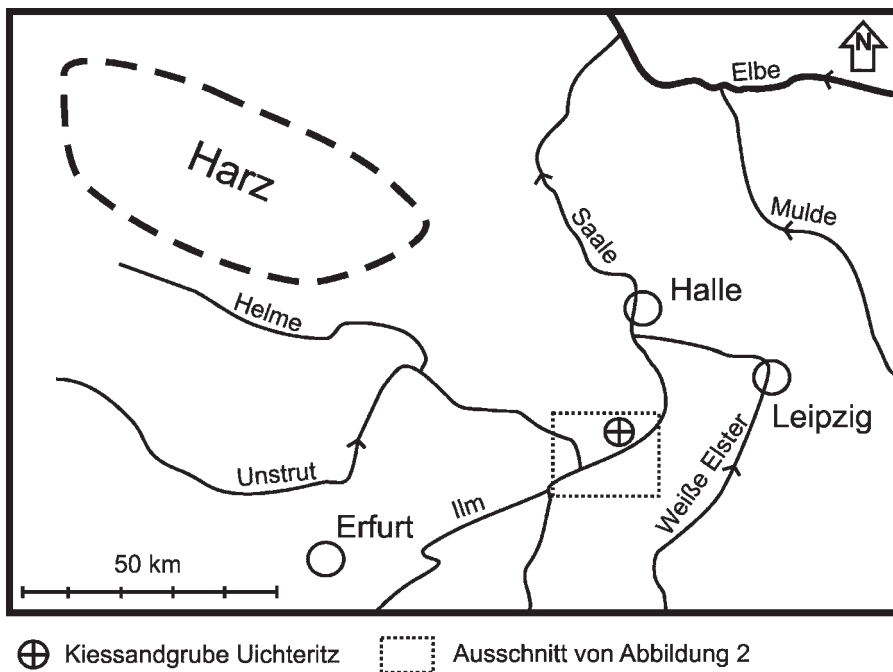


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage der Kiessandgrube Uichteritz im Saale-Unstrut-Gebiet in Mitteldeutschland.

Fig. 1: General map showing the gravel and sand pit Uichteritz in the Saale-Unstrut area, Central Germany.

Inlandeises in den mitteldeutschen Raum. Diese Fragen erlangen durch zahlreiche Funde von Steinartefakten aus den Schottern des höheren Terrassenniveaus (WEBER et al. 1996) besondere Brisanz, denn es geht letztlich auch um die Frage, wann der Mensch dieses Gebiet erstmals betreten hat. Über das Uichteritzer Artefaktinventar berichten RUDOLPH et al. in diesem Band.

Den Anlass für die hier vorgestellten Untersuchungen boten Hinweise von Prof. Dr. L. Eißmann, Leipzig, und A. Rudolph, Leipzig, auf neuere Mollusken- und Artefaktfunde in der Kiessandgrube der Firma H. Antons & Sohn, Jülich, die sich ca. 500 m westlich der Ortslage Uichteritz auf einem Sporn zwischen dem Saa-

letal und dem vom Röhlitzbach durchflossenen Markröhlitz Tal befindet (Abb. 1 und 2).

Anlässlich einer gemeinsamen Befahrung am 26.01.2001 wurden die Probleme eingehend diskutiert und erste Dokumentationen und Beprobungen vorgenommen.

2 Kenntnisstand mit besonderer Berücksichtigung der Schotterterrassen

2.1 Präquartär bis frühe Elster-Kaltzeit

Der präquartäre Untergrund wird bei Uichteritz

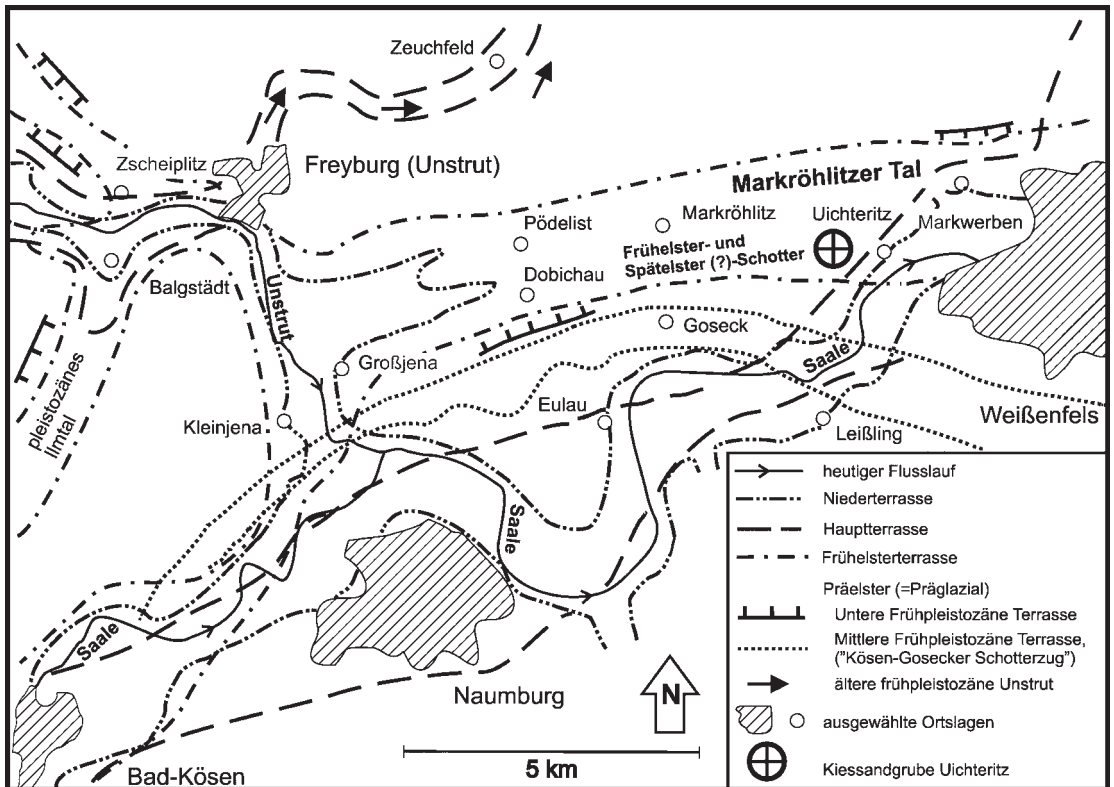


Abb. 2: Karte der pleistozänen Flussgeschichte von Saale und Unstrut im Umfeld von Uichteritz, z. T. vermutet (nach EISSMANN 1975, STEINMÜLLER 1976, 1980, verändert) (Karte entspricht Ausschnitt in Abb. 1).

Fig. 2: Map of the Pleistocene history of the Saale and Unstrut rivers in the Uichteritz area, partly proposed (after EISSMANN 1975, STEINMÜLLER 1976, 1980, modified). The location of this area is marked in fig. 1.

von flach nach NW einfallenden Sedimentiten des Tafeldeckgebirges am SE-Rand der Freyburger Mulde, der südöstlichen Teilstruktur der Querfurter Mulde bestimmt. Nach der Aufnahme von P. KARPE, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle, vom 14.09.1993, standen in der Kiessandgrube der Fa. H. Antons & Sohn im Niveau der Grubensohle rotbraune bis violette feinschichtige Ton- und Schluffsteine an. Sie dürften nach Bohrungen im Umfeld der Kiessandgrube, insbesondere im südlich angrenzenden Bewilligungsfeld Uichteritz/Lobitzsch, zur Solling-Folge des Mittleren Buntsandsteins gehören (FANTASNY 1996, Dr. K.-H. RADZINSKI, Halle, freundl. mündl. Mitt.). Zumindest im östlichen Teil des derzeitigen Grubenbereiches wird die Unterlage der quartären Ablagerungen von hellolivgrauen Mergelsteinen mit Fasergipseinlagerungen aus dem Salinarrot gebildet.

Die quartären Ablagerungen beginnen im Raum Weißenfels mit Saaleschottern ohne nordisches Material (sog. präglazialen Schottern), die als isolierte Vorkommen in verschiedenen Höhenlagen seit langem bekannt sind und unterschiedlich stratifiziert wurden. Zum ältesten und mit ca. 170-180 m NN am höchsten gelegenen Terrassenniveau gehören die Saalekiese bei Goseck („Kösen-Gosecker Schotterzug“ nach WÜST 1901a)(Abb. 2). Die ca. 70-80 m über der heutigen Saale bei Uichteritz gelegenen Schotter wurden von SIEGERT & WEISSERMEL (1911) zu ihrer „Zweiten Präglazialen Saaleterrasse“ und von EISSMANN (1975) zur „Mittleren Frühpleistozänen Terrasse“ gerechnet, STEINMÜLLER (1976) hat sie helmekaltzeitlich eingeordnet.

In vereinzelt Schottervorkommen im Niveau von 140-150 m NN bei Markwerben (40-50 m über Aue) haben SIEGERT & WEISSERMEL (1911) Relikte ihrer „Dritten Präglazialen Terrasse“ gesehen. Sie verbanden diese Schotter mit einem Kiesvorkommen bei Großjena und gelangten damit zu der Überzeugung, dass die Saale be-

reits damals durch das Markröhlitzer Tal geflossen ist. EISSMANN (1975) hat diese Vorkommen gemeinsam mit in gleichem Niveau nachgewiesenen Schottern bei Markröhlitz der „Unteren Frühpleistozänen Terrasse“ zugeordnet.

Während SIEGERT & WEISSERMEL (1911) und EISSMANN (1975) in der Stratifizierung der alten Schotterreste im Wesentlichen konform gehen, vertrat SCHULZ (1962) die Auffassung, dass die Höhenunterschiede der beiden hochliegenden Terrassenniveaus durch eine Verwerfung oder Flexur verursacht wurden. Quartärtektonische Bewegungen sind jedoch im Untersuchungsgebiet weitgehend auszuschließen (EISSMANN 1964). SCHULZ verband die hochliegenden Schotter mit seiner „Unteren Präglazialen (=frühelsterzeitlichen) Terrasse“ und nahm an, dass das Markröhlitzer Tal in präglazialer Zeit noch nicht als eigenständige Talung existierte, sondern Teil eines ca. 5 km breiten Saaletales war.

Während die chronostratigraphische Einordnung der älteren, höherliegenden präglazialen Terrassenrelikte noch nicht hinreichend geklärt ist, konnten bereits SIEGERT & WEISSERMEL (1911) die Verknüpfung ihrer am tiefsten gelegenen „Vierten Präglazialen Terrasse“ mit der ersten (elsterzeitlichen) Vergletscherung nachweisen. Allerdings waren im Markröhlitzer Tal damals noch keine frühelsterzeitlichen Schotter bekannt. RUSKE & WÜNSCHE (1964) beschrieben aus Bohrungen bei Pödelist feuersteinfreie Saale-Unstrut-Schotter im Niveau von ca. 125 m NN (25-30 m über Aue) unter mächtiger Elster-Grundmoräne. Sie belegen gemeinsam mit weiteren lokalen Schottervorkommen (STEINMÜLLER 1976), dass die frühelsterzeitliche Saale von Großjena aus durch das Markröhlitzer Tal geflossen ist. Insbesondere aufgrund geomorphologischer Indizien vertraten diese Auffassung bereits NAUMANN & PICARD (1909), SIEGERT & WEISSERMEL (1911), LEHMANN & LEHMANN (1930) sowie KUGLER (1961). Schließlich sei erwähnt, dass STEINMÜLLER (1976) die

tiefliegenden feuersteinfreien Schotter mit dem 140-150 m NN-Niveau zu Frühelsterschottern zusammengefasst hat.

In der frühen Elster-Kaltzeit ist die Ilm bei Zscheiplitz in die Unstrut gemündet (NAUMANN & PICARD 1909). Die Saale nahm bei Freyburg die vereinigte Unstrut/Ilm auf (LEHMANN 1922) und floss durch das Markröhlitzer Tal nach Weißenfels (EISSMANN 1964, RUSKE & WÜNSCHE 1964).

2.2 Elster-Kaltzeit bis unterer periglaziärer Teil des Saale-Komplexes

Während der Elster-Kaltzeit drang das skandinavische Inlandeis bis an den Rand der sächsischen und thüringischen Mittelgebirge vor. Das Untersuchungsgebiet wurde wahrscheinlich von zwei Eisvorstößen überfahren. Zu den Hinterlassenschaften zählen die westlich von Markröhlitz verbreitet auftretenden Grundmoränen und zahlreiche Vorkommen von Schmelzwasserbildungen (STEINMÜLLER 1976). Bei Pödelist sind zwei durch Bänderton und Schmelzwassersande getrennte Elster-Grundmoränen erbohrt worden, die zusammen fast 50 m mächtig werden (RUSKE & WÜNSCHE 1964). Die glaziäre Talverschüttung hatte zur Folge, dass sich die Flüsse nach dem Abschmelzen der Gletscher zum Teil neu orientieren mussten. Bereits im ausgehenden Elsterglazial ist eine starke fluviatile Dynamik mit wechselnder Erosion und Akkumulation anzunehmen.

WEISSERMEL (1908) hat zwischen Markröhlitz und Uichteritz in mehreren Kiessandgruben beiderseits des Röhlitzbaches eine **höhere Terrasse** der Saale kartiert. Die im Niveau von 130-140 m NN bzw. ca. 30-40 m über der rezenten Saale angetroffenen Schotter waren bis 10 m mächtig und wurden von Geschiebemergel und Löss bzw. Schwemmlöss überlagert. Die Trennung der höheren Saaleterrasse von der

Hauptterrasse wurde in zwei Schnitten veranschaulicht, die Höhendifferenzen der Terrassenunterkanten von fast 20 m zeigen (WEISSERMEL 1908, SIEGERT & WEISSERMEL 1911: Tafel 2). SIEGERT & WEISSERMEL hielten beide Terrassen für erstinterglaziale Bildungen und nahmen an, dass die Saale im ersten Teil des „Großen Interglazials“ (=Holstein-Warmzeit) das Markröhlitzer Tal benutzte.

Petrographisch soll sich die höhere Terrasse gegenüber der tieferen durch einen etwas höheren Anteil an nordischem Material und örtlich durch das Auftreten bis kopfgroßer nordischer Blöcke auszeichnen (SIEGERT & WEISSERMEL 1911). Molluskenschalen wurden bevorzugt in dünnen sandigen Schichten und nesterweise in grobem Schotter gefunden. Die von SIEGERT & WEISSERMEL (1911: 150) aufgeführten Formen erlauben jedoch keine paläoökologischen Rückschlüsse.

Auch SCHULZ (1962) sah die „höhere mittelpleistozäne Terrasse“ als holsteinwarmzeitlich an. Er ging von einer Erosionsphase zu Beginn der Warmzeit aus und nahm wie SIEGERT & WEISSERMEL (1911) an, dass die Saale in der ersten Hälfte des „Großen Interglazials“ das Markröhlitzer Tal benutzte. Erst EISSMANN (1975) argumentierte für die Einstufung der Uichteritzer Schotter in die späte Elster-Kaltzeit (Kap. 1).

Die **Holstein-Warmzeit** ist im Saale-Unstrutgebiet durch wärmeliebende Molluskenfaunen mit zahlreichen exotischen Elementen sowie durch Funde von Waldnashorn und Waldelefant belegt (SIEGERT & WEISSERMEL 1911, TOEPFER 1935, MANIA 1973). Außerdem treten intensive Bodenbildungen in Erscheinung (Freyburger Bodenkomplex), deren stratigraphische Zuordnung innerhalb des Zeitraums Holstein-Warmzeit bis Dömnitz-Warmzeit jedoch strittig ist (RUSKE & WÜNSCHE 1961, 1964 HAASE et al. 1970, MANIA & ALTERMANN 1970, RUSKE 1973).

Die Akkumulation der **Hauptterrasse** erfolgte

mehrphasig und vertritt den langen, durch die Dömnitz/Wacken-Warmzeit und möglicherweise noch weitere Wärmeschwankungen gegliederten Zeitraum vom ausgehenden Holstein-Interglazial bis zum Vorstoß des Saale-Inlandeises. Die Hauptterrassen von Saale und Unstrut sind jedoch hauptsächlich klimatisch akkumuliert worden, wie zahlreiche Frostmarken und Funde von kälteresistenten Großsäugern zeigen (EISSMANN 1975). Die Saale-Hauptterrasse liegt bei Uichteritz im Niveau von 115-125 m NN bzw. 15-25 m über der Aue, also ca. 15 m tiefer als die höhere mittelpleistozäne Terrasse. WEISSERMEL (1908) hat sie an den Hängen beiderseits der Saale kartiert. Er hat auch den von WÜST (1901b) aus der Kiesgrube von Albert Ködel am nördlichen Ende von Uichteritz beschriebenen 2,5 m mächtigen Saalekies mit nordischen Geröllen der Hauptterrasse zugeordnet. Im östlichsten Teil der Grube war dicht über der Sohle ein wenige Zentimeter mächtiges graugrünes Tonbänkchen in den Kies eingeschaltet, das viele Molluskenschalen enthielt. Aus dem Ton oder wenig darüber wurden auch zwei Molaren von *Elephas trogontherii* POHL. geborgen. Da WÜST (1901b) die Mollusken aufgrund von Vergleichen mit thüringischen Vorkommen in das zweite Interglazial einstuft (=Eem-Warmzeit), gab der Fund der Molaren Anlass zu Vermutungen, ob *E. trogontherii* (*Mammuthus trogontherii*) bis in das letzte Interglazial existiert haben könnte oder ob mit Umlagerungen des Fundmaterials zu rechnen ist. Nach heutiger Kenntnis ist der Mollusken-Fundhorizont aber mit Sicherheit älter als die Eem-Warmzeit.

SÄNGER (1928) erkannte den überwiegend kaltzeitlichen Charakter der Hauptterrasse in der Umgebung von Weißenfels. Den Schottern aus der Ködelschen Grube bei Uichteritz und der „im Tälchen südlich Storkau liegende(n) Stadelmannsche Grube“ billigte SÄNGER (1928: 21) jedoch aufgrund der Fossilfunde eine „Interglazialnatur“ zu.

Für die Hauptterrassenzeit gilt als sicher, dass die Saale bereits wie heute die Ilm bei Großheringen aufgenommen hat und dann weiter über Naumburg nach Weißenfels geflossen ist (NAUMANN & PICARD 1909). Die Unstrut nutzte ab Freyburg das Zeuchfelder Tal und erreichte die Saale erst im Raum Bad Dürrenberg - Merseburg (SCHULZ 1962, EISSMANN 1975).

2.3 Glaziärer Teil des Saale-Komplexes (Drenthe-Stadium) bis Holozän

Während des **Drenthe-Stadiums** des Saale-Komplexes stieß das Inlandeis in drei Phasen in die Leipziger Tieflandsbucht vor, doch nur der erste Vorstoß (Zeitzer Phase) hat den Raum Weißenfels erreicht und ist im Saaletal etwa bis Bad Kösen vorgedrungen (EISSMANN 1975, KNOTH 1995). Vor der Eisfront bildeten sich ausgedehnte Stauseen, in denen laminierte feinkörnige Sedimente, z. T. mit Jahresschichtung (Bänderton), akkumuliert wurden. Aus den abgeriegelten Flusstälern sind örtlich extrem mächtige Stauseeablagerungen bekannt (BAETTENSTAEDT 1934, RUSKE 1961). Die Grundmoräne des Saale-Inlandeises ist nördlich des Markröhlitzer Tales weit verbreitet, weiter südlich sind vor allem glazifluviale Sedimente überliefert (STEINMÜLLER 1976).

Im jüngeren **Drenthe-Stadium** und im **Warthe-Stadium** war das Untersuchungsgebiet periglaziären Klimabedingungen ausgesetzt. Aus dieser Zeit stammen u. a. die Löss-/Schwemmlössakkumulationen, auf denen sich in der **Eem-Warmzeit** und der frühen Weichsel-Kaltzeit der Naumburger Bodenkomplex (RUSKE & WÜNSCHE 1961, 1964) entwickelt hat. In der **Weichsel-Kaltzeit** ist das nordische Eis nur bis in das Gebiet südlich von Berlin vorgestoßen. Der Saale-Unstrut-Raum unterlag wiederum periglaziale Klima mit trockeneren und feuchteren Phasen. Auf den

Hochflächen und in den Hanglagen wurden Löss, Schwemmlöss und Fließerden sedimentiert, die in der Weichsel-Kaltzeit und im Holozän partiell durch Bodenbildungen überprägt wurden. Die Flüsse haben ihre Niederterrasse aufgeschüttet. Die Niederterrasse der Saale liegt bei Uichteritz ca. 20 m tiefer als die Hauptterrasse und wird von holozänen Auesedimenten bedeckt. Das rezente Aueniveau befindet sich hier in ca. 98 m NN.

3 Lithologie in der Kiessandgrube Uichteritz

Die Aufschlussdokumentation in der Kiessandgrube der Fa. H. Antons & Sohn bei Uichteritz erstreckte sich über den Zeitraum von Januar 2001 bis Juni 2003, mit einzelnen Befahrungen bis zum Juni 2005. Dabei wurde angestrebt, Lithologie und Lagerungsverhältnisse der quartären Schichtenfolge im Grubengelände detailgetreu zu erfassen. Die Stoßaufnahmen

erfolgten überwiegend im Bereich des derzeit aktiven Kiesabbaus im SE der Grube und repräsentieren verschiedene Abbaustände (Abb. 3: Profile 2-8). Ausgangspunkt der Untersuchungen waren Molluskenfunde in den ca. 200 m voneinander entfernt liegenden, lithologisch sehr unterschiedlich aufgebauten Profilen 1 und 2.

Für die Verbindung der beiden Profile stand lediglich Profil 9 an der südlichen Grubenausfahrt zur Verfügung, da die Böschung in diesem Bereich durchgängig stark überrollt war.

Die über 10 m mächtige quartäre Schichtenfolge umfasst Flussablagerungen, Verschwemmungsablagerungen, Schmelzwasserbildungen, Geschiebemergel, Fließerde, Löss und Schwemmlöss. Im Mittelpunkt der Betrachtung stehen die fluviatilen Kiese, die sich durch aushaltende feinkörnige Zwischenlagen, durch differenzierte Verwitterung und mit Einschränkungen auch durch die Geröllzusammensetzung gliedern lassen. Es konnten drei horizontal bis schwach nach Norden geneigte übereinander

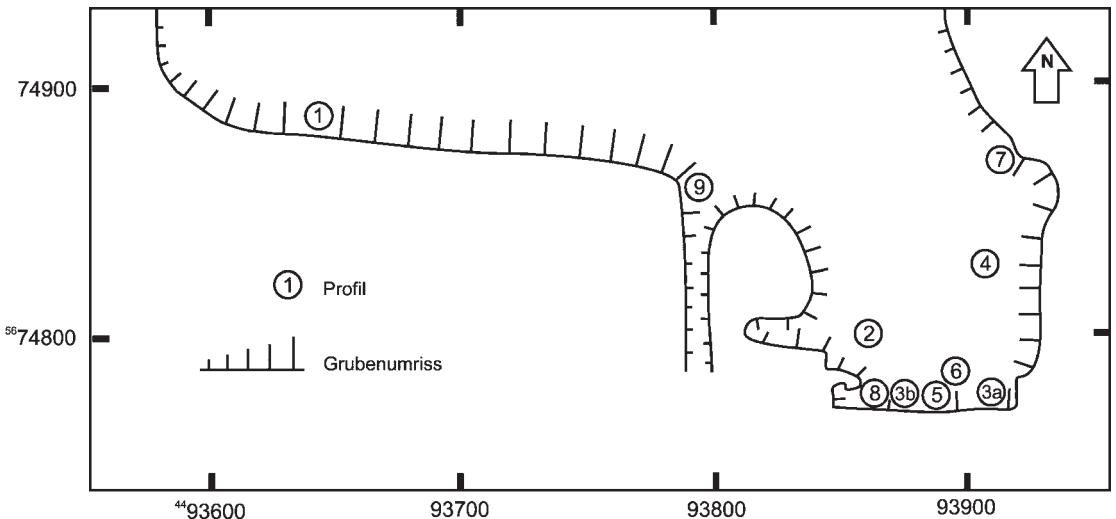


Abb.3: Lagekarte der untersuchten Profile 1 bis 9 im Südteil der Kiessandgrube Uichteritz (Gauss-Krüger-Koordinaten).

Fig. 3: Location map of investigated profiles number 1 to 9 in the southern part of the gravel and sand pit Uichteritz (German grid coordinates).

