

E&G

Eiszeitalter und Gegenwart
Quaternary Science Journal



Vol. 64
No 2
2015

HOLOCENE VEGETATION AND LAND USE HISTORY IN THE NORTHERN VOSGES [FRANCE]

WEICHSELZEITLICHE KRYOCALCITE ALS HINWEISE FÜR EISSEEN IN DER
HÜTTENBLÄSERSCHACHTHÖHLE [ISERLOHN/NRW]

SPÄTSAALEZEITLICHE UND EEMZEITLICHE MAKROFAUNEN AUS DEM KLIFFAUFSCHLUSS
KLEIN KLÜTZ HÖVED [NW-MECKLENBURG]

ENVIRONMENTAL DEVELOPMENT AND LOCAL HUMAN IMPACT IN THE
JEETZEL VALLEY [N GERMANY]

BW HORIZON IN HOLOCENE SLOPE DEPOSITS [KRATZEBURG, NE GERMANY]

E&G

Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal

Volume 64 / Number 2 / 2015 / DOI: 10.3285/eg.64.2 / ISSN 0424-7116 / www.quaternary-science.net / Founded in 1951

EDITOR

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

EDITOR-IN-CHIEF

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

ASSISTANT EDITOR

DANIELA SAUER
Institut für Geographie
TU Dresden
Helmholtzstraße 10
D-01069 Dresden, Germany
Tel.: +49 (0)351-463-33260
E-Mail: d-sauer [at] uni-hohenheim.de

PRODUCTION EDITOR

SASCHA FRICKE
Geozon Science Media
Pettenkoferstr. 16-18
D-10247 Berlin, Germany
Tel. +49 (0)30-20 23 83 19 0
E-Mail: fricke [at] geozon.net
www.geozon.net

ASSOCIATE EDITORS

PIERRE ANTOINE, Laboratoire de Géographie
Physique, Université Paris i Panthéon-
Sorbonne, France

JÜRGEN EHLERS, Witzeeze, Germany

MARKUS FUCHS, Department of Geography,
Justus-Liebig-University Giessen, Germany

RALF-DIETRICH KAHLKE, Senckenberg
Research Institute, Research Station of
Quaternary Palaeontology Weimar, Germany

THOMAS LITT, Steinmann-Institute of Geology,
Mineralogy and Paleontology, University of
Bonn, Germany

LESZEK MARKS, Institute of Geology, University
of Warsaw, Poland

HENK J. T. WEERTS, Physical Geography Group,
Cultural Heritage Agency Amersfoort, The
Netherlands

FORMER EDITORS-IN-CHIEF

PAUL WOLDSTEDT [1951-1966]

MARTIN SCHWARZBACH [1963-1966]

ERNST SCHÖNHALS [1968-1978]

REINHOLD HUCKRIEDE [1968-1978]

HANS DIETRICH LANG [1980-1990]

JOSEF KLOSTERMANN [1991-1999]

WOLFGANG SCHIRMER [2000]

ERNST BRUNOTTE [2001-2005]

HOLGER FREUND [2006-2014]

ADVISORY EDITORIAL BOARD

FLAVIO ANSELMETTI, Department of Surface
Waters, Eawag [Swiss Federal Institute of
Aquatic Science & Technology], Dübendorf,
Switzerland

KARL-ERNST BEHRE, Lower Saxonian Institute
of Historical Coastal Research, Wilhelmshaven,
Germany

PHILIP GIBBARD, Department of Geography,
University of Cambridge, Great Britain

VOLLI E. KALM, Institute of Ecology and Earth
Sciences, University of Tartu, Estonia

CESARE RAVAZZI, Institute for the Dynamics of
Environmental Processes, National Research
Council of Italy, Italy

JAMES ROSE, Department of Geography, Royal
Holloway University of London, Great Britain

CHRISTIAN SCHLÜCHTER, Institute of
Geological Sciences, University of Bern,
Switzerland

DIRK VAN HUSEN, Altmünster, Austria

JEF VANDENBERGHE, Faculty of Earth and
Life Sciences, VU University Amsterdam, The
Netherlands

ANDREAS VÖTT, Institute of Geography,
Johannes Gutenberg-Universität Mainz,
Germany

AIMS & SCOPE

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

MANUSCRIPT SUBMISSION

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

FREQUENCY

2 numbers per year

SUBSCRIPTION

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

JOURNAL EXCHANGE

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

Tel. +49 (0)345-55 22 183

E-Mail: tausch [at] bibliothek.uni-halle.de

REORDER

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

PUBLISHING HOUSE

Geozon Science Media UG (haftungsbeschränkt)
Pettenkoferstr. 16-18
10247 Berlin
Germany
Tel. +49 (0)30-20 23 83 19 0
E-Mail: info [at] geozon.net
www.geozon.net

PRINT

Printed in Germany on
100% recycled paper
climate neutral produced

COVER FIGURE

Dune at the Middle Elbe at Lenzen and
Mesolithic Tranchet Axe [© Tolksdorf]

RIGHTS

Copyright for articles by the authors

LICENSE

Distributed under a
Creative Commons
Attribution License 3.0

http://creativecommons.org/licenses/by/3.0/



Holocene Vegetation and Land Use History in the Northern Vosges (France)

Dirk Sudhaus, Arne Friedmann

How to cite: SUDHAUS, D. & FRIEDMANN, A. (2015): Holocene Vegetation and Land Use History in the Northern Vosges (France). – E&G Quaternary Science Journal, 64 (2): 55–66. DOI: 10.3285/eg.64.2.01

Abstract: A radiocarbon-dated peat profile from Rond Pertuis supérieure mire in the uplands of the Northern Vosges is studied using palynological methods. The profile dates from the middle Atlantic period (4500–3100 B.C.) to recent times. During the middle of the Atlantic period an oak forest rich in pine covered the Northern Vosges. Fir and beech immigrated at the end of the Atlantic leading to the decline of oak and pine in the forest. This also marked the onset of decisive human influence on the development of the terrestrial vegetation. Five land use phases were detected, the first one at the end of the Neolithic period (~4000–2200 B.C.). Subsequently, continuous land use is evident from the Bronze Age (2200–800 B.C.) up to now. In the late Middle Ages (A.D. 900–1500) and the early Modern Era (since A.D. 1500), the woodlands were completely altered by human activities. During the 19th century modern forestry introduced spruce into the investigated area in the Northern Vosges. Spruce afforestation then accelerated in the middle of the 20th century.

Holozäne Vegetation und Landnutzungsgeschichte in den Nordvogesen (Frankreich)

Kurzfassung: Für das in den Nordvogesen liegende Moor Rond Pertuis supérieure wurde ein mit der ¹⁴C-Methode datiertes Pollenprofil erstellt. Das Profil umfasst einen Zeitraum vom mittleren Atlantikum (4500–3100 Jahre v. Chr.) bis heute. Während der Mitte des Atlantikums bedeckte ein kiefernreicher Eichenmischwald die Nordvogesen. Tanne und Buche wanderten am Ende des Atlantikums ein und führten zu einem Rückgang des Eichen- und Kiefernwaldes. Zu dieser Zeit begann auch der maßgebliche menschliche Einfluss in die Vegetationsentwicklung. Fünf Landnutzungsphasen konnten differenziert werden, die Erste am Ende des Neolithikums (~4000–2200 v. Chr.). Von der Bronzezeit an (2200–800 v. Chr.) bis in heutige Zeit ist eine kontinuierliche Landnutzung nachweisbar. Im Spätmittelalter (900–1500 n. Chr.) und der Neuzeit (1500 n. Chr. bis heute) haben sich die Wälder durch die Nutzung vollständig verändert. Im 19. Jahrhundert ist die Fichte in das Untersuchungsgebiet in den Nordvogesen eingeführt worden. In der Mitte des 20. Jahrhunderts wurde die Fichtenaufforstung forciert.

Keywords: *Pollen analysis, Holocene, Human Impact, Northern Vosges, France*

Addresses of authors: D. Sudhaus, A. Friedmann*, Institut für Geographie, Universität Augsburg, Universitätsstr. 10, D-86135 Augsburg, Germany, E-Mail: friedmann@geo.uni-augsburg.de; *corresponding author

1 Introduction

The vegetation history of the Northern Vosges is known through some older pollen studies, which lack chronostratigraphic control. Radiocarbon-dated studies have been limited to the Southern High Vosges (e.g. JANSSEN et al. 1972, 1975, de VALK 1981, EDELMAN 1985, KALIS 1985, KALIS et al. 2006).

The following studies are available from the Northern Vosges: The Col de Prayé site was examined by HATT in 1937 and covers the periods from the Boreal to the Sub-Atlantic, but the sample and taxonomic resolution is low, incorporating only six samples over 175cm, and with only six tree species identified. HATT (1937) also analysed the Soutte bog, the Champ du Feu and the Maxe bog. The Champ du Feu bog was also analysed by BUNNIK (1978) as well as the Col

de Prayé. The investigations of FIRBAS et al. (1948) at the Maxe bog cover the period from the Pre-Boreal to the Sub-Atlantic; GEVELAAR's (1982) investigation covers only the Late Glacial period, as does the study of WALTER-SIMONNET et al. (2008), who also studied the tephra in this bog. FIRBAS et al. (1948) published two undated pollen diagrams from the Northern Vosges: Hochfeld (Champ du Feu) and Schneeberg. The first results of the Rond Pertuis supérieure analysis presented in this study were published by SUDHAUS (2005).

The main features of the Holocene vegetation history are available from these older investigations, particularly the Maxe bog analysis. The younger part of the Holocene period, however, is not represented in this record, because of a hiatus in the profile. Hence, land use history is difficult to reconstruct in detail due to sparse data without independent chronologies.

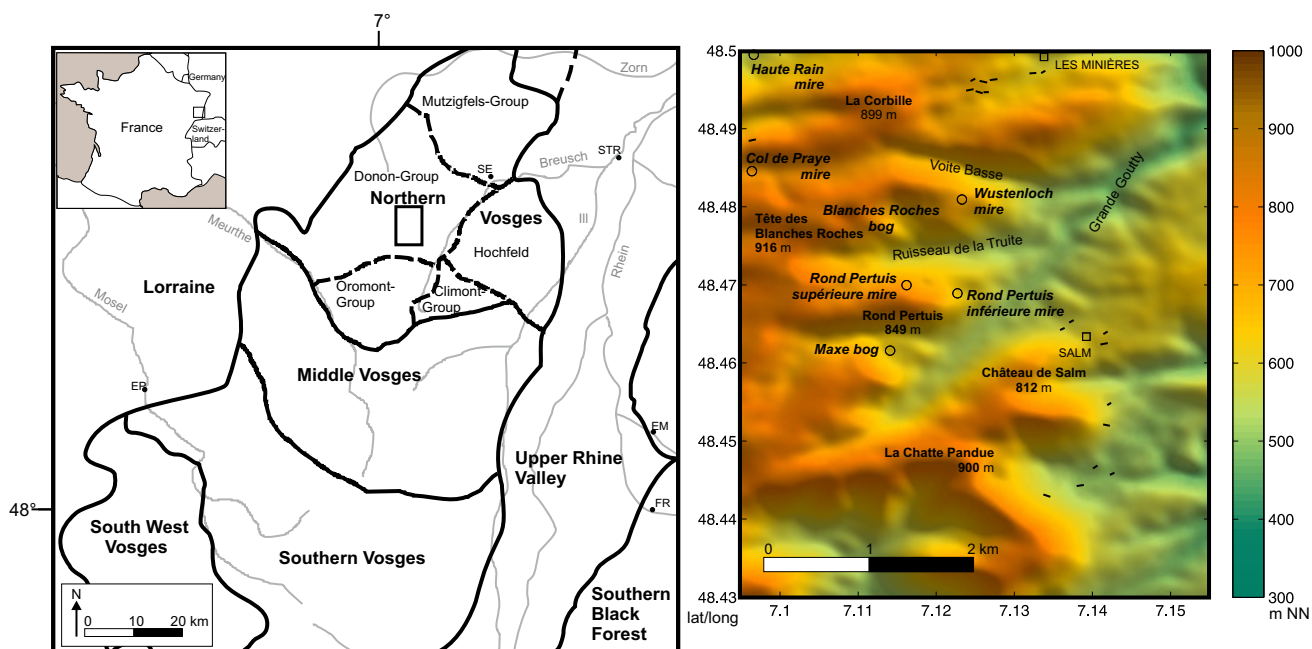


Fig. 1: Natural units of the investigation area and locations of the investigated bog (modified after FREY 1965, BREUNING 1998 and SELL et al. 1998, altitudes: JARVIS et al. 2008), STR = Strasbourg, SE = Schirmeck, EP = Epinal, EM = Emmendingen, FR = Freiburg.

Abb. 1: Naturräumliche Einheiten des Untersuchungsgebiets und Standorte der untersuchten Moore (nach FREY 1965, BREUNING 1998 und SELL et al. 1998, Höhendaten: JARVIS et al. 2008), STR = Straßburg, SE = Schirmeck, EP = Epinal, EM = Emmendingen, FR = Freiburg.

In order to better understand the natural vegetation development and the impact of anthropogenic activity, more detailed regional palaeoenvironmental records with sufficient dating precision are needed. Here we aim to reconstruct the vegetation history based on a palynological analysis of the bog Rond Pertuis supérieure (Donon Mountain Range), southwest of Strasbourg near Schirmeck (Fig. 1), with an emphasis on reconstructing past human impact on the environment. Little is known about ancient settlements in this upland. Palaeoecological studies can provide insight into the settlement history in this area, identifying and timing agricultural activities and land cover changes. Furthermore a comparison of the later Holocene vegetation development in the Northern Vosges with the Southern Vosges and the Black Forest is given.

2 Study area

Mount Rond Pertuis is located at the head of the river Breusch catchment, which is situated within the Donon-Group (Northern Vosges, Fig. 1). The bedrock is formed by lower-Triassic reddish sandstones (Buntsandstein) and the common soils in that area are Cambisols and Podzols. The annual precipitation equals 1600mm and the mean annual temperature is around 7°C (REKLIP 1995). The actual vegetation is dominated by spruce stands that replace the natural beech-fir forests. In the Breusch Valley the forest is dominated by *Quercus petraea* (sessile oak) (TIMBAL 1985).

Generally the Northern Vosges have a low mire density, but in the study area several small bogs are located (Fig. 1). The best known is the Marais de la Maxe (Maxe bog), first palynologically examined by FIRBAS et al. (1948). The majority of bogs are shallow and developed in glacial cirques. Besides the Maxe bog the deepest bog is the Rond Pertuis supérieure with a depth of more than 3 m. All bogs are par-

tially drained and/or afforested with *Picea abies* (Norway spruce).

The bog developed in a northward-oriented glacial cirque. The actual surface vegetation of the Rond Pertuis supérieure bog (690 m a.s.l., 48.46487 N, 7.12626 E) consists of *Sphagnum* spp. (peat moss), *Eriophorum* spp. (cotton grass) and other Cyperaceae (sedges). Some parts of the bog are dominated by *Drosera rotundifolia* (common sundew), and *Picea abies* and *Betula pubescens* (white birch) are advancing in the southern part of the bog. In the 1970s the bog was dominated by *Sphagnum/Polytrichum* (haircap moss). The *Sphagnum* spp. mosses are in decline on all of the described bogs (SELL et al. 1998). This decline is probably caused by reduced water supply and enhanced shading as a consequence of the expansion of trees on the bog surfaces. Currently the bog is surrounded by a *Picea abies*-dominated forest.

A Neolithic settlement has been identified by archeologists at the Donon hilltop, about 5 km to the north of the investigation area. There were also findings from the Iron Age and Roman period, when the site was used as a place of worship (CZARNOWSKY 1947, LINCKENHELD 1947). This shows that the mountain area was visited or settled during these times, but evidence, however, is scarce.

Several tumuli in the Breusch Valley were built during the Metal Ages (LASSERE 2007). A permanent settlement was supported by monasteries in the Breusch Valley from the 6th century onwards, and further settlers arrived in the 10th century. From the 13th to the 19th centuries iron mining was an important regional factor in the upper Breusch Valley nearby, but because of long-lasting wars in Alsace, mining was interrupted in the 17th century (MÜLLER 1905). Mining was most intensive in the 16th century (GARNIER 2000). In the 18th century textile industries were the driving force for settlement in the Vosges.

3 Material and methods

From the Rond Pertuis supérieure bog a 300 cm peat profile was taken with a Russian peat corer at the deepest part of the bog. The profile is situated towards the wall of the cirque. The lowest 60 cms at the bottom showed bad pollen preservation and were not analysed further. The description of the lithostratigraphy follows SPONAGEL (2005).

Pollen analysis was performed with a sub-sampling interval of 4 cm. The samples were processed using standard techniques (adjusted according to FÆGRI and IVERSEN 1989), with HCl, KOH, acetolysis, HF and ultrasonic sieving. Pollen grains were identified with the aid of keys (e.g. FÆGRI & IVERSEN 1989, MOORE et al. 1991, BEUG 2004), photographs (REILLE 1992), a modern reference pollen collection from Central Europe, and using a microscope with 400–1000 times magnification and phase contrast. Pollen percentages in the diagrams are calculated on a total pollen sum of terrestrial pollen excluding all local types from bog, aquatic and wetland species, *Betula*, and all ecologically indifferent pollen types like Cyperaceae and *Calluna vulgaris* (heather). Regional pollen assemblage zones (RPAZ) were defined with the aid of CONISS (GRIMM 1987) and based on the terrestrial pollen percentages, excluding the pollen types mentioned above. The additionally shown land use phases (LUP) are based on visual inspection.

Pollen and charcoal concentrations were determined by adding a known amount of *Lycopodium* spores (STOCKMARR 1971). Only charcoal pieces larger than 38 µm have been

counted, because these can be correlated with local fires (CLARK et al. 1989). A time control for the sequence was established using six radiocarbon age determinations on bulk samples. The radiocarbon ages were calibrated against the IntCal09 northern hemisphere calibration curve (REIMER et al. 2009) with the OxCal online system (<http://c14.arch.ox.ac.uk/>) (Table 1). Pollen accumulation rates were calculated with psimpol 4.27 (BENNETT 2009), using a linear interpolation between the available ^{14}C -dates.

4 Results

4.1 Lithostratigraphy and pollen accumulation rates

The Rond Pertuis supérieure peat profile is underlain by sand (Fig. 2). The lowest layer of the peaty sapropel indicates a limnic origin of the bog. Therefore the Rond Pertuis supérieure is a terrestrialisation bog. Peat growth started with swamp peat in the Atlantic period, as indicated by the deepest radiocarbon date of 245 cm depth (6205–5925 B.C., Table 1).

From the Sub-Boreal period (3100–800 B.C.) onwards, at 210–10cm coring depth, sedge peat and dwarf-shrub peat alternate. During most of the Sub-Atlantic period (800 B.C.–today) dwarf-shrub peat was formed. The uppermost section of the bog is made up of a thin layer of *Sphagnum* peat, indicating recent acidification and the transition to ombrotrophic bog conditions.