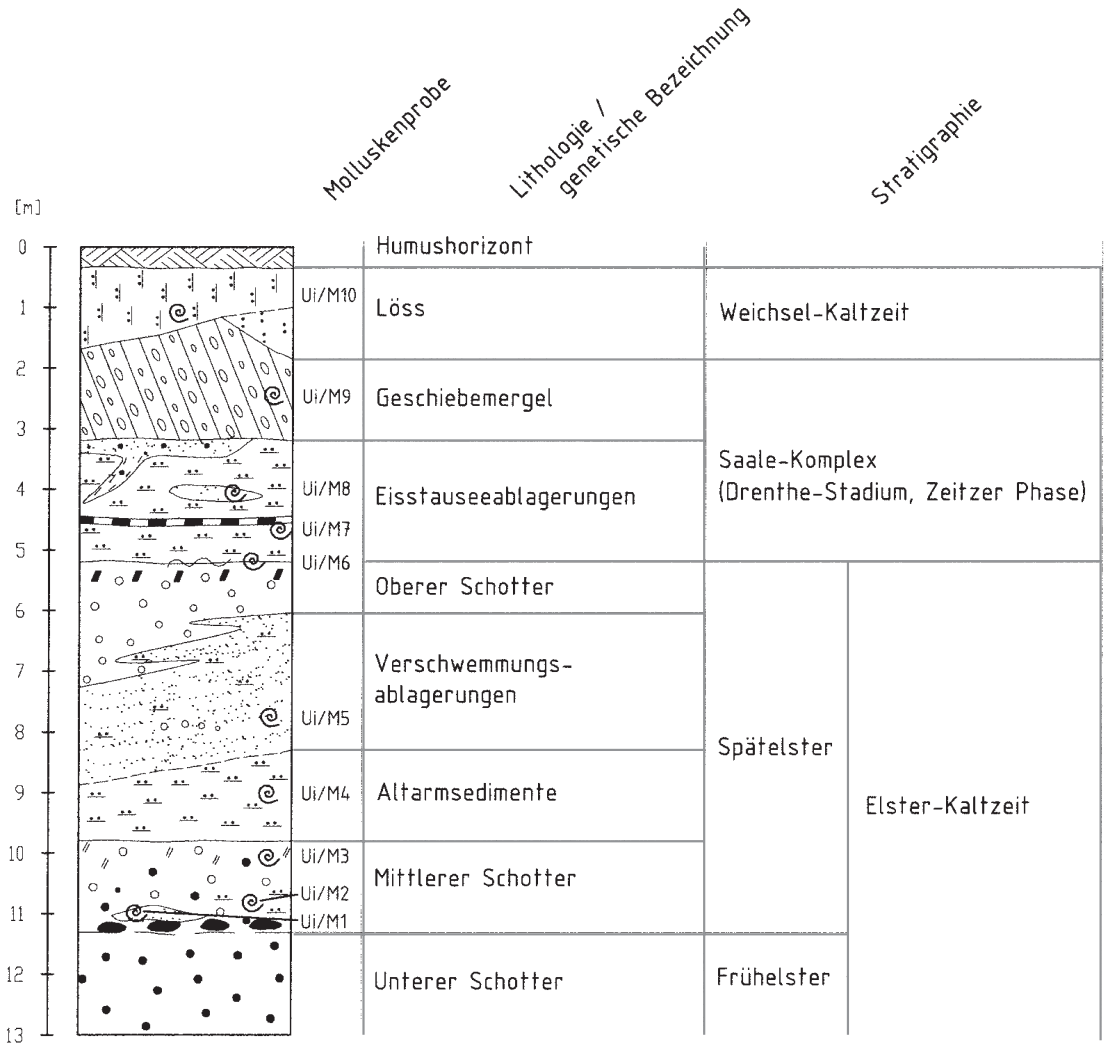


Abb. 4: Normalprofil des Quartärs von Uichteritz mit Molluskenfundhorizonten (Legende in Abb. 5b).

Fig. 4: General profile of the Quaternary sequence of Uichteritz including horizons of molluscs found (legend in fig. 5b).

liegende Schotterkörper ausgehalten werden. Die Synopse aller Aufschlussaufnahmen ergab das in Abb. 4 dargestellte Normalprofil.

3.1 Profile 2 bis 8 im Südostteil der Grube

Unterer Schotter: Die Sedimentfolge beginnt mit ca. 2 m mächtigem, überwiegend horizontalgeschichtetem, Steine führendem sandigem Mittel- und Grobkies, teilweise mit Imbrikationsgefüge (Dachziegellagerung). Schrägschichtung tritt bevorzugt in sandigeren Partien auf. In Profil 2 schneiden sich die groben Kiese in fluviale mittelsandige Feinsande ein, die eine feinkörnige Fazies des Unteren Schotters darstellen. Der Kies ist örtlich durch eine schwach ausgeprägte Steinsohle aus Sandstein, Quarz und Kalkstein untergliedert (Abb. 5a: Profil 2). In Profil 5 haben sekundäre Kalzitausscheidungen dicht über der Buntsandstein-Oberfläche zur Zementation der Gerölle geführt. Wesensmerkmal und entscheidendes Kriterium für die Abgrenzung gegen die überlagernden Schotter ist das Fehlen nordischer Gerölle (Kristallin, Flint). Der meist hellgraue Flussschotter wirkt im Allgemeinen frisch und weist nur in den Profilen 1 und 5 Verwitterungsmerkmale auf (Kalkreduzierung, Verbraunung). Vereinzelt rote bis violette Toneinlagerungen sind auf die Aufarbeitung von Röt-Material zurückzuführen.

Mittlerer Schotter: Im basalen Bereich des Mittleren Schotters tritt eine mehr oder weniger deutlich ausgeprägte *Steinsohle* mit einzelnen Blöcken bis ca. 40 cm Kantenlänge in Erscheinung. Örtlich ist der ganze untere Teil des Schotterkörpers stark mit Steinen und Blöcken angereichert (Abb. 5a: Profil 8). Das Grobmaterial enthält nordisches Kristallin und Feuerstein, aber auch lokale Komponenten (Quarz, plattigen Sandstein und Kalkstein). Die Steinsohle kann jedoch nicht generell als

Basis des Mittleren Schotters angesehen werden, da vereinzelt noch bis etwa 50 cm darunter nordische Gerölle gefunden wurden.

Direkt über der Steinsohle oder durch geringmächtigen Kies von ihr getrennt folgen lückenhaft verbreitet 20–40 cm sandiger, schwach toniger Schluff mit Fein- und Mittelkiesen. Die grüngraue fließerdeähnliche *Untere Schluffschicht* ist in der Regel in langgestreckte Linsen aufgelöst und geht örtlich in graubraunen schluffigen Feinsand über (Profil 5). Die Schluffe und Feinsande stellen die tiefsten Mollusken-Fundhorizonte im Normalprofil dar (Abb. 4). In den Kiesen wurden nur vereinzelt Molluskenreste und nicht näher bestimmbare Knochenfragmente gefunden.

Über der Unteren Schluffschicht lagern ca. 2 m mächtige grobe fluviale Kiese, in denen Lagen mit bis zu 20 cm großen Steinen vorkommen. Dadurch erscheint der Mittlere Schotter oft gröber als der Untere und der Obere, und die meist horizontale Schichtung ist oft nur undeutlich ausgebildet (Abb. 6). Lagenweise ist Imbrikationsgefüge erkennbar. Auffällig sind besonders die eckigen und kantengerundeten plattigen Sandsteine, die nur einen kurzen Transportweg zurückgelegt haben können und dem Fluss als Hangschutt zugeführt wurden (vgl. STEINMÜLLER 1982). In den steinigen Kiesen kommen stellenweise feinsandige Schlufflinsen vor, die meist kryoturbar deformiert sind.

Der Mittlere Schotter ist in der Regel verbraunt, doch variiert die Verwitterungsintensität erheblich. In Profil 4 ist lediglich eine Verbraunung, verbunden mit Kalkreduzierung in der Matrix zu beobachten, an anderen Stellen ist auch ein geringmächtiger, nicht aushaltender Bt-Horizont entwickelt (Profile 5 und 6). Die Kalkstein-Gerölle sind hier restlos ausgemerzt (Tab. 1a: Probe Ui/S6). Wo der Schotter direkt von feinkörnigen glaziären Bildungen überlagert wird, treten generell stärkere Eisenoxidationen auf, die ein fossiles Grundwasserniveau anzeigen (Abb. 7). In Profil 2 ist die Kalkstein-

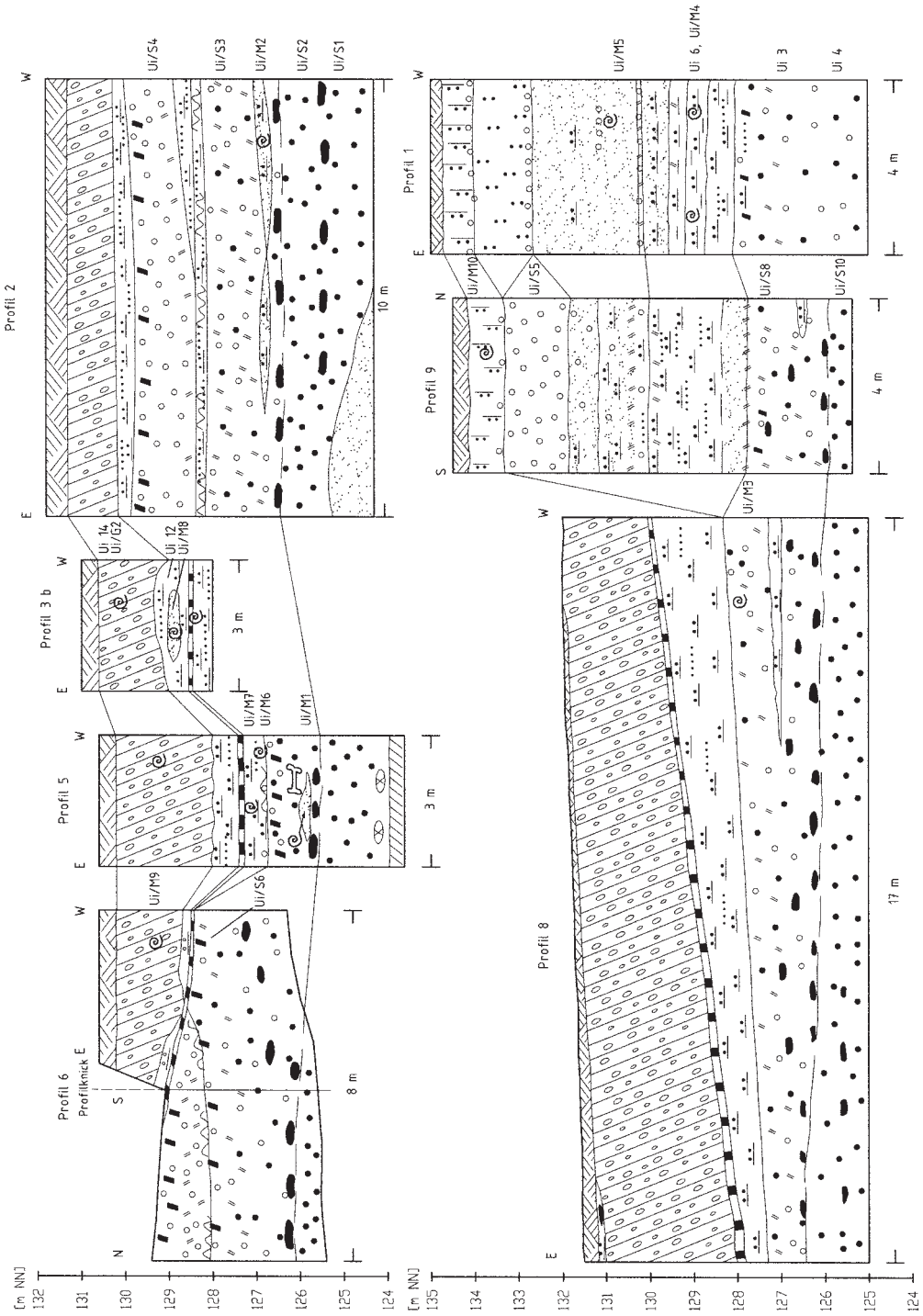


Abb. 5a: Profile 1, 2, 3b, 5, 6, 8 und 9 in der Kiessandgrube Uichteritz (vgl. Abb. 3).

Fig. 5a: Profiles 1, 2, 3b, 5, 6, 8 und 9 in the gravel and sand pit Uichteritz (compare to fig. 3).

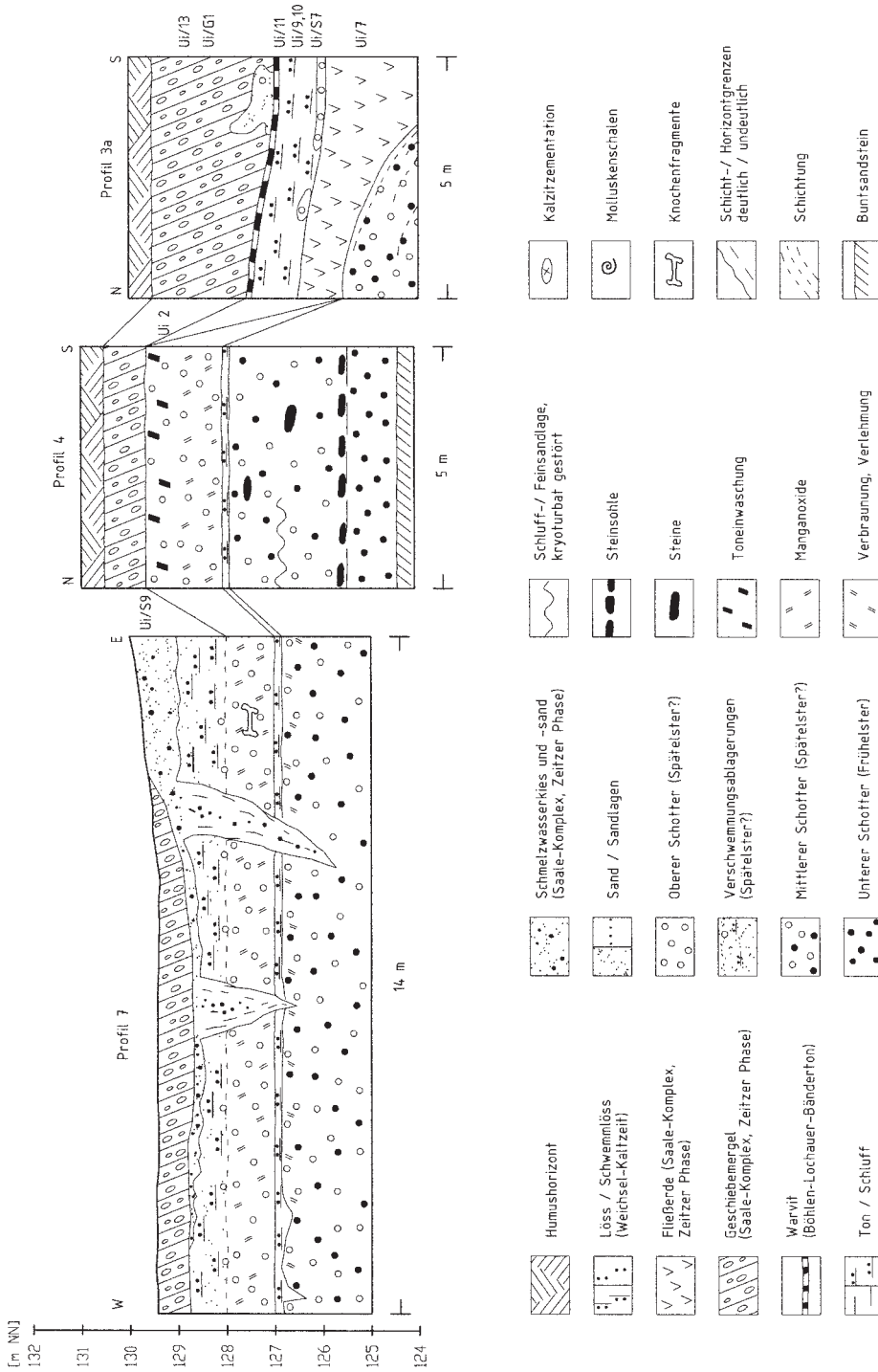


Abb. 5b: Profile 3a, 4 und 7 in der Kiessandgrube Uichteritz (vgl. Abb. 3).

Fig. 5b: Profiles 3a, 4 and 7 in the gravel and sand pit Uichteritz (compare to fig. 3).

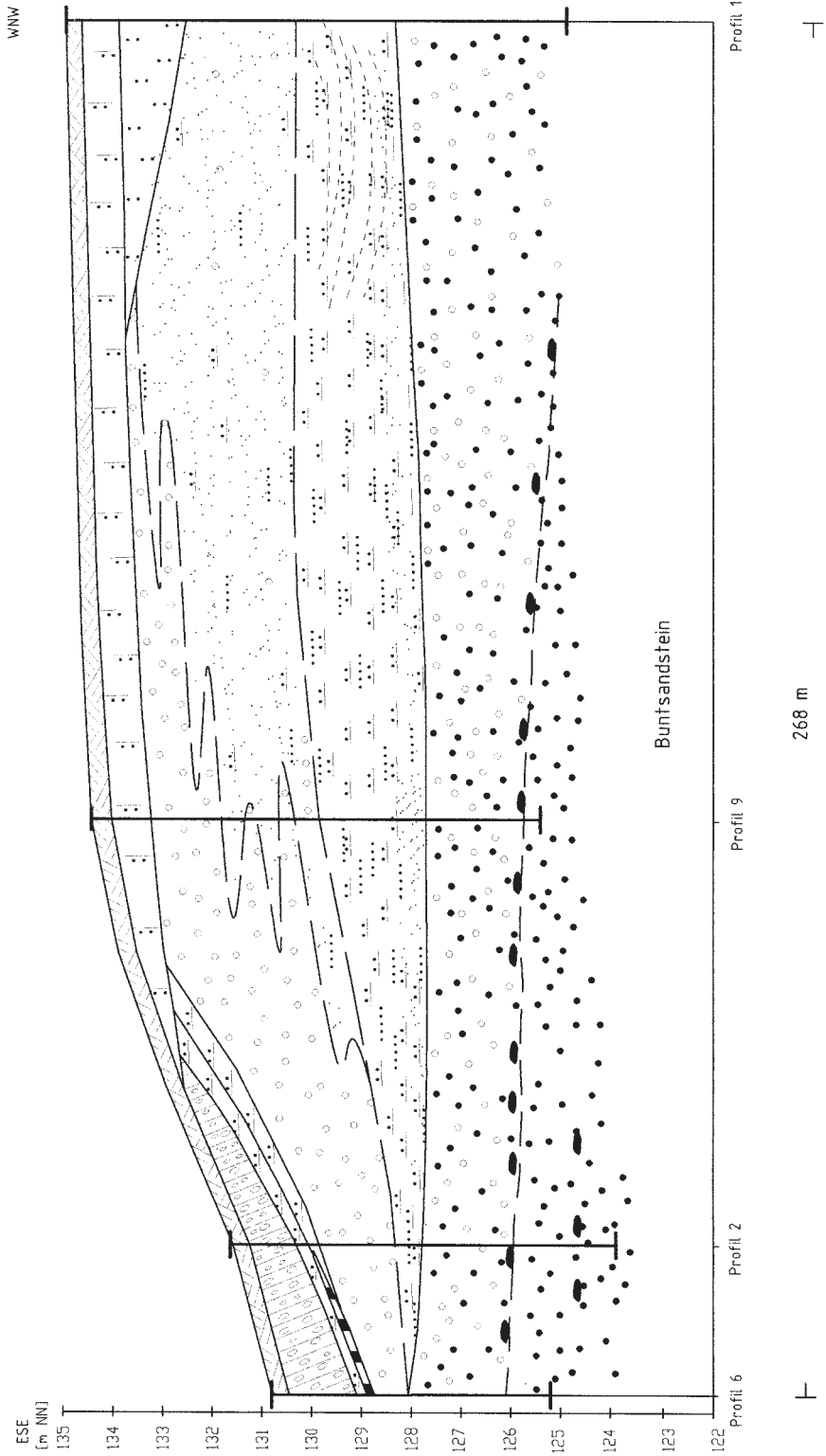


Abb. 5c: Korrelation von Profilaufnahmen in der Kiessandgrube Uichteritz.

Fig. 5c: Profile correlation in the gravel and sand pit Uichteritz.

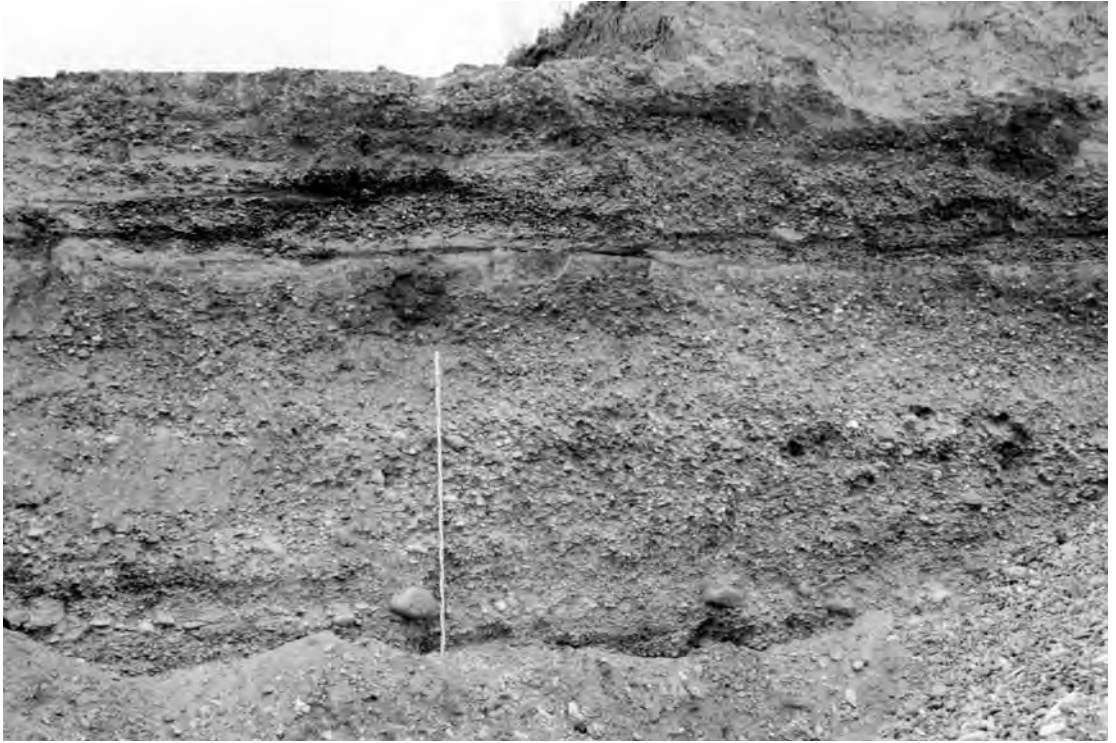


Abb. 6: Oberer Schotter mit Bt-Horizont und Manganoxid-Horizont über kryoturbater Schluffschicht (hell, ca. 50 cm über der 2 m-Messlatte), Mittlerem Schotter und Hangendbereich des Unteren Schotters (untere 20 cm); Aufnahme entspricht etwa dem Nordteil von Profil 6 in Abb. 5a, Kiessandgrube Uichteritz, 23.04.2002, Foto: Wansa.

Fig. 6: The Upper Gravel Unit with argillaceous horizon and Mn-oxide horizon above cryoturbatic silt (light, ca. 50 cm above the 2 meter scale marker), the Middle Gravel Unit and the upper part of the Lower Gravel Unit. The picture corresponds to the northern part of profile 6 in fig. 5a. Gravel and sand pit Uichteritz. 23 April, 2002, photo: Wansa.

Komponente der Gerölle stark reduziert (Tab. 1a: Probe Ui/S3) und viele Kiese haben Eisenoxid-Beläge. Die feinkörnigen Schichten darüber sind sogar kalkfrei. Wie im Unteren Schotter treten gelegentlich Toneinlagerungen aus aufgearbeitetem Röt-Material auf.