The linear model between the ^{14}C ages, as shown in Fig. 2, suggests a very high peat growth during the Sub-Bo-

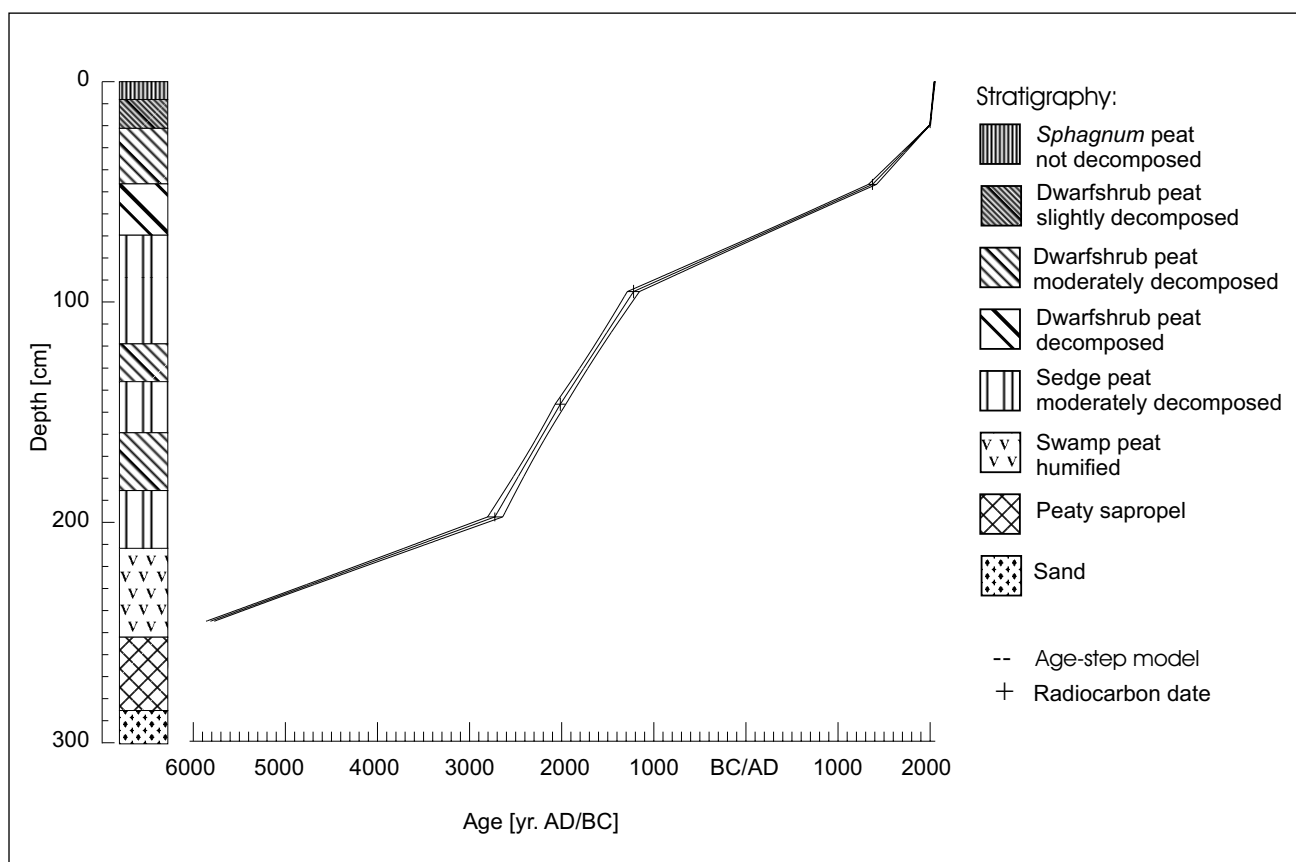


Fig. 2: Stratigraphy and age depth model for the Rond Pertuis supérieure profile. Stratigraphy legend also applies to the presented pollen diagrams (Fig. 3).
Abb. 2: Stratigraphie und Alter-Tiefe-Modell für das Bohrprofil aus dem Rond Pertuis supérieure. Gleichzeitig Legende der Stratigraphie im Pollen-Diagramm (Abb. 3).

Tab. 1: Radiocarbon dates for Rond Pertuis supérieure. ^{14}C -analysis was completed by the Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Hd), calibration is following REIMER et al. (2009).

Tab. 1: Radiokohlenstoff-Datierungen für das Rond Pertuis supérieure. Die ^{14}C -Analyse wurde an der Heidelberger Akademie der Wissenschaften (Hd) durchgeführt, die Kalibrierung der Daten erfolgte nach REIMER et al. (2009).

Depth [cm surface]	Laboratory sample No.	^{14}C -date BP	2 σ date AD/BC	Sample substratum
18–21	Hd-23583	modern	modern	dwarfshrub peat
44–49	Hd-23581	677 $\pm$ 53	AD 1255–1405	dwarfshrub peat
92–98	Hd-23564	3016 $\pm$ 35	1390–1130 BC	sedge peat
143–149	Hd-23565	3679 $\pm$ 36	2195–1950 BC	sedge peat
195–199	Hd-23582	4197 $\pm$ 58	2910–2620 BC	sedge peat
245–249	Hd-23586	7173 $\pm$ 45	6205–5925 BC	swamp peat

real period (SUDHAUS 2005). This results in relatively high pollen accumulation rates during this time (Fig. 4). Lower pollen accumulation rates for the Sub-Atlantic period are given by a general line-fitting, but with regard to the whole diagram, the linear model used results in the most plausible pollen accumulation rates. Overall, the pollen accumulation rates do not vary greatly.

4.2 Pollen stratigraphy

The pollen stratigraphy within the profile of Rond Pertuis supérieure stretches from the middle of the Atlantic period to the present time (Fig. 3a and b). Four regional pollen assemblage zones (RPAZ, Table 2) were distinguished.

RPAZ 1 (240–218cm): *Quercetum mixtum* – *Corylus* – *Pinus*, middle Atlantic period.

A mixed oak forest also rich in *Pinus* (pine) and *Corylus* (hazel) covered the area during RPAZ 1. *Abies* (fir) and *Fagus* (beech) pollen appear simultaneously at the end of RPAZ 1.

RPAZ 2 (218–134cm): *Abies* – *Fagus*, late Atlantic to middle Sub-Boreal period.

The pollen values of *Quercus*, *Pinus* and *Corylus* decrease after the appearance of *Fagus* and *Abies*. This decrease is also visible in the pollen accumulation rates diagram and is accompanied by a decrease of the total influx sum (Fig. 4). The pollen abundance of *Fagus* rises slowly and more continuously compared to *Abies*, and accumulates slowly and constantly. *Abies* values decline immediately after the initial rise, and this is also reflected in the accumulation rates, and in the varying abundance, including two further

maxima around 45%. The increase of the *Fagus* values continues until the middle of the Sub-Boreal period, where *Fagus* becomes the dominant pollen type. At the beginning of RPAZ 2 the abundance of Poaceae (grasses) and some herbs increases. In the middle of RPAZ 2 the first Cerealia (cereals) pollen type, *Hordeum* type (inter alia barley), was found, accompanied with rising values for non-arboreal pollen (NAP).

At the end of RPAZ 2 the *Abies* percentages show a sharp decline, while the *Fagus*, *Corylus* and *Pinus* abundances increase.

RPAZ 3 (134–42cm): *Fagus* – *Abies* – *Pinus*, middle Sub-Boreal to middle Sub-Atlantic period.

The *Pinus* values remain elevated, while *Abies* remains at a level around 20%. *Plantago lanceolata* (ribwort plantain) is almost continuously evident during this RPAZ. *Carpinus* (hornbeam) pollen was detected from the middle of RPAZ 3 onwards. From then on *Artemisia* (mugwort etc.) pollen were found almost continuously and the *Plantago lanceolata* curve increases. At the end of RPAZ 3 *Pinus* abundance decreases to a very low level, while the *Corylus* pollen influx increases (Fig. 4).

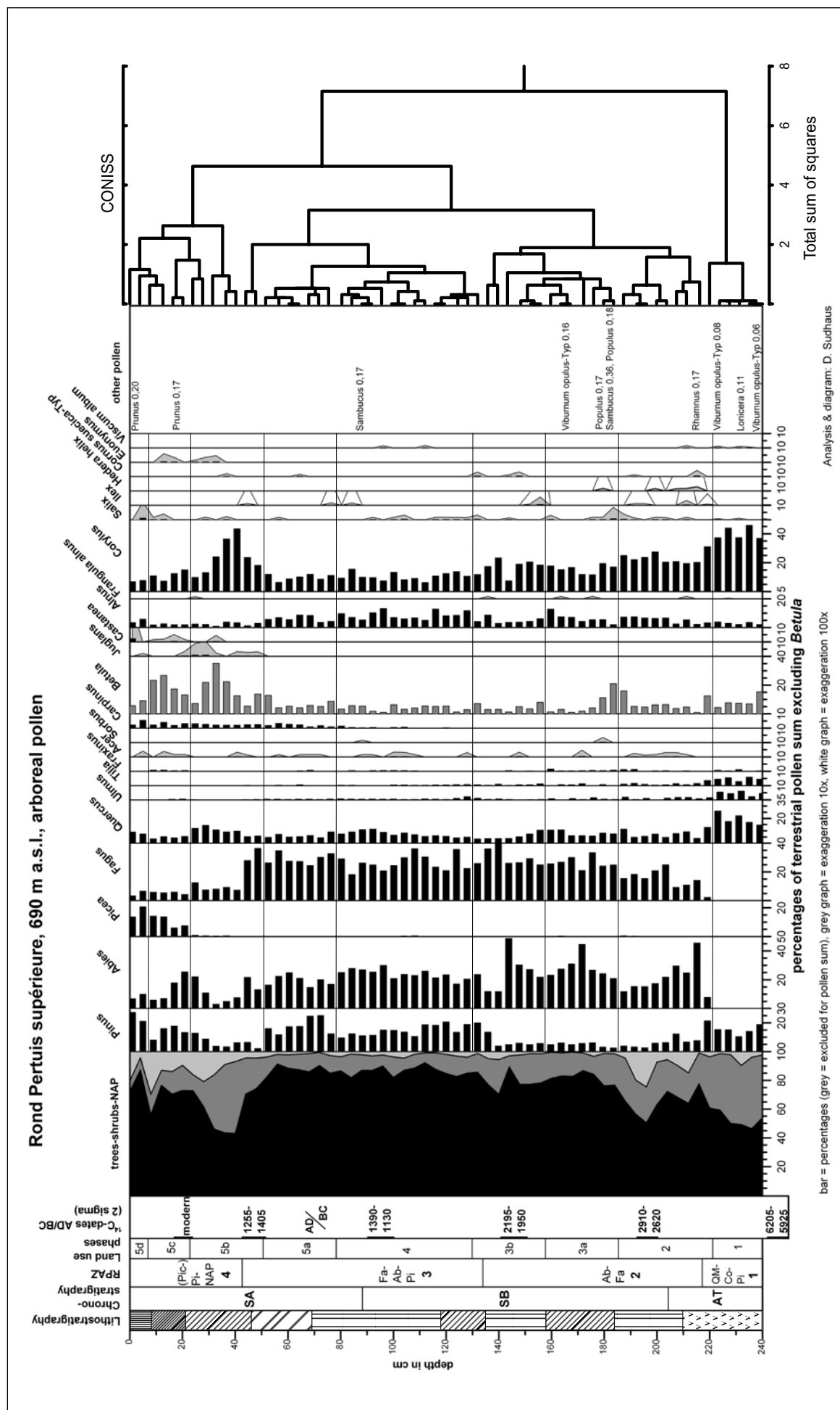
RPAZ 4 (42–0cm): (*Picea* –) *Pinus* – NAP (non-arboreal pollen), late Sub-Atlantic period.

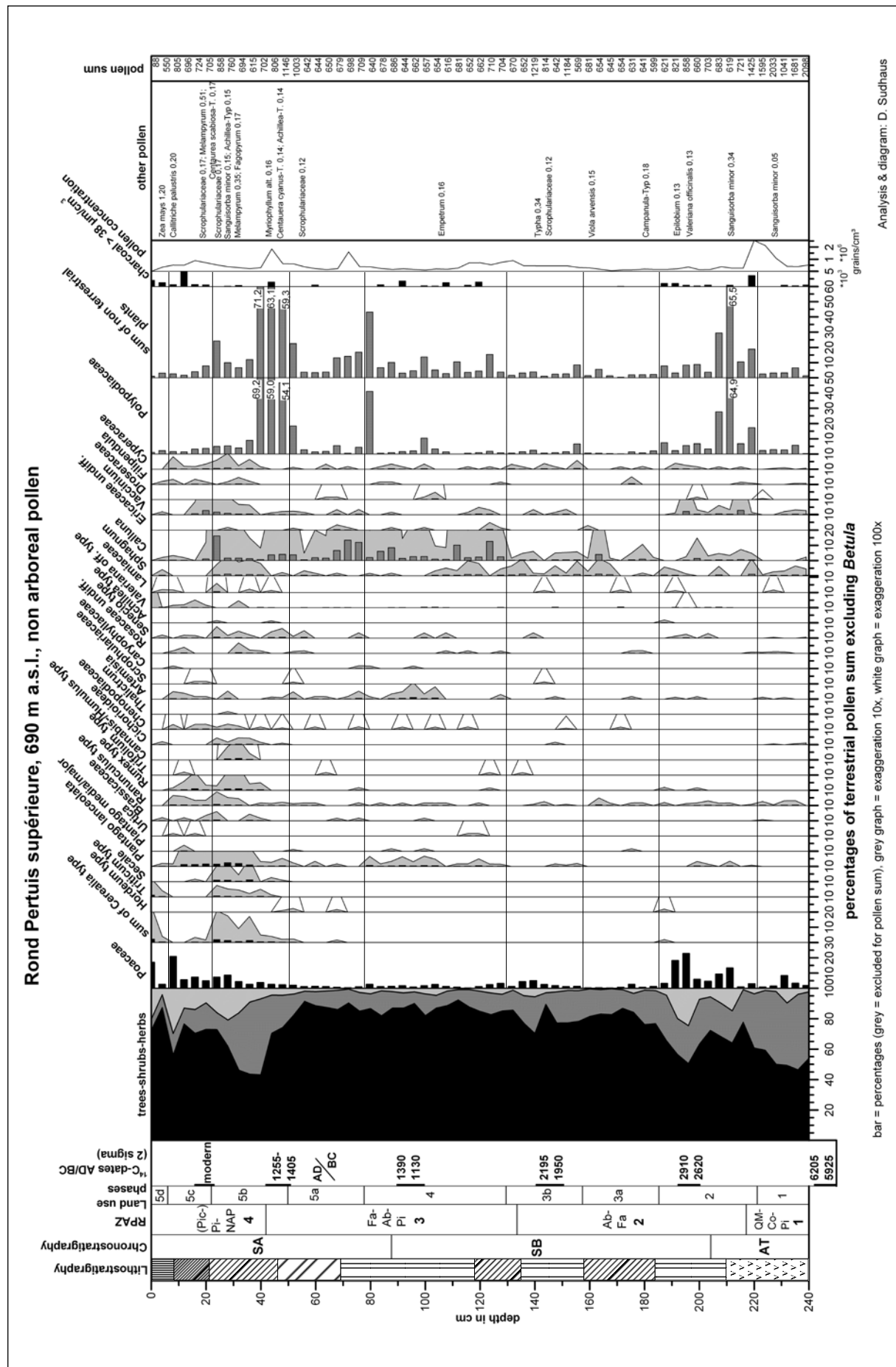
At the beginning of RPAZ 4 *Quercus* values are higher than before. *Pinus* pollen at first has a low representation but then rises right up until recent times. In the middle of RPAZ 4, when *Quercus* levels fall, *Abies* increases first but decreases afterwards, while the pollen percentages of *Fagus* remain at a low level. *Betula* and *Corylus* frequencies rise. In the second part of RPAZ 4 *Picea* shows increasing values.

Tab. 2: Regional pollen assemblage zones at the Rond Pertuis supérieure. NAP = non- arboreal pollen, QM = *Quercetum mixtum*.

Tab. 2: Regionale Pollenzonen am Rond Pertuis supérieure. NAP = Nichteichenpollen, QM = Eichenmischwald.

PAZ	Dominant pollen types	Depth in cm	Boundary	
			Rise	Decline
4	[<i>Picea</i> –] <i>Pinus</i> – NAP	42–0	<i>Corylus</i> , NAP and <i>Quercus</i> <i>Pinus</i> <i>Abies</i> and <i>Fagus</i>	<i>Pinus</i> and <i>Abies</i> QM
3	<i>Fagus</i> – <i>Abies</i> – <i>Pinus</i>	134–42		
2	<i>Abies</i> – <i>Fagus</i>	218–144		
1	<i>Quercetum mixtum</i> – <i>Corylus</i> – <i>Pinus</i>	240–218		





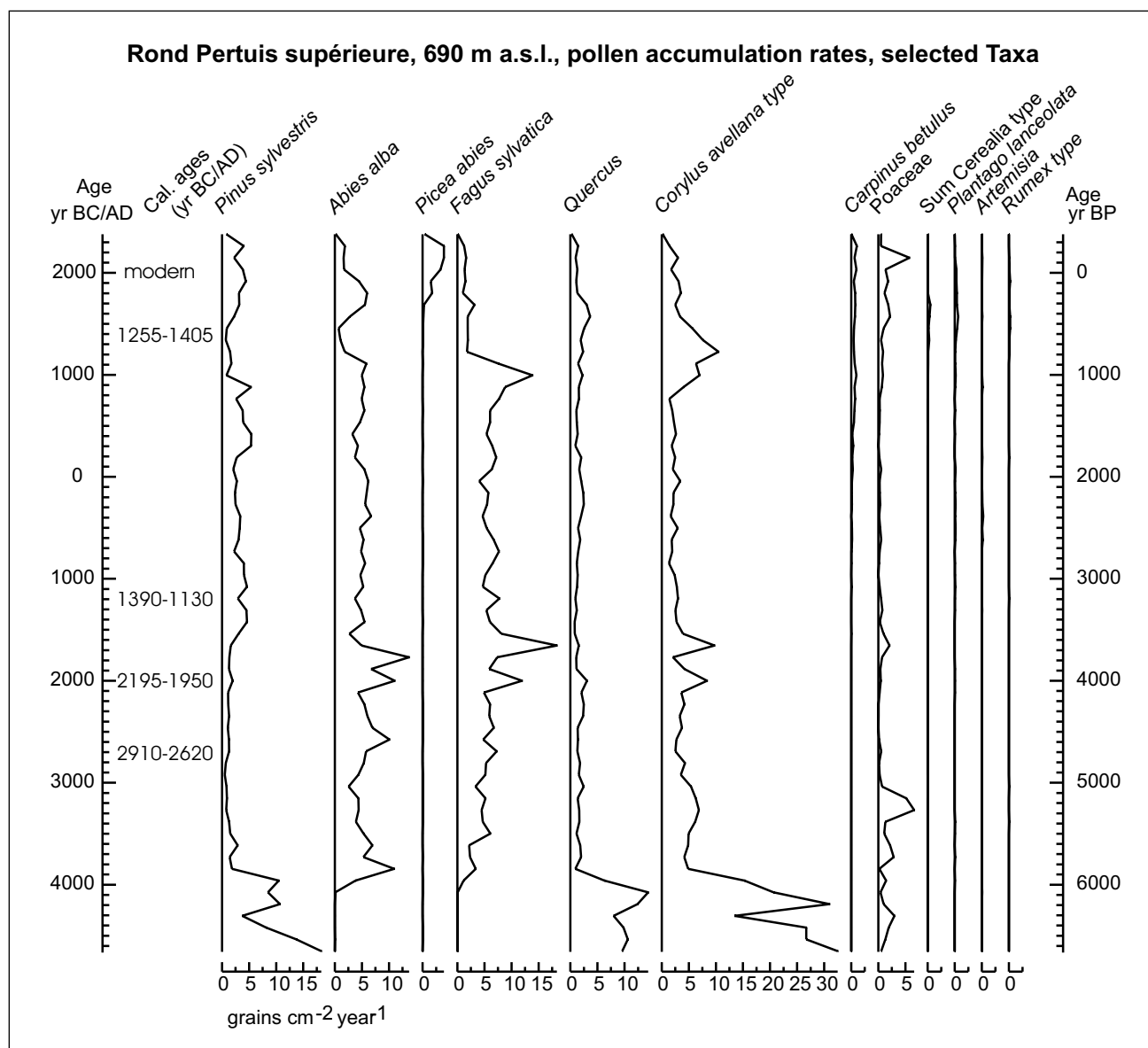


Fig. 4: Pollen accumulation rates from the Rond Pertuis supérieure bog, Northern Vosges, France, 690 m a.s.l. with selected Taxa.

Abb. 4: Raten des Pollenniederschlags für ausgewählte Taxa des Rond Pertuis supérieure, Nordvogesen, Frankreich, 690 m ü. NN.

5 Discussion

5.1 Pollen source area

Following SUGITA (1994), the pollen source area for a lake with the dimensions of the Rond Pertuis supérieure bog is less than 800 m from the lake-shore. The pollen assemblage from a bog differs from a lake of similar radius (SUGITA 1993). According to HUNTLEY and WEBB (1988), in a site of this size most of the pollen arises from a 500 m radius. We suppose that the pollen source area in this mountain area with a distinctive relief, may be even larger. Maximum pollen emission for a lot of plants takes place at noon (ZWANDER 1997). During this time the quasi-periodic valley wind regime may transport pollen from lower altitudes to the higher ones. Most of the deposited pollen must be transported by air, only during the lake period of the Rond Pertuis supérieure transportation by water from the small catchment area in the south / southwest is possible.

According to this interpretation we examined the radius of 1 km around the bog more closely, which most likely

represents the possible pollen source area. Fig. 5 is showing aspect, elevation and slope for a radius of 1 km around the coring point in the Rond Pertuis supérieure bog based on the 90 m digital SRTM elevation model (JARVIS et al. 2008). As shown in Fig. 1 the Rond Pertuis supérieure is situated at the Ruisseau de la Truide valley, which is east-west orientated. Most of this valley is in a 1 km circle around the bog, which implies that the expected pollen source of the area has an eastern aspect. High southern aspect rates are found on the north side of the valley. The elevation of the assumed pollen source area ranges from 440 to 810 m a.s.l. Most parts of the area have slopes between 10 and 25 degrees. Agriculture may be possible only up to a slope of 15 degrees. So about 40% of the estimated pollen source area may be suitable for agriculture, but this is an overestimation, because most of the levelled area is found on the bog itself. Additional steep slopes are under-represented in the figure, because the resolution of the SRTM data causes an inadequate representation of the steep slope of the cirque.

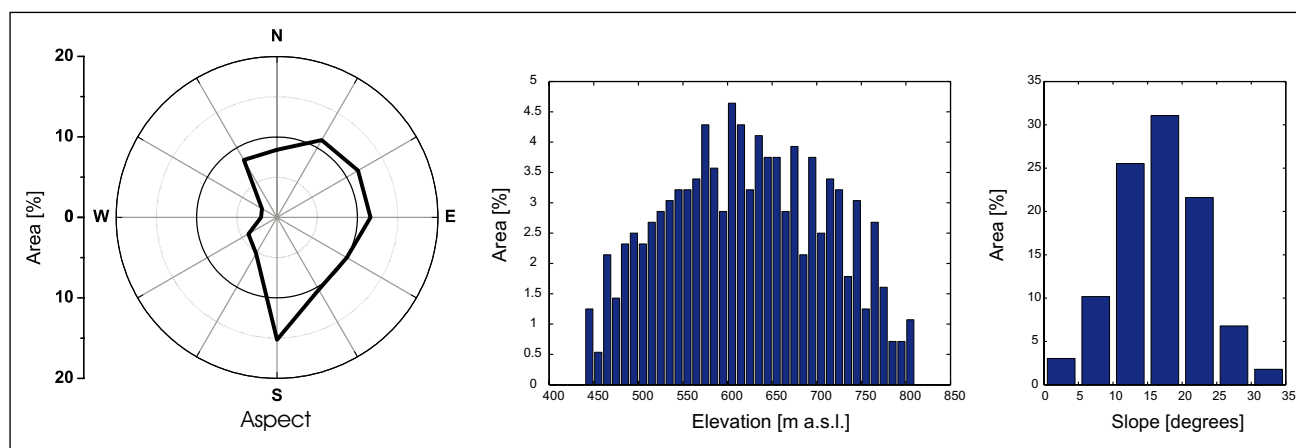


Fig. 5: Aspect, elevation and slope in a 1 km radius around the coring point in the Rond Pertuis supérieure bog.

Abb. 5: Verteilung von Exposition, Höhe und Neigung im Umkreis von 1 km um den Bohrpunkt im Rond Pertuis supérieure.

5.2 Natural Vegetation

The pre-Atlantic vegetation history, despite being absent in the presented pollen diagrams, can be reconstructed from the Maxe bog analysis (FIRBAS et al. 1948). In the Pre-Boreal and Boreal periods *Pinus*, *Corylus* and *Betula* were the dominant species. The decline of *Corylus* pollen in the Maxe bog indicates the expansion of a mixed oak forest from the Boreal to the late Atlantic period.

From the middle Atlantic period (approx. 5000 B.C.) onwards the vegetation history is represented in the Rond Pertuis supérieure diagram (Figs. 3a and 3b).

The high representation of *Pinus* and *Corylus* pollen in the oak forest during the Atlantic period indicates an occurrence of these species. Either the oak-dominated forests were open enough for these heliophilous tree species, or perhaps *Pinus* and *Corylus* grew in different areas to the mixed oak forest species, e.g. on the steep slopes of the cirque. The low number on heliophilous herbs does not indicate an open oak forest. *Pinus* might have grown on the well drained sites, whereas *Corylus* needs moister conditions (THEUERKAUF et al. 2014) and therefore could have grown around the lake.

As the profile of the Maxe bog is showing high values of *Pinus* and *Corylus* and a very slow decline of both species from the Boreal period onwards, this may represent a natural phenomenon in the northern sandstone Vosges (FIRBAS et al. 1948, FRIEDMANN 2000), and not a local effect at the Rond Pétuis site. In the Maxe profile *Pinus* is also detected in macrofossils, so a local occurrence is likely (FIRBAS et al. 1948). The long persistence of *Pinus* could hence be attributed to the more acidic soils on the sandstone bedrock. The harsher environmental conditions of the cirques (shadier, cooler and moister) may give ecological advantage to the establishment of pine-dominated ecosystems, thus hampering the immigration of other tree species. Human influence on the vegetation is not detectable during this time (LUP 1).

Abies and *Fagus* immigrated simultaneously at the end of the Atlantic period and increased rapidly. They lead to a decrease of the oak forest, *Pinus* and *Corylus* shortly after immigration. First *Abies* expanded more rapidly and dominated the early fir-beech forests. The later domi-

nance of *Fagus* from the middle of the Subboreal period onwards is more the result of a decrease in the other pollen types (Fig. 3a, 4), maybe caused by a more stable population of *Fagus* in contrast to other tree species.

From the beginning of the Sub-Boreal period onwards, at 210 cm depth (Fig. 2), sedge peat and dwarf-shrub peat alternate. This points to alternating wetness levels in the bog. Sedge peat was a result of wetter phases, *Ericaceae* indicate a drier bog surface. Immigration of *Carpinus betulus* at the end of the Sub-Boreal period (Fig. 3a) was incomplete and the representation of *Carpinus* in the diagram is very low. The following vegetation history of the study area was strongly influenced by human impact.

5.3 Human impact

In the pollen diagrams (Figs. 3a and b), signs of influence from human activities can be detected in the vegetation record. Five different land use phases (LUP, Table 3, Figs. 3a and b) can be distinguished, with different levels of human impact characterised by pollen types indicative of agricultural and settlement activities (BEHRE 1981, 1988 and LANG 1994).

The land use phase 2 (LUP 2, 4000–2500 BC) covers the time from the Younger to the Late Neolithic period, at the transition from the Atlantic to the Subboreal period (approx. 3100 B.C.). The first phase of human impact is characterised by the increase of Poaceae and heliophilous herbs and the appearance of *Plantago lanceolata*, as well as the immediate decline of *Abies*. A high number of charcoal particles indicate local fires. Only charcoal pieces larger than 38 µm have been counted, because these can be correlated with local fires (CLARK et al. 1989). Nevertheless, very extensive fires can transport larger charcoal particles for longer distances (TINNER et al. 2006). Natural fires are possible in coniferous forests, but here charcoal particles occur contemporaneously with secondary anthropogenic indicators (Fig. 3a, Table 3). Therefore this may be better explained by human settlement and woodland pasture in the valleys during the Younger Neolithic period. At the end of this land use phase, agriculture may have occurred, as a single grain of *Hordeum* type was ascertained. Barley (*Hordeum vulgare*) cultivation is known for the Younger

Neolithic onwards (KÖRBER-GROHNE 1995) and LUP 2 is representing the Late Neolithic. This should be a local evidence for agriculture, because the pollen from seeds do not fly long distances (BEHRE 1988). The following increase in *Betula* could be the result of a succession on the abandoned farmland. The land use phase 2 covers the time from the Younger to the Late Neolithic period, at the transition from the Atlantic to the Sub-Boreal periods (approx. 3100 B.C.).

The pollen diagram from the Maxe bog (FIRBAS et al. 1948) shows a similar decrease of *Abies* and an increase of *Betula* values, therefore supporting the notion of a regional land use pattern. This phase is contemporaneous to a known settlement in the Donon Range (see chapter 2). Human impact has been recognised in the Southern Black Forest at the same time (Steerenmoos, Human Impact Phase 4 of RÖSCH 2000). This leads to the conclusion that the climatic condi-

Tab. 3: Land use phases in the area of Rond Pertuis as differentiated in the pollen diagram (Fig. 3). Definition of primary and secondary anthropogenic indicators following BEHRE (1981, 1988) and LANG (1994).

Tab. 3: Aus dem Pollendiagramm (Abb. 3) hergeleitete Landnutzungsphasen für das Gebiet des Rond Pertuis. Primäre und sekundäre Indikatoren anthropogener Aktivität nach BEHRE (1981, 1988) und LANG (1994).

LUP	Depth in cm	Primary anthropogenic indicators	Secondary anthropogenic indicators	Changes in forest composition	Era
	Age in BC/AD				Possible land use
5d	8–0	<i>Triticum</i>	<i>Plantago lanceolata</i> , Brassicaceae and Cichorioideae in low quantities	Abundant <i>Pinus</i> and <i>Picea</i> ; decrease of <i>Abies</i> , <i>Fagus</i> and <i>Betula</i> ; more <i>Castanea sativa</i>	Youngest Modern Era
	1950 AD–today				Silviculture, grassland farming
5c	24–8	Several <i>Secale</i> grains	<i>Plantago lanceolata</i> , <i>Artemisia</i> and Ranunculaceae continuous; high Poaceae values; sporadic Brassicaceae, <i>Urtica</i> and <i>Plantago media</i> ; charcoal levels elevated	<i>Abies</i> decline; <i>Pinus</i> elevated; <i>Betula</i> increase; earliest <i>Picea</i> cultivation; <i>Fagus</i> , <i>Quercus</i> and <i>Corylus</i> reduced	Modern Era
	1700–1950 AD				Silviculture, pasture farming
5b	52–24	At first some <i>Hordeum</i> grains, later <i>Secale</i> and <i>Triticum</i> , as well as <i>Cannabis</i> ; a single grain of <i>Fagopyrum</i>	Continuous high frequencies of <i>Plantago lanceolata</i> ; Chenopodiaceae, Brassicaceae and Cichorioideae abundant; Poaceae increase; charcoal common	<i>Pinus</i> , <i>Abies</i> and <i>Fagus</i> decline; <i>Corylus</i> and <i>Betula</i> spread; <i>Juglans</i> from the beginning; <i>Castanea</i> from the middle of the phase onwards	Central Medieval Ages to early Modern Era
	1150–1700 AD				Charcoal burning, mining, agriculture and pasture farming
5a	80–52	Several <i>Hordeum</i> grains	<i>Plantago lanceolata</i> reduced; <i>Trifolium</i> , Chenopodiaceae and <i>Plantago</i> in low quantities	<i>Pinus</i> increase	Roman Ages to central Medieval Ages
	400 BC–1150 AD				Pasture farming, limited agriculture
4	132–80	None	<i>Plantago lanceolata</i> continuous; <i>Artemisia</i> distinct; Chenopodiaceae, <i>Urtica</i> and <i>Plantago major</i> with low values; charcoal elevated	<i>Pinus</i> elevated; higher representation of <i>Fagus</i> than <i>Abies</i>	Middle Bonze Age to younger Iron Age
	1800–400 BC				Pasture farming
3b	160–132	None	<i>Plantago lanceolata</i> , <i>Trifolium</i> , <i>Artemisia</i> , Chenopodiaceae, Cichorioideae present; Poaceae increase	<i>Abies</i> values increase towards the middle of the period, then decrease. <i>Fagus</i> becoming dominant; at the end <i>Pinus</i> frequencies rise	Early Bonze Age
	2200–1800 BC				Temporary woodland pasture
3a	188–160	None	<i>Plantago major</i> , presence of Chenopodiaceae and Ranunculaceae	At the beginning high levels of <i>Betula</i> ; <i>Abies</i> is spreading	Late Neolithic
	2500–2200 BC				No land use detectable
2	224–188	<i>Hordeum</i> grain at the end of the phase	<i>Plantago lanceolata</i> distinct; Poaceae and charcoal elevated; low values of <i>Artemisia</i> , Ranunculaceae and <i>Plantago lanceolata</i>	<i>Abies</i> and <i>Fagus</i> immigration and spreading; <i>Abies</i> decline; <i>Betula</i> percentages increase at the end	Younger to late Neolithic
	4000–2500 BC				Woodland pasture, first agriculture
1	240–224	None	<i>Artemisia</i> , Ranunculaceae and Cichorioideae in low quantities	Mixed oakwood with <i>Corylus</i>	Younger Neolithic
	5000–4000 BC				No land use detectable

tions during this time must have permitted agriculture in the montane zone.

According to FIRBAS et al. (1948) the proportions of *Fagus* and *Abies* in the forest depend on the altitude. The dominance of *Fagus* increases with altitude. In the Northern Vosges (Maxe bog and Rond Pertuis supérieure area) the dominance of *Fagus* may have been caused by human impact as indicated in RPAZ 2 (Fig. 3a). A decline of the dominant forest tree *Abies* corresponds to an increase of secondary cultural indicators. Afterwards *Fagus* expands slowly. Hence the development of altitudinal vegetation zones, especially in the upper montane *Fagus* zone (600–1000m) (FIRBAS et al. 1948), may have been triggered by human activity. This may also have led to the slow increase in *Fagus* values, as discussed by van der KNAAP et al. (2005) for sites in the Alps.

In the following period (LUP 3a, 2500–2200 B.C.) anthropogenic influences are not detectable in the Northern Vosges. The area was covered by an *Abies* and *Fagus* dominated forest (Fig. 3a, RPAZ 3). This period up until the Roman Ages is not represented in the analysis of the Maxe bog (FIRBAS et al. 1948), shown by the sharp lithostratigraphic change.

In the Early Bronze Age temporal land use is recognised by the slightly enhanced values of heliophilous herbs and Poaceae towards the end of this phase (LUP 3b, 2200–1800 B.C.). In the middle of the Sub-Boreal period *Fagus* becomes the dominant tree species with pollen frequencies higher than 25%. The distinctive decline of the *Abies* values, while those of *Fagus* and *Corylus* increase, may indicate a selective cutting of fir trees by humans. Subsequently the *Pinus* values also increase while the curve of *Abies* does not show a rise to the same high level as before. Slightly elevated amounts of charcoal particles are also found, pointing to the occurrence of local forest fires, probably associated with the cutting of *Abies* trees. *Abies* was used as construction timber, a connection with the first mining activities is possible.

From the Middle Bronze Age and Younger Iron Age (LUP 4, 1800–400 B.C.) up to now, continuous human impact is detectable. Secondary cultural indicators indicate pasture and animal husbandry with forest grazing in the surrounding areas of the mire until the Younger Iron Age (Fig. 3a, b, Tab. 3). In the pollen diagram (Fig. 3a,b) *Pinus*, *Alnus* (alder), *Salix* (willow) and *Calluna* increase in LUP 4, which may be due to local drying of the bog surface leading to the local expansion of these species.

Thereafter Younger Iron Age farming is indicated by the occurrence of *Hordeum* type pollen grains (LUP 5a, 400 B.C.–A.D. 1150). During Roman times elevated levels of *Calluna* point to drier conditions or even a hiatus. Peat accumulation rates were very low and this time period is not well documented in the record.

The Vosgean valleys have been cleared and developed since the Middle Ages, as well as the ‘chaumes’ in the sub-alpine zone on the top of the mountains (GARNIER 2000). In the late Middle Ages and the early Modern Era, the forests around Rond Pertuis were partly cleared and severely altered by humans (LUP 5b, A.D. 1150–1900) as documented in Fig. 3a. The woodland was very likely intensively used for charcoal production. Near the investigated cirque sev-

eral historical charcoal kilns were found. This is also the time when a forest edict of King Louis XIV in 1669 changed forest use in the Vosges from the cutting of individual trees to more intense forest exploitation (GARNIER 2000). A succession in the exploited forests is shown by the increase of *Corylus* and *Betula* (RPAZ 5).

The nearby settlements were related to iron-ore mining in the valley of the Breusch from the 13th to the 19th century (GEYER 1995). Agriculture is likely to have been very diverse during this period since a broad range of primary anthropogenic indicators, including *Secale* (rye), *Triticum* type (wheat) and *Fagopyrum* (buckwheat), were observed (Fig. 3b). A high number of *Cannabis/Humulus* type grains is recorded for the Late Middle Ages. During this time the textile industry developed, based on locally produced wool, hemp and flax, which was a common home industry in the Vosges (MICHNA 1977). This may be indicated in the pollen diagram. During the 19th century, agriculture decreased and textile manufacturing was the driving force of settlement development in the Vosges (STADELBAUER 1992). The textile industry changed during this time through mechanization and the raw material now most commonly used was cotton (MICHNA 1977). This change may have led to the collapse of hemp farming.