Oberer Schluffschicht: Zwischen Mittlerem und Oberem Schotter lagern verbreitet bis 50 cm mächtige Altwassersedimente (Abb. 5a und b). Die meist kryoturbat deformierten, sandig-tonigen Schluffe mit Kiesen sind durch helle grünlich-graue Reduktionsfarben leicht

erkennbar. Das Material ist teils kalkig, teils kalkfrei und trägt, ähnlich wie die Untere Schluffschicht, Fließerdecharakter. In Profil 2 entwickelt sich aus dem kryoturbaten Schluff eine bis 50 cm mächtige Wechsellagerung aus kalkfreiem Sand und Schluff (an der Basis tonigem Schluff). Örtlich werden die Schluffe durch Kies mit schluffigen Einlagerungen oder einen Kryoturbationshorizont vertreten (Profile 5 und 6). In Profil 7 ragt eine kleine keilförmige Struktur (Eiskeil?) in die unterlagernden Schotter.

Oberer Schotter: Der bis 2 m mächtige Obere

Tab. 1a: Geröllzählungen aus der Kiessandgrube Uichteritz (Fraktion 6,3 - 20 mm, Korn-%).

US - Unterer Schotter, MS - Mittlerer Schotter, OS(u) - Oberer Schotter (umgelagert), gf – Glazifluviatil.

Tab. 1a: Analyses of fluvial gravels from the gravel and sand pit Uichteritz (grain size range 6.3 - 20 mm, grain %).

US – Lower Gravel Unit, MS – Middle Gravel Unit, OS (u) – Upper Gravel Unit (resorted), gf - glaciofluvial sediments.

Probennummer	Ui/S1	Ui/S2	Ui/S3	Ui/S4	Ui/S5	Ui/S6	Ui/S7	Ui/S8	Ui/S9	Ui/S10
Zuordnung	US	US	MS	OS	OS	MS	Osu	MS	gf	US
Geröllanzahl	482	403	466	402	471	399	435	535	309	517
Kristallin	0	0	0,9	2,7	3,0	1,3	3,0	1,5	11,7	0,4
Porphyr	13,7	8,2	7,7	10,2	11,3	8,0	7,6	8,2	10,7	8,1
Kalkstein	40,9	61,3	4,1	34,6	33,5	0	34,0	0	21,7	47,8
Feuerstein	0	0	0,4	1,2	1,3	0,5	2,5	0,7	8,7	0
Quarz	14,3	6,0	27,7	24,4	24,2	34,6	20,7	38,5	22,0	12,2
Ton-/Schluffstein	0,2	0	0	0	0,4	0,5	0,2	0,2	0	0
Sandstein	2,1	1,7	1,7	3,0	3,4	4,0	3,0	2,8	2,3	2,1
Quarzit	12,4	8,7	13,5	7,5	5,3	10,0	8,3	15,7	14,9	10,1
Grauwacke	5,0	3,7	13,3	9,0	2,5	12,3	5,3	8,8	1,3	3,3
Kieselschiefer	2,7	3,0	3,0	1,2	2,1	2,0	3,7	3,0	1,6	3,7
Tonschiefer/Phyllit	8,3	7,2	26,6	6,0	12,7	26,8	11,5	20,4	4,9	12,0
Sonstige	0,4	0,2	1,1	0,2	0,2	0	0,2	0,2	0,3	0,4
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	99,9	100,0	100,0	100,0	100,1	100,1
Neubildungen	0	0,5	0,6	0,7	0,4	0	1,4	0,2	4,2	0

Tab. 1b: Geröllzählungen ohne Kalkstein.

Tab. 1b: Gravel analyses without limestone.

Probennummer	Ui/S1	Ui/S2	Ui/S3	Ui/S4	Ui/S5	Ui/S6	Ui/S7	Ui/S8	Ui/S9	Ui/S10
Zuordnung	US	US	MS	OS	OS	MS	Osu	MS	gf	US
Geröllanzahl	285	156	447	263	313	399	287	535	242	270
Kristallin	0	0	0,9	4,2	4,5	1,3	4,5	1,5	14,9	0,7
Porphyr	23,2	21,2	8,1	15,6	16,9	8,0	11,5	8,2	13,6	15,6
Feuerstein	0	0	0,4	1,9	1,9	0,5	3,8	0,7	11,2	0
Quarz	24,2	15,4	28,9	37,3	36,4	34,6	31,4	38,5	28,1	23,3
Ton-/Schluffstein	0,4	0	0	0	0,6	0,5	0,3	0,2	0	0
Sandstein	3,5	4,5	1,8	4,6	5,1	4,0	4,5	2,8	2,9	4,1
Quarzit	21,1	22,4	14,1	11,4	8,0	10,0	12,5	15,7	19,0	19,3
Grauwacke	8,4	9,6	13,9	13,7	3,8	12,3	8,0	8,8	1,7	6,3
Kieselschiefer	4,6	7,7	3,1	1,9	3,2	2,0	5,6	3,0	2,1	7,0
Tonschiefer/Phyllit	14,0	18,6	27,7	9,1	19,2	26,8	17,4	20,4	6,2	23,0
Sonstige	0,7	0,6	1,1	0,4	0,3	0	0,3	0,2	0,4	0,7
Summe	100,1	100,0	100,0	100,1	99,9	100,0	99,8	100,0	100,1	100,0



Abb. 7: Grundmoräne über Bänderton (am oberen Ende der 3 m-Messlatte) und verbrauchtem Mittleren Schotter; Aufnahme entspricht etwa Profil 5 in Abb. 5a, Kiessandgrube Uichteritz, 11.03.2002, Foto: Wansa.

Fig. 7: Till above varved clay (at the upper end of the scale) and Middle Gravel Unit. The picture corresponds to profile 5 in fig. 5a. Gravel and sand pit Uichteritz. 11 March, 2002, photo: Wansa.

Schotter besteht wie der Mittlere vorwiegend aus grobem Kies, enthält aber weniger Steine. Auch dieser fluviatile Schotterkörper ist im Allgemeinen horizontalgeschichtet (teilweise mit Imbrikationslagerung), Schrägschichtungspartien treten nur in sandigen Partien auf. In Profil 7 (Abb. 5b) beginnt der Schotter als kiesiger Sand und weist tendenziell eine inverse Gradierung auf. In Profil 6 (Abb. 5a, c) wird der obere Teil des Oberen Schotters von Bänderton und Geschiebemergel gekappt, im benachbarten Profil 5 fehlt er völlig. Hier reichte die Erosion bis in den Mittleren Schotter.

Der Obere Schotter ist durch starke Verwitterung überprägt (Abb. 6: Profil 6). Die obersten 40-70 cm sind entkalkt, weisen Tonhäutchen auf (Abb. 8) und stellen einen Bt-Horizont dar. In Profil 4 war an Wurzelbahnen gebundene

sekundäre Kalkbildung zu beobachten. Im unteren Bereich des Schotters sind die Kalksteine erhalten geblieben und die meist mit Manganoxid-Dendriten oder Eisenoxid überzogenen Gerölle sind z. T. durch Kalzizement verkrustet. Dieser fossile Grundwasserhorizont trennt den entkalkten Abschnitt des Oberen Schotters von dem entkalkten oder kalkreduzierten Abschnitt des Mittleren Schotters bzw. der feinkörnigen Zwischenlage.

Auffällig ist, dass stärkere Manganoxidabsätze bevorzugt im Niveau zwischen der kryoturbaften Schluffschicht und dem hangenden Bt-Horizont in Erscheinung treten, also im unteren Teil des Oberen Schotters.

Fließerde: In der SE-Ecke der Kiessandgrube Uichteritz werden die fluviatilen Kiese von ei-

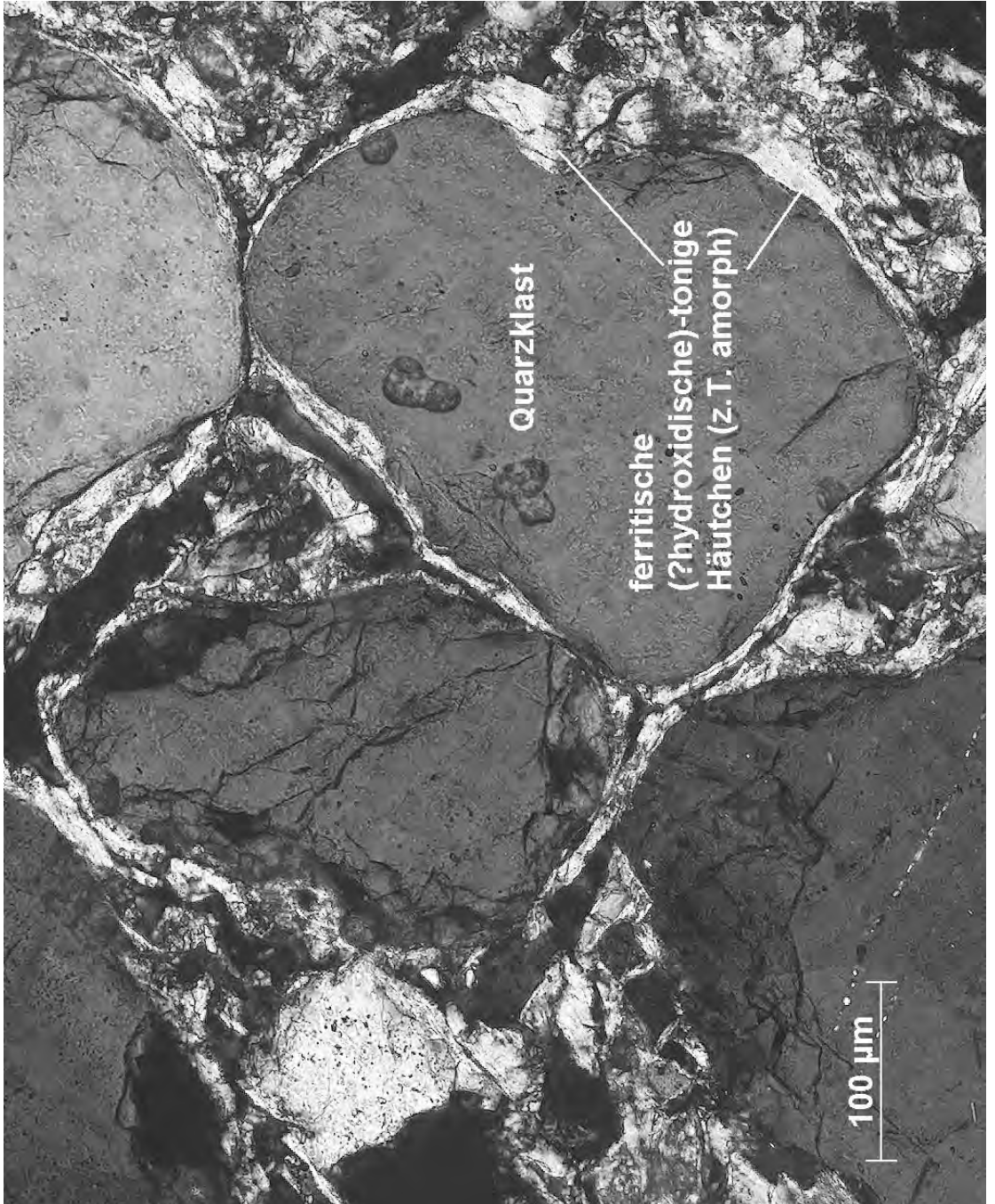


Abb. 8: Sekundäre Tonminerale im Oberen Schotter aus Profil 4, Probe Ui 2 (Dünnschliff: C. Büchner, LAGB Sachsen-Anhalt, Halle).

Fig. 8: Secondary clay minerals within the Upper Gravel Unit in profile 4, sample Ui 2 (thin section: C. Büchner, LAGB Sachsen-Anhalt, Halle).

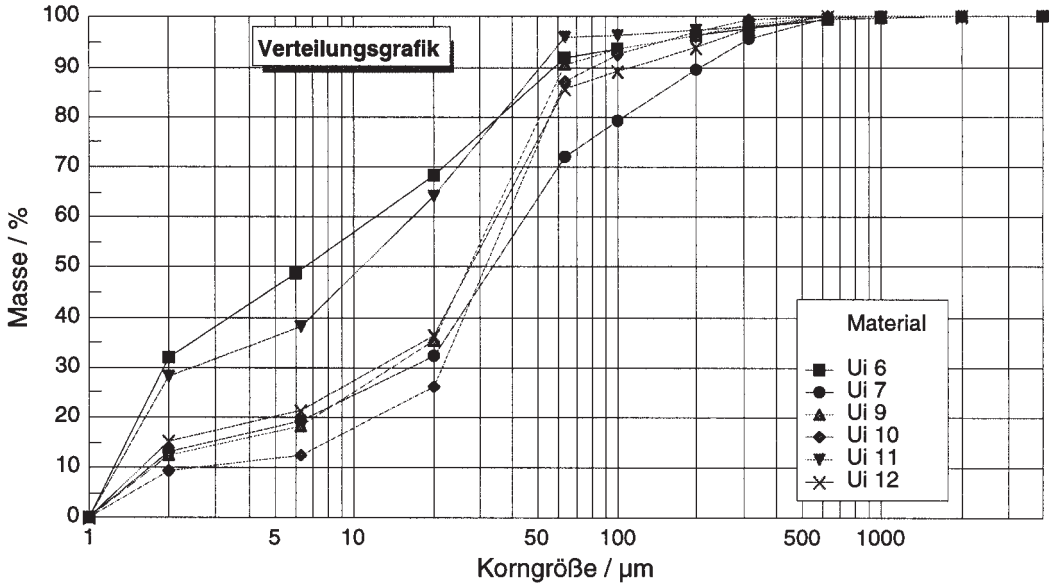


Abb. 9: Kornverteilungen von Eisstauseebildungen (Ui 9-12), Altwasserablagerungen (Ui 6) und Fließerde (Ui 7) aus der Kiessandgrube Uichteritz.

Fig. 9: Grain size distribution of glaciolimnic sediments (Ui 9-12), oxbow sediments (Ui 6) and flow material (Ui 7) in the gravel and sand pit Uichteritz.

ner Diskordanzfläche abgeschnitten (Abb. 5b: Profil 3a), deren Genese nicht eindeutig geklärt werden konnte. Möglicherweise handelt es sich um die Flanke einer durch Subrosion von Rötensalz verursachten Hohlform, wofür auch die zur Senke hin abbiegende Schichtung der benachbarten bzw. abgeschnittenen Kiese spricht. Die Hohlform hat an der Aufschlusswand eine Ausdehnung von ca. 10 m. Sie ist zum großen Teil durch hellbraunen, stark kalkigen, tonig-sandigen Schluff mit gehäuft auftretenden Kalk-Pseudomyzelen und Kalkkonkretionen gefüllt. Das unsortierte, schwach geschichtete Material stellt eine Fließerde dar (Probe Ui 7) und erreicht über 2 m Mächtigkeit (Abb. 5b: Profil 3a). Im oberen Teil sind zunehmend Mittel- und Grobkieslagen und -linsen mit max. 40 cm Mächtigkeit enthalten. Diese durch Kalkzement verbackenen Kiese stammen vermutlich aus dem Oberen Schotter (Tab. 1: Probe Ui/S7).

Eisstauseebildungen: Über der Fließerde bzw. über dem Oberen oder Mittleren Schotter lagert feinschichtiger, braungelber, unten z. T. auch hellbrauner Beckenschluff (Abb. 5a: Profile 2, 5 und 8, Abb. 5b: Profil 3a und 7). Seine Mächtigkeit beträgt meist nur einige Dezimeter bis 1 m, im W von Profil 8 fast 2 m. Die Proben Ui 9 und Ui 10 haben ähnliche Kornverteilungen mit einem starken Maximum in der Grobschlufffraktion (55,2 bzw. 60,9 %, Abb. 9). Der Feinsandanteil resultiert vor allem aus vielen nicht aushaltenden, bis 1 cm mächtigen, welligen Lagen und Linsen. Der Kalkgehalt liegt bei 6-8 %. An der Basis wurden vereinzelt Fein- und Mittelkiese beobachtet, örtlich auch eine stärkere Aufarbeitung des liegenden Schotter. Aus diesem vermischten Material wurden in Profil 5 (Abb. 5a) Molluskenschalen geborgen, ebenso aus dem hangenden, hier blaugraufärbten Schluff (Kap. 6.3). Die Sedimentation erfolgte wohl in einem

flachen Becken vor dem Eisrand. Nach der Kornverteilung und der Farbe ist damit zu rechnen, dass der glazilimnische Schluff z. T. aus der Umlagerung von Löss hervorgegangen ist. Möglicherweise ist auch eine äolische Komponente enthalten. In Profil 7, das vermutlich näher am Beckenrand liegt, bauen sich die äquivalenten Sedimente aus einer markanten Wechsellagerung von schwach tonigem Schluff und Feinsand mit vereinzelt Fein- und Mittelkiesen auf.

Der Beckenschluff wird im Hangenden konkordant, aber meist mit deutlicher Grenze durch einen typischen *Warvit* abgelöst. Die Kornsummenkurve der Mischprobe Ui 11 dieser bis 23 cm mächtigen, kalkigen Wechsellagerung aus hellem grau gelbem Schluff und dunklem braun grauem schluffigem Ton zeigt einen bimodalen Verlauf mit Maxima in der Ton- und der Mittel-/Grobschlufffraktion (Abb. 9). Die Lagenmächtigkeiten betragen im Mittel 1-1,5 cm (helle Lagen) bzw. 0,5 cm (dunkle Lagen) und nehmen nach oben zu, was den Warvit als Vorstoßbänderton ausweist. Die größeren Lagen sind intern geschichtet. Der Bänderton besteht aus max. 9 deutlich ausgebildeten Warven, von denen die oberen stellenweise Deformationen aufweisen.

Am Rand des Eisstausees dünnt der Bänderton aus und wird zunehmend von Beckenschluff vertreten. Oft sind zwischen Bänderton und überlagerndem Geschiebemergel noch bis 1 m kalkhaltiger Beckenschluff in deformierter Lagerung eingeschaltet, der dem Geschiebemergel farblich sehr ähnlich ist (Abb. 5a: Profile 3b und 5, Abb. 9: Probe Ui 12, Abb. 10). Dieser Beckenschluff enthält lokal hellgrünlich-graue und blaugraue Sand-Einlagerungen, die sich durch gehäuft auftretende Molluskenschalen auszeichnen (Kap. 6.3).

Schmelzwassersand: Nur in Profil 7 (Abb. 5b) tritt zwischen Beckenschluff und Geschiebemergel ca. 1 m mächtiger, schräggeschichteter,

kiesiger Sand in Erscheinung. Die Geröllzusammensetzung unterscheidet sich durch den hohen Gehalt an Nordischem Kristallin und Feuerstein wesentlich von den übrigen Geröllproben, so dass die Interpretation als glazifluviatiles Vorschütttsediment gesichert ist (Tab. 1: Probe Ui/S9).

Profil 7 zeigt zwei Eiskeilpseudomorphosen. Die größere wird etwa 3 m tief und hat eine Schulterbreite von ca. 0,5 m. Die Keilstrukturen setzen in den glazifluviatilen Kiessanden an, durchschlagen den liegenden Beckenschluff und ragen bis in die fluviatilen Schotter. Es sind die einzigen in Uichteritz beobachteten Eiskeile und auch die einzigen Beweise für wiederholte starke Temperaturabsenkungen während der Schotterakkumulation.

Grundmoräne: Das Vorkommen der bis 3 m mächtigen Grundmoräne ist wie das der liegenden Stauseebildungen an eine flache erosive Eintiefung im Schotter gebunden. Ihre Ausdehnung ist deshalb auf den E- und SE-Bereich der Kiessandgrube begrenzt, bereits an der südlichen Ausfahrt (Abb. 5a, c: Profil 9) ist sie nicht mehr vorhanden.

Die Grundmoräne besteht aus einem braunen, stark klüftigen Geschiebemergel. Nach der Kornverteilung handelt es sich um sandigen, schwach tonigen Schluff mit vielen kleinen Geschieben (Fein- und Mittelkiese). Die Kornverteilung entspricht der der oben beschriebenen Fließerde (Abb. 9: Probe Ui 7) und unterscheidet sich von der des liegenden lössähnlichen Beckenschluffs nur durch ein geringer ausgeprägtes Grobschluff-Maximum. Wo Geschiebemergel direkt über Beckenschluff lagert, ist die Grenze meist undeutlich ausgebildet und nicht überall eindeutig fassbar, denn beide Sedimente haben auch sehr ähnliche Farben und der Geschiebemergel führt nur vereinzelt größere Geschiebe. An der Basis ist örtlich Liegendmaterial (Sand, Kies, Beckenschluff, Bänderton) glazitektonisch deformiert und in die Grundmoräne

eingeschert worden (Abb. 10).

Der Kalkgehalt der Matrix beträgt ca. 10 %. Örtlich ist der Geschiebemergel von Kalkpseudomyzelen durchsetzt und enthält zahlreiche Kalkkonkretionen. Die oberen 30-50 cm sind humifiziert (Ap-Horizont) und werden im Liegenden von einer Steinsohle begrenzt.

Der Geschiebemergel führt in der Matrix, örtlich auch in Form von Lagen und Linsen viel Lokalmaterial, u. a. Beckenschluff. Im oberen Moränenteil sind mitunter langgestreckte Sandlinsen oder eckige Sandstein-Blöcke zu beobachten. Auf dem kurzen Transportweg im Gletscher wurde die Sedimentfracht offenbar kaum mechanisch beansprucht. Dies belegen auch die in der gesamten Grundmoräne verteilten Funde von gut erhaltenen Molluskenschalen. LAVRUŠIN (1978: 172) erklärt die

Erhaltung von leicht zerstörbaren Faunen-Überresten in den Grundmoränen damit, „daß die Zertrümmerungs- und Zerreibungsprozesse nicht überall gleichartig wirksam waren. ... Die gute Erhaltung organischer Reste kann man lediglich bei relativ kurzem Transportweg beobachten. ... Dies wird durch Beobachtungen in Grönland bestätigt, wo im mächtigen moränenhaltigen Eis quartäre Meeresmollusken bei teilweise sehr guter Erhaltung sowie völlig unbeschädigte Blätter der Zwergbirke usw. gefunden wurden.“



Abb. 10: Bänderton (oberer Teil glazitektonisch deformiert) und Beckenschluff an der Basis der Saale-Grundmoräne, Kiessandgrube Uichteritz, 22.03.2003, Foto: Wansa.

Fig 10: Warved clay upper part glaciotectionally deformed) and silt at the base of the Saalian till. Gravel and sand pit Uichteritz. 22 March, 2003, photo: Wansa.

3.2 Profil 9 an der südlichen Ausfahrt

Die Aufnahme von Profil 9 an der südlichen Grubenausfahrt (Abb. 5a, c) erfolgte mit dem Ziel, eine Korrelation der Profile 2-8 mit Profil 1 zu ermöglichen. Profil 9 beginnt mit dem hellgrauen Unteren Schotter, der nur etwa 30 cm über die Grubensohle ragt. Die im süd-östlichen Grubengelände verbreitete Steinsohle bildet hier die markante Grenze zum fast 2 m mächtigen, groben kiesig-steinigen Mittleren Schotter. In dessen unterem Teil fällt eine Linse aus ockerfarbenem und olivgrauem schluffigem Feinsand auf. Der Schotter ist durchgehend verbraunt und im oberen Abschnitt entkalkt. Ein dünner Manganoxid-Horizont grenzt den Kies gegen kalkfreien hellgraugelbem Sand ab, der zu einer überwiegend feinkörnigen kalkarmen Wechsellagerung von sandigen Schluffen und schluffigen Sanden überleitet. Bei diesen 2,3 m mächtigen Sanden und Schluffen handelt sich um Altwassersedimente, die mit der Oberen Schluffschicht im Südosten der Grube korrelieren. Sie werden von fast 2 m schwach kalkigem, hellgraugelbem kiesigem Sand überlagert, der sich im unteren Teil durch Manganoxid-Absätze hervorhebt und feinsandig-tonige Schlufflagen enthält. Dieser Profilabschnitt bildet den Verzahnungsbereich zwischen Oberem Schotter und Verschwemmungsablagerungen (Abb. 5c). Im Hangenden folgt der ca. 1,5 m mächtige Obere Schotter, der hier feinkörniger ausgebildet ist als in den in Kap. 3.1 beschriebenen Profilen, so dass seine Liegendgrenze nicht exakt ermittelt werden kann. Er besteht aus stark kalkigem, hellgelbgrauem, stark sandigem Kies. 1 m graugelber, oben humifizierter Löss schließt das Profil ab. Er enthält vereinzelt Molluskenschalen und an der Basis eine Gerölllage.

3.3 Profil 1 im Südwestteil der Grube

Das Profil 1 befindet sich in einem auflässigen Bereich im SW der Kiessandgrube (Abb. 3 und 5a, c). Die ca. 10 m mächtige Schichtenfolge beginnt im Liegenden mit 3 m entkalkten, rostfarbenen, oben rötlich-braunen Kiesen, die ganz wenig nordisches Material führen (Probe Ui 3) und dem Mittleren Schotter zuzuordnen sind. An der Basis sind bis 10 cm große plattige Kalksteine enthalten (Probe Ui 4), die aus einer Bankzone des Unteren Muschelkalkes der näheren Umgebung stammen dürften. Die oberen 50 cm des Schotters sind mit sandigen Schlufflagen durchsetzt und als Bt-Horizont ausgebildet. Im Hangenden folgen Altarmsedimente, die mit einer 75 cm mächtigen Wechsellagerung aus Schluff und Sandlagen (und -schlieren) beginnen. Sie ist kalkfrei und zeichnet sich durch violette und rötlich-braune Farbtöne aus. Mit deutlicher, oft „zerkneteter“ Grenze lagern darüber 15-30 cm graublauer bis grünlich-grauer, kalkiger, stark toniger Schluff (Abb. 9: Probe Ui 6), der einen markanten Mollusken-Fundhorizont bildet und kleine Kalkkonkretionen enthält. Die Altwassersedimente enden mit 30 cm dunklem laminiertem Ton und Schluff. Sie werden von fast 3 m mächtigen Verschwemmungssedimenten bedeckt, die sich im unteren Teil aus hellbraunem schluffigem Sand mit Schluffbändern aufbauen und im oberen Teil aus kalkigem, schwach schluffigem, schwach mittelsandigem Feinsand mit Schluff-, untergeordnet auch Kieslagen. Dazwischen fällt eine durch Manganoxid schwarz gefärbte 15 cm mächtige Feinkies-Schicht auf. Die Verschwemmungsablagerungen sind horizontalgeschichtet und führen ganz vereinzelt Reste von Molluskenschalen. Über einem dünnen Kiesband folgt im Hangenden 1,4 m mächtiger hellbrauner Schwemmlöss mit Feinsandlagen. Den Profilabschluss bildet 1,2 m graugelber äolischer Löss (obere 40 cm Ap-Horizont, braungrau), der durch eine 10-15 cm mächtige Lage mit

angereicherten Mittelkiesen von dem unterlagernden Schwemmlöss getrennt ist.

mächtigen Schwemmlöss und Löss, im Osten durch Fließerde, Eisstauseebildungen und eine Grundmoräne.

4 Profilkorrelation und Lagerungsverhältnisse

Die in der Kiessandgrube Uichteritz aufgenommenen Profile sind nicht einheitlich aufgebaut, lassen sich aber aufgrund lithologischer Parallelen gut miteinander verbinden. An der in Abbildung 5c 10fach überhöht wiedergegebenen Südböschung verläuft die Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Schotter in der Regel niveaubeständig im Bereich der Steinsohle oder bis ca. 0,5 m darunter. Zwischen dem Mittlerem Schotter und dem Löss bzw. Schwemmlöss treten mit nach Westen zunehmender Mächtigkeit feinkörnige Bildungen auf. Ihr unterer, schluffig-toniger Teil ist bei Profil 1 an eine flache, ca. 50-80 m breite Rinne gebunden und kann mit feinkörnigen Sedimenten in gleichem Niveau (Obere Schluffschicht) in den Profilen 2, 4, 7 und 9 korreliert werden. Sie stellen typische Ablagerungen in Altwasserbereichen dar. Der obere, sandige Teil wurde vermutlich überwiegend durch lateralen Eintrag schwemmfächerartig akkumuliert. Möglicherweise handelt es sich um umgelagerte Schmelzwassersedimente, die sich im Randbereich des Oberen Schotters mit diesem verzahnen. An der Basis markiert eine Kieslage die Erosion der Altwassersedimente. Insgesamt weisen die Schotterkörper eine flach nach N geneigte Lagerung auf, die mit der vermuteten paläogeographischen Position an der südlichen Talflanke korrespondiert. Die angrenzenden Hochlagen wurden wahrscheinlich von elsterglazialen Sedimenten gebildet. Lagerungsstörungen aufgrund der Subrosion von Rötosalinar sind nicht belegt, können aber kleinräumig vermutet werden (Kap. 3.1). Die Flussablagerungen werden durch jüngere Sedimente abgeschnitten, im Westen durch

5 Stratigraphie

Die stratigraphische Einordnung der quartären Bildungen von Uichteritz erfolgt auf der Basis der Aufschlussdokumentationen sowie von Geröll- und Geschiebeanalysen und berücksichtigt den bisherigen Kenntnisstand (Kap. 2). Bereits die Kartierer der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt nutzten die Geröllzusammensetzung der Schotterterrassen für Aussagen zum Einzugsgebiet der Flüsse und zur fluviatilen Dynamik. Während sie sich in der Regel auf halbquantitative Einschätzungen beschränkten und die Aussagekraft von Kieszählungen in Frage stellten (SIEGERT & WEISSERMEL 1911), ist in der Mitte des vorigen Jahrhunderts eine Vielzahl von Kieszählungen durchgeführt und statistisch ausgewertet worden. Danach führen die Saaleschotter bei Weißenfels neben den Hauptkomponenten Quarz, Muschelkalk und Schiefergebirgsmaterial (Quarzit, Grauwacke, Tonschiefer/Phyllit, Kieselschiefer) auch höhere Anteile an Porphyry aus dem Thüringer Wald, die von Ilm und Unstrut (über den Zufluss des Gera-Systems) eingetragen werden (SCHULZ 1962, EISSMANN 1964, 1975). Die Kalkstein-Komponente weist vor allem infolge von Verwitterung stark schwankende Werte auf und hat deshalb für vergleichende Betrachtungen nur eingeschränkte Relevanz.

5.1 Präquartär bis frühe Elster-Kaltzeit

Die quartäre Schichtenfolge beginnt mit dem **Unteren Schotter**, der im Aufschluss etwa im Niveau von 124-126 m NN anzutreffen ist.

Die Geröllzusammensetzung des Schotterkörpers (Tab. 1) zeigt eine starke Dominanz von Muschelkalk sowie von Grundgebirgsmaterial aus dem Thüringischen Schiefergebirge und dem Harz. Reichlich vertreten sind auch Porphyry, vor allem aus dem Thüringer Wald (blauviolett, einsprenglingsarm, z. T. ignimbrisch), und Quarz. Probe Ui/S10 enthält ganz wenig Gneis, der vom Kyffhäuser stammen könnte. Auch weiter oberhalb ist Kyffhäuser-Kristallin in Unstrutschottern nur spärlich vertreten (STEINMÜLLER 1998). Nordisches Kristallin und Feuerstein fehlen, so dass der Schotter älter als die erste Elster-Vergletscherung ist. Nach der Höhenlage und der Geröllzusammensetzung handelt es sich um die Frühelsterterrasse der mit Ilm und Unstrut vereinigten Saale (vgl. EISSMANN 1964, 1975, RUSKE & WÜNSCHE 1964).

5.2 Elster-Kaltzeit bis Holstein-Warmzeit

Die **Steinsohle** mit reichlich nordischem Material im basalen Bereich des Mittleren Schotters stellt das Erosionsrelikt elsterglazialer Ablagerungen dar und die nordische Komponente im Geröllbestand des **Mittleren Schotters** (125-128 m NN) belegt, dass dieser frühestens nach der ersten Elster-Vergletscherung abgelagert wurde. Offensichtlich ging der Akkumulation des Mittleren Schotters eine kräftige glazifluviale und/oder fluviatile Erosionsphase voraus, die zur Ausräumung der elsterglazialen Sedimente geführt hat und bis in das Niveau der Frühelsterterrasse reichte. Alle Zählproben des Mittleren Schotters sind durch Kalkreduzierung bzw. -ausmerzung gekennzeichnet (Tab. 1a: Proben Ui/S3, Ui/S6 und Ui/S8), so dass für Vergleiche der Geröllzusammensetzungen Tab. 1b (ohne Kalkstein) herangezogen werden sollte. Für die Abgrenzung des Mittleren Schotters gegen den Unteren sind neben dem Auftreten nordischer Gerölle auch der geringere Por-

phyry- und der höhere Quarz-Gehalt hilfreich. Da die Saale ihre Porphyry-Gerölle teils über das Gera-System und die Unstrut, teils über die Ilm bezieht, ließe sich die Verringerung auf die partielle Neuformierung der Flussläufe nach der elsterkaltzeitlichen Talverschüttung zurückführen (vgl. Kap. 2). Die Saale nutzte wie vor der Elster-Vergletscherung das Markröhltitzer Tal, die Unstrut war aber vielleicht bereits von ihr abgeschnitten, so dass die Porphyrykomponente durch den Ilm-Eintrag zu erklären wäre. Für zuverlässige Aussagen zur Flussgeschichte ist die Anzahl der vorliegenden Geröllzählungen aber zu gering.

Die heterogene Verwitterung des Mittleren Schotters wurde nicht allein durch einen fossilen Grundwasserstand verursacht, sondern trägt auch eine klimatische Komponente, d. h. sie bezeugt übereinstimmend mit den malakologischen Befunden eine wärmere Phase während der Schotterakkumulation.

Die Abgrenzung gegen den **Oberen Schotter** (128-133,5 m NN) ergibt sich aus der lithologischen Abfolge, dem Verwitterungsprofil und mit Einschränkungen auch durch die Geröllverteilung. Aufgrund verstärkter Aufarbeitung elsterglazialer Sedimente ist ein etwas höherer Anteil an nordischem Material zu verzeichnen, und der etwas erhöhte Porphyrygehalt resultiert aus der stärkeren Zufuhr von Ilm-Material. Am Rande sei darauf hingewiesen, dass der Vergleich zwischen den Geröllzusammensetzungen der Uichteritzer Schotter und der Saale-Hauptterrasse (EISSMANN 1975, STEINMÜLLER 1976) keine Bestätigung für den seit SIEGERT & WEISSERMEL (1911) wiederholt beschriebenen größeren nordischen Geröllanteil in den höher gelegenen Schottern liefert. Wir halten sie deshalb für rein fluviatile Bildungen.

Die Altwasserbildungen, die schwache Diskordanz zwischen Oberem und Mittlerem Schotter und die Verzahnung mit Verschwemmungslagerungen an der Talflanke geben Auskunft über die Flussdynamik. Sie ist offenbar durch

lateral wechselnde Akkumulations- und Erosionsbereiche mit veränderlichen Fließrinnen und die Bildung von Stillwasserbereichen gekennzeichnet.

Mittlerer und Oberer Schotter entsprechen der „höheren interglazialen Terrasse der Saale“ nach SIEGERT & WEISSERMEL (1911) bzw. der „höheren mittelpleistozänen Terrasse“ von SCHULZ (1962). Die Kiessandgrube der Fa. Antons & Sohn ist somit der erste Aufschluss, in dem die Frühelsterterrasse und die höhere mittelpleistozäne Terrasse in Superposition beobachtet wurden.

Allein aus dem Uichteritzer Aufschluss kann jedoch nicht mit Gewissheit entschieden werden, ob Mittlerer und Oberer Schotter intralsterkaltzeitlich oder in der späten Elster-Kaltzeit akkumuliert wurden. Eine Konnektierung mit den von RUSKE & WÜNSCHE (1964) im Niveau von ca. 140 m NN bei Pödelist zwischen zwei Elster-Grundmoränen beschriebenen Sanden mit einzelnen Kieslagen ist unwahrscheinlich. Da sich keinerlei Hinweise auf eine Elstereis-Überfahrung finden und in der Umgebung weder grobe Flussschotter noch Verwitterungsbildungen in die Zeit zwischen den Elster-Ver-gletscherungen datiert worden sind, halten wir eine spätsterkaltzeitliche Entstehung für plausibler. Schließlich kann auch ein frühsaalezeitliches Alter nicht gänzlich ausgeschlossen werden. Dagegen sprechen allerdings sowohl das gegenüber der Hauptterrasse um 10-15 m höhere Niveau als auch die Verwitterungsbildungen. Gestützt wird die spätsterzeitliche Zuordnung auch von paläontologischen Indizien, durch das Fehlen der Flussbewohner *Theodoxus serratilineiformis* GEYER 1914 oder *Corbicula* sp. (*C. fluminalis* auct. non O. F. MÜLLER 1774), welche wahrscheinlich für Schotterbildungen des Holsteins (*Th.serratilineiformis*) und einer Frühsaale-Wärmeschwankung (*Corbicula* sp.) Leitcharakter besitzen und im mitteldeutschen Raum weit verbreitet sind. Die genaue stratigraphische Positionierung dieser Vorkommen wird

allerdings bis heute kontrovers diskutiert (LEHMANN 1922, EISSMANN 1994, KNOTH 1995, MEIJER & PREECE 2000, Mania 1973, MANIA & MAI 2001 u. a.).

Nach den Molluskenbefunden (Kap. 6) fand die Schotterakkumulation unter interstadialen Klimabedingungen statt, die vermutlich auch die differenzierte Verwitterung des Mittleren Schotters verursacht haben.

Belege für wärmere Klimaabschnitte im Spätelster sind aus dem Raum Helmstedt bekannt (URBAN et al. 1988, 1991), konnten aber im Saale-Elbe-Gebiet bisher nicht beigebracht werden.

5.3 Saale-Komplex bis Weichsel-Kaltzeit

Zwischen der Akkumulation des Oberen Schotters und der Fließerde bzw. der glazilimnischen Vorschüttbildungen ist mit einer größeren Schichtlücke zu rechnen, die den Zeitraum von der Holstein-Warmzeit bis zum Vorstoß des Saale-Inlandeises nach Mitteldeutschland umfasst.

Die im südöstlichen Aufschlussbereich anstehende **Grundmoräne** muss wegen der Unterlagerung durch Flussschotter mit nordischem Material jünger sein als die erste Elster-Ver-gletscherung. Eine Zuordnung zum 2. Elster-Eisvorstoß ist wegen der Verwitterungsprofile auf den Schottern eher unwahrscheinlich. Der obere Geschiebemergel in der Bohrung Pödelist (2. Elster-Grundmoräne) weist zudem eine signifikant abweichende Geschiebezusammensetzung mit höheren Kristallin- und geringeren Porphyr-Anteilen auf (vgl. RUSKE & WÜNSCHE 1964). Auch der Habitus und die Geschiebezusammensetzung der Oberen Elster-Grundmoräne in der Leipziger Tieflandsbucht (vgl. EISSMANN 1975) sind von der in Uichteritz anstehenden völlig verschieden. Die moderaten Kristallin-Werte, geringen Anteile an Paläozoi-

Tab. 2: Kleingeschiebezählungen aus der Kiessandgrube Uichteritz (Fraktion 4 - 10 mm, Korn-%).
qsZ - Saale-Grundmoräne (Zeitzer Phase).

Tab. 2: Gravel analyses of till from the gravel and sand pit Uichteritz (grain size range 4 - 10 mm, grain %).
qsZ - Saalian till (Zeit phase).

Bemerkungen: Kein Dolomit, kein Kreidekalk, viele Neubildungen (Kalk- und Kalk-/Eisenhydroxid-Krusten), einheim. Porphyre eckig, z. T. gebleicht, Trennung Paläoz. Kalkstein/Muschelkalk z. T. unsicher.

Probennummer	Ui/G1	Ui/G2
Stratigraphie	qsZ	qsZ
Geschiebeanzahl	923	488
Nord. Kristallin	14,6	13,7
Paläoz. Kalkstein	9,5	10,5
Dolomit	0	0
Feuerstein, frisch	3,1	3,1
Feuerstein, abgerollt, verwittert	3	1,2
Sandstein/Quarzit	11,1	14,1
Quarz	35,8	36,3
einheim. Porphyr	13,7	14,3
Muschelkalk	4,6	3,7
Kieselschiefer	2,2	1,4
Schluff-/Tonstein	0,4	0,4
Konglomerat	0	0,2
Grauwacke	0,3	0
Tonschiefer/Phyllit	1,7	1
Summe	100	99,9
Kohleton	0,2	0
Neubildungen	7,7	ca. 60

schem Kalkstein und die hohen Quarz-Gehalte (Tab. 2) sprechen dafür, den Geschiebemergel von Uichteritz als Bildung des ersten Saale-Inlandeisvorstoßes (Zeitzer Phase) aufzufassen. An seiner Basis befinden sich der Böhlen-Lochauer Bänderton und Beckenschluffe (vgl. EISSMANN 1975).

Die Geröllzusammensetzung des kiesigen **Schmelzwassersandes** im Liegenden entspricht im Wesentlichen der Kieszusammensetzung der Grundmoräne, so dass die Sedimente als Vorschüttssande des ersten Saale-Eisvorstoßes

anzusehen sind. Differenzen fallen besonders bei den Quarz-Gehalten auf, lassen sich aber auf die unterschiedlichen Zählfraktionen zurückführen (Tab. 1: Probe Ui/S9, Tab. 2).

Die mit **Fließerde** gefüllte Hohlform in der Südostecke der Kiessandgrube ist im Zeitraum zwischen der Verwitterung des Oberen Schotter und der Ablagerung der Beckenschluffe vor dem Saale-Eisrand entstanden, also vermutlich im unteren Teil des Saale-Komplexes.

Der Zeitraum vom Abschmelzen des ersten Saale-Inlandeises bis zur Eem-Warmzeit ist bei Uichteritz nicht durch Ablagerungen belegt. Die jüngsten, diskordant über den älteren Bildungen lagernden Sedimente sind verschwemmter und äolischer Löss aus der Weichsel-Kaltzeit.

6 Paläoökologie

Quartäre terrestrische und limnische Mollusken (Mollusca: Gastropoda, Bivalvia) sind geeignete Werkzeuge für paläoökologische Untersuchungen. Die Mollusken haben sich im Zeitraum des Quartärs nur wenig verändert. Fast alle im Quartär nachgewiesenen Arten existieren noch heute. Daraus ergibt sich die Möglichkeit, mit Hilfe aktualistischer Vergleiche der ökologischen Ansprüche von rezenten Mollusken wichtige Rückschlüsse auf die Umwelt- und Klimaverhältnisse des Quartärs zu gewinnen. Einige Arten besitzen zudem eine stratigraphische Bedeutung (z. B. LOŽEK 1964, MANIA 1973).

In den spätelster- (?), saale- und weichselkaltzeitlichen Sedimentfolgen sind 10 molluskenführende Horizonte ausgehalten worden (Abb. 4: Proben Ui/M1-10), aus denen insgesamt über 100 Liter Sediment entnommen und nach den üblichen Methoden zur Gewinnung von Molluskenschalen (z. B. nach LOŽEK 1964) durch Schlämmen, Sieben und Auslesen bear-

beitet wurden. Im Ergebnis konnten insgesamt ca. 50 Arten und mind. 11 730 Individuen gewonnen werden. Geborgen wurden auch einige Wirbeltierreste, die jedoch stark unterrepräsentiert und schlecht erhalten sind.

6.1 Spätelster (?) von Uichteritz

6.1.1 Mollusken (Gastropoda, Bivalvia)

Der Untere und der Obere Schotter lieferten bisher keine Molluskenreste und in den Verschwemmungsablagerungen treten nur sporadisch Relikte auf. Dagegen fanden sich in dem Mittleren Schotter sowie in Stillwassersedimenten (in vergleichbarer stratigraphischer Position) Anhäufungen von Molluskenresten.

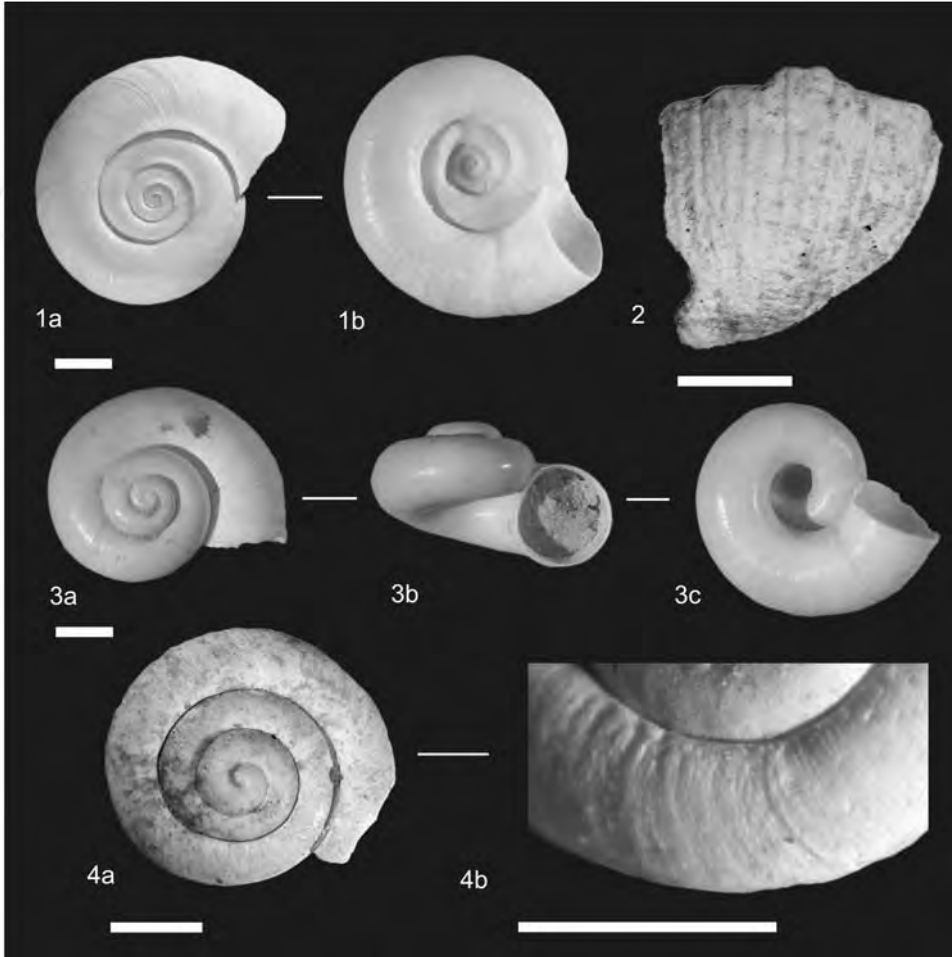
Mittlerer Schotter: Der wahrscheinlich spätelsterzeitliche Schotter ist unregelmäßig verwittert und z. T. kalkfrei (Kap. 3). Mollusken sind deshalb nur in den weniger überprägten Bereichen erhalten, z. T. in Sandlinsen oder auch direkt in größeren mit Schluff angereicherten Schottern (Abb. 5a: Profil 5: Ui/M1, Profil 2: Ui/M2, Profil 8: Ui/M3). Insgesamt ist der Mittlere Schotter verhältnismäßig arm an Molluskenresten. Bekannt ist deshalb nur ein schmaler Ausschnitt der Gesamtfaua. Geborgen wurden insgesamt ca. 35 Arten und mind. 245 Individuen. Auffällig hoch ist die Artenzahl im Verhältnis zur geringen Individuendichte. Dies verdeutlicht den allochthonen Charakter der vorgefundenen Taphozönose. Die Schalenreste sind überwiegend schlecht erhalten, was aufgrund der Transportdynamik in Flüssen typisch ist.

Am ergiebigsten war eine Sandlinse direkt über der nordischen Steinsohle (Profil 5: Ui/M1) im basalen Teil des Schotters. 10 Liter Sediment lieferten ca. 27 Arten und mind. 206 Individuen.

Die Fauna des Mittleren Schotters besteht zu ca.

15 % der Arten und ca. 41 % der Individuen aus Fließgewässerarten, die vermutlich direkt in der Saale lebten. Bezeichnende Elemente sind die Napfschnecke *Ancylus fluviatilis*, die Kleinschnecken *Pisidium supinum*, *Pisidium moitessierianum*, *Pisidium* cf. *amnicum* sowie die Flussmuschel *Unio crassus*. Von den Kleinschnecken ist *Pisidium supinum* am strengsten an größere Flüsse gebunden. *Unio crassus* konnte, wenn auch nur in sehr schlechter Schalenerhaltung, mit doppelklappigen Exemplaren in Lebendstellung belegt werden. *Planorbarius corneus*, *Bithynia* sp. oder *Radix* cf. *balthica* (ehemals *Radix ovata*) bevorzugen stille und langsam fließende Gewässer und besiedelten möglicherweise die beruhigteren Strombuchten. *Valvata macrostoma*, *Anisus leucostoma*, *Gyraulus crista* und *Gyraulus acronicus* sind dagegen stärker an Stillgewässer gebunden. Vermutlich lebten sie in kleineren Gewässern, z. B. in Altarmbereichen innerhalb der ehemaligen Saaleue.