The spreading of *Quercus* during the Late Middle Ages may be a result of its use for coppicing practice and the use of oak bark in tanneries, and may furthermore be attributed to the general use of oak stands during the Medieval Ages and the early Modern Era for pig fodder (acorns). Mining was intense during this time (GARNIER 2000) leading to a distinct decrease of *Abies*. The interrupted mining activities in the 17th century could have led to a recovery of the *Abies* population (FRIEDMANN 2000, MÄCKEL et al. 2009). However also in the Modern Era the woodlands were afforested by *Abies* and *Pinus*. Most recently *Abies* declined due to the introduction of *Picea*. The appearance of *Picea abies* in the Central Vosges may date to 50 B.C.–A.D. 80 (KALIS et al. 2006). Afterwards *Picea* may have grown in isolated localities, e.g. deep cool canyons, in the central Vosges (KALIS 1984). As a result of the degradation of the forest by over-exploitation during the 17th and 18th centuries (DION 1970), it is likely that spruce spread from the isolated stands. The plantation of *Picea* forests began in the 1850s (CLOSSET-KOPP et al. 2006). The decreasing population density after the First World War (FREY 1964) may also have helped the spreading of *Picea* (DION 1970).

For the study area in the Northern Vosges, FIRBAS et al. (1948) describe a fir forest around the Maxe bog. The younger radiocarbon date for the sample at the depth of 18–21cm (Table 1), representing the time of spruce spreading, may be the result of dating a bulk sample containing rootlets. Today’s forest is a spruce monoculture; *Abies* and *Fagus* are only growing in higher areas of the Northern Vosges Mountains from 700 m a.s.l. upwards, but not within the cirques.

Land use phase 5c (A.D. 1900–recent time) is characterised by silviculture and pasture farming. The detected *Secale* pollen (Fig. 3b) may originate from rye fields at greater distances, because of its high pollen production and excellent dispersal capacity (BURGA & PERRET 1998). The increasing number of charcoal particles could be a possible

sign of slash-and-burn agriculture, which was practised for a long time in the Northern Vosges (HERRMANN 1914).

Apart from silviculture, grassland farming characterizes the youngest Modern Era (LUP 5d, A.D. 1950–today). Also *Cerealia* pollen are detected in higher numbers. Additionally, wheat, potato and cattle fodder are cultivated in the Breusch Valley (TIMBAL 1985, SICK 1991). In most recent times the forests suffered from strong storms (named e.g. Vivian and Wiebke in 1990, and Lothar in 1999), and large forest areas have been blown over. Future succession and modern silviculture will likely lead to more diverse and species-rich forests.

5.4 Regional Context

The vegetation history of the Northern Vosges shows certain similarities to the development in the Southern Vosges (JANSSEN et al. 1972, 1975, de VALK 1981, EDELMAN 1985, KALIS 1985), but also distinct differences (FRIEDMANN 2000). During the Preboreal a pine-birch forest covered the whole Vosges Mountains. Then regional differences in the vegetation development become apparent. In the Boreal the immigration of hazel, elm, oak and other thermophilous trees occur. The hazel expansion in the Southern Vosges was very strong, but much reduced in the Northern Vosges (FIRBAS et al. 1948, BUNNIK 1978). The hazel-rich oak forests largely replace during the Atlantic the pine-birch forests in the Southern Vosges, but in the Northern Vosges pine and to a lesser extent birch still constitute an important part of the forests. Beech and fir spread in the Southern Vosges from the middle Atlantic times onward and reach the Northern Vosges in the late Atlantic (Fig. 3a). In the Subboreal period the expansion of beech and fir lead to a decline of the mixed oakwood and also to a reduction of the pine in the Northern Vosges. The long dominance of pine might be a result of the permeable sandstone rock and more acid soil conditions in the Northern Vosges, which gave pine an ecological advantage over other trees. During the Subatlantic the forests are severely changed by human impact in the whole Vosges Mountains. Spruce was able to establish itself in a few areas of the Southern Vosges with particularly harsh climatic conditions (KALIS et al. 2006), but not in the Northern Vosges. The modern forest cover rich in spruce is a result of plantations.

The main differences of the vegetation history of the Vosges to the Black Forest concern the role of the spruce (FRIEDMANN 2000, RÖSCH 2000). The spruce naturally immigrated and spread slowly into the Black Forest from the east during the early Atlantic. Mass expansion of the spruce into the high, middle and northern Black Forest occurred during the Subatlantic.

6 Conclusion

The presented pollen diagram fills an important gap in knowledge of the Holocene vegetation development and land use history of the Northern Vosges and the Central European Uplands. There is a high persistency of *Pinus* in the Northern Vosges until the middle Holocene period. These high frequencies of *Pinus* in the northern sandstone Vosges are probably a natural phenomenon, resulting from

the special local site conditions (more acidic soils on the permeable sandstone bedrock) and the relatively late immigration and spread of *Abies* and *Fagus*. This immigration led to a decrease of *Pinus*. *Abies* spread earlier than *Fagus*, but soon diminished, most likely because of early human use. Human activity has certainly influenced the development of the high-montane *Fagus* zone in this area, probably driven by the selective use of *Abies*. Human impact on the vegetation of the Northern Vosges started in the late Atlantic period and increased until the Late Medieval Ages. Land use in association with mining led to cutting of the forest at the Rond Pertuis supérieure in the early Modern Age. Also the changing raw materials used by the textile industry in the Vosges may be recognized in the vegetation development. *Picea* pollen is detected during the time of silviculture for the first time and therefore a natural immigration in the Northern Vosges is indiscernible.

Acknowledgements

Part of this work was supported by the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) and originates from the interdisciplinary research college “Formation and Development of Present Day Landscapes” (Graduiertenkolleg “Gegenwartsbezogene Landschaftsentstehung”, GRK 962) at the Department of Physical Geography, Albert-Ludwigs-University Freiburg. Laboratory work was done at the Palynological Laboratory of the Institut für Vor- und Frühgeschichte und Provinzialrömische Archäologie of the LMU München. Radiocarbon dating was realised by the Heidelberger Akademie der Wissenschaften. Finally we thank F. Bunnik, J.-N. Haas, R. Jahnsen, H. Küster, S. Wolters for helpful comments and H. Sudhaus for GIS support.

References

- BEHRE, K.-E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. – *Pollen et Spores*, 23: 225–245.
- BEHRE, K.-E. (1988): The role of man in European vegetation history. – In: HUNTLEY, B. & WEBB, T. (eds.): *Vegetation history: 633–672*; Dordrecht (Kluwer Academic publ).
- BENNETT, K. D. (2009): *psimpoll* and *pscomb* programs for plotting and analysis. – <http://chrono.qub.ac.uk/psimpoll/psimpoll.html>.
- BEUG, H. J. (2004): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. – 542 S.; München (Pfeil).
- BREUNING, T. (1998): Überarbeitung der naturräumlichen Gliederung Baden-Württembergs auf Ebene der naturräumlichen Haupteinheiten. – *Naturschutz Info*, H. 1/98: 55–58.
- BUNNIK, F. P. M. (1978): Een pollenanalytisch verslag van twee venen uit de noordelijke Voegen (Champ du Feu, Col de Prayè). – Diploma Thesis, University of Utrecht, Netherlands.
- BURGA, C. & PERRET, R. (1998): *Vegetation und Klima der Schweiz seit dem jüngeren Eiszeitalter*. – 805 S.; Thun (Ott Verlag).
- CLARK, J. S., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1989): Post-Glacial Fire, Vegetation, and Human History on the Northern Alpine Forelands, South-western Germany. – *Journal of Ecology*, 77: 897–925.
- CLOSSET-KOPP, D., SCHNITZLER, A. & ARAN, D. (2006): Dynamics in natural mixed-beech forest of the Upper Vosges. – *Biodiversity and Conservation*, 15: 1063–1093.
- CZARNOWSKY, G. (1947): Le Donon. Les fouilles de 1934–1938. – *Cahiers d'archéologie et d'histoire d'Alsace*, 38: 53–66.
- DE VALK, E. J. (1981): Late holocene and present vegetation of the Kastelberg (Vosges, France). – Dissertation, University of Utrecht, Netherlands: 1–293.
- DION, J. (1970): Les Forêts de la France du Nord-Est. – *Revue géographique de l'Est*, 12 (i.e. 10): 155–277.
- EDELMAN, H.J. (1985): Late glacial and Holocene vegetation development

- of la Goutte Loiselot (Vosges, France). – Dissertation, University of Utrecht, Netherlands: 1–196.
- FÆGRI, K. & IVERSEN, J. (1989): Textbook of Pollen Analysis. – 328 S.; Chichester (Wiley).
- FIRBAS, F., GRÜNIG, G., WEISCHEDEL, I. & WORZEL, G. (1948): Beiträge zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte der Vogesen. – *Bibliotheca Botanica*, 121: 1–76.
- FREY, C. (1964): Vergleichende Betrachtung zur Kulturgeographie von Vogesen und Schwarzwald. – *Regio Basiliensis*, 5: 44–62.
- FREY, C. (1965): Morphometrische Untersuchung der Vogesen. – *Basler Beiträge zur Geographie und Ethnologie, Geographische Reihe*, 6: 1–150.
- FRIEDMANN, A. (2000): Die spät- und postglaziale Landschafts- und Vegetationsgeschichte des südlichen Oberrheintieflands und Schwarzwalds. – *Freiburger Geographische Hefte*, 62: 1–222.
- GARNIER, E. (2000): 'The Coveted Tree': the Industrial Threat to the Vosges Forest in the 16th and 18th Centuries. – In: AGNOLETTI, M. & ANDERSON, S. (eds.): *Forest History: International Studies on Socio-economic and Forest Ecosystem Change; Report No. 2 of the IUFRO Task Force on Environmental Change*: 37–47; Wallingford (CABI Pub.).
- GEVELAAR, A. J. (1982): Palynologie van de Marais de la Max, noordelijke Vogesen. – Diploma thesis, University of Utrecht, Netherlands.
- GEYER, M. (1995): Historische Bergbaureviere in den Vogesen. – *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, N.F. 77: 247–264.
- GRIMM, E. C. (1987): CONISS: a fortran-77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. – *Computers & Geosciences*, 13: 13–35.
- HATT, J. P. (1937): Contribution à l'analyse pollinique des tourbières du nord-est de la France. – *Bulletin du service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine*, 4: 1–79.
- HERRMANN, A. (1914): Die Allmenden im Bezirk Unter-Elsaß: eine sozialwirtschaftliche Studie. – 155 S., Straßburg (Strassburger Druck und Verlags-Anstalt).
- HUNTLEY, B. & WEBB, T. (1988) (eds.): *Vegetation History*. – 803 S., Dordrecht (Kluwer Academic Publishers).
- JANSSEN, C.R. & JANSSEN-KETTLITZ, E.L. (1972): A post-Atlantic pollen sequence from the tourbière du Tanet (Vosges, France). – *Pollen et Spores*, 14: 65–76.
- JANSSEN, C.R., CUP-UITERWIJK, M.J.J., EDELMAN, H.J., MEKEL-TE RIELE, J. & PALS, J.P. (1975): Ecologic and palaeoecologic studies in the Faigne d'Artimont (Vosges, France). – *Vegetatio*, 30 (3): 165–178.
- JARVIS, A., REUTER, H. I., NELSON, A. & GUEVARA, E. (2008): Hole-filled seamless SRTM data V4. – International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), available from <http://srtm.csi.cgiar.org>
- KALIS, A. J. (1984): L'Indigenat de l'Epicéa dans les hautes Vosges. – *Revue de Paléobiologie, Vol. Spécial*, 1: 103–115.
- KALIS, A.J. (1985): Forêt de la Bresse (Vogesen). Vegetatiekundige en pollenanalytische onderzoeken naar de bosgeschiedenis van een Centraal-Europees middelgebergte. – Dissertation, University of Utrecht, Netherlands: 1–349.
- KALIS, A. J., VAN DER KNAAP, W. O., SCHWEIZER, A. & URZ, R. (2006): A three thousand year succession of plant communities on a valley bottom in the Vosges Mountains, NE France, reconstructed from fossil pollen, plant macrofossils, and modern phytosociological communities. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 15: 377–390.
- KÖRBER-GROHNE, U. (1995): Nutzpflanzen in Deutschland von der Vorgeschichte bis heute. – 490 S.; Hamburg (Nikol).
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas, Methoden und Ergebnisse. – 462 S.; Jena, Stuttgart (Fischer).
- LASSERE, M. (2007): Les nécropoles tumulaires de la forêt de la Hardt: un rééquilibrage de l'occupation funéraire sur l'ensemble du territoire. – *Bilan scientifique: Alsace*, 2007/1: 191–197.
- LINCKENHELD, E. (1947): Le sanctuaire du Donon, son importance pour l'étude des cultes et des Rites celtiques d'après les récentes découvertes. – *Cahiers d'archéologie et d'histoire d'Alsace*, 38: 67–110.
- MÄCKEL, R., FRIEDMANN, A. & SUDHAUS, D. (2009): Environmental changes and human impact on landscape development in the upper Rhine region. – *Erdkunde* 63/1: 35–49.
- MICHNA, R. (1977): Wandlungen in der Textilindustrie der Südvogesen unter besonderer Berücksichtigung des oberen Dollar- und Savouresetales. – Thesis, University of Freiburg, Germany.
- MOORE, P. D., WEBB, J. A. & COLLINSON, M. E. (1991): *Pollen Analysis*. – 216 S.; Oxford (Blackwell Scientific).
- MÜLLER, F. T. (1905): Die Erzlagerstätten von Rothau und Framont im Breuschtal (Vogesen). – Thesis, University of Strasbourg, France.
- REILLE, M. (1992): Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. – 529 S.; Marseille (Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie)
- REIMER, P. J., BAILLIE, M. G. L., BARD, E. et al. (2009): IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. – *Radiocarbon*, 51: 1111–1150.
- REKLIP (Trinationale Arbeitsgemeinschaft Regio-Klima-Projekt) (1995): *Klimaatlas Oberrhein Mitte-Süd*. – Offenbach (IFG).
- RÖSCH, M. (2000): Long-term human impact as registered in an upland pollen profile from the southern Black Forest, south-western Germany. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 9: 205–218.
- SELL, Y., BERCHOLDT, J. P., CALLOT, H., HOFF, M., GALL, J. C. & WALTER, J. M. (1998): L'Alsace et les Vosges. Géologie, milieux naturels, flore et faune. – 352 S.; Lausanne (Delachaux et Niestlé).
- SICK, W.-D. (1991): Die Agrarwirtschaft im Elsaß – mit Vergleichen zu Südbaden. – *Alemannisches Jahrbuch*, 1987/88: 287–310.
- SPONAGEL, H. (ed.) (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. – 438 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- STADELBAUER, J. (1992): Ressourcenbewertung und Siedlungsentwicklung in höheren Mittelgebirgen am Beispiel der Vogesen. – *Siedlungsforschung*, 10: 79–104.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores*, 13: 615–621.
- SUDHAUS, D. (2005): Paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Landschaftsentstehung des Ostschwarzwaldes im Vergleich mit den Buntsandsteinvogesen. – *Freiburger Geographische Hefte*, 64: 1–153.
- SUGITA, S. (1993): A model of pollen source area for an entire lake surface. – *Quaternary Research*, 39: 239–244.
- SUGITA, S. (1994): Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: Theory and method in patchy vegetation. – *Journal of Ecology*, 82: 881–897.
- THEUERKAUF, M., BOS, J.A.A., JAHNS, S., JANKE, W., KUPARINEN, A., STEBICH, M. & JOOSTEN, H. (2014): *Corylus* expansion and persistent openness in the early Holocene vegetation of northern central Europe. – *Quaternary Science Reviews*, 90: 183–198.
- TIMBAL, J. (1985): Carte de la végétation de la France, sheet Alsace, No.28, 1:200 000. – Paris (IGN).
- TINNER, W., HOFSTETTER, S., ZEUGIN, F., CONEDERA, M., WOHLGEMUTH, T., ZIMMERMANN, L. & ZWEIFEL, R. (2006): Long-distance transport of macroscopic charcoal by an intensive crown fire in the Swiss Alps – implications for fire history reconstruction. – *The Holocene*, 16: 287–292.
- VAN DER KNAAP, W. O., VAN LEEUWEN, J. F. N., FINSINGER, W., GOBET, E., PINI, R., SCHWEIZER, A., VALSECCHI, V. & AMMANN, B. (2005): Migration and population expansion of *Abies*, *Fagus*, *Picea*, and *Quercus* since 15000 years in and across the Alps, based on pollen-percentage threshold values. – *Quaternary Science Reviews*, 24: 645–680.
- WALTER-SIMONNET, A.-V., BOSSUET, G., DEVELLE, A.-L., BÉGEOT, C., RUFFALDI, P. et al. (2008): Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des vosges et du jura, et le plateau suisse. – *Quaternaire*, 19: 117–132.
- ZWANDER, H. (1997): Untersuchungen zum Pollenflug in der freien Landschaft. – *Carinthia II*, 187: 423–445.

Weichselzeitliche Kryocalcite als Hinweise für Eisseen in der Hüttenblärschachthöhle (Iserlohn/NRW)

Detlev K. Richter, Kristina Goll, Witold Grebe, Andrea Niedermayr, Alexander Platte, Denis Scholz

How to cite:

RICHTER, D. K., GOLL, K., GREBE, W., NIEDERMAYR, A., PLATTE, A. & SCHOLZ, D. (2015): Weichselzeitliche Kryocalcite als Hinweise für Eisseen in der Hüttenblärschachthöhle (Iserlohn/NRW). – E&G Quaternary Science Journal, 64 (2): 67–81. DOI: 10.3285/eg.64.2.02

Kurzfassung:

Die C/O-Isotopenzusammensetzung von Speläothemen der Makkaronihalle der Hüttenblärschachthöhle in Iserlohn belegt eine klare Trennung zwischen kalt- und warmzeitlichen Calciten. Rhomboederkristalle und sphärolithische Speläopartikel weisen mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zwischen -8.9 und -17.9 ‰ (VPDB) sowie mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten zwischen $+0.7$ und -6.1 ‰ eine von normalen Speläothemen (Stalagmiten, Excentriques, Mikrobecken - Kristalle, Sinterfahnen; $\delta^{18}\text{O}$: -4.0 bis -6.1 ‰; $\delta^{13}\text{C}$: -4.9 bis -10.9 ‰) deutlich abweichende C/O-Signatur auf. Die kaltzeitlichen Calcite zeigen in der C/O-Isotopenzusammensetzung einen Trend zu leichteren O- bei schwereren C-Werten. Dabei entsprechen die Partikel mit schwereren O- bei leichteren C-Werten einer kaltzeitlichen Genese in Wasserbecken auf Eis, während die Partikel mit leichteren O- bei schwereren C-Werten eine für Ausfrieren karbonathaltiger Wässer typische Zusammensetzung widerspiegeln.