Von *Bithynia* sp. fehlen vollständige Gehäuse im Fossilbericht. Neben einigen Apexfragmenten sind überwiegend Deckel erhalten. Im Vergleich zu *Bithynia tentaculata* (LINNAEUS 1758) sind die Deckel von Uichteritz an der Oberkante viel stärker abgerundet gewinkelt. Die Deckel von *Bithynia leachii* (SHEPPARD 1823) sind dagegen an der Oberkante stark gerundet und max. nur sehr undeutlich gewinkelt. Die Gesamtform der Uichteritzer Exemplare ist zudem stark schüsselförmig. Die Deckel von *Bithynia tentaculata* sind hingegen in etwa an ihrer Längsachse aufgebogen und wirken leicht verdreht. Im Vergleich zur Uichteritzer Form besitzen *Parafossarulus crassitesta* (BRÖMME 1885) und *Bithynia troscheli* (PAASCH 1842) sehr ähnlich ausgebildete Deckel (vgl. GITTENBERGER et al. 1998: Abb. 140-163, S. 96 und 100). *Parafossarulus crassitesta* wird immer wieder aus dem Alt- und Mittelpleistozän beschrieben, z. B. von Wendelstein in Sachsen-Anhalt (WÜST 1901a, MANIA 1973), aus der Paludinenbank von Berlin (SCHMIERER 1923, HECK 1930) oder



Tafel 1:

Abb. 1: *Gyraulus acronicus*; Uichteritz, Hauptfundsicht (Profil 1, Ui/M4).

Abb. 2: *Ena montana*, Gehäusefragment; Uichteritz, Mittlerer Schotter (Profil 5, Ui/M1).

Abb. 3 a-c: *Valvata macrostoma*; Uichteritz, Hauptfundsicht (Profil 1, Ui/M4).

Abb. 4 a-b: *Monachoides incarnatus*, Gehäusefragment; Uichteritz, Mittlerer Schotter (Profil 5, Ui/M1): a - Gesamtansicht, b - Ausschnitt Schalenskulptur.

Maßstabsbalken: jeweils 1 mm

Fotos: Meng

Plate 1:

Fig. 1 a-b: *Gyraulus acronicus*; Uichteritz, main layer for finds (profile 1, Ui/M4).

Fig. 2: *Ena montana*, shell fragment; Uichteritz, Middle Gravel Unit (profile 5, Ui/M1).

Fig. 3 a-c: *Valvata macrostoma*; Uichteritz, main layer for finds (profile 1, Ui/M4).

Fig. 4 a-b: *Monachoides incarnatus*, shell fragment; Uichteritz, Middle Gravel Unit (profile 5, Ui/M1): a - complete view, b - detail of the shell sculpture.

scalebar: 1 mm

photos: Meng

aus den Mosbacher Sanden bei Wiesbaden in Hessen (GEISSERT 1970). *Bithynia troschelii*, rezent im Wesentlichen osteuropäisch verbreitet, betrachtet GLÖER (2002 a, b) als östliche Rasse bzw. Unterart von *Bithynia leachii*.

Bemerkenswert hoch ist in der Fauna der Anteil an gehölzliebenden Arten (ca. 29 % der Arten und ca. 13 % der Individuen) mit *Ena montana*, *Clausilia pumila*, *Perforatella bidentata*, *Discus ruderratus*, *Monachoides incarnatus*, *Fruticicola fruticum*, *Eucobresia diaphana* und *Carychium tridentatum* u. a. Diese Gesellschaft verdeutlicht, dass wenigstens in der ehemaligen Saaleaue ausgedehntere Gehölzstrukturen vorhanden waren. Typische Vertreter der feuchteren Auenwälder sind beispielsweise die mittel- und osteuropäisch verbreiteten Arten *Perforatella bidentata* und *Clausilia pumila*. Anspruchsvollere Waldelemente sind *Ena montana*, mitteleuropäisch-alpin-karpatisch, sowie *Monachoides incarnatus*, mittel- und süd-osteuropäisch. *Eucobresia diaphana* ist rezent überwiegend montan verbreitet. Das paläarktische Element *Discus ruderratus* lebt heute in den borealen Wäldern Sibiriens und Skandinaviens, in den Alpen hauptsächlich oberhalb von 1000 m NN und seltener in den Kammlagen der Mittelgebirge. In der nördlichen Mongolei, im Selenga-Stromsystem, ist die Art ein ausgesprochen häufiger Bewohner der Auenwälder (S. MENG Aufsammlungen 1992). *Fruticicola fruticum* bevorzugt lichtere Gehölzstrukturen. Thermophile und exotische Waldelemente fehlen in der Uichteritz-Fauna.

Die Fragmente von *Ena montana* konnten durch die gitterartigen bis knötchenartigen Skulpturen auf der Schalenoberfläche bestimmt werden (Taf. 1, Fig. 2). Mit Hilfe eines charakteristischen Mündungsfragmentes konnte zudem eine Verwechslung mit den im Gesamthabitus ähnlichen Gehäusen von *Chondrula tridens* (O. F. MÜLLER 1774) ausgeschlossen werden.

Die mehrere Windungen zählenden Fragmente von *Monachoides incarnatus* sind wegen der

winzigen, dicht aufgereihten, fast rautenförmigen Knötchen auf der Schalenoberfläche sicher zuordenbar (Taf. 1, Fig. 4).

Eine breite ökologische Amplitude, von Wald bis Offenland und von mesophil bis schwach hygrophil, besitzen *Trichia* cf. *hispida* und *Cochlicopa lubrica*. Stärker hygrophile Habitate bevorzugen dagegen *Vertigo antivertigo*, *Vitrea crystallina* und *Vallonia pulchella*. Komponenten des Offenlandes, hauptsächlich mesophiler Standorte, sind *Vertigo pygmaea* und *Vallonia costata*. Besonders häufig ist *Vallonia costata*. Von den terrestrischen Schnecken bildet die Art über 40 % der Gesamtindividuen dichte. Zu bemerken ist allerdings, dass ihre kleinen fest-schaligen Gehäuse ausgezeichnet für den unbeschädigten Transport im Wasser geeignet sind und deshalb Flussgeniste schneller dominieren können als andere Arten. Ausgesprochene Step-penelemente sind bisher nur durch cf. *Helicopsis striata* vertreten.

Insgesamt fehlen im Mittleren Schotter Kaltzeitleitformen sowie Leitarten für Interglaziale. Der boreo-alpine *Discus ruderratus* spricht für kühlere Klimabedingungen. Die Art findet sich vor allem in den Übergangsphasen von Warm- zu Kaltzeiten. Während für den ehemaligen Auenbereich der Saale ausgedehntere Auenwaldstrukturen und offenere Gebiete mit Wiesen und Feuchthabitaten sowie Stillgewässern (z. B. Altarmbereiche) anzunehmen sind, fehlt über das weitere Umfeld außerhalb der Aue eine gesicherte Datenbasis. Abhängig ist das Problem von den taphonomischen Verhältnissen, bezüglich der Überlieferung von Molluskenresten im Ablagerungsraum innerhalb des ehemaligen Auensystems der Saale. Das zahlreichere Auftreten von einigen Komponenten des Offenlandes erlaubt zumindest den Schluss, dass keine geschlossene Bewaldung vorhanden war. Problematisch ist, dass man bei der Interpretation der damaligen Umweltbedingungen, bezüglich des Indikatorwertes von Mollusken, dazu geneigt ist, die Verhältnisse mit denen des

heutigen Mitteleuropas vergleichen zu wollen. Dabei darf aber nicht vergessen werden, dass sich unter verstärktem kontinentalen Einfluss der Habitatbezug einiger Molluskenarten verschieben kann. So bilden sicherlich Auen in Steppen- bzw. Waldsteppengebieten für viele Arten wertvolle Rückzugsgebiete.

Stillwassersedimente: Die Folge von schluffig-tonigen Sedimenten im Südwesten der Grube (Profil 1) akkumulierte vermutlich im Bereich eines Altarmes am Rand der spätelsterzeitlichen (?) Saaleaue. Die feinkörnigen Ablagerungen schalten sich zwischen den Mittleren Schotter und schwemmfächerartige Sedimente ein, die sich mit dem Oberen Schotter verzahnen (Abb. 5c). Aus der ansonsten steril wirkenden Sedimentfolge konnten aus einem 15-30 cm mächtigen graublauen Schluffhorizont, aus 35 Litern Probenmaterial, über 11 000 Molluskenschalen mit ca. 33 Arten geborgen werden (Abb. 5a: Profil 1: Ui/M4). Die Schalen sind meist sehr gut erhalten.

Dominiert wird die Fauna erwartungsgemäß durch einen sehr hohen Anteil von Stillwasserbewohnern (ca. 81 % der Individuendichte und ca. 33 % der Artendichte): *Valvata macrostoma* (Taf. 1, Fig. 3), *Stagnicola* spp., *Anisus leucostoma*, *Gyraulus acronicus* (Taf. 1, Fig. 1), *Gyraulus crista*, *Aplexa hypnorum*, *Galba truncatula*, *Planorbis planorbis* und die Kleinmuscheln *Pisidium obtusale* f. *lapponicum*, *Pisidium milium* sowie *Pisidium globulare*. Auch die weniger spezialisierten Schnecken *Radix* cf. *balthica* und *Lymnaea stagnalis* sowie die Kleinmuschel *Pisidium nitidum* charakterisieren diese Gesellschaft. Ausgesprochene Fließgewässerarten fehlen, was den überwiegend autochthonen Charakter dieser Thaphozönose verdeutlicht.

Ein typischer Bewohner der Auen größerer Ströme ist vor allem *Valvata macrostoma* (vgl. GLÖER 2002 b). Temporäre Gewässer bevorzugt *Aplexa hypnorum*. *Pisidium obtusale* ist durch die Reaktionsform *lapponicum* vertre-

ten, einem Indikator für kaltzeitliches Klima (KUIPER 1968). *Pisidium globulare*, ehemals als Form von *Pisidium casertanum* (POLI 1791) angesehen, erhielt erst vor einigen Jahren erneuten Artstatus (KORNIUSHIN 1998). Aus dem Quartär wurden deshalb von dieser Art bisher nur wenige Vorkommen beschrieben (BÖSSNECK & MENG 2005).

Der Genus *Stagnicola* zeichnet sich in der Fauna von Uichteritz durch eine große Formenvielfalt aus. Möglicherweise sind mehrere Arten vorhanden. Die Determination von *Stagnicola*-Arten, nur mit Hilfe conchiologischer Merkmale, ist problematisch. Sie erfolgt bei rezenten Arten mittels genitalanatomischer Untersuchungen (vgl. GLÖER 2002b).

Landschnecken stellen zwar ca. 65 % des Artenspektrums, aber nur etwa 17 % der Individuendichte. Davon fallen allein fast 80 % der Individuen auf die stark hygrophilen Elemente *Oxyloma* sp., *Carychium minimum*, *Cochlicopa nitens*, *Vertigo antivertigo* und *Vallonia enniensis*. Die Arten lebten vermutlich in unmittelbarer Nähe des Stillgewässers. Im Fundhorizont erhaltene Kalk-Hohlraum-Inkrustate von Schilftengeln bieten weitere Anhaltspunkte für die Charakterisierung des Habitats. Mit *Perforatella bidentata*, *Clausilia pumila*, *Vertigo substriata*, *Perpolita petronella* und *Fruticicola fruticum* sind wiederum gehölzliebende Elemente vorhanden, ebenso wurden die Ubiquisten *Cochlicopa lubrica*, *Punctum pygmaeum*, und *Trichia* cf. *hispidula* nachgewiesen.

Offene Habitats bevorzugen z. B. *Succinella oblonga*, *Vallonia costata* und *Pupilla muscorum*. Sie bilden 14 % der Gesamtindividuumendichte der terrestrischen Schnecken. *Succinella oblonga* gilt zwar als typisches Element für die kaltzeitlichen „trockenen“ Lösssteppen, bevorzugt aber rezent in Mitteleuropa feuchtere Habitats und findet sich auch z. T. im Gehölz. Die bekannte „Lössschnecke“ *Pupilla muscorum*, rezent in Mitteleuropa eher ein Bewohner offener und trockenerer Standorte, besitzt unter kontinen-

taleren Bedingungen deutliche Präferenzen für feuchtere Habitate (Erfahrungen von S. MENG in Zentralasien: Baikargebiet, Sibirische Altai, Tienschan). Diese offenbar widersprüchlichen Fakten erschweren die Rekonstruktion der ehemaligen Umweltverhältnisse. Vor allem Wiesen mit verschiedenen Feuchtegehalten, möglicherweise auch innerhalb der ehemaligen Saaleaue und nicht nur auf das trockenere Umland beschränkt, kommen für diese Arten als Lebensraum in Frage. Steppenelemente wurden bisher in den Stillwassersedimenten nicht nachgewiesen.

Ein echtes Kaltzeitelement ist mit der arktisch (subarktisch)-alpinen Schnecke *Columella columella* vorhanden. Die Art bevorzugt feuchtere kaltzeitliche Abschnitte (bzw. adäquate Habitate). *Columella columella* wird meist als Offenlandart interpretiert, lebt aber z. T. auch im Wald (z. B. im Sibirischen Altai, Aufsammlungen S. MENG 1995). Von großem Interesse ist der Nachweis von *Eucobresia nivalis*, denn aus dem Pleistozän wird die Art nur selten erwähnt. RÄHLE (1977) berichtete über ein Vorkommen in der Burghöhle Dietfurt bei Sigmaringen (Schwäbische Alb) in weichselspätglazialen Bildungen. Die Schnecke ist alpin und karpatisch verbreitet. Besonders in hochalpinen Bereichen ist sie häufig. Seltener findet sie sich in den Kammlagen der Mittelgebirge. *Eucobresia nivalis* bevorzugt feuchtere Habitate. Beide Arten sind ebenfalls potentielle Bewohner der ehemaligen Saaleaue. Für kühlere Bedingungen spricht ebenfalls die Anwesenheit der boreoalpinen Elemente *Gyraulus acronicus*, *Perpolita petronella* und *Vertigo substriata*.

Von *Eucobresia nivalis* liegt ein beschädigtes Gehäuse vor. Aufgrund des deutlich erhabenen Gewindes und des deutlich schmalen sog. Hautsaumes auf der Unterseite des Gehäuses ist es gut von *Eucobresia diaphana* unterscheidbar. Für *Semilimax kochi* (ANDREAE 1884), gelegentlich für das ältere Pleistozän erwähnt (zusammenfassend RÄHLE & BIBUS 1992),

nachgewiesen z. B. in Süßenborn bei Weimar in Thüringen (ZEISSLER 1969), fanden sich in Uichteritz keine Hinweise. Die Art ist nach bisherigen Kenntnissen im mittleren Pleistozän erloschen.

Die Fauna der Stillwassersedimente erlaubt ebenfalls eine Rekonstruktion der ehemaligen Saaleaue. Neben Stillgewässern, vermutlich verlandenden Altarmbereichen, Feuchthabitaten, z. T. mit Schilfbeständen, waren Wiesen sowie Auenwaldstrukturen entwickelt. Nachweise von Offenlandarten sowie von Kaltzeitelementen machen es wieder wahrscheinlich, dass außerhalb der Aue keine geschlossene Bewaldung vorhanden war. Das Fehlen von Steppenelementen innerhalb einer relativ autochthonen Molluskengesellschaft der ehemaligen Saaleaue wird als ein Problem der fehlenden Überlieferung gedeutet.

Gesamtfauna: Abgesehen von lokalen faziesbedingten Unterschieden in der Zusammensetzung der Faunen deuten die Mollusken des Mittleren Schotter sowie der verzahnten Stillwassersedimente auf einen ganz ähnlichen paläoökologischen Rahmen (Abb. 11). Die Dominanz an gehölzliebenden Arten ist im Mittleren Schotter im Vergleich zu den Altarmsedimenten etwas höher, was mit dem Lebensraum im Umfeld des Ablagerungsraumes und dem allochthonen Charakter der Taphozönose erklärt werden kann.

Mitunter repräsentieren die Stillwassersedimente im Vergleich zum Mittleren Schotter eine etwas kühlere klimatische Phase, insbesondere wegen des Auftretens von *Columella columella* und *Eucobresia nivalis*, wobei keinesfalls lokal bedingte faunistische Unterschiede sicher auszuschließen sind. Interglaziale Bedingungen können auch durch das Fehlen von *Cepaea* und *Helix* ausgeschlossen werden, welche in sämtlichen bekannten mitteleuropäischen Interglazialen nachgewiesen wurden (JÄGER & LOŽEK 2004). Insgesamt war das Klima im Vergleich

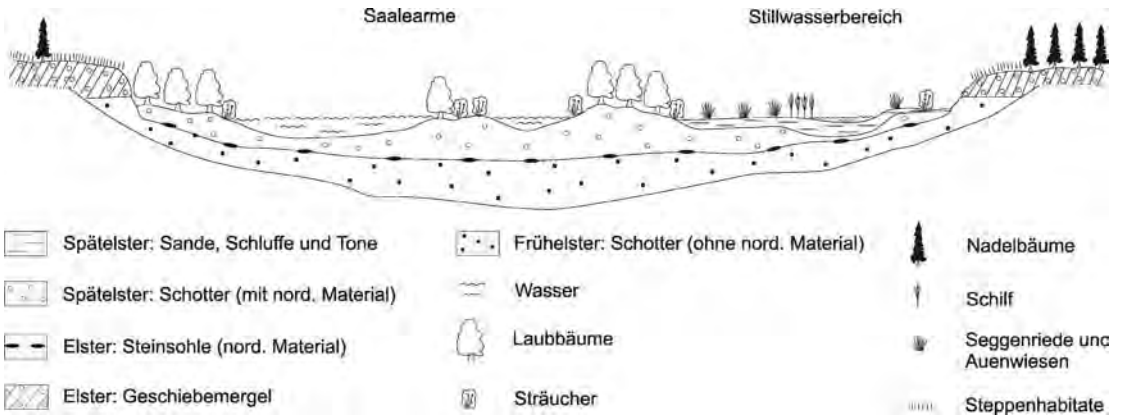


Abb. 11: Rekonstruktion der spätelsterzeitlichen Saaleaue bei Uichteritz (überhöht).

Fig. 11: Reconstruction of the late Elsterian Saale floodplain near Uichteritz (exaggerated).

zu den heutigen mitteleuropäischen Verhältnissen kühler und stärker kontinental geprägt und kann als kaltgemäßigt charakterisiert werden.

6.1.2 Wirbeltierreste (Pisces, Aves, Mammalia)

In den Schottern und Verschwemmungsablagerungen fanden sich gelegentlich Wirbeltierreste. In der Gesamtfauuna sind sie bis jetzt leider nur spärlich vertreten.

Fische: Im Mittleren Schotter (Profil 5: Ui/M1) konnten einige Wirbelkörper von kleinen Cypriniden nachgewiesen werden.

Vögel: Aus den Stillwassersedimenten (Profil 1: Ui/M4) wurden zahlreiche Eierschalen-Fragmente von Vögeln separiert. Ihre Dünnschaligkeit legte zunächst den Verdacht nahe, dass es sich um Reste von Schildkröteneiern handeln könnte. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen von S. Meng zur Feinstruktur der Schalen, in Anlehnung an ERBEN (1970) und BÖHME (2001), widerlegten jedoch den Verdacht.

Kleinsäuger: In den Stillwassersedimenten (Profil 1: Ui/M1) fand sich lediglich ein Molar von *Microtus* sp. Hinzu kommen einige unbestimmbare Fragmente mehrerer Inzisiven.

Großsäuger: Gespräche mit Kiesgrubenarbeitern und mit Bodendenkmalpflegern ergaben, dass in der Kiessandgrube Uichteritz offenbar noch keine bedeutenderen Großsäugerreste geborgen wurden. Den Verfassern gelang leider nur der Nachweis von kleineren schlecht erhaltenen Knochenfragmenten, z. B. im Mittleren (Profil 5) und Oberen Schotter (Profil 7), welche bisher nicht näher determiniert wurden.

6.2 Vergleichbare mittelpleistozäne Molluskenfaunen

In der mitteleuropäischen Literatur finden sich zu elsterzeitlichen (bzw. mindelzeitlichen) Molluskenfaunen nur wenige Hinweise. Überwiegend handelt es sich um hochkaltzeitliche Assoziationen mit *Pupilla* spp.-*Succinella oblonga*- sowie *Columella columella*-Gesellschaften (ZÁRUBA et al. 1962, LOŽEK 1964, 1989, MÜNZING 1968, 1969, MANIA 1973, EISSMANN 1975).

Größere Übereinstimmung mit Uichteritz besitzen dagegen die mittelpleistozänen Faunen von **Süßenborn bei Weimar** (Thüringen) sowie von **Mosbach bei Wiesbaden** (Hessen).

Eine reiche und bedeutende, wahrscheinlich cromerzeitliche Molluskenfauna ist aus den Illschottern von Süßenborn bekannt geworden (WEISS 1899, WÜST 1901a, ZEISSLER 1969, MANIA 1973). Berühmt wurden die Schotter vor allem wegen ihres reichen Wirbeltierinventars (KAHLKE 1969, KAHLKE 2002). Nach dem Vorkommen des Kleinsäugers *Mimomys savini*, sind zumindest die älteren Schotterteile älter als das Interglazial Cromer III (HEINRICH 2000, MAUL 2002) zu datieren. Die detaillierte stratigraphische Zuordnung, insbesondere der Molluskenfunde, ist jedoch bis heute unsicher. Die umfangreichste Neubearbeitung der Mollusken erfolgte von ZEISSLER (1969). Die Untersuchungen konzentrierten sich hauptsächlich auf die Unteren Kiese. Die sog. Älteren Schotter im Liegenden konnten nicht berücksichtigt werden.

Die ca. 50 Arten umfassende Fauna beschreibt im Vergleich zu Uichteritz, z. B. durch das gemeinsame Auftreten von Kaltzeitelementen: *Columella columella*, *Vallonia tenuilabris*, *Pisidium obtusale* f. *lapponicum* mit gehölzliebenden Arten: *Perforatella bidentata*, *Discus ruderratus*, *Vitrea crystallina*, *Clausilia pumila*, *Fruticicola fruticum* u. a. sowie zahlreichen Offenlandelementen, ganz ähnliche paläoökologische Verhältnisse. WÜST (1901a) erwähnte von Süßenborn auch das anspruchsvollere Gehölzelement *Ena montana*.

Nicht unerwähnt bleiben soll in diesem Zusammenhang die berühmte quartärpaläontologische Fundstätte Mosbacher Sande. Die Folgen sind überwiegend cromerzeitlich einzuordnen, wobei die stratigraphischen Einstufungen auch an dieser Lokalität unsicher sind (BRÜNING 1970, KELLER 2004). Aus den Oberen Mosbacher Sanden (Mosbach 2) wurden reiche Molluskenfaunen nachgewiesen. Die Bearbeitung dieser

Faunen übernahmen vor allem WÜST (1901a) und GEISSERT (1970). Die Folge Mosbach 2 ist durch das älteste Auftreten der Kleinsäugergattung *Arvicula* gekennzeichnet, was die Einordnung in das späte Cromer erlaubt (MAUL et al. 2000, KELLER 2004). Die Molluskenfauna aus den Oberen Mosbacher Sanden besitzt ebenfalls im Vergleich mit Uichteritz ein ähnliches Faunengepräge. Bekannte Elemente sind beispielsweise *Valvata macrostoma*, *Aplexa hypnorum*, *Columella columella*, *Vallonia costata*, *Vallonia pulchella*, *Succinella oblonga*, *Oxyloma elegans*, *Cochlicopa lubrica*, *Cochlicopa nitens*, *Vertigo antivertigo*, *Vertigo pygmaea*, *Vitrea crystallina*, *Ena montana*, *Discus ruderratus*, *Clausilia pumila*, *Perforatella bidentata*, *Fruticicola fruticum*, *Trichia* spp. u. a.

Die Molluskenfaunen von Süßenborn und Mosbach sind zwar zeitlich mit Uichteritz nicht identisch, aber sie charakterisieren mittelpleistozäne Verhältnisse, dessen rekonstruierte Landschaftsbilder durch ihre Ähnlichkeit bestehen. Die Faunen sind ebenfalls durch kühlere und stärker kontinentale Verhältnisse geprägt.

6.3 Saalekaltzeitliche Mollusken von Uichteritz

Aus den im Hangenden der Schotter folgenden glaziären Serien des Saale-Komplexes (Drenthe-Stadium) wurden Mollusken nachgewiesen. Es handelt sich um artenarme hochkaltzeitliche Gesellschaften, welche auch für Lössbildungen typisch sind.