Mit $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen werden mehrere Ausfrierzeiten von Eisseen zwischen 28.6 und 33.0 ka für die jüngere Weichselkaltzeit im nordwestdeutschen Raum belegt. Die Ausfrierzeiten in der Makkaronihalle belegen eine Mindestdicke von 34 m für den Permafrostboden dieser Zeiten im nördlichen Sauerland.

Weichselian cryogenic calcites indicating former pools on ice in the Hüttenblärschacht Cave (Iserlohn, NRW)

Abstract:

C/O-stable isotope composition (VPDB) of speleothems from the Makkaronihalle of the Hüttenblärschacht Cave in Iserlohn shows a clear separation between glacial and interglacial calcites. In contrast to normal speleothems (stalagmites, excentriques, crystals in cave ponds, draperies; $\delta^{18}\text{O}$: -4.0 to -6.1 ‰, $\delta^{13}\text{C}$: -4.9 to -10.9 ‰), rhombohedral crystal sinter and spherulitic speleoparticles are characterised by lower $\delta^{18}\text{O}$ (-8.9 to -17.9 ‰) and higher $\delta^{13}\text{C}$ values ($+0.7$ to -6.1 ‰). This suggests that these speleogenetic particles were formed in slowly freezing waterpools on ice during the transition from a stadial to an interstadial phase.

Precise $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating shows younger Weichselian ages of 28.6 to 33.0 ka for these speleogenetic particles from north-west Germany. These formation periods indicate freezing conditions overlain by 34 m of hostrock and provide the minimum depth of permafrost penetration for the younger Weichselian in the area of the northern Sauerland (north-west Germany).

Keywords:

Cryogenic calcites, C/O isotopes, Upper Weichselian, ice caves, permafrost, north-western Germany

Addresses of authors: Detlev K. Richter*, Kristina Goll, Andrea Niedermayr, Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstr. 150, D-44801 Bochum, E-Mails: andrea.niedermayr@ruhr-uni-bochum.de, detlev.richter@ruhr-uni-bochum.de; Witold Grebe, Alexander Platte, Speläogruppe Letmathe, Dechenhöhle 5, D-58644 Iserlohn; Denis Scholz, Institut für Geowissenschaften, Johannes-Gutenberg-Universität Mainz, Johann-Joachim-Becher-Weg 21, D-55128 Mainz; Biogeochemistry Department, Max Planck Institute for Chemistry, P. O. Box 3060, D-55020 Mainz, Germany. *corresponding author

1 Einführung

Die in Tropfsteinhöhlen weitverbreiteten calcitischen, seltener aragonitischen Sinter (Stalagmiten, Stalaktiten, Wand/Bodensinter, Fahnen u.a.) bilden sich bekanntlich nur oberhalb von 0°C (e.g. SPÖTL 2008, VAKS et al. 2013), sodass sie als quartärer Formenschatz mitteleuropäischer Höhlen vorrangig an Warmzeiten gebunden sind (s. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen verschiedener mittelpleistozäner bis holozäner Sintergenerationen der Dechenhöhle. (DREYER et al. 2008)). Datenkompilationen von BAKER et al. (1993) und RICHTER et al. (2010a) über weichselzeitliche Sinter des west- und mitteleuropäischen Raumes unterstreichen aber

auch eine Sinterbildung während quartärzeitlicher Kaltzeiten. Diese Bildungen korrelieren bei Vergleichen mit Eisbohrkernen weitgehend mit Interstadialen und sind somit an Zeiten mit geringerem bis fehlendem Permafrostboden im Periglazialgebiet zwischen nordischer und alpiner Vereisung gebunden. Über mehrere Stadiale und Interstadiale gebildete Sinter sind ansonsten an subglaziale Bereiche vergletschter Gebiete (alpiner Raum: SPÖTL & MANGINI 2007) oder an stärker ozeanisch beeinflusste Klimagebiete (SW-Frankreich: GENTY et al. 2003) gebunden. Kaltzeitliche Calcitbildungen im norddeutschen Raum werden von ELBRACHT (2010) als lokale Zementation klastischer Sedimente unter Eisbedeckung beschrieben.

ŽÁK et al. (2004) und RICHTER & NIGGEMANN (2005) haben mm-große Calcitpartikel mit extrem leichter O-Isotopenzusammensetzung (bis -20‰ VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite Standard) als kryogene Bildungen aus Höhlen des östlichen Mitteleuropas sowie des Rheinischen Schiefergebirges belegt. Diese grobkörnigen kryogenen Calcite (CCC = „cryogenic cave calcites“ sensu ŽÁK et al. 2004 bzw. „cryogenic cave carbonates“ sensu ŽÁK et al. 2012) bilden

sich durch langsames Ausfrieren von Wasserbecken, wobei das schwerere ^{18}O -Isotop bevorzugt ins Eis eingebaut wird, sodass die ausgefällten Calcite durch Anreicherung des ^{16}O -Isotops charakterisiert sind (u.a. ŽÁK et al. 2008, ŽÁK et al. 2012, RICHTER et al. 2010a).

Über $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen lassen sich die Ausfrierzeiten von Eisseen präzise angeben, was das Wissen über den zeitlichen Ablauf des Wechsels von Stadien zu Intersta-

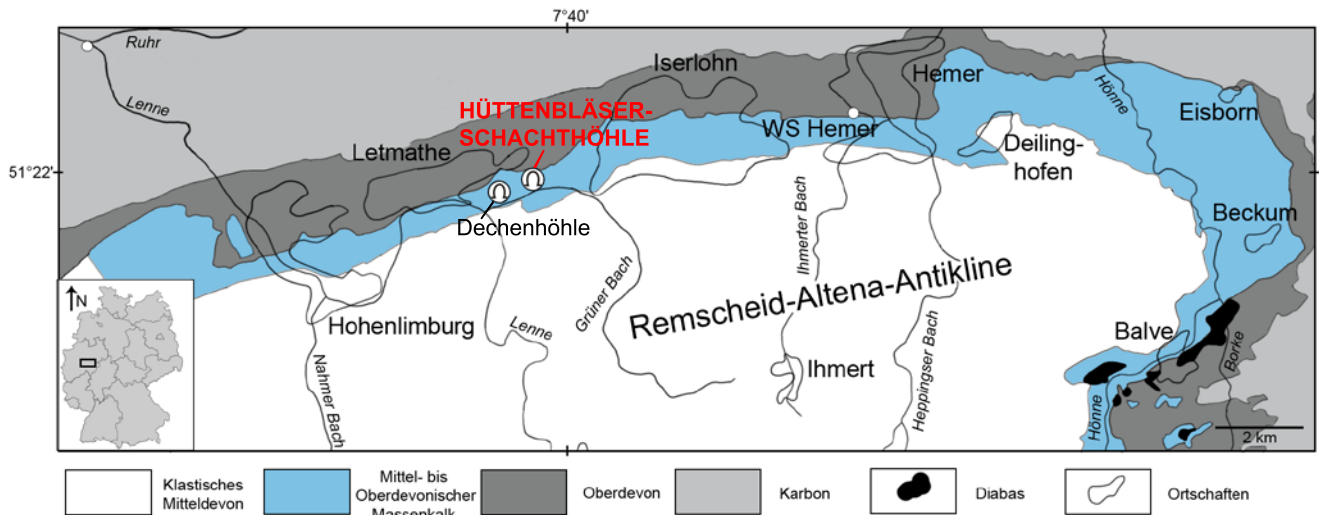


Abb. 1: Lage der Hüttenblärschachthöhle in der Nordflanke des Remscheid-Altenaer-Großsattel.

Fig. 1: Location of Hüttenblärschacht Cave in the north flank of the Remscheid-Altena-Anticline.

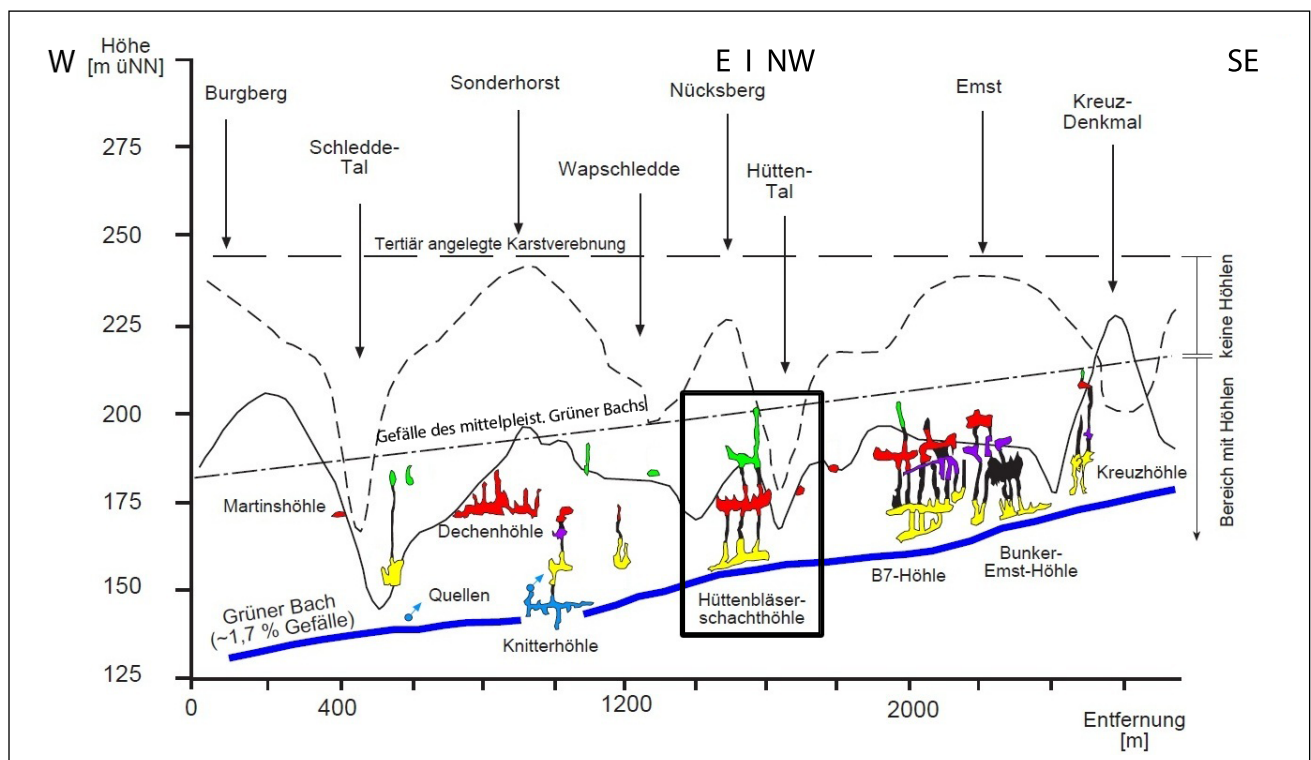


Abb. 2: Korrelation der Horizontalniveaus der Hüttenblärschachthöhle (umrandet) mit anderen Höhlen des Grünerbachtals (abgeändert nach NIGGEMANN 2003 und DREYER et al. 2008). Die durchgezogene sowie gestrichelte Linie belegen ein nach Norden ansteigendes Relief der Nordflanke des Grünerbachtals (durchgezogene Linie etwa 350 m nördlich heutiger Talau; gestrichelte Linie etwa 500 m nördlich heutiger Talau).

Grün – oberstes = ältestes Niveau; rot, violett, schwarz, gelb – mittlere Niveaus; blau – tiefstes = aktives Niveau.

Fig. 2: Correlation of horizontal levels of the Hüttenblärschachthöhle (black-rimmed) with other caves of Grünerbachtal (modified after NIGGEMANN 2003 and DREYER et al. 2008). The continuous as well as the dashed line prove a relief which is rising to the north of the north flank of the Grünerbachtal (The continuous line is located approximately 350 m north of today's floodplain; the dashed line is located approximately 500 m north of today's floodplain).

Green – top level = oldest level; red, violet, black, yellow – medium level; blue – bottom level = active level.

dialen der Weichselkaltzeit im Periglazialgebiet zwischen nordischer und alpiner Vereisung bereits verfeinert hat (ŽÁK et al. 2012). Dabei konnten bereits mehrere Ausfrierzeiten in derselben Höhle belegt werden (Herbstlabyrinth-Adventshöhle: RICHTER et al. 2011; Riesenberghöhle: RICHTER et al. 2013).

In der vorliegenden Studie wird ein neues Vorkommen von grobkörnigen Calciten ehemaliger Eisseen (hier: ausfrierende Pools auf Eis sensu ŽÁK et al. 2012) vorgestellt, bei dem verschiedene Kryocalcittypen sowie kryogene und nichtkryogene kaltzeitliche Calcite unterschieden werden können. Aufgrund des weitgehend isolierten Vorkommens

(Nebenkammer) der Makkaronihalle in der Hüttenbläterschachthöhle lassen sich über die petrographisch/geochemischen Zusammensetzungen der speläogenen Calcitpartikel hinaus genaue Aussagen zur Mindestdicke eines weichselzeitlichen Permafrostbodens im nordwestlichen Sauerland machen. Mittelfristig wird mit weiteren Kryocalcutfunden in Kombination mit $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen ein vollständigeres raum-zeitliches Muster für Ausfrierzeiten von Eisseen und zeitlich fixierten Mindestdicken vom Permafrostboden für den weichselzeitlichen Periglazialraum zwischen nordischer und alpiner Vergletscherung angestrebt.

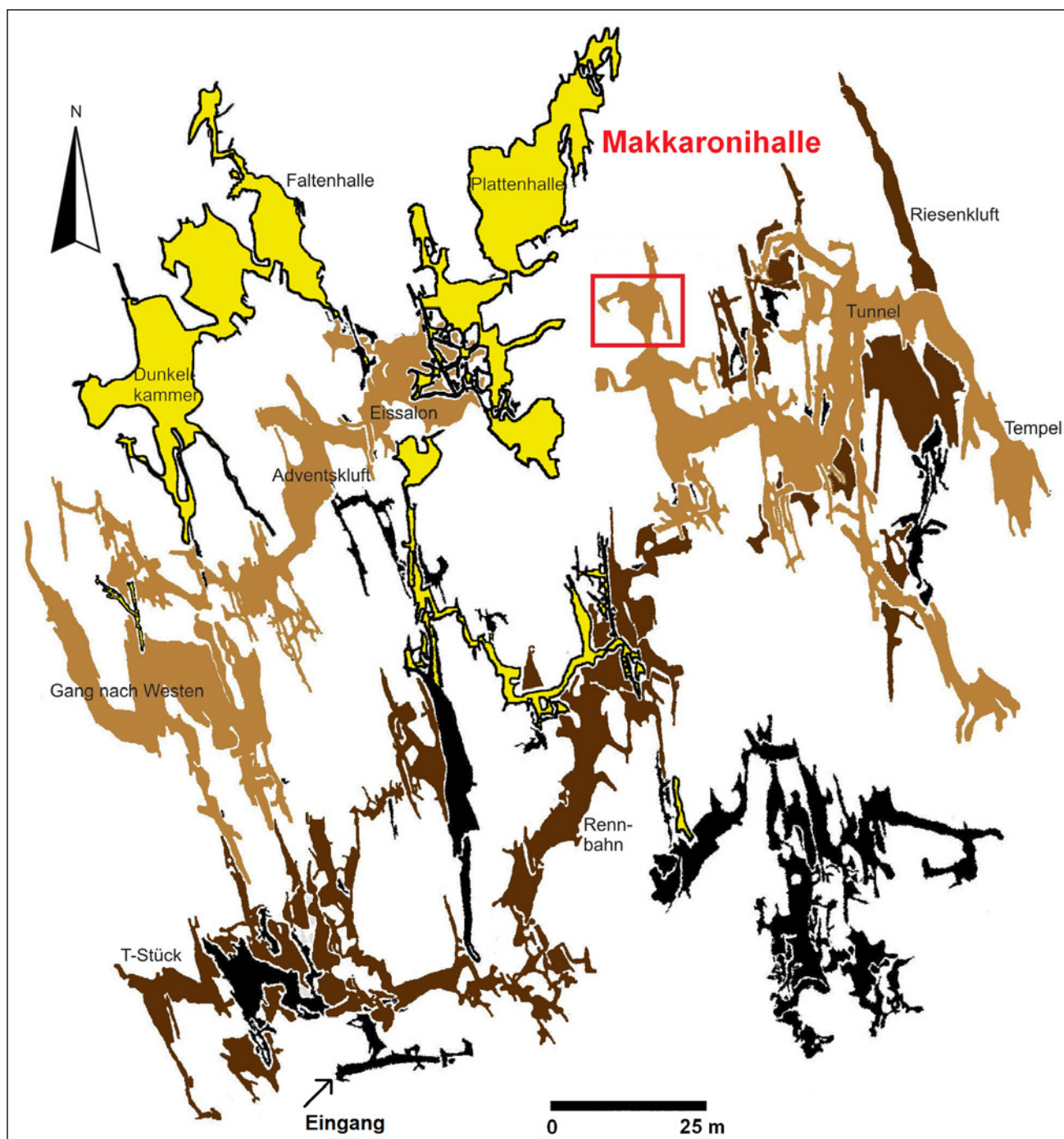


Abb. 3: Lage der Makkaronihalle (rot) in der Hüttenbläterschachthöhle (abgeändert nach GREBE 2007). Höhlenniveaus: Gelb – obere Etage, hellbraun – mittlere Etage, dunkelbraun – untere Etage, schwarz – keine Zuordnung.

Fig. 3: Location of Makkaroni Hall (red) in the Hüttenbläterschacht Cave (modified after GREBE 2007). Levels of the cave: Yellow – upper level, beige – middle level, dark brown – lower level, black – no assignment.

2 Geologischer Überblick

Die Hüttenbläterschachthöhle (Kataster-Nr. 4611/23) befindet sich im mitteldeutschen Massenkalk des Remscheid-Altenaer Großsattels west-südwestlich von Iserlohn (NW Sauerland) (vgl. Abb. 1). Sie gehört zu dem über 60 Höhlen umfassenden Höhlengebiet des Grünerbachtals und wurde erst 1993 von Mitgliedern der Speläogruppe Letmathe nach Offenlegung einer bewitterten Spalte entdeckt. Heute zählt die Hüttenbläterschachthöhle mit einer Gesamtlänge von über 4800 Metern bei einem Höhenunterschied von etwa 46 Metern (GREBE 1994) zu einer der größten Höhlen des nordwestlichen Sauerlands.

Das Gangsystem der Hüttenbläterschachthöhle lässt sich mindestens drei Horizontalniveaus zuordnen (Abb. 2), die warmzeitliche Grundwasserstände des Quartärs nachzeichnen und mit der Ausbildung der benachbarten Lenne-Terrassen korrelieren (NIGGEMANN 2003, DREYER et al. 2008). Die hier näher untersuchte Makkaronihalle gehört zum mittleren Horizontalniveau der Hüttenbläterschachthöhle, welches mit dem der 700 m westlich gelegenen Dechenhöhle korreliert (Abb. 2 und 3). Die ältesten untersuchten Speläotheme der Dechenhöhle sind nach DREYER et al. (2008) etwa 488.6 ka (+81 –43 ka) alt. Daraus kann abgeleitet werden, dass die ältesten Speläotheme auf der mittleren Etage der Hüttenbläterschachthöhle ebenfalls ein Alter von etwa 500 ka aufweisen und der Anlage der oberen Etage ein noch größeres Alter zukommt.

3 Fundsituation und Probenwahl

Die Makkaronihalle liegt am Nordende eines Ganges des mittleren Niveaus der Hüttenbläterschachthöhle (vgl. Abb. 3). Der Höhlenraum hat einen Durchmesser von etwa 10 m, nur einen im Süden gelegenen Zugang sowie einen

10–15 m tiefen Schachtfortsatz im Nordosten (Abb. 4). Reicher Sinterschmuck (insbesondere Makkaronis und Stalagmiten, Abb. 5) zeichnet die Makkaronihalle als Raum mit stärkerem Tropfwasserzulauf in der ansonsten relativ trockenen Hüttenbläterschachthöhle aus (GREBE 2007). Aufgrund der zumindest heute isolierten Lage von maximal 40 m unter der Geländeoberfläche (Abb. 2 und 6) und dem Fehlen von Spaltenfortsätzen weist die Makkaronihalle eine nur mäßige Ventilation auf.

Von den warmzeitlichen Speläothemen (Sinterröhrchen, Stalagmiten, Sinterfahnen, Sinterblasen, Calcite aus Mikrobecken) wurden aus Schutzgründen nur Kleinstproben für petrographisch/geochemische Untersuchungen entnommen (vgl. Abb. 4).

Nur im mittleren Teil der Halle ist der Höhlenboden nicht von Sinter überzogen. Hier ist der Fundort (Abb. 4 und 5) von Speläopartikeln, wie sie der Erstautor zwischen 2005 und 2011 in zahlreichen Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges gefunden hat und nachweisen konnte, dass es sich um kryogene Calcitpartikel handelt (RICHTER et al. 2011). Besonders die über 1 cm großen Zopfsinter sind bereits makroskopisch leicht auszumachen. Mit einer Lupe lassen sich jedoch auch die Rhomboedersinter und skelettähnlichen Kristallsinter, sowie die <1 mm großen handtellerartigen Sphärolithe erkennen. Für die petrographisch/geochemische Bearbeitung wurden nach Stereolupenbegutachtungen nur nicht durch jüngere Sinterkristalle überzogene Speläopartikel ausgewählt.

4 Methodik

Die Speläopartikel des klastischen Sediments wurden zunächst durch Ausschlämmen des tonig/siltigen Materials (umgelagerter Lösslehm) angereichert, um danach eine Typisierung unter einem Binokular vorzunehmen. Vor weite-

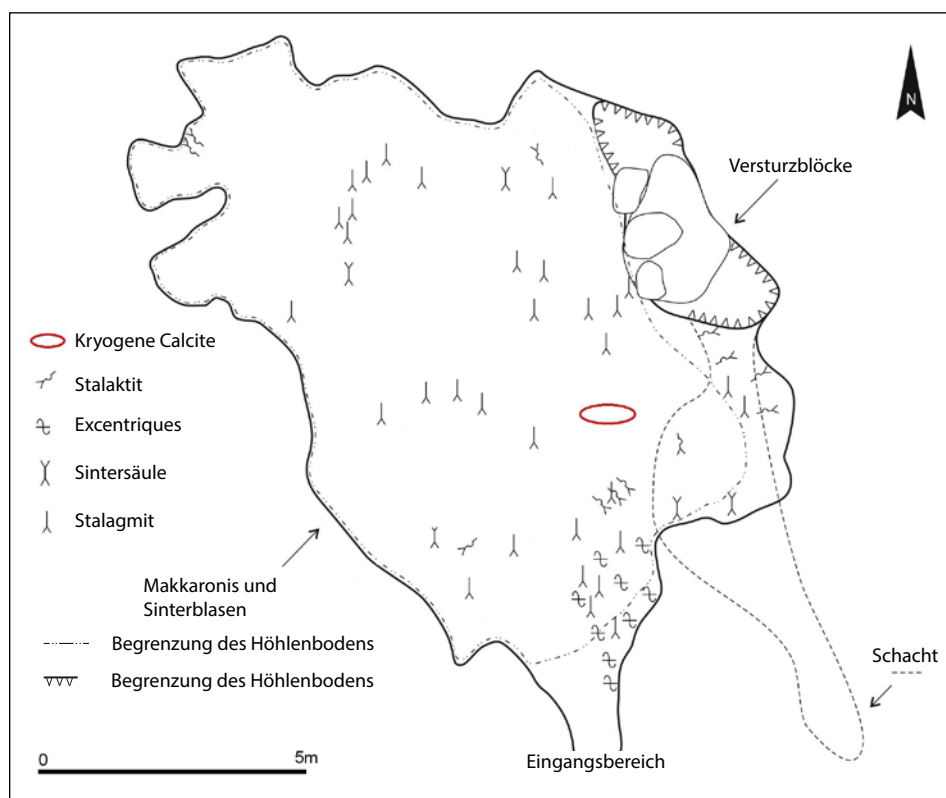


Abb. 4: Speläologische Karte der Makkaronihalle.

Fig. 4: Speleological map of the Makkaroni Hall.

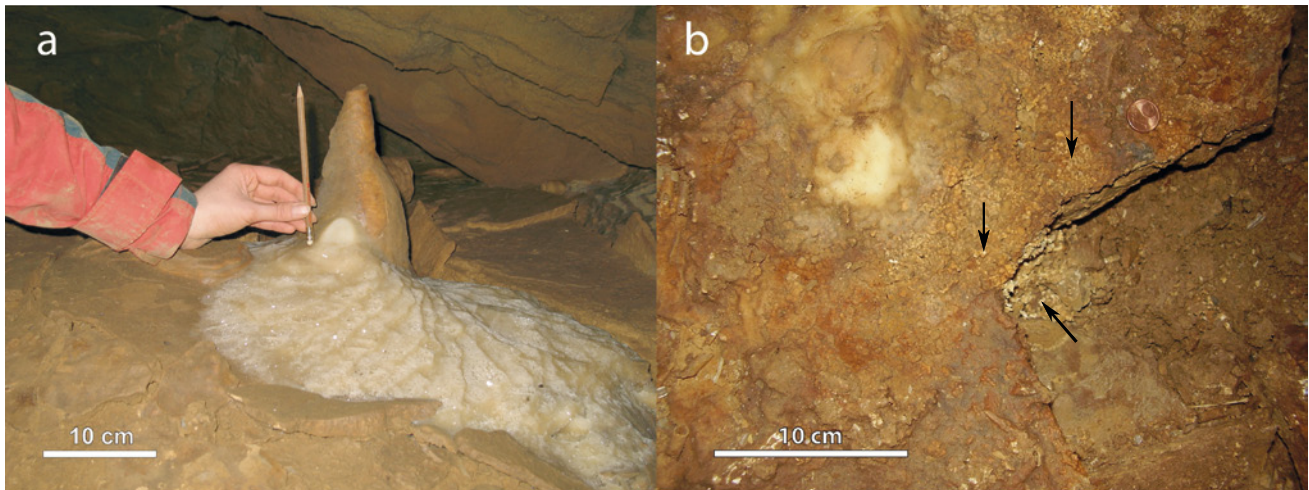


Abb. 5: Speleotheme beim Fundort: a) Holozäne weiße Sintergeneration mit Mikrobecken über älterer zerbrochener Sintergeneration. b) Fundort der Kryocalcite (Pfeile) rechts des Fotos a) unterhalb der weißen Sinter.

Fig. 5: Speleothems around the location of cryocalcites: a) White holocene sinter generation with micro gours over older broken sinter generation. b) Location of the cryocalcites (arrows) next to the image a) below the white sinter.

ren Bearbeitungen wurden die Proben mittels Ultraschallbehandlung (10 Minuten in destilliertem Wasser) von anhaftenden Feinstpartikeln befreit.

Die Dokumentation der Detailstrukturierung erfolgte anhand goldbedampfter Präparate mit einem hochauflösenden Feldemissions-Rasterelektronenmikroskop (HR-FEM) vom Typ LEO/ZEISS 1530 Gemini am Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik der Ruhr-Universität Bochum.

Die C/O-Isotopenzusammensetzung der Calcite wurde nach Aufbereitung mit einer Gasbench mit einem Massenspektrometer MAT253 (Thermo Scientific) ermittelt und

mit den Standards CO-1 sowie CO-8 gegen den internationalen Standard VPDB geeicht. Die 1σ -Reproduzierbarkeit der Messwerte liegt für $\delta^{13}\text{C}$ bei 0.04 ‰ VPDB und für $\delta^{18}\text{O}$ bei 0.08 ‰ VPDB.

Die $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen wurden mit einem Multi-Kollektor induktiv gekoppelten Plasma Massenspektrometer (MC-ICPMS) am Max-Planck-Institut für Chemie (MPIC) in Mainz durchgeführt. Details zur chemischen Aufbereitung der Proben finden sich in YANG et al. (2015). Nähere Informationen zur Analytik geben u. a. JOCHUM et al. (2011), ŽÁK et al. (2012) sowie SCHOLZ et al. (2014). Alle Alter wur-

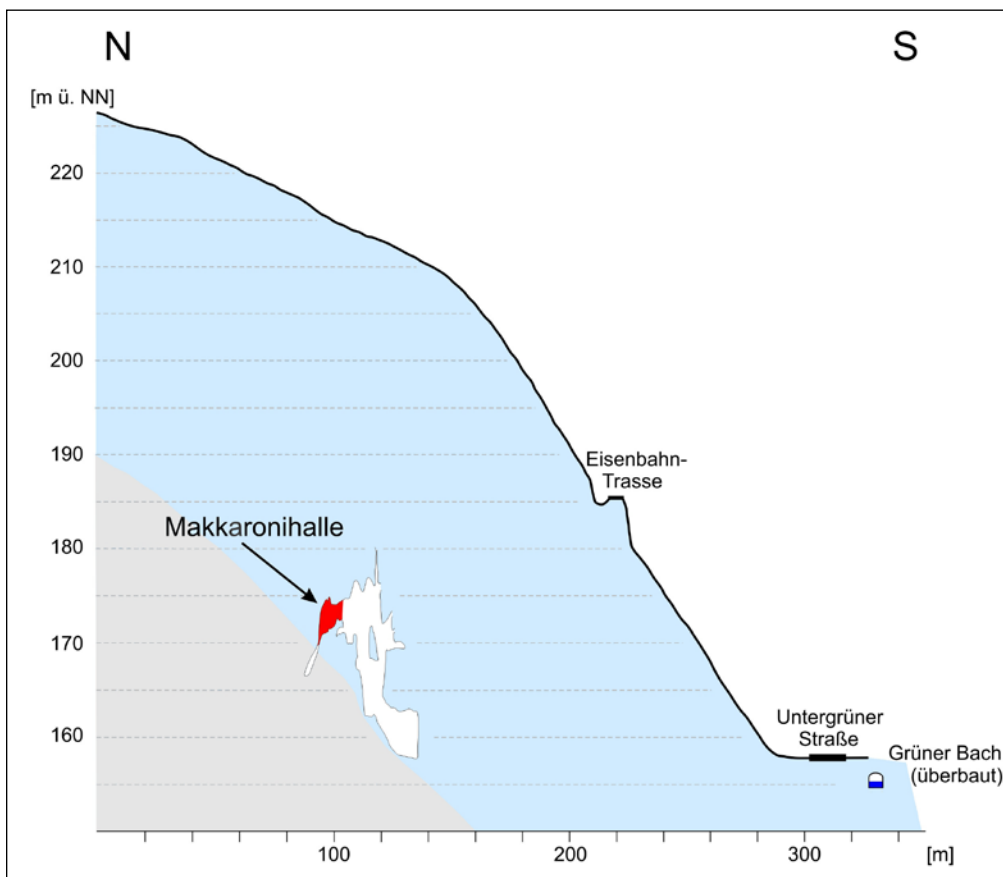


Abb. 6: Profil der Makkaronihalle der Hüttenbläterschachthöhle im Verbund zur Geländeoberfläche. Hellblau – Mindestdicke für die rekonstruierte weichselzeitliche Permafrostzone.

Fig. 6: Profile of Makkaroni Hall of the Hüttenbläterschacht Cave in combination with the ground surface. Light blue – minimum thickness of the reconstructed Weichselian permafrost zone.

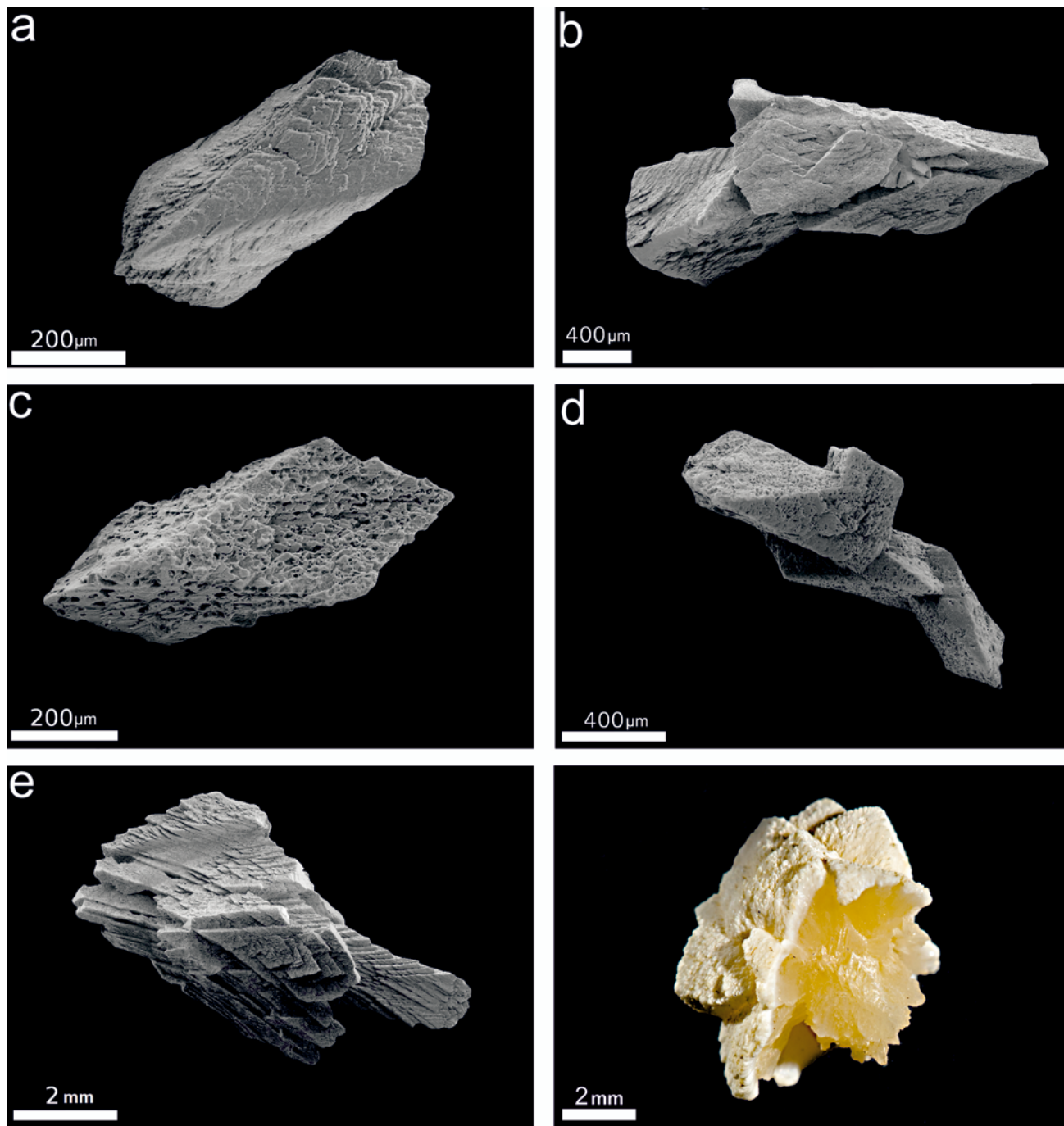


Abb. 7: Rasterelektronenmikroskopische (REM) Aufnahmen (a–e) sowie eine Makroaufnahme (f) von kryogenen Speläopartikeln der Rhomboeder-Formengruppe: a – Einzelrhomboeder mit gestuften und gewölbten Kristallflächen; b – Rhomboederkette mit gestuften und gewölbten Kristallflächen; c – Einzelrhomboeder mit Schwammstruktur und gerundeten Kanten und Ecken; d – Rhomboederkette mit Schwammstruktur und gerundeten Kanten und Ecken; e – skelettähnlicher Kristallsinter; f – Überwachsung eines weißen sphärolithischen Sinters über einen beige Rhomboedersinter.

Fig. 7: Scanning electron microscope (SEM) image (a–e) as well as macro image (f) of cryogenic speleothem particles of the rhombohedron – shape group: a – single rhombohedron with stepped and curved crystal surface; b – rhombohedron chain with stepped and curved crystal surface; c – single rhombohedron with sponge structure and rounded edges and corners; d – rhombohedron chain with sponge structure and rounded edges and corners; e – skeletal like crystal sinter; f – overgrowth of a white spherical sinter over a beige rhombohedron sinter.

den hinsichtlich einer möglichen detritischen Verunreinigung korrigiert unter der Annahme, dass der Detritus ein $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Gewichtsverhältnis von 3.8 hat (mittlerer Wert der oberen Erdkruste, WEDEPOHL 1995) und ^{230}Th , ^{234}U und ^{238}U im säkularen Gleichgewicht vorliegen. Weiterhin wurden alle Alter und Aktivitätsverhältnisse mit den Zerfallskonstanten von CHENG et al. (2000) berechnet und sind in ka vor dem Jahr der Messung (2011 bzw. 2012) angegeben.