Eisstauseebildungen: Die über den Schottern lagernden ca. 1 m mächtigen Beckenschluffe führen an ihrer Basis, in kiesvermengten Schluffen lokal *Succinella oblonga* (Profil 5: Ui/M6). Weiterhin fanden sich *Pupilla muscorum* und *Succinella oblonga* in bis zu 15 cm mächtigen blaugrauen Schluffen, welche in Profil 5 (Probe

Vorwiegend Fließgewässer	<i>Pisidium nitidum</i> JENYNS 1832	3 k	-	-	-	7 k	-	-	-	-
	Arten (%)	15	33	-	-	12	-	-	-	-
	Individuen (%)	13	52	-	-	2	-	-	-	-
Nicht näher interpretierbar	<i>Ancylus fluviatilis</i> O. F. MÜLLER 1774	69	-	-	-	-	-	-	-	-
	<i>Ulo crassus</i> PHILIPSSON 1788	-	frg (3)	frg (15)	-	-	-	-	-	-
	<i>Pisidium cf. amnicum</i> (O. F. MÜLLER 1774)	-	frg (1)	frg (1)	-	-	-	-	-	-
	<i>Pisidium moitessierianum</i> PALADILHE 1866	4 k	-	-	-	-	-	-	-	-
	<i>Pisidium supinum</i> A. SCHMIDT 1851	8 k	-	-	-	-	-	-	-	-
Arten (%)	15	22	50	-	-	-	-	-	-	
Individuen (%)	39	19	?	-	-	-	-	-	-	
Nicht näher interpretierbar	<i>Pisidium</i> sp.	8 k	-	-	3 k	-	-	-	-	-
	Arten (%)	?	-	-	?	-	-	-	-	-
	Individuen (%)	4	-	-	0,02	-	-	-	-	-
Artenzahl (gesamt ca. 52)		27	9	2	33	1	1	2	3	4
Individuenzahl (gesamt mind. 11.730)		208	21	16	11.005	2	22	29	371	54

fig: Fragmente (Individuenzahl unbekannt), fig (6): Fragmente von mind. 6 Individuen, ap: Apizes, k: Einzelklappen

Spätleister:

- Uj/M1: Sandlinse, Profil 5, unmittelbar über Steinsohle, Basis des Mittleren Schotters
- Uj/M2: schluffig-sandiger Kies, Profil 2, Basisbereich des Mittleren Schotters
- Uj/M3: schluffig-sandiger Kies, westlich Profil 8, oberer Meter des Mittleren Schotters
- Uj/M4: blaugraues Schluffband (Hauptfundsicht), Profil 1, Altarmsedimente über dem Mittleren Schotter
- Uj/M5: geschichteter Sand, Profil 1, Verschwemmungsablagerungen, 1 m über Uj/M4

Saale-Komplex, Drenthe-Stadium (Zeitler Phase):

- Uj/M6: Beckenschluff, Profil 5, kryoturbate Basis des Beckenschluffs über den Schottern, Eisstauseesedimente
- Uj/M7: blaugrauer Schluff, Profil 5, Bändertonbasis, Eisstauseesedimente
- Uj/M8: blaugraue schluffige Feinsandlinse, Profil 3b, Bereich des Beckenschluffs über dem Bänder-ton; Eisstauseesedimente
- Uj/M9: Geschiebemergel, Profil 6

Weichsel-Kaltzeit:

- Uj/M10: Löss, Profil 9.

Ui/M7) an der Obergrenze des Schluffpaketes, unmittelbar an der Basis des Warvits (Bänder-ton), entwickelt sind.

Blaugraue und hellgrünlich-graue schluffige Sande mit reicher Molluskenführung sind lokal in den bis 1 m mächtigen Beckenschluffen oberhalb des Warvits linsenförmig eingeschaltet (Profil 3b, Ui/M8). Neben *Succinella oblonga* und *Pupilla muscorum* enthält die Fauna *Pupilla loessica*.

Geschiebemergel: Auch der bis zu 3 m mächtige Geschiebemergel im Hangenden ist schneckenführend (Profil 6: Ui/M9). Die Gehäuse sind erstaunlicherweise ausgezeichnet erhalten. Besonders an den angewitterten Grubenwänden sind sie in der gesamten Mächtigkeit des Geschiebemergels regelmäßig zu finden. Die Schnecken sind nicht lokal angehäuft, sondern relativ gleichmäßig im Sediment verteilt. Die Entnahme einer Sedimentprobe war deshalb weniger ergiebig. Etwa 30 Liter Geschiebemergel lieferten nur 35 Gehäuse. Nachgewiesen wurden *Succinella oblonga*, *Pupilla muscorum*, *Pupilla loessica* sowie *Trichia* cf. *hispida*.

Fauneninhalte in glazigenen Sedimenten erscheinen zunächst als Kuriosum, sind aber relativ verbreitet (vgl. Kap. 3.1). PRENZEL (1967), MANIA (1973) und EISSMANN (1975) beschrieben z. B. hochkaltzeitliche Molluskenfaunen aus dem Tagebau Roßbach bei Weißenfels (Sachsen-Anhalt), welche aus elsterzeitlichen Beckenschluffen unter dem Dehltitz-Leipziger Bänder-ton geborgen wurden. Es handelt sich um typische hochkaltzeitliche Assoziationen von *Pupilla muscorum densegyrata* LOŽEK 1954, *Succinella oblonga*, *Columella columella*, *Gyraulus acronicus* u. a. Nach PRENZEL (1967) und MANIA (1973) fanden sich die Mollusken auch direkt im Bänder-ton.

Aus Bänder-tonen selbst wurden immer wieder reiche Ichnofaunengesellschaften von Arthropoden bekannt. HANNEMANN (1965) sowie WALTER & SUHR (1998) beschrieben Beispiele

aus Sachsen-Anhalt, Sachsen und Brandenburg.

6.4 Weichselkaltzeitliche Mollusken von Uichteritz

Im Top der Grubenprofile ist z. T. weichselzeitlicher Löss entwickelt. Nur beim direkten Absuchen der Aufschlusswände konnten zwei Gehäuse von *Vallonia tenuilabris* nachgewiesen werden (Profil 9: Ui/M10). Dagegen erbrachte das Ausschlämmen von ca. 20 Litern Sediment kein Ergebnis. Die heute zentralasiatisch-sibirisch verbreitete Kaltzeitform *Vallonia tenuilabris* ist im mitteldeutschen Raum keine ausgesprochene Lössschnecke (MENG 1995, 1998). Diese Art bevorzugt feuchtere kaltzeitliche Phasen (bzw. adäquate Habitate).

7 Dank

Die Arbeiten wurden auf Anregung von Prof. Dr. L. Eißmann, Sächsische Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, durchgeführt, dem die Verfasser auch für ausführliche Erläuterungen und Problemdiskussionen zum Quartär des Untersuchungsgebietes und des näheren Umfeldes großen Dank schulden. Für Informationen und anregende Diskussionen zur Geologie und Archäologie im Markröhlitzer Tal danken wir ebenso A. Rudolph, ehrenamtlicher Bodendenkmalpfleger aus Leipzig, Dr. habil. T. Weber, Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, Außenstelle Magdeburg, Prof. Dr. D. Schäfer, Institut für Hochgebirgsforschung und Alpenländische Land- und Forstwirtschaft der Universität Innsbruck, Dr. G. Beutler, Dr. C.-H. Friedel und P. Karpe, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB), Halle, und

Dr. L. Katzschmann, Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie, Außenstelle Weimar. Nebenbei sei erwähnt, dass T. Weber auf einer gemeinsamen Befahrung ein kleines Artefakt (Abschlag) im Verwitterungsbereich des Mittleren Schotter gefunden hat.

Die Bestimmung der Kleinmuscheln (*Pisidium*) übernahm Dr. U. Bößneck, Erfurt. Einige Gehäuse der Süßwasserschnecke *Gyraulus acronicus* überprüfte Dr. C. Meier-Brook, Ammerbuch. Die Kleinsäugerreste wurden von Dr. L. Maul, Weimar, und die Fischreste von Dr. G. Böhme, Berlin, untersucht. Die Dünnschliff-Untersuchung des Bt-Horizontes hat C. Büchner, LAGB Sachsen-Anhalt, Halle, durchgeführt. Die Kornverteilungen und Kalkgehalte wurden von C. Fleischer bzw. S. Nowak, LAGB Sachsen-Anhalt, Halle, ermittelt. G. Müller, Halle, hat maßgebend an der Gestaltung der PC-Graphiken mitgewirkt. Prof. Dr. I. Lerche, Halle, hat die englische Übersetzung überarbeitet. Die Autoren möchten sich bei allen Beteiligten herzlichst bedanken.

Besonderer Dank gilt auch den Mitarbeitern der Firma H. Antons & Sohn, Jülich, die den Zugang zum Grubengelände jederzeit genehmigt und die Arbeiten durch das maschinelle Anlegen von Schürfen aktiv unterstützt haben. P. Karpe, LAGB Sachsen-Anhalt, Halle, sowie der Fa. TERRA MONTAN Gesellschaft für angewandte Geologie mbH, Suhl, sei für die Bereitstellung von Unterlagen zur Geologie der Kiessandlagerstätte Uichteritz gedankt.

Literatur

BAETTENSTAEDT, F. (1934): Stauseebildung und Vorstoß des diluvialen Inlandeises in seinem Randgebiet bei Halle a. S. - Jb. Hallesch. Verb., N. F., **13**: 241-315; Halle.

BÖHME, G. (2001): Eigelege der Sumpfschildkröte *Emys orbicularis* LINNAEUS, 1758, aus

dem mittelpleistozänen Travertin von Bilzingsleben. - Praehistoria Thuringica, **6/7**: 39-45; Artern.

- BÖSSNECK, H. & MENG, S. (2005): Beitrag zur pleistozänen Muschelfauna Mitteldeutschlands unter besonderer Berücksichtigung der Spaeriidae (Bivalvia: Sphaeriidae, Unionidae, Corbiculidae). - Hieldia, **6**: 287-299; München (im Druck).
- BRÜNING, H. (1970): Zur Klima-Stratigraphie der pleistozänen Mosbacher Sande bei Wiesbaden (Hessen). - Mainzer Naturw. Arch., **9**: 204-256; Mainz.
- EISSMANN, L. (1964): Die alt- und frühpleistozänen Schotterterrassen der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Gebietes. - Geologie, **13**, Beih. 46: 1-93; Berlin.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - Schriftenr. geol. Wiss., **2**: 1-263; Berlin.
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - Altenbg. nat. wiss. Forsch., **7**: 55-135; Altenburg.
- ERBEN, H. K. (1970): Ultrastrukturen und Mineralisation rezenter und fossiler Eischalen bei Vögeln und Reptilien. - Biomineralisation, **1**: 1-66; Stuttgart, New York.
- FANTASNY, D. (1996): Ergebnisbericht über die Aufsuchung des Kiesvorkommens Uichteritz/Lobitzsch. - TERRA MONTAN Ges. f. angew. Geol. mbH (unveröff.).
- GEISSERT, F. (1970): Mollusken aus den Pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden (Hessen). - Mainzer Naturw. Arch., **9**: 147-203; Mainz.
- GITTENBERGER, E., JANSSEN, A. W., KUIPER, J. G. J., MEIJER, T., VAN DER VELDE, G., DE FRIES, J. N. & PEETERS, G. A. (1998): De Nederlandse Zoetwatermollusken. Recente en fossiele Weekdieren uit Zoet en Brak Water. - In: GITTENBERGER, E. & JANSSEN,

- A. W. (Hrsg.) *Nederlandse Fauna*, **2**: 288 S.; Leiden.
- GLÖER, P. (2002 a): *Bithynia leachii troschelii* (PAASCH 1842) – die östliche Rasse von *B. leachii* (SHEPPARD 1823). - *Arch. f. Molluskenkunde*, **130** (1/2): 259-265; Frankfurt a. M.
- GLÖER, P. (2002 b): Die Süßwassergastropoden Nord- und Mitteleuropas. - *Die Tierwelt Deutschlands*, Teil **73**: 327 S.; Hackenheim.
- HAASE, G., LIEBEROTH, I. & RUSKE, R. unter Mitarbeit von ALTERMANN, M., RAU, D., UNGER, K.-P. & WÜNSCHE, M. (1970): Sedimente und Paläoböden im Lößgebiet. - In: *Periglazial - Löß - Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik*. - *Peterm. Geogr. Mitt., Erg.-H.* **274**: 99-212; Gotha/Leipzig.
- HANNEMANN, M. (1965): Schreitspuren in elsterkaltzeitlichen Bändertonen der Bohrung XV/61 bei Müllrose (Ostbrandenburg). - *Geologie*, **14**: 110-113; Berlin.
- HECK, H. L. (1930): Zur Fossilführung der Berliner Paludinenschichten, ihre Beschaffenheit und Verbreitung. - *Z. dt. geol. Ges.*, **87**: 386-404; Berlin.
- HEINRICH, W.-D. (2000): Rodentier-Biostratigraphie und Altersstellung der mittelpleistozänen *Homo erectus*-Schichten der Travertinfundstätte Bilzingsleben II in Thüringen, Mitteldeutschland. - *Præhistoria Thuringica*, **4**: 28-40; Artern.
- JÄGER, K.-D. & LOŽEK, V. (2004): On the practicability of palaeomalacological criteria for dating Pleistocene interglacial sites in Central Europe. - *Veröffentlichungen des Landesamtes für Archäologie*, **B 57**: 273-280; Halle.
- KAHLKE, H.-D. (Hrsg.) (1969): *Das Pleistozän von Süßenborn*. - *Paläontologische Abhandlungen*, **A III** (4/4): 367-788; Berlin.
- KAHLKE, R.-D. (2002): The Quaternary large mammal faunas of Thuringia (Central Germany). - In: MEYRICK, R. A. & SCHREVE D. C. (Hrsg.): *The Quaternary of Central Germany. Field Guide*. Quaternary Research Association: 59-78; London.
- KELLER, T. (2004): Sedimentology and taphonomy of the Middle Pleistocene Mosbach Sands (Germany). - 18th International Senckenberg Conference. VI International Palaeontological Colloquium in Weimar. Conference Volume. - *Terra Nostra*, **2004/2**: 131-132.
- KNOTH, W. (1964): Zur Kenntnis der pleistozänen Mittelterrassen der Saale und Mulde nördlich von Halle. - *Geologie*, **13**: 598-616; Berlin.
- KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. - 148-170; Berlin/Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- KNOTH, W. & LENK, G. (1962): Das Pleistozänprofil des Tagebaues Edderitz. - *Geologie*, **11**: 1149-1161; Berlin.
- KORNIUSHIN, A. V. (1998): On the identity of the anatomically distinct form of *Pisidium casertanum* (POLI) (= *P. roseum* sensu KORNIUSHIN 1995). - *Heldia*, **2**: 133-135; München.
- KUGLER, H. (1961): Bemerkungen zur Gliederung und Altersstellung der pleistozänen Flußterrassen der Unstrut. - *Geogr. Ber.*, **6**: 183-196; Berlin.
- KUIPER, J. G. J. (1968): Die spätpleistozänen Pisidien des ehemaligen Ascherslebener Sees. - *Archiv f. Molluskenkunde*, **98**: 23-38; Frankfurt a. M.
- LAVRUŠIN, J. A. (1978): Texturen, Fazies und stoffliche Zusammensetzung der Grundmoränen. - *Schriftenr. geol. Wiss.*, **9**: 161-177; Berlin.
- LEHMANN, H. & LEHMANN, R. (1930): Die diluvialen Flussterrassen in der Umgebung von Halle a.d.S. - *Leopoldina*, **6**: 233-251; Leipzig.
- LEHMANN, R. (1922): Das Diluvium des unteren Unstruttals von Sömmerda bis zur

- Mündung. - Jb. Hallesch. Verb., N.F., **3**: 89-124; Halle.
- LOŽEK, V. (1964): Die Quartärmollusken der Tschechoslowakei. - Rozpravy UUG, **31**: 374 S.; Praha.
- LOŽEK, V. (1989): Zur Stratigraphie des Elster-Holstein-Saale-Komplexes in der Tschechoslowakei. - EAZ Ethnogr.-Archäol. Z., **30**: 579-594; Praha.
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. - Geologie, **21**, Beih. **78/79**: 175 S.; Berlin.
- MANIA, D. & ALTERMANN, M. (1970):): Zur Gliederung des Jung- und Mittelpleistozäns im mittleren Saaletal bei Bad Kösen. - Geologie, **19**: 1161-1184; Berlin.
- MANIA, D. & MAI, D.-H. (2001): Molluskenfaunen und Floren im Elbe-Saalegebiet während des mittleren Eiszeitalters. - Praehistoria Thuringica, **6/7**: 46-91; Artern.
- MAUL, L. C. (2002): The Quaternary small mammal faunas of Thuringia (Central Germany). - In: MEYRICK, R. A. & SCHREVE, D. C. (eds.): The Quaternary of Central Germany. Field Guide. Quaternary Research Association: 79-95; London.
- MAUL, L. C., REKOVETS, 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 biostratigraphical studies. - In: STORCH, G. & WEDDIGE, K. (eds.): Advances in Vertebrate Palaeontology. - Senckenb. Lethaea, **80**: 129-147; Frankfurt a. M.
- MEIJER, T. & PREECE, R. C. (2000): A review of the occurrence of *Corbicula* in the Pleistocene of North-West Europe. - Geologie en Mijnbouw / Netherlands Journal of Geosciences, **79**: 241-255; Utrecht.
- MENG, S. (1995): Die Mollusken der Weichsel-Kaltzeit von Erfurt (Thüringen). - Veröffentlichungen des Naturkundemuseums Erfurt, **14**: 150-167; Erfurt.
- MENG, S. (1998): Mollusken (Schnecken und Muscheln) aus jungpleistozänen Geraschottern von Arnstadt-Rudisleben (Thüringen). - Veröffentl. Naturhist. Mus. Schloß Bertholdsburg Schleusingen, **13**: 37-42; Schleusingen.
- MEYRICK, R. (2002): Bedeutende Fossilvorkommen des Quartärs in Thüringen. Teil 2: Mollusken. - Beitr. Geolog. Thüringen, N.F., **9**: 145-172; Jena.
- MÜNZING, K. (1968): Molluskenfaunen aus altpleistozänen Neckarablagerungen. - Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **10**: 105-119; Freiburg im Breisgau.
- MÜNZING, K. (1969): Quartäre Mollusken aus dem Kaiserstuhl. - Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **11**: 87-115; Freiburg im Breisgau.
- NAUMANN, E. & PICARD, E. (1909): Weitere Mitteilungen über das diluviale Flußnetz in Thüringen. - Jb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt 1908, **29**: 566-588; Berlin.
- PRENZEL, H. (1967): Feinstratigraphische Untersuchungen im Tertiär und Pleistozän des Tagebaues Rossbach. - Diplomarbeit, Geol.- Paläont.-Institut, Universität Halle-Wittenberg (unveröff.).
- RÄHLE, W. (1977): Die Mollusken der Burghöhle Dietfurt. - In: BRUNNACKER, K. et al. (Hrsg.): Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän in der Burghöhle von Dietfurt bei Sigmaringen. - Kölner Jb. für Vor- und Frühgeschichte, **15** (1975-1977): 112-122; Berlin.
- RÄHLE, W. & BIBUS, E. (1992): Eine altpleistozäne Molluskenfauna in den Höhenschottern des Neckars bei Rottenburg, Württemberg. - Jb. Geol. Landesamt Baden-Württemberg, **34**: 319-341; Freiburg im Breisgau.
- RUSKE, R. (1961): Die Gliederung des Pleistozäns im Geiseltal und in seiner Umgebung. - Geologie, **10**: 152-168; Berlin.

- RUSKE, R. (1964): Das Pleistozän zwischen Halle (Saale), Bernburg und Dessau. - *Geologie*, **13**: 570-597; Berlin.
- RUSKE, R. (1973): Stand der Erforschung des Quartärs in den Bezirken Halle und Magdeburg. - *Z. geol. Wiss.*, **1**: 1065 – 1086; Berlin.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M. (1961): Löße und fossile Böden im mittleren Saale- und unteren Unstruttal. - *Geologie*, **10**: 9-29; Berlin.
- RUSKE, R. & WÜNSCHE, M. (1964): Zur Gliederung des Pleistozäns im Raum der unteren Unstrut. - *Geologie*, **13**: 211-222; Berlin.
- SÄNGER, G. (1928): Über glaziale Einlagerungen in der Saalehauptterasse der Umgebung von Weißenfels. - *Beitr. Geol. Thüringen*, **1**: 1-24; Jena.
- SCHMIERER, T. (1922): Beitrag zur Kenntnis des faunistischen und floristischen Inhalts der Berliner Paludinenbank. - *Z. dt. geol. Ges.*, **74**: 207-236; Berlin.
- SCHULZ, W. (1962): Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). - *Geologie*, **11**, Beih. 36: 1-69; Berlin.
- SIEGERT, L. & WEISSERMEL, W. (1911): Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weißenfels. - *Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst.*, NF, **60**: 351 S.; Berlin.
- STEINMÜLLER, A. (1976): Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000, Blatt 2664 Weißenfels. - *Zentr. Geol. Inst.*; Berlin.
- STEINMÜLLER, A. (1980): Lithofazieskarten Quartär 1 : 50 000, Blatt 2564 Halle/Saale S. - *Zentr. Geol. Inst.*; Berlin.
- STEINMÜLLER, A. (1982): Die stratigraphische Einstufung der pleistozänen Schichtenfolge und des Clactoniens von Wangen im unteren Unstruttal. - *Z. geol. Wiss.*, **10**: 745-758; Berlin.
- STEINMÜLLER, A. (1998): Sedimentologie, stratigraphische Gliederung sowie Lagerungsformen der präglazialen Ablagerungen und zur Flußgeschichte von Helme und Unstrut im Auslaugungsgebiet zwischen Kyffhäuser und Nebraer Pforte. - *Geowiss. Mitt. v. Thüringen, Beih.* **7**: 1-61, Weimar.
- TOEPFER, V. (1935): Die mitteldiluvialen Säugerreste aus der Saaleterrasse bei Lengsfeld-Bad Kösen. - *N. Jb. Min., Geol., Pal.*, Abt. B, Beil.-Bd., **74**: 60-88; Stuttgart.
- 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): Biostratigraphische, quartärgeologische und urgeschichtliche Befunde aus dem Tagebau "Schöningen", Ldkr. Helmstedt. - *Z. dt. geol. Ges.*, **139**: 123-154; Hannover.
- WALTER, H. & SUHR, P. (1998): Lebensspuren aus kaltzeitlichen Bändersedimenten des Quartärs. - *Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol. Dresden*, **43/44**: 311-328; Dresden.
- WEBER, T., LITT, T. & SCHÄFER, D. (1996): Neue Untersuchungen zum älteren Paläolithikum in Mitteldeutschland. - *Terra & Praehistoria, Beitr. z. Ur- und Frühgeschichte Mitteleuropas*, **9** (Festschr. f. Klaus-Dieter Jäger): 13-39; Wilkau-Hasslau.
- WEISS, A. (1899): Die Conchylienfauna der Kiese von Süssenborn bei Weimar. - *Z. dt. geol. Ges.*, **51**: 156-167; Berlin.
- WEISSERMEL, W. (1908): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lieferung 146, Blatt Weißenfels. - *Kgl. Preuß. Geol. Landesanst.*; Berlin.
- WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. - 464 S.; Stuttgart (Koehler).
- WÜST, E. (1901 a): Untersuchungen über das Pliozän und das älteste Pleistozän Thüringens nördlich vom Thüringer Walde und westlich der Saale. - *Abh. Naturforsch. Ges. Halle*, **23**: 17-369; Stuttgart.
- WÜST, E. (1901 b): Ein fossilführender Saalekies bei Uichteritz bei Weißenfels. - *Z. f. Naturwissenschaften*, **74**: 65-71; Halle.

ZÁRUBA, Q., KUKLA, J. & LOŽEK, V. (1962): Die
altpleistozänen Ablagerungen in Žalov bei Prag.
- Anthropozoikum, **10** (1960): 1-162; Praha.

ZEISSLER, H. (1969): Konchylien aus den mit-

telpleistozänen Ilmablagerungen von Süßen-
born bei Weimar. - Paläontologische Abh., Abt.
A, Paläozoologie, **3**: 415-461; Berlin.