5 Strukturierung der Speläopartikel

Die klastischen Bodensedimente setzen sich neben umgelagertem Lösslehm, der überwiegend aus Silt besteht, aus Bruchstücken älterer „normaler“ Speläotheme (Makkaronis, Stalaktiten, Stalagmiten, Excentriques, Sinterfahnen) und kristallflächenbegrenzter Calcitkristalle sowie calcitischer Kristallaggregate zusammen. Bei den in dieser Stu-

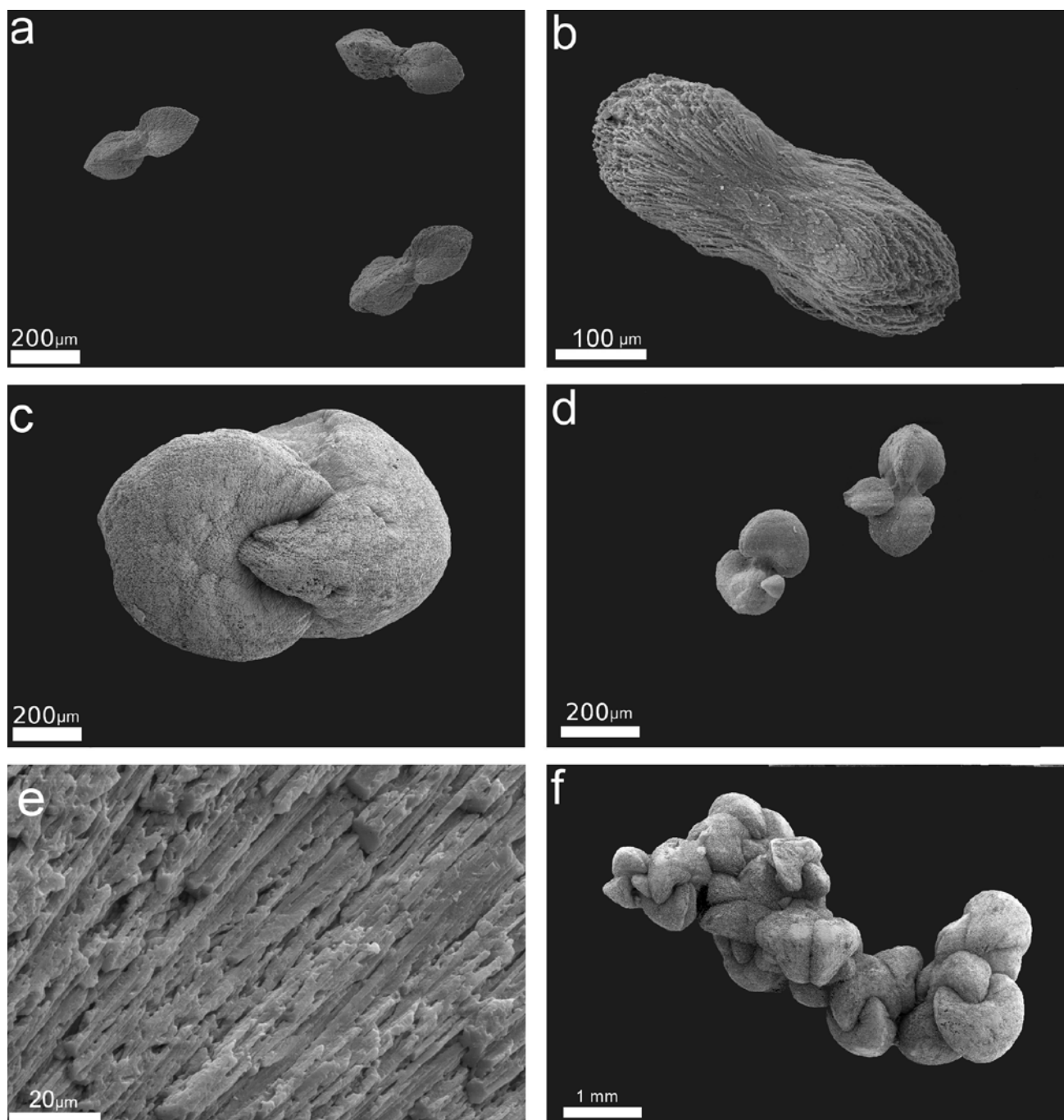


Abb. 8: REM-Aufnahmen von Speläopartikeln der Sphärolith-Formengruppe: a u. b – hantelförmige Sphärolithe; c – schnabelförmiger Sphärolith (Kompositsphärolith); d – Verwachsung schnabelförmiger Sphärolithe; e – skelettöse Fasern eines Sphäroliths; f – Zopfsinter.

Fig. 8: SEM-image of speleo particles of the spherulite group: a & b – dumbbell-shaped spherulite; c – beaked spherulite (composite spherulite); d – intergrowth of beaked spherulites; e – skeletal fibers of spherulites; f – braid sinter.

die näher untersuchten letztgenannten Partikelgruppen weisen die Calcite ausschließlich einen rhomboedrischen Habitus auf. Mit einem Auflichtmikroskop können milchig-weiße bis -beige von klardurchsichtigen Kristallpartikeln unterschieden werden. Die aufgrund von Gas- und/oder Flüssigkeitseinschlüssen und winzigen Fremdpartikeln milchig erscheinenden Partikel gleichen in der Ausbildung den von RICHTER et al. (2008) und RICHTER et al. (2009) beschriebenen kryogenen Calcitpartikeln, wobei diese Art von Pigmentierung mit meist stärkerer Pigmentierung im Kernbereich zonierte wechseln kann. Die klaren Kristalle sowie Kristallaggregate sind mikroskopisch nicht von Calcite-

mineralisationen rezenter Sinterbecken zu unterscheiden.

Die **milchigweißen bis -beigen Kristallpartikel** lassen sich generell zwei Formengruppen zuordnen:

1. Die Rhomboeder-Formengruppe weist als Basistyp einzelne, <1 mm große Rhomboederkristalle auf (Abb. 7a), deren Kristallflächen geschwungen ausgebildet sind, was sich in Dünnschliffen in einer Undulosität der Kristalle zeigt. Derartige Realkristalle sind auf Kristallbaufehler zurückzuführen (u.a. BORCHARDT-OTT 1997). Häufig resultiert hieraus ein schuppenartiges Gefüge auf den Kristallflächen. Die Rhomboederkristalle sind mehrheitlich zu bis über 1 cm großen Rhomboederketten verwachsen (Abb. 7b). Bei den

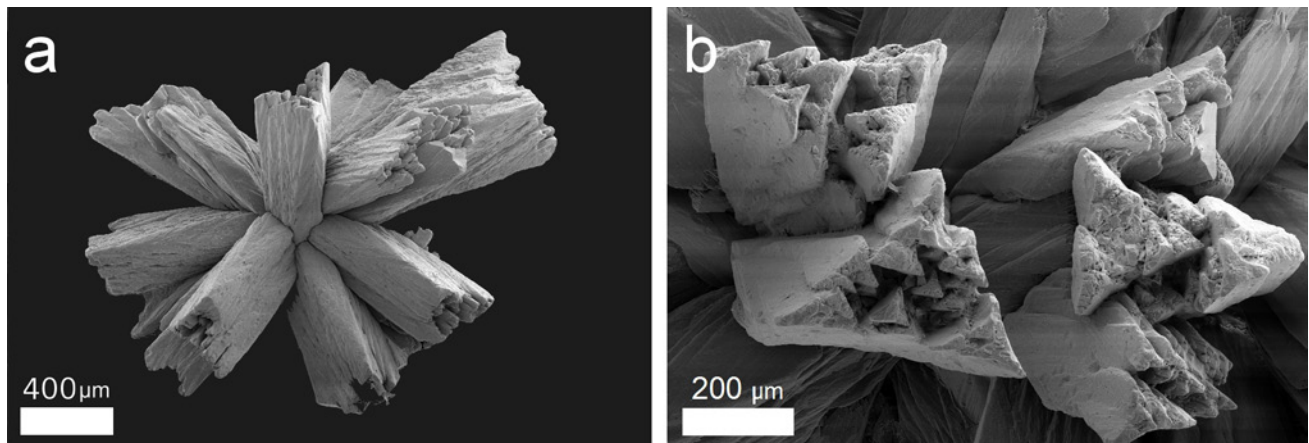


Abb. 9: REM-Aufnahmen klarer Calcitsphärolithe: a – Gesamtansicht; b – Blick aufs Wachstumsende.

Fig. 9: SEM-image of clear calcite spherulites: a – overall view; b – view to the growth side.

größeren Rhomboederkristallen wirken sich die Kristallbaufehler in einer gestuften Ausbildung aus, wodurch sich ein nahtloser Übergang von normalen Rhomboederketten zu skelettähnlichen Kristallsintern ergibt (Abb. 7e).

Bei den Kristallen der Rhomboeder-Formengruppe fallen untergeordnet angerundete Calcite mit ausgeprägter kaverner Internstruktur auf (Abb. 7c, d). Die Anrundung ist auf Umlagerung oder Anlösung zurückzuführen, wobei letzteres wahrscheinlicher ist, da die internen Kavernen ebenfalls gerundet ausgebildet sind.

2. Die Sphärolith-Formengruppe weist in der Makkaronihalle als Basistyp einen hantelähnlichen Sphärolithen auf (Abb. 8a, b). Diese Hanteln setzen sich aus leistenförmigen Fasern zusammen, wobei deren flache Seiten den Flächen initial vorhandener Rhomboeder zu entsprechen scheinen (vgl. Abb. 8b mit Abb. 7a). Gedrungene Formen dieser Hanteln zeigen ein schnabelartiges Aussehen (Abb. 8c, d), was den Kompositsphärolithen sensu RICHTER et al. (2008) entspricht. Die faserige Ausbildung der Sphärolithe ist auf ein bevorzugtes Wachstum in c-Achsenrichtung zurückzuführen, welches gegenüber einfachen Rhomboedern relativ schnell erfolgt sein muss, da REM-Aufnahmen von gebrochenen Sphärolithen skelettöse Fasern zeigen (Abb. 8e). Die von einem einfachen Sphärolithen abweichende Form stellt ein Resultat der besonderen Internstrukturierung der Fasern dar. Die Einzelfasern erweisen sich dünn schliffmäßig als undulös, was auf eine sich systematisch verändernde Gitterorientierung infolge von Kristallbaufehlern zurückzuführen ist. Nach EBSD (Electron Back Scatter Diffraction)-Untersuchungen von RICHTER & RIECHELMANN (2008) ist die c-Achsenorientierung in den Fasern vergleichbarer Sphärolithe des Malachitdoms bei Brilon (nord-östliches Sauerland) zweidimensional divergent. Die Kombination von systematischer Divergenz und unterschiedlicher Wachstumsgeschwindigkeit senkrecht zur c-Achse verhindert die Genese eines einfachen Sphärolithen, sodass sich von der Kugel abweichende Formen ergeben müssen.

Die schnabelartigen Sphärolithe bzw. Kompositsphärolithe sind häufig kettenartig verwachsen, sodass sich Zopfsinter ergeben (Abb. 8f). Zopfsinter wurden erstmalig von ERLEMEYER et al. (1992) aus dem Malachitdom nördlich von Brilon beschrieben und von RICHTER & RIECHELMANN

(2008) als kryogene Speläopartikel erkannt. Die Zopfsinter der Makkaronihalle weisen Längen bis 2 cm auf, weshalb sie als größere kryogene Speläopartikelart relativ einfach in einer Höhle auszumachen sind.

Von besonderem Interesse sind vereinzelt zu beobachtende Verwachsungen verschiedener Speläopartikeltypen. So wachsen sphärolithische Sinter auf Rhomboederkristallsintern, was sensu CHAFETZ et al. (1985) auf eine zunehmende Kristallisationsgeschwindigkeit der Calcite bei zunehmender Sättigung der Lösung hindeutet (Abb. 7f).

Die klaren Kristalle und Kristallaggregate setzen sich aus nach der c-Achse langgestreckten Calciten mit prismatischen oder steil rhomboedrischen Seitenflächen und porös erscheinenden Kopfflächen zusammen (Abb. 9a, b). Die letztgenannte Ausbildung dokumentiert eine Subkristallzusammensetzung der Calcite, wobei die Dreizähligkeit der Einzelfasern besonders deutlich zum Ausdruck kommt. Eine vergleichbare Ausbildung haben MERGNER et al. (1992) von Schwimmkrusten des Malachitdoms (NE Sauerland) und RICHTER et al. (2013) von einer Calcitgeneration vor kryogenen Calciten der Riesenberghöhle (Süntel, Weserbergland) dokumentiert.

6 Geochemische Zusammensetzung

Die kryogenen und nichtkryogenen Calcitpartikel sind nach XRD-Untersuchungen mit $d_{(104)}$ -Werten von 3.033 Å bis 3.036 Å stöchiometrisch zusammengesetzt. Diese Daten waren zu erwarten, da der Iserlohner Massenkalk bezüglich des Calcits $d_{(104)}$ -Werte von 3.028 Å bis 3.035 Å ergeben hat, und die von VON KAMP (1972) dokumentierten, NNW/SSO-streichenden Dolomitgänge außerhalb des Bereichs der Makkaronihalle verlaufen. Derartig zusammengesetzte Gänge haben natürlich einen Einfluss auf die Zusammensetzung von Speläothemen, wie es NIGGEMANN & RICHTER (2006) mit Stalagmiten aus Aragonit und Mg-Calcit von der östlich gelegenen B7-Höhle belegt haben.

Die C/O-Isotopenuntersuchungen haben verschiedene Datenkollektive für warm- und kaltzeitliche Calcite ergeben (Abb. 10). Warmzeitliche „normale“ Speläotheme (Stalagmiten, Excentriques, Mikrobecken-Kristalle, Sinterfahnen, Makkaronis) weisen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen -4.9 und -10.9 ‰ VPDB und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen -4.0 und -6.1 ‰

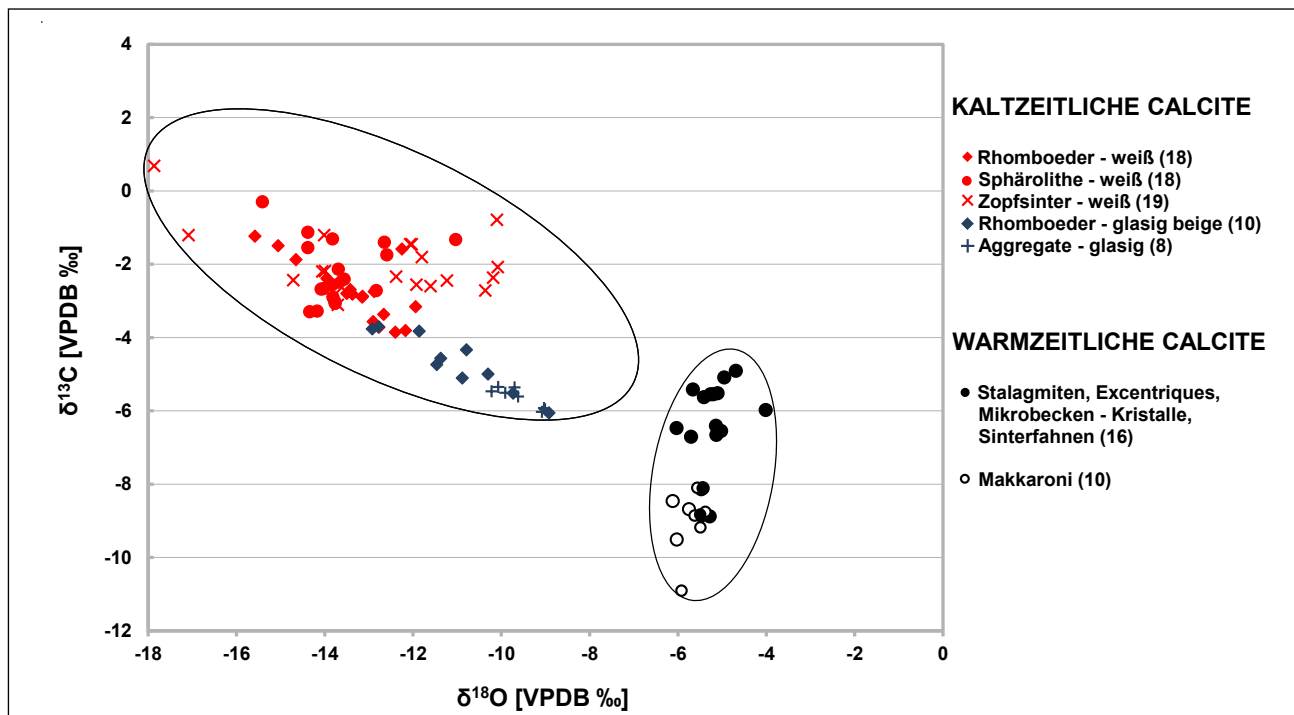


Abb. 10: C/O-Isotopenzusammensetzung von kryogenen (Rhomboeder, Sphärolithe, Zopfsinter) sowie nicht-kryogenen (glasige Aggregate) kaltzeitlichen Calciten und „normalen“ warmzeitlichen Calciten der Makkaronihalle.

Fig. 10: C/O-isotopic composition of cryogenic (rhombhedron, spherolithic braid sinter) as well as non-cryogenic (glassy aggregates) glacial epoch calcites and common warm interval calcites of the Makkaroni Hall.

VPDB auf, wie es für warmzeitlich entstandene quartärzeitliche Speläotheme des Iserlohner Massenkalks typisch ist (NIGGEMANN 2000, WURTH 2002). Kaltzeitliche Speläotheme (kryogene und nichtkryogene Calcite) weisen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen +0.7 und -6.1 ‰ VPDB und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen -8.9 und -17.9 ‰ VPDB auf. Insgesamt zeichnet sich für die kaltzeitlichen Calcite ein Trend zu schwererer C-Isotopie mit leichterer O-Isotopie im Datenkollektiv, wie es für Calcite langsam ausfrierender Becken typisch ist (ŽÁK et al. 2012, RICHTER et al. 2013).

Das Datenkollektiv der kaltzeitlichen Calcite kann aufgrund der C/O-Isotopenzusammensetzung weiter differenziert werden (Abb. 10):

1. Die weißen kryogenen Calcite (Rhomboeder, Sphärolithe, Zopfsinter) zeigen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen +0.7 und -3.9 ‰ ohne weitere Differenzierungsmöglichkeit.

2. Die glasigen Calcitaggregate liegen C/O-isotopisch am Ende des Datenkollektivs Richtung C/O-Isotopenzusammensetzung warmzeitlicher Calcite. Als Interpretation bietet sich eine kaltzeitliche Genese vor dem Ausfrieren von Sinterbecken, wie es RICHTER et al. (2010 a, 2013) für entsprechende Partikel des Herbstlabyrinths (N-Hessen) sowie der Riesenberghöhle (Süntel) angenommen haben.

3. Die glasig beige Rhomboedersinter sind C/O-isotopisch zwischen den glasigen Calcitaggregaten und den weißen kryogenen Calciten positioniert. Da sie größtmäßig nicht von den weißen Rhomboedersintern zu unterscheiden sind, kann es sich nicht um Initialbildungen eines ausfrierenden Beckens handeln, wobei die weißen Kristallformen Letztausscheidungen wären. Wahrscheinlich handelt es sich bei den unterschiedlich gefärbten Calciten um Präzipitate verschiedener Sinterbecken. Dabei könnten die glasig-beigen Rhomboedersinter kaltzeitliche Calcite widerspiegeln,

die in Mikrobecken auf Eis gebildet worden sind, während die weißen Sinter in Mikrobecken mit Eisbedeckung entstanden sind – d.h. kryogene Calcite (vgl. Kap. 8).