Die altpaläolithischen Artefaktfunde von Uichteritz, Ldkr. Weißenfels

ARMIN RUDOLPH, THOMAS LAURAT & WOLFGANG BERNHARDT *)

Keywords: Lower Palaeolithic flint artefacts, Middle Pleistocene gravel, Saale region, Saxony-Anhalt

are part of a find category which is still rare from that time in this area.

Kurzfassung: In diesem Beitrag wird eine kleine Kollektion von Feuersteinartefakten aus mittelpleistozänen Schottern der Saale vorgestellt. Die Funde wurden in den Jahren seit 1994 in einer Kiesgrube bei Uichteritz geborgen. Geologischen Untersuchungen zufolge gehören die artefaktführenden Schotter wahrscheinlich in die späte Elster-Kaltzeit. Damit handelt es sich bei den Funden möglicherweise um die ältesten im mitteldeutschen Raum. Darüber hinaus gehören die von Uichteritz sowie von einer benachbarten Fundstelle bei Markröhlitz vorliegenden altpaläolithischen Artefakte noch immer zu den seltenen Funden aus dieser Zeit in Mitteleutschland.

[Lower Palaeolithic artefact finds from Uichteritz, near Weißenfels]

Abstract: This report deals with a small collection of flint artefacts found in Middle Pleistocene gravels of the river Saale. The finds were recovered in a gravel pit near the village of Uichteritz between 1994 and 2004. According to geological analysis, the artefact bearing gravel complex was probably deposited in the Late Elsterian cold stage. Thus, the artefacts possibly belong to the oldest finds in Central Germany. In addition to this, the Lower Palaeolithic finds of Uichteritz and the neighbouring site of Markröhlitz

1 Lage der Fundstelle

Die Fundstelle, die Kiesgrube von H. Antons & Sohn¹, liegt etwa 4 km westlich von Weißenfels (Sachsen-Anhalt) auf dem Hang unmittelbar südlich des Röhrlitzbaches, nordwestlich der Ortsmitte von Uichteritz. Ca. 1,2 km vom heutigen Saalelauf entfernt, werden in der relativ kleinen Kiesgrube mittelpleistozäne Schotter der Saale aufgeschlossen und abgebaut. Es handelt sich um die bereits lange bekannten Ablagerungen des Markröhlitzer Tales, das hier annähernd in west-östlicher Richtung verlief (WEISSERMEL 1908, SIEGERT & WEISSERMEL 1911, SCHULZ 1962, 1963). Der Aufschluß befindet sich in einem südlichen Bereich, aber nicht unmittelbar am südlichen Talrand des ehemals vielleicht ca. 2 km breiten mittelpleistozänen Saaletales.

2 Fundgeschichte

Bei einer ersten archäologischen Begehung in der Kiesgrube konnte W. Bernhardt im Rahmen seiner Tätigkeit als ehrenamtlicher Beauftragter des Landesamtes für Archäologie Sachsen-Anhalt, Halle (Saale), am 3.11.1994 auf der Überkornhalde vier Feuersteinabschläge finden.

*) Anschrift der Verfasser: A. RUDOLPH, Landsberger Str. 60 a, 04157 Leipzig. T. LAURAT, Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, Richard-Wagner-Straße 9-10, 06114 Halle/Saale. W. BERNHARDT, Hallesche Str. 59, 04435 Schkeuditz.

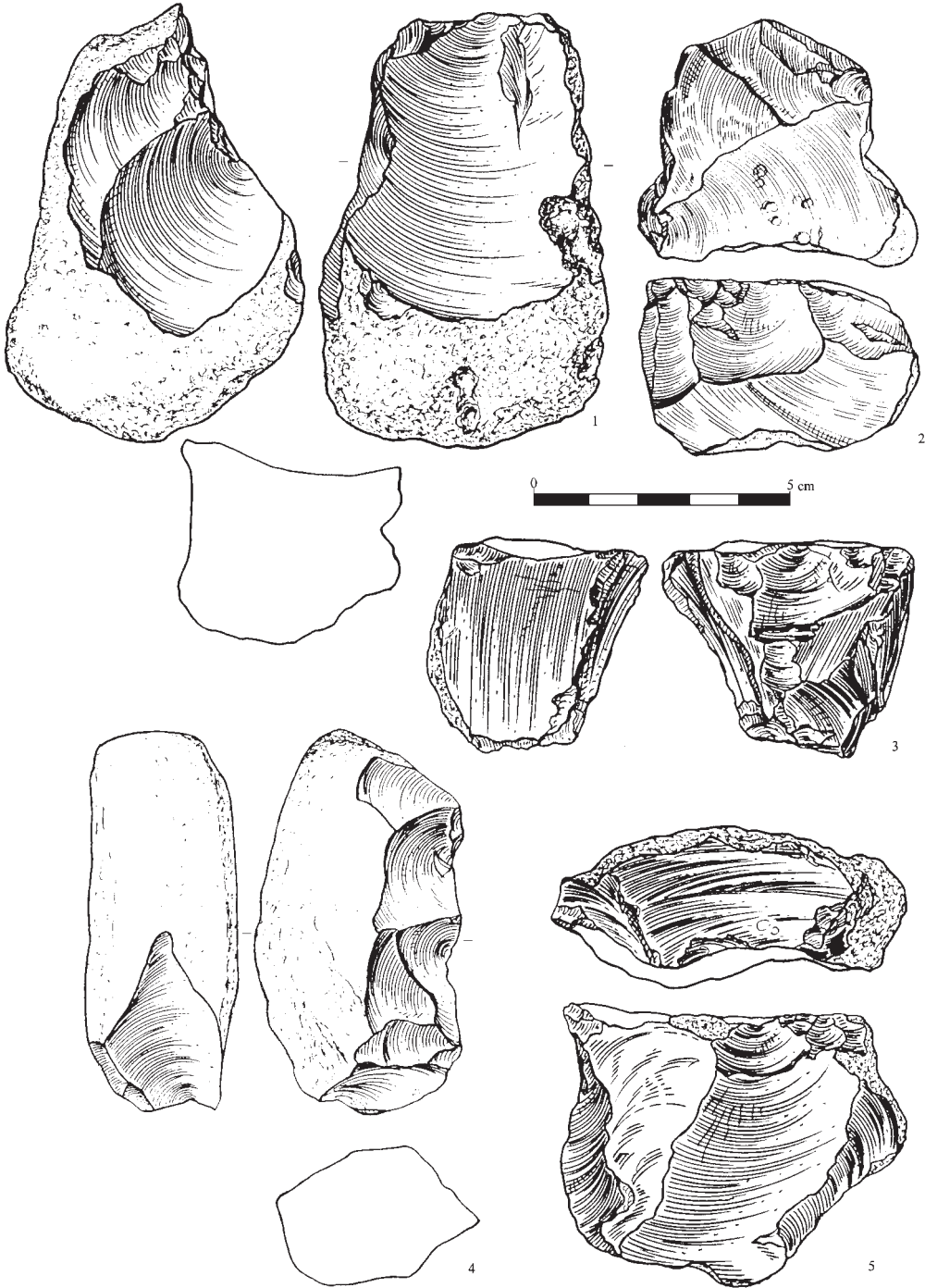


Abb. 1: Uichteritz, Ldkr. Weißenfels. Feuersteinartefakte: Kerne (1-3, 5), Chopper (4).

Fig. 1: Uichteritz, Ldkr. Weißenfels. Flint artefacts: cores (1-3, 5), chopper (4).

In den Jahren bis 2004 wurden etwa 20 weitere Begehungen durchgeführt, die der Suche nach Artefakten und zum Teil auch der Klärung geologischer Fragen dienten². Bisher konnte jedoch nur ein kleiner Komplex von lithischen Funden geborgen werden, was wohl in erster Linie mit ihrem seltenen Vorkommen in den abgebauten Schottern, z.T. aber auch mit dem geringen Umfang des Kiesabbaus im Aufschluß zusammenhängen wird. Die meisten Artefakte fanden sich auf Überkornhalden. Drei Abschläge und ein gebuchtetes Stück wurden in abgerutschten Kiesen an den steilen Böschungen entdeckt. Das gebuchtete Stück (Abb. 3, 4) und einer oder zwei der Abschläge lagen in Kiesen, die aus dem unteren Teil der feuersteinführenden Schotter, dem Mittleren Schotter nach MENG & WANSÄ (2005; in diesem Heft) stammen. Ein weiterer Abschlag (Abb. 2, 3) konnte direkt im Verwitterungsbereich des Mittleren Schotters aufgefunden werden. Zumindest ein Teil der vorliegenden Feuersteinartefakte kann also dem nach MENG & WANSÄ (2005) wahrscheinlich spätelsterkaltzeitlichen Mittleren Schotter zugewiesen werden. Ob ein weiterer Teil vielleicht auch aus dem Oberen Schotter stammt, läßt sich vorerst nicht sagen. An der Zeitstellung des Fundmaterials würde sich nichts Wesentliches ändern, da wahrscheinlich auch dieser Schotter in der späten Elster-Kaltzeit abgelagert wurde (MENG & WANSÄ 2005).

Neben den Steinartefakten wurden auch mehrere Fragmente von Großsäugerknochen geborgen: ein unbestimmbares Diaphysen-Fragment wohl eines langen Röhrenknochens, ein kleines unbestimmbares Knochenfragment sowie 2 weitere unbestimmbare Knochenfragmente, die – nach der Stärke der Kompakta zu urteilen – wohl von einem Tier in der Größe eines Elefanten stammen³. Als Neufund liegt ein Backenzahn vom Pferd vor. Außerdem konnten in verschiedenen Bereichen der aufgeschlossenen Schotter Mollusken entdeckt werden. Eine systematische Entnahme von Molluskenproben

erfolgte dann ab 2001 im Rahmen der detaillierten geologischen Untersuchungen durch S. Meng und S. Wansa, beide Halle (Saale), deren Ergebnisse im vorstehenden Aufsatz publiziert sind.

3 Die Steinartefakte

Bisher konnten 39 Steinartefakte gefunden werden⁴. Sie wurden ausschließlich aus nordischem Feuerstein gefertigt und sind zumeist mehr oder weniger stark abgerollt. Nur geringfügig abgerollte und relativ scharfkantige Stücke kommen seltener vor. Die Artefakte besitzen überwiegend eine glänzende bräunliche bis gelbbraunliche oder gelbliche Patina. Außerdem wurden mehrere hellblau-weißlich patinierte Stücke gefunden.

Abschläge sind am häufigsten vertreten (Abb. 2, 2-6). 20 Exemplare liegen vor, darunter zwei beschädigte Stücke und ein Abschlaggerät. Die Längen der Abschläge schwanken erheblich und reichen von 18 bis 85 mm, wobei über 40 mm lange Stücke am häufigsten vorkommen. Auch die Form ist sehr variabel. So kommen triangulär divergierende bzw. konvergierende, ovale und paralleleseitige Abschläge vor. Die Symmetrieachse weicht dabei häufig von der Schlagrichtung ab, so daß asymmetrische Formen entstehen. Einmal liegt eine recht grobe Breitklinge vor (Abb. 2, 5). Die Bulben sind in der Regel sehr markant ausgeprägt. Der Schlagflächenrest ist häufig flach und trägt meist natürliche Spaltflächen. Singulär ist ein Abschlag mit einem bearbeiteten Schlagflächenrest. Da dieser aber nur eine Negativfläche trägt, ist unklar, ob er von einem vorher präparierten Kern stammt. Sehr deutlich sind grobe Schlagaugen ausgeprägt, die Durchmesser von 3 bis 7 mm haben. Teilweise sind bis zu 4 Augen – und ebenso viele Bulben – vorhanden, die anzeigen, dass der erste ausgeführte Schlag nicht immer zum Erfolg

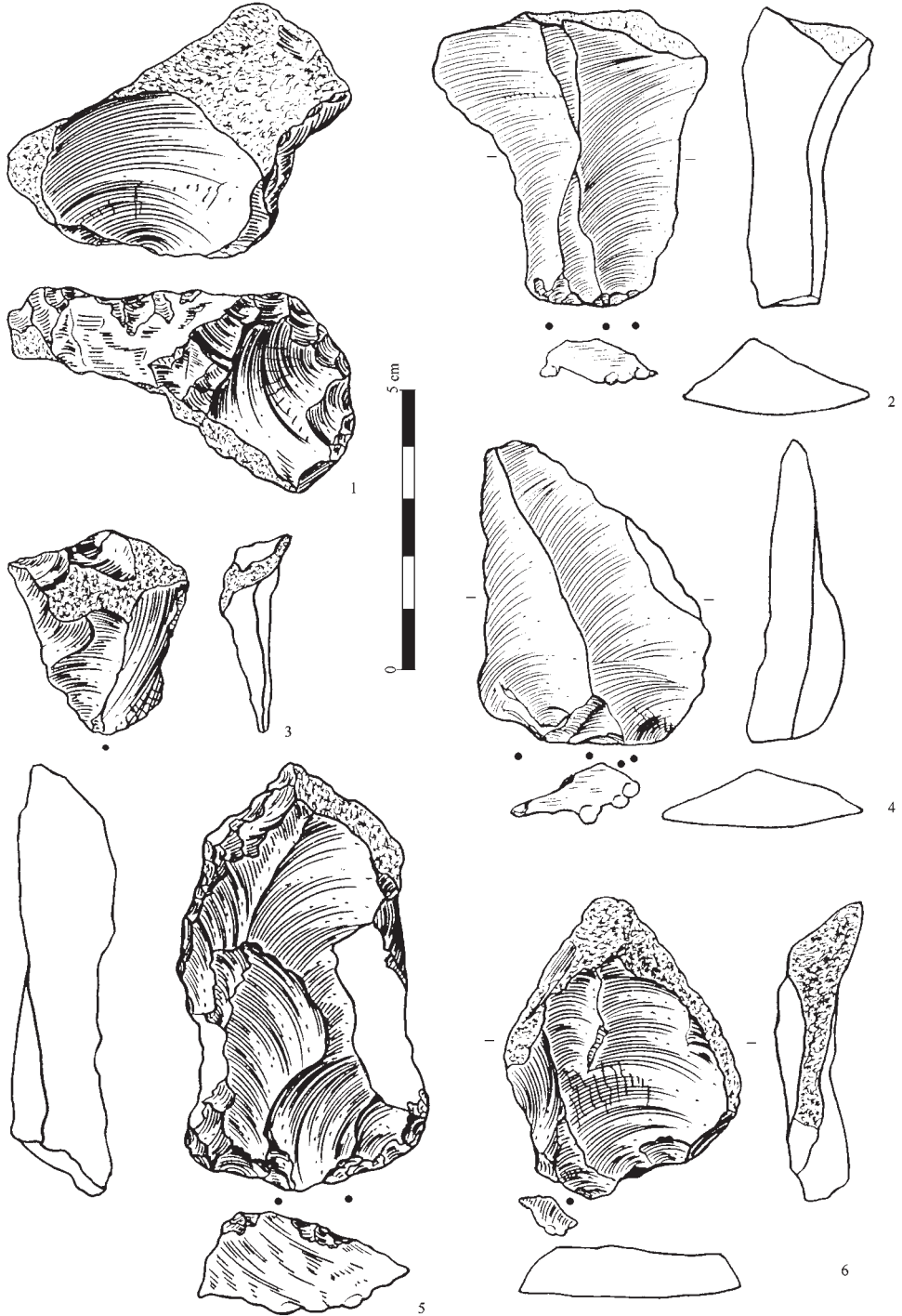


Abb. 2: Uichteritz, Ldkr. Weißenfels. Feuersteinartefakte: Kern (1), Abschläge (2-6).

Fig. 2: Uichteritz, Ldkr. Weißenfels. Flint artefacts: core (1), flakes (2-6).

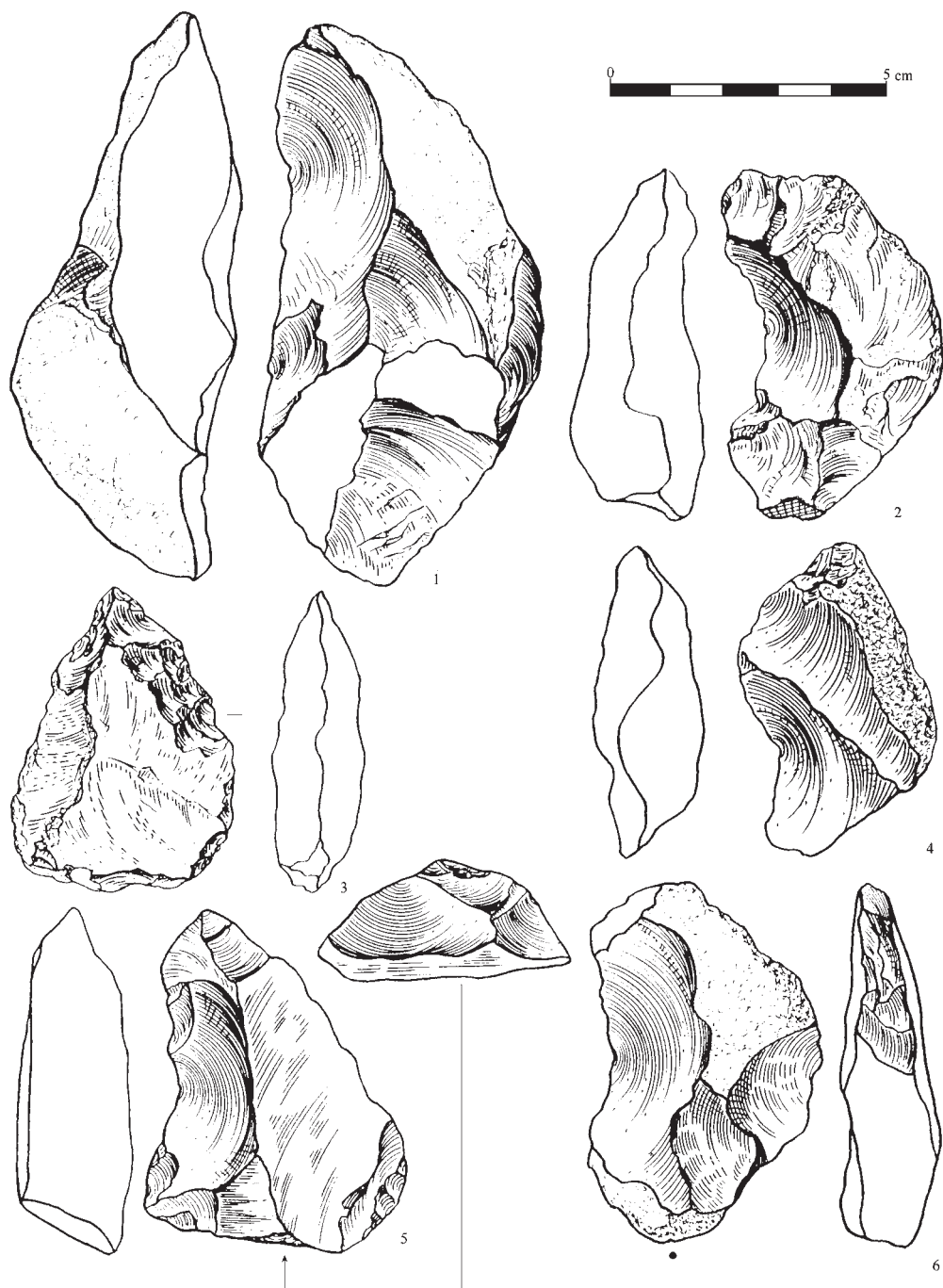


Abb. 3: Uichteritz, Ldkr. Weißenfels. Feuersteingeräte: gebuchtete Stücke (1-2, 4-6), retuschiertes Stück (3).

Fig. 3: Uichteritz, Ldkr. Weißenfels. Flint tools: notched pieces (1-2, 4-6) and retouched piece (3).

führte. Der Winkel zwischen Schlagflächenrest und Ventralseite ist mit 110 bis 125° recht groß. Aufmerksamkeit verdient auch ein Abschlag, der in der Quinson-Schlagtechnik hergestellt wurde. Abschläge ähnlichen Typs können in den umfangreicheren altpaläolithischen Inventaren von Bilzingsleben (MANIA 1997) und Wallendorf (LAURAT, RUDOLPH & BERNHARDT 2004) häufiger beobachtet werden. Dorsal sind häufig die Negativbahnen der vorhergehenden Abschläge zu sehen. Dabei kommen bis zu 7 Negative vor, die wechselnde Schlagrichtungen anzeigen. Fast die Hälfte aller Abschläge trägt dorsal Reste der Cortex. Echte Cortex- oder Primärabschläge wurden allerdings bisher sehr selten gefunden.

Kerne sind bisher durch 11 Exemplare vertreten (Abb. 1, 1-3. 5 und 2, 1). Sie erreichen Längen von 39 bis 136 mm. Es überwiegen solche mit einer Abbau- und Schlagfläche, viermal liegen Stücke mit zwei Abbau- und Schlagflächen vor. Vorhergehende Präparationen beider Flächen sind nicht zu beobachten. Dreimal wurde die Schlagfläche durch einen Abschlag künstlich geschaffen. In einigen Fällen wurden vorher abgebaute Flächen als Schlagfläche genutzt (Abb. 1, 1. 2). Die Form der Kerne ist nicht festgelegt. Es kommen prismatische, strunkförmige und globulöse Kerne vor. Als Ausgangsstücke dienten offensichtlich natürliche Flussgerölle oder Stücke, die in angeschnittener Grundmoräne gefunden wurden. Kein Kern ist vollständig abgebaut, was daran zu erkennen ist, daß häufig noch erhebliche Cortexreste auf der Abbaufäche zu finden sind.

Die neun vorliegenden Geräte wurden überwiegend aus Trümmerstücken gefertigt, nur einmal wurde ein Abschlag modifiziert. Die Modifikationen sind grob und beschränken sich auf Clacton-Buchten (Abb. 3, 1-2, 4-6), denen gelegentlich eine kurze Retusche nachfolgen kann (Abb. 3, 2). Ein Stück mit mehreren aneinander gereihten groben Clacton-Buchten kann als Chopper angesprochen werden (Abb.

1, 4). Außerdem liegt eine partiell bogenförmig retuschierte Frostscherbe vor (Abb. 3, 3). Die Geräte besitzen eine Länge von 41 bis 101 mm. Die Ansprache als Gerät ist nicht in allen Fällen zweifelsfrei, einige können auch Kerne repräsentieren. Der hohe Abrollungsgrad der Artefakte lässt eine Untersuchung auf Gebrauchsspuren nicht zu.

Die nicht sehr umfangreiche Artefaktkollektion lässt nur wenige Aussagen über Technologie und Typologie der Steinbearbeitung zu. Die wahrscheinlich spätelsterkaltzeitliche Altersstellung des Schotters weist bereits auf ein altpaläolithisches Inventar hin. Das Fehlen von Präparationstechniken, die meist groben, clactonoiden Abschläge und die einfachen Modifikationen scheinen diese Einordnung zu bestätigen. In seinem Gesamtcharakter ähnelt das Material jenem des Fundgebietes von Wallendorf (LAURAT, RUDOLPH & BERNHARDT 2004), welches knapp 20 km in nordöstlicher Richtung entfernt liegt.

4 Weitere altpaläolithische Funde aus dem Markröhlitzer Tal

Beim Studium geologischer Karten und Literatur (WEISSERMEL 1908; SIEGERT & WEISSERMEL 1911; SCHULZ 1962, 1963) war J. Thum, seinerzeit Hänichen, auf die östlich von Markröhlitz an beiden Talhängen des Röhltzbaches ausstreichenden mittelpleistozänen Schotter der Saale aufmerksam geworden. Bei einer ersten Begehung am 8.5.1985 konnte er 1 km östlich von Markröhlitz am nördlichen Talrand die ersten Artefakte auf der Feldfläche entdecken. In den Jahren bis 1988 erfolgten weitere Begehungen durch ihn und z.T. durch T. Weber. Insgesamt konnten dabei knapp 30 Feuersteinartefakte als Oberflächenfunde oder aus einem Rohrgraben bzw. im Aushubmaterial dieses Grabens geborgen werden. Neben

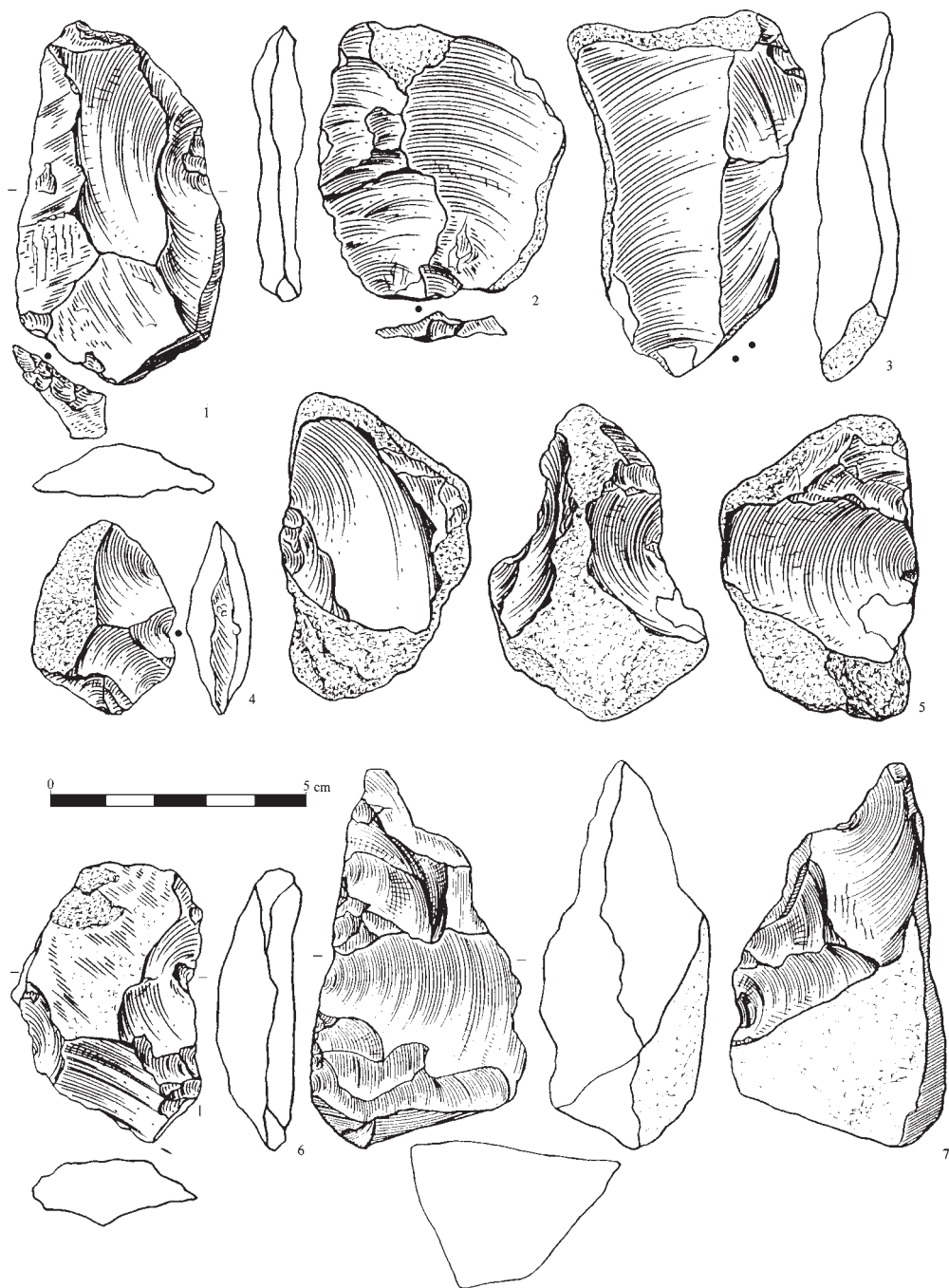
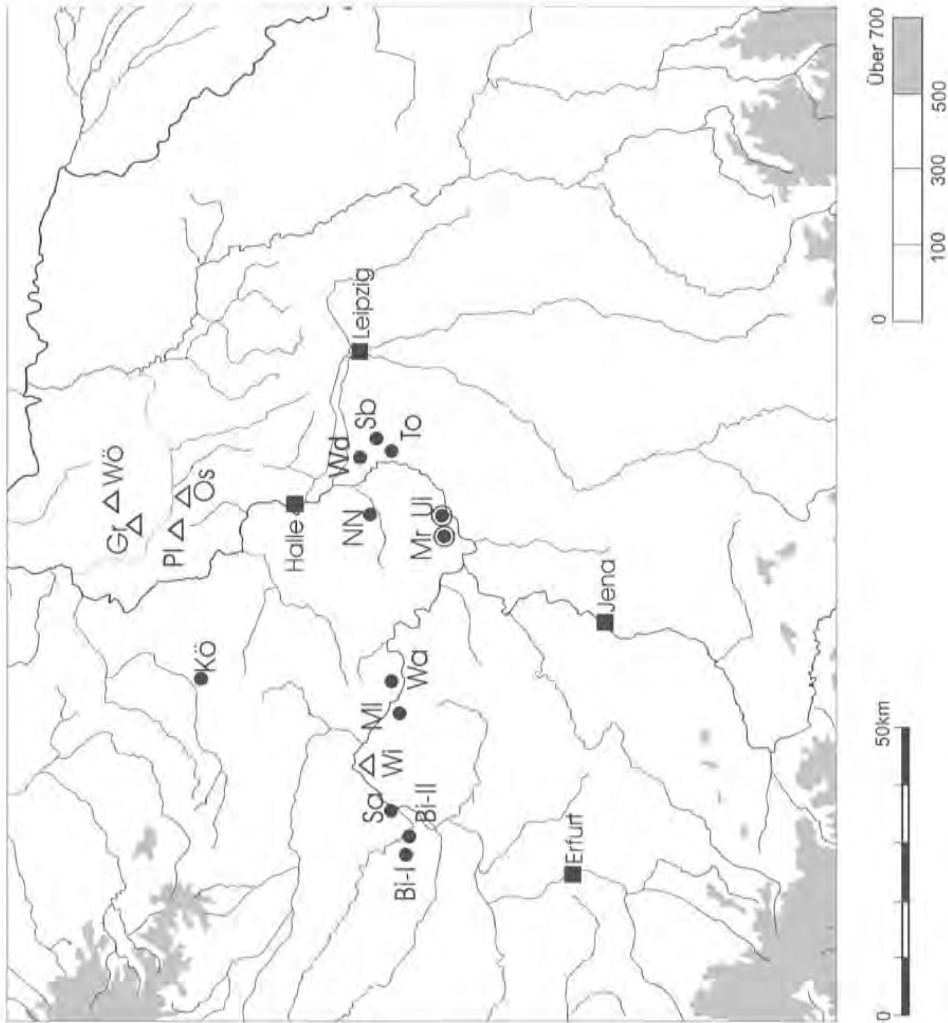


Abb. 4: Markröhlitz, Ldkr. Weißenfels. Feuersteinartefakte: Abschläge (1-4), Kern (5), retuschiertes Stück (6), Trierder (7).

Fig. 4: Markröhlitz, Ldkr. Weißenfels. Flint artefacts: flakes (1-4), core (5), retouched flake (6), trihedral (7).



● altpaläolithische Fundstellen

- Bi-I = Bilzingsleben I
- Bi-II = Bilzingsleben II
- Kö = Köchstedt
- Mr = Markröhlitz
- NN = Neumark-Nord
- Sa = Sachsenburg
- Sb = Schladebach
- To = Tollwitz
- Uj = Uichteritz
- Wa = Wangen
- Wd = Wallendorf

△ Zuweisung zum Altpaläolithikum unsicher

- Gr = Gröbzig
- Os = Ostrau
- Pl = Plötz
- Wi = Wiehe
- Wö = Wörzig

Abb. 5: Verbreitung altpaläolithischer Fundstellen in Mitteldeutschland und im angrenzenden Gebiet.

Fig. 5: Distribution of Lower Palaeolithic sites in Central Germany and adjacent regions.

Abschlägen und Kernen fanden sich auch zwei Abschlagsgeräte.

Zwischen 1997 und 2004 wurde die Fundsuche vor allem durch Dr. H. Hartmann, A. Pustlauck, beide Leipzig, sowie W. Bernhardt und A. Rudolph fortgesetzt. Dabei fanden sich an derselben Stelle weitere Artefakte. Alle bisher in den an der Oberfläche austreichenden Schottern entdeckten Artefakte stammen aus einem nur etwa 100 m langen Bereich des nördlichen Talhanges des Röhlitzbaches. Mehrere Begehungen an anderen Stellen, an denen die Schotter oberflächlich verbreitet sind (z.B. am südlichen Abhang des Prießigberges sowie großflächig südwestlich von Uichteritz) blieben erfolglos. Im Fundbereich liegen die Schotter bei ca. 130/135 m NN und damit etwa im Niveau der Oberen Schotter in der 1,5 km östlich dieser Fundstelle befindlichen Kiesgrube Uichteritz, die nach MENG & WANSCHA (2005) bei 128-133,5 m NN angetroffen werden.

Da die bis 1988 geborgenen Steinartefakte gegenwärtig größtenteils nicht zugänglich sind, können im Folgenden nur die seit 1997 aufgefundenen Stücke etwas näher charakterisiert werden. Es handelt sich um Artefakte aus einem grauen bis dunkelgrauen nordischen Feuerstein, die überwiegend deutliche Verrundungsmerkmale zeigen. Sie besitzen zumeist eine glänzende, teilweise fleckig weiße oder weißbläuliche Patina. Verschiedene Stücke weisen eine Carbonatkruste auf.

Die Kollektion umfasst bisher 13 Abschläge, 3 Kerne, ein Kernfragment, ein Abschlagfragment mit partieller Retusche (Abb. 4, 6), einen Abschlag mit verdünntem Rücken, aber un bearbeiteter Kante (Abb. 4, 1) und ein triederartiges Stück (Abb. 4, 7). Zusätzlich liegt noch ein Abschlag vor, den J. Thum 1988 auf der Feldoberfläche geborgen hatte (Abb. 4, 2). Die Abschläge und Kerne zeigen ähnliche Dimensionen und Merkmale wie jene von Uichteritz. Zwei Abschläge weisen jedoch eine facettierte Schlagbasis auf (Abb. 4, 1. 2). Einer davon

erinnert mit seiner regelmäßig-ovalen Form an einen Zielabschlag (Abb. 4, 2). Besonders das triederartige Artefakt (Abb. 4, 7) verdient weitere Aufmerksamkeit. Es handelt sich zwar nicht um einen Trieder im engeren Sinne, da eine Fläche unbearbeitet ist, doch stellt es ein bifaziales Gerät dar. Diese kommen im mitteldeutschen Raum allgemein selten vor (LAURAT 2003), sind aber beispielsweise auf der bereits erwähnten Fundstelle von Wallendorf ebenfalls mit einigen Stücken vertreten (LAURAT, RUDOLPH & BERNHARDT 2004).

5 Bedeutung der Funde von Uichteritz und Markröhlitz

Im mitteldeutschen Raum konnten bisher 11 sicher altpaläolithische Fundstellen entdeckt werden (zusammenfassende Übersichten bei TOEPFER 1968, 1970; MANIA 1995, 1997) (Abb. 5). Diese gehören alle in den zwischen dem Ende der Elsterkaltzeit und Beginn der Saalevereisung liegenden Zeitraum, erlauben aber zumeist keine sichere feinstratigraphische Zuweisung. Mit den hier vorgestellten Artefaktfunden aus der Kiesgrube Uichteritz liegt nicht nur ein weiterer altpaläolithischer Fundkomplex aus Mitteldeutschland vor. Es sind möglicherweise die ältesten bisher bekannten Funde dieses Raumes. Sie stammen aus Schottern, die wahrscheinlich in der späten Elster-Kaltzeit abgelagert wurden. Ähnliches gilt für das Inventar von Markröhlitz, allerdings ergeben sich bei diesem Einschränkungen dadurch, daß es sich bei den meisten der hier geborgenen Artefakte um Oberflächenfunde handelt. Sie liegen zwar in den am Hang des Röhlitzbaches austreichenden Schottern, können aber im Einzelfall natürlich auch jünger sein. STEINMÜLLER (1982) weist auch die Artefaktfunde von Wangen im Unstruttal der späten Elster-Kaltzeit zu. Mit diesen Fundkomplexen besitzen wir die

frühesten Nachweise für die Anwesenheit von Menschen in Mitteldeutschland. Das macht sie so bedeutsam. Sichere Funde, die in die Zeit vor der elstereiszeitlichen Inlandvereisung zurückreichen, sind hier bisher noch nicht entdeckt worden. Funde aus der folgenden Holstein-Warmzeit sind von Memleben (WEBER 1977; MANIA 1997) und aus der Bilzingsleben-I-Travertin-Terrasse (MANIA 1997) bekannt, während der bedeutende Homo-erectus-Lagerplatz von Bilzingsleben II (MANIA 1997) und das umfangreiche Inventar von Wallendorf (LAURAT, RUDOLPH & BERNHARDT 2004) sowie der benachbarte Fundplatz von Tollwitz (LAURAT et al. 2004) sogar als noch jünger angesehen werden müssen, aber ebenfalls noch dem Zeitraum zwischen der Holstein-Warmzeit und dem ältesten Eisvorstoß des Saale-Komplexes angehören.

Nachtrag

Seit der Manuskriptabgabe (Januar 2005) konnte die Fundkollektion aus Uichteritz bei regelmäßigen weiteren Begehungen um folgende Artefakte vermehrt werden: 4 Abschläge, 6 Kerne und zwei Geräte. Letztere können als ein Abschlag mit einer Doppelbucht auf der Ventralseite und einem grob bearbeiteten Rücken sowie als ein pickartiges Kerngerät angesprochen werden. Die Stücke fügen sich gut in das bisher bekannte Artefaktspektrum ein. Das pickartige Stück ähnelt sehr einem Gerät aus dem altpaläolithischen Fundkomplex von Tollwitz (LAURAT et al. 2004, Taf. 12,1), das allerdings größer ist. Von der benachbarten Markröhlitzer Fundstelle liegen ebenfalls mehrere Neufunde vor: ein Abschlag, zwei angeschlagene Feuersteinstücke sowie ein Abschlag mit einer grob retuschierten Schneide und artifiziellem Rücken.

6 Schriftenverzeichnis

- FRITSCH, K. VON (1901): Excursion in die Umgebung von Halle. – Zeitschr. d. Dt. Geol. Ges. **53**, Verhandl.: 66-86; Berlin.
- LAURAT, T. (2003): Bifaziale Geräte im Altpaläolithikum Mitteldeutschlands. – In: BURDUKIEWICZ, J. M., FIEDLER, L., JUSTUS, A., HEINRICH, W.-D. & BRÜHL E. [Hrsg.]: Erkenntnisjäger. Festschrift für Dietrich Mania. – Veröff. d. Landesamtes f. Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmus. f. Vorgesch., **57/II**: 357-371; Halle (Saale).
- LAURAT, T., RUDOLPH, A. & BERNHARDT, W. (2004): Zu den Gerätetypen der altpaläolithischen Fundstelle Wallendorf (Sachsen-Anhalt). – Archäol. Korr. Bl., **34**: 1-19; Mainz.
- LAURAT, T., RUDOLPH, A., BERNHARDT, W. & SCHNEEMILCH, M. (2004): Altpaläolithische Feuersteinartefakte von Tollwitz, Ldkr. Merseburg-Querfurt. – Jschr. mitteldt. Vorgeschichte, **88**: 1-22; Halle (Saale).
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. – Beih. z. Zeitschr. Geologie, **78/79**: 1-175; Berlin.
- (1995): The earliest occupation of Europe: The Elbe Saale region. – In: ROEBROEKS, W. & VAN KOLFSCHOTEN, TH. [eds.]: The earliest occupation of Europe: Proceedings of the European science Foundation Workshop in Tautavel. – Acta Praehistoria Leidensia: 85-101; Leiden.
- (1997): Altpaläolithikum und frühes Mittelpaläolithikum im Elbe-Saale-Gebiet. – In: FIEDLER, L. [Hrsg.]: Archäologie der ältesten Kultur in Deutschland. – Mat. Vor- u. Frühgesch. Hessen, **18**: 86-194; Wiesbaden.
- MENG, S. & WANSA, S. (2005): Lithologie, Paläoökologie und Stratigraphie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels/Sachsen-Anhalt).

- Eiszeitalter u. Gegenwart, **55**: 174-214; Hannover [dieses Heft].
- SCHULZ, W. (1962): Gliederung des Pleistozäns in der Umgebung von Halle (Saale). – Beih. z. Zeitschr. Geologie, **36**: 1-69; Berlin.
- (1963): Abriss der Pleistozänstratigraphie in der Umgebung von Halle (Saale). – Jschr. mitteldt. Vorgeschichte, **47**: 37-56; Halle (Saale).
- SIEGERT, L. & WEISSERMEL, W. (1911): Das Diluvium zwischen Halle a.S. und Weißenfels. – Abh. d. Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt, **NF 60**: 350 S.; Berlin.
- STEINMÜLLER, A. (1982): Die stratigraphische Einstufung der pleistozänen Schichtenfolge und des Clactoniens von Wangen im Unstruttal. – Zeitschr. geol. Wiss., **10**: 745-758; Berlin.
- TOEPFER, V. (1968): Das Clactonien im Saale-Mittellgebiet. – Jschr. mitteldt. Vorgeschichte, **52**: 1-26; Halle (Saale).
- (1970): Stratigraphie und Ökologie des Paläolithikums. – In: RICHTER, H. [Hrsg.]: Periglazial-Löß-Paläolithikum im Jungpleistozän der Deutschen Demokratischen Republik. – Petermanns Geograph. Mitt., Erg., **274**: 329-422; Gotha/Leipzig.
- WEBER, T. (1977): Clactonienfunde von Memleben, Kr. Nebra. Ausgr. u. Funde, **22**: 195-199.
- WEISSERMEL, W. (1908): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Lief. 146, Blatt Weißenfels. – 47 S.; Berlin (Königl. Preuß. Geol. Landesanstalt).
- WÜST, E. (1901): Ein fossilführender Saalekies bei Uichteritz bei Weißenfels. – Zeitschr. f. Naturw., **74**: 65-71; Stuttgart.

Anmerkungen

¹⁾ Sie darf nicht mit einer weiteren Kiesgrube bei Uichteritz, nämlich der Ködelschen Grube am nordwestlichen Rand des Dorfes, verwechselt werden, die bis zum Beginn des 20. Jh. in der (saaleeiszeitlichen) Hauptterrasse der Saale bestand und aus der zahlreiche faunistische Funde (warmzeitliche Mollusken; *Palaeoloxodon antiquus*, *Stephanorhinus kirchbergensis*, evtl. *Mammuthus trogontherii*) bekannt sind (v. FRITSCH 1901, WÜST 1901, WEISSERMEL 1908, SIEGERT & WEISSERMEL 1911). MANIA (1973) nimmt aufgrund ihrer etwas höheren Lage an, dass die Kiese, die hier aufgeschlossen gewesen waren, tatsächlich dem (älteren) *Corbicula*-Horizont entsprechen.

²⁾ Die Fundsuche erfolgte vor allem durch W. Bernhardt und A. Rudolph. M. Schneemilch, Merseburg, A. Pustlauck und Dr. H. Hartmann, beide Leipzig, waren jeweils mehrfach an den Begehungen beteiligt, an einzelnen weiteren wirkten außerdem Prof. D. Schäfer, Innsbruck, Dr. T. Weber, Magdeburg, Dr. J. Thum, Dresden, und T. Laurat mit. Geologische Arbeiten und Einschätzungen erfolgten durch Prof. L. Eißmann, Leipzig, Dr. S. Wansa und S. Meng, beide Halle (Saale), R. Wimmer, Roitzsch, sowie M. Krbetschek und A. Dietrich, beide Freiberg. Für ihre Beteiligung an den Geländearbeiten sei an dieser Stelle den genannten Kollegen und Freunden gedankt.

³⁾ Für eine Begutachtung der wenigen Größsäugerreste danken wir Herrn Dr. H.-J. Döhle, Landesamt für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, Halle (Saale).

⁴⁾ Die Feuersteinartefakte sind in der Regel deutlich von den in größerer Zahl in den Flußschottern vorkommenden artefaktähnlichen Naturstücken zu unterscheiden, ebenso von Feuersteinen, die beim Kiesabbau beschädigt

wurden und manchmal an Artefakte erinnern. Lediglich bei einem kernartigen Stück ist der artifizielle Charakter nicht eindeutig. Es wurde deshalb bei der Merkmalanalyse nicht berücksichtigt und nicht abgebildet. Alle hier vorgestellten Funde aus Uichteritz und Markröhlitz befinden sich in der Sammlung des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, Halle (Saale).

Abbildungsnachweis: Abb. 1-4: W. Bernhardt, Abb. 5: T. Laurat (Kartengrundlage: J. Kanews, Institut für Prähistorische Archäologie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg)

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 Fauausdrücke

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/gescanneten Graurastern oder Grautönen verursacht i. d. R. unschöne Effekte). Alle Vorlagen/Ausdrucke/Disketten etc. sind mit dem Namen des Autors und der Abbildungs-Nummer zu versehen. Die Unterschriften der Abbildungen, Tabellen oder Tafeln sind am Ende der Textdatei anzufügen. Farbige Abbildungen können nur auf Kosten der Autoren erstellt werden.

Sonderdrucke

20 kostenlos, weitere auf Kosten des Verfassers.

Lieferbare Bände von
Eiszeitalter und Gegenwart

Stand 01/2004

Band-Nr.	Jahr	Verlagspreis	Band-Nr.	Jahr	Verlagspreis
6	1955	38,00 €	33	1983	38,00 €
7	1956	38,00 €	34	1984	40,00 €
11	1960	38,00 €	35	1985	40,00 €
12	1962	38,00 €	36	1986	42,00 €
13	1962	38,00 €	37	1987	44,00 €
14	1963	38,00 €	38	1988	44,00 €
15	1964	38,00 €	39	1989	44,00 €
16	1965	38,00 €	40	1990	48,00 €
17	1966	38,00 €	41	1991	48,00 €
18	1967	vergriffen	42	1992	49,90 €
19	1968	38,00 €	43	1993	49,90 €
20	1969	38,00 €	44	1994	49,90 €
21	1970	38,00 €	45	1995	49,90 €
22	1971	38,00 €	46	1996	49,90 €
23/24	1973	Doppelband 57,00 €	47	1997	49,90 €
25	1974	38,00 €	48	1998	49,90 €
26	1975	38,00 €	49	1999	49,90 €
27	1976	38,00 €	50	2000	49,90 €
28	1978	38,00 €	51	2002	49,90 €
29	1979	38,00 €	52	2003	54,00 €
30	1980	38,00 €	53	2003	54,00 €
31	1981	38,00 €	54	2004	54,00 €
32	1982	38,00 €	55	2005	54,00 €

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

Ermäßigte Preise für Mitglieder:

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

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

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

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

Außerdem über die DEUQUA erhältlich:

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

Preis 43,- € (Restauflage).

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

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

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

Mitglieder-Preis 28,-€

Inhalt

<i>BRUNNER, K.</i> : Kartographie als Klimaarchiv – Meereis im Norden, vom Eis verschlossene Schiffspassagen und verstoßende Gletscher – alte Karten dokumentieren die »Kleine Eiszeit«.....	1-24
<i>MEYER, K.-D.</i> : Zur Stratigraphie des Saale-Glazials in Niedersachsen und zu Korrelationsversuchen mit Nachbargebieten.....	25-42
<i>WEYMANN, H.-J., FELDMANN, L. & BOMBIEN, H.</i> : Das Pleistozän des nördlichen Harzvorlands – eine Zusammenfassung.....	43-63
<i>LINK, A. & PREUSSER, F.</i> : Hinweise auf eine Vergletscherung des Kemptener Beckens (Südwest-Bayern) im Mittleren Würm.....	64-87
<i>IRMLER, R. & SCHOLZ, H.</i> : Belegt der Fund einer »Schieferkohle« die spätglaziale Vergletscherung der Immenstädter Nagelfluhberge?.....	88-101
<i>AKCAR, N. & SCHLÜCHTER, C.</i> : Glacial Geology in Turkey – A Schematic Summary.....	102-121
<i>LINDENAU, C.</i> : Middle Pleistocene chiroterans (Mammalia) from the Yarimburgaz Cave in Turkish Thrace (Turkey).....	122-148
<i>KEHL, M., SARVATI, R., AHMADI, H., FRECHEN, M. & SKOWRONEK, A.</i> : Loess paleosoil-sequences along a climatic gradient in Northern Iran.....	149-173
<i>MENG, S. & WANSA, S.</i> : Lithologie, Stratigraphie und Paläoökologie des Mittelpleistozäns von Uichteritz im Markröhlitzer Tal (Lkr. Weißenfels/Sachsen-Anhalt).....	174-214
<i>RUDOLPH, A., LAURAT, T. & BERNHARDT, W.</i> : Die altpaläolithischen Artefaktfunde von Uichteritz, Landkreis Weißenfels.....	215-226