7 $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen

Die korrigierten U/Th-Alter ergaben für alle 5 Proben weichselzeitliche Alter zwischen 33.0 und 28.6 ka (Tab. 1). Aufgrund der hohen Urangelhalte von 1.1 bis 3.3 $\mu\text{g/g}$ (Tab. 1) ist der Effekt der Detrituskorrektur für alle 5 Proben gering (maximal 450 Jahre). Im Rahmen der Fehler stimmen die korrigierten und unkorrigierten Alter für alle 5 Proben überein (Tab. 1). Bei einem Vergleich mit der O-Isotopenkurve des NGRIP-Eisbohrkerns (vgl. Abb. 11) markieren die Datierungen einen Bereich zwischen den Grönlandinterstadialen (GI) 4 und 6. Mehrere Klimaschwankungen zeichnen diesen Zeitabschnitt aus, der im norddeutschen Raum nach LITT et al. (2007) dem Denekamp-Interstadial mit Tundra- bis Strauchtundravegetation entspricht.

Kryogene Calcitpartikel gleichen Alters sind von RICHTER et al. (2009) aus der Heilenbecker Höhle in Ennepetal (Bergisches Land) und von RICHTER et al. (2010 a) aus dem Herbstlabyrinth bei Breitscheid (N-Hessen) beschrieben worden. Nach einer Zusammenstellung von Žák et al. (2012) über kryogene Calcite in mitteleuropäischen Höhlen zeichnet sich die Zeitspanne 28–40 ka durch eine besondere Häufung aus.

8 Zusammenfassende Diskussion

Partikel Ausbildung

Vollständig erhaltene Speläopartikel des Höhlenbodens der Makkaronihalle lassen sich aufgrund reichhaltiger (A)

Tab. 1: $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen der kryogenen (1–4) und nichtkryogenen (5) kaltzeitlichen Speläopartikel.

Tab. 1: $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -age datings of cryogenic (1–4) and noncryogenic (5) glacial epoch speleo particles.

	Probe	^{238}U [$\mu\text{g/g}$]	^{232}Th [ng/g]	$[\text{^{234}U}/\text{^{238}U}]$	$[\text{^{230}Th}/\text{^{238}U}]$	Unkorrigiertes Alter [ka]	Korrigiertes Alter [ka]
1	weißer Zopfsinter 1	1.111 ± 0.007	9.1 ± 0.1	1.7171 ± 0.0026	0.4569 ± 0.0022	33.17 ± 0.18	33.00 ± 0.20
2	weißer Zopfsinter 2	2.25 ± 0.01	18.6 ± 0.2	1.7240 ± 0.0043	0.4396 ± 0.0019	31.60 ± 0.17	31.47 ± 0.18
3	weißer Rhomboedersinter	2.38 ± 0.02	40.5 ± 0.4	1.7030 ± 0.0029	0.4059 ± 0.0020	28.66 ± 0.14	29.17 ± 0.17
4	beige Rhomboedersinter	3.30 ± 0.02	13.3 ± 0.1	1.7148 ± 0.0027	0.4016 ± 0.0016	29.40 ± 0.15	28.60 ± 0.14
5	glasiges Calcitaggregat	2.28 ± 0.02	61.5 ± 0.6	1.6994 ± 0.0053	0.4030 ± 0.0031	29.45 ± 0.20	29.01 ± 0.26

und weniger (B) Anteile an Gas- und/oder Flüssigkeitseinschlüsse differenzieren:

A. Milchigweiße bis -beige Kristallpartikel lassen sich in eine Rhomboeder-Formengruppe (Rhomboederkristalle, Rhomboederketten) und eine Sphärolith-Formengruppe (hantel- und schnabelförmige Sphärolithe, Zopfsinter) unterteilen. Derartige bis zu 2 cm große Speläopartikel sind in den letzten Jahren wiederholt aus Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges beschrieben worden und aufgrund ihrer anormalen O-Isotopenzusammensetzung (s.u.) als kryogene Bildungen erkannt worden (u. a. RICHTER et al. 2008, RICHTER et al. 2009). Ein skelettartiges Wachstum tritt hier nur bei den Fasern der Sphärolithe auf. Zudem überwachsen Sphärolithe Rhomboederkristalle, sodass ein schnelleres, finales Wachstum für die Sphärolithe anzunehmen ist. Das facettenreiche Wachstum bei Rhomboederketten haben RICHTER et al. (2011, Abb. 6) bereits als Skelettbildung bezeichnet, aber aus heutiger Sicht sollte nur bei den Calcitfasern von schnellerem Wachstum mit teilweise vorhandener Skelettausbildung gesprochen werden.

B. Klare Kristalle und Kristallaggregate mit prismatischen oder steilrhomboedrischen Seitenflächen und porös erscheinenden Kopfflächen gleichen Kristallbildungen warmzeitlicher Schwimmkrusten (u.a. MERGNER et al. 1992, TIETZ 1995, TAYLOR & CHAFETZ 2004). Untersuchungen an weichselzeitlichen Kristallsanden von der Oberfläche von Versturzböcken der Rätselhalle des Herbstlabyrinth-Adventhöhle-Systems (N-Hessen) haben ein Überwachsen klarer Kristallaggregate durch milchigweiße Calcite aufgezeigt, wobei die O-Isotopenzusammensetzung der klaren Calcite normalen Sinterbeckenkristallen nahe kommt, während sich die milchigweißen Überzüge aufgrund ihrer leichten O-Isotopenzusammensetzung als kryogen erwiesen haben (RICHTER et al. 2010).

C/O- Isotopenzusammensetzung

Die anormal leichte O-Isotopenzusammensetzung der milchigweißen Speläopartikel der Rhomboeder- und Sphärolith-Formengruppen ($\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis -18 ‰ VPDB) unterstreicht deren kryogene Bildung. Dieser Sachverhalt ist erstmalig von ŽÁK et al. (2004) für Höhlen im östlichen Mitteleuropa und von RICHTER & NIGGEMANN (2005) für Höhlen im zentralen Mitteleuropa vorgestellt worden (zusammenfassende Kompilation: ŽÁK et al. 2012). Dabei ist die Calcitgenese an ein langsames Ausfrieren von Sinter-

becken gebunden, sodass nach CLARK & FRITZ (1997) und SOUCHEZ et al. (2000) das ^{18}O -Isotop vorzugsweise im Eis fixiert wird und die zeitgleich entstehenden Calcite eine leichte O-Isotopenzusammensetzung aufweisen. Zu diesem Faktum passt der Trend hin zu leichteren O-Isotopenzusammensetzung in kryogenen Sphärolithen des Malachitdoms von innen nach außen (RICHTER & RIECHELMANN 2008). Dieser Trend und die generell niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte schließen Wasserverdunstung aus, da diese zu einem bevorzugten Entweichen des ^{16}O in die Gasphase (DREYBRODT 2008) und zu höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten geführt hätten, wie es für Kryocalcite schneller Genese charakteristisch ist (u.a. LACELLE et al. 2009). Die C-Isotopenzusammensetzung der Kryocalcite der Makkaronihalle weist gegenüber „normalen“ Speläothemen gleiche bis geringfügig erhöhte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte auf, da sie unter einer Eisschicht im eher geschlossenen System gebildet worden sind (ausführliche Diskussion bei RICHTER et al. 2013).

Die C/O-Isotopenzusammensetzung der klaren Calcit-sphärolithe liegt mit relativ leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und relativ schweren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten am Ende der Datenwolke kaltzeitlicher Calcite in der Nähe der C/O-Isotopenzusammensetzung warmzeitlicher Calcite (Abb. 10). Die gegenüber den letztgenannten Calciten höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind auf eine niedrigere Temperatur zurückzuführen. Wahrscheinlich handelt es sich bei den glasigen Calcitaggregaten um Ausscheidungen in einem Sinterbecken vor dem Ausfrieren. Derartige kaltzeitliche, aber nichtkryogene Calcite haben bereits RICHTER et al. (2010, 2011) von weichselzeitlichen Kristallsanden des Herbstlabyrinth-Adventhöhle-Systems beschrieben. Die glasigen beigefarbenen Rhomboederpartikel werden aufgrund ihrer kaum von den klaren Sphärolithen unterscheidbaren C/O-Isotopenzusammensetzung (Abb. 10) genetisch ebenfalls in den Übergangsbereich zwischen Eissee- und Ausfrierstadium eingeordnet, wie es von RICHTER et al. (2013) auch für die Calcitpartikel ehemaliger Pools der Weichselkaltzeit aus der Riesenberghöhle (Süntel) gezeigt worden ist.

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen

Die $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen belegen mit 28.6 bis 33.0 ka spätweichselzeitliche Calcitbildungen über eine Zeitspanne von 4.4 ka. Da sich diese Zeitspanne durch mehrere Stadal- und Interstadialzeiten auszeichnet (Tab. 1 und Abb. 11; z.B. Denekamp-Interstadial sensu LITT et al. 2007), kann

mit mehreren kaltzeitlichen Calcitgenerationen gerechnet werden. Da für die Calcitbildung in ausfrierenden Becken von Höhlen eine entsprechende Zuführung karbonathaltiger Wässer notwendig ist, findet die Genese von Kryocalciten besonders im Übergang von Kalt- zu Warmphasen mit schwankenden Temperaturverläufen statt (ŽÁK et al. 2012). Dabei bildet sich beim Erreichen der 0°C-Isotherme am Höhlendach zunächst Eis in der Höhle (u.a. PIELSTICKER 2000), und der weiterhin mehrjährig schwankende Temperaturverlauf um 0°C sorgt für Eisbildung sowie Kryocalcitgenese (vgl. Cartoonserien von RICHTER et al. 2010 a und

ŽÁK et al. 2012). Vor der Kryocalcitgenese in ausfrierenden Seen gibt es die Möglichkeit von Calcitbildung in den Pools auf Eis. Diese nichtkryogenen kaltzeitlichen Calcite (s. C/O-Isotopenzusammensetzung) haben $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Alter, die ebenfalls in die Spanne der Alter für kryogene Calcite desselben Vorkommens fallen (Tab. 1, Abb. 11).

Natürlich können Kryocalcite auch im Übergang von Warm- zu Kaltphasen oder zu Zeiten diskontinuierlichen Permafrosts (mündl. Mitt. S. Breitenbach) gebildet werden, sofern die Übergänge mit stärkeren Temperaturschwankungen verbunden sind. So haben RICHTER & RIECHEL-

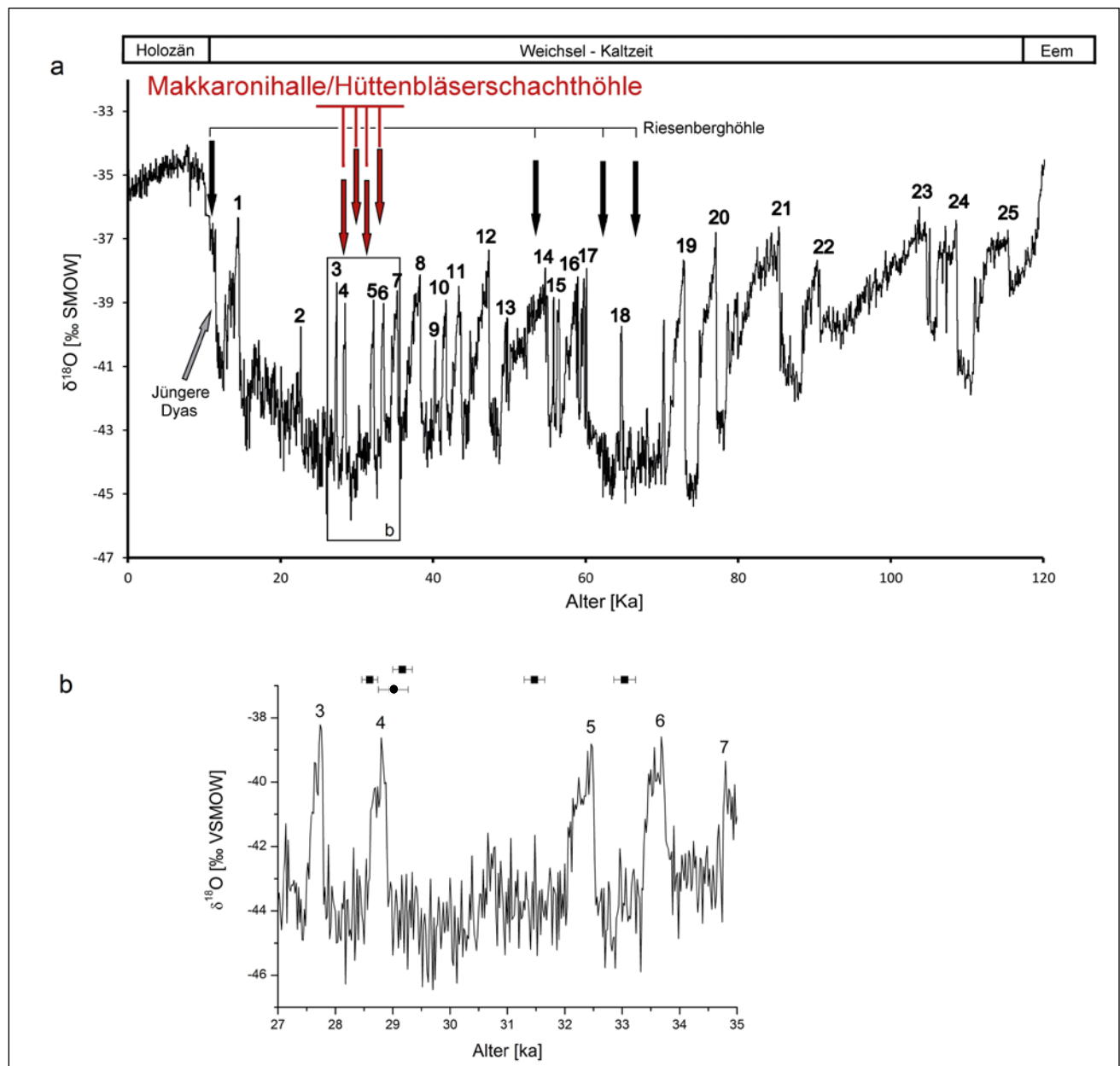


Abb. 11: a – Korrelation der vier $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen von Kryocalciten der Makkaronihalle sowie der Kryocalcitdatierungen der Riesenberghöhle (RICHTER et al. 2013) im Vergleich zur $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve des NGRIP-Eisbohrkerns (NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECTS MEMBERS 2004). 1–25 = Interstadiale der Weichselkaltzeit (u.a. WOLFF et al. 2010); gleichbezahlte Stadiale folgen jeweils den Interstadialen. b – Zoom in den für die Makkaronihalle/ Hüttenblärschachthöhle relevanten Zeitabschnitt. Die Quadrate mit Fehlerbalken geben die $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Alter der Kryocalcite an und der Punkt mit dem Fehlerbalken gibt das $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Alter für ein nichtkryogenes kaltzeitliches Calcitaggregat an.

Fig. 11: a – Correlation of four $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -age datings of cryocalcites of Makkaroni Hall as well as cryocalcite datings of the Riesenberghöhle (RICHTER et al. 2013) in comparison to $\delta^{18}\text{O}$ -curve of NGRIP-ice cores (North Greenland Ice Core Projects members 2004). 1–25 = Interstadials of Weichselian glacial epoch (u.a. WOLFF et al. 2010); stadials with the same number belong follow the respective interstadials. b – Zoom into the time segment, which is relevant for Makkaroni hall and Hüttenblärschacht cave. The squares with the error bars indicate the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ages of the cryo calcites and the point with the error bar indicates $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -age for a non-cryogenic glacial epoch calcite aggregate.

MANN (2008) die Bildung von Kryocalciten im Übergang vom Bölling-Interstadial zur Jüngeren Dryas mittels $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen belegt. Insgesamt war jedoch eine ideale Situation zur Bildung von Kryocalciten während der Weichselkaltzeit gegeben, wenn Höhleneis mit temporär vorhandenen aufliegenden Eisseen über eine längere Zeit stabil war. So zeigt die vorliegende Studie mehrere Kryocalcitgenesen in der Makkaronihalle zwischen 28.6 und 33.0 ka. Ein weiteres Beispiel ist die Riesenberghöhle im Korallenoolith des Süntel, in der mehrere – relativ eng beisammen liegende – Kryocalcitgenesen zwischen 53.7 und 66.3 ka nachgewiesen werden konnten (RICHTER et al. 2013).

Nach dem Abschmelzen des Höhleneises sind schließlich die verschiedenen kryogenen und nichtkryogenen kaltzeitlichen Calciten auf den Höhlenboden gesunken und teilweise stärker umgelagert worden, worauf Zurundungseffekte bei einzelnen Kryocalciten hindeuten.

Bezüglich einer zeitlichen Zuordnung zur Eiskernchronologie sollte man allerdings berücksichtigen, dass die herkömmliche Eiskernaltersmodelle nach MEESE et al. (1997) Fehler bis zu 10% beinhalten. Neuere, auf Lagenzählungen basierende, Altersmodelle (GICC05) haben nur noch einen maximalen Fehler von 3 % in diesem Altersbereich (ANDERSEN et al. 2006) – d.h. etwa 900 Jahre Unsicherheit.

Weiterhin können winzige Karbonateinschlüsse der beobachteten Pigmentlagen (s. Kap. 5) sowie jüngere Anwächse an den Speläopartikeln zu Verfälschungen („zu junges Alter“) bei den $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierungen führen. Nur eine akribisch durchgeführte Selektion der Speläopartikel – nach Möglichkeit auf kristallinterne Zonen beschränkt (z.B. zeitaufwändige Mikromill-Beprobung) – kann zu genaueren Aussagen führen.

Permafrostmindestdicke

DOBINSKI (2011) definiert den Begriff Permafrost als oberflächennaher Bereich aus Gestein, Boden, Eis und/oder organischer Substanz, der über mindestens zwei fortlaufende Jahre einer Temperatur von 0°C und darunter ausgesetzt ist (vgl. PERMAFROST SUBKOMMITTEE NRC CANADA 1998). Damit belegen die häufig beschriebenen Frostsprengungen von Speläothemen (u.a. KYRLE 1929–1931, KEMPE 1989 und 2008) keine Permafrostzeit, da sie auch durch ein kurzzeitiges Gefrieren verursacht worden sein können. Ein Permafrosteinfluss in Höhlen wird erst über das langfristig erfolgende Ausfrieren von Sinterbecken belegt, wobei mehrjährig erfolgende solarklimatisch (nicht höhlenklimatisch – z.B. Sackhöhlen) bedingte Schwankungen den Durchfluss karbonathaltiger Lösungen erhöhen (s. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -Datierung), wodurch sich der Anteil kryogener Calcite erhöht (ŽÁK et al. 2012). Diese Situation ist für die Makkaronihalle in der Zeitspanne 28.6 bis 33 ka vor heute in idealer Weise gegeben, woraus sich für den betrachteten Zeitraum eine Mindestdicke des Permafrosts von 34 m ergibt (Fundtiefe der Kryocalcite unter nächstgelegenen Punkt der Geländeoberfläche). Nach LIEDTKE (1993) und VANDENBERGHE & PISSART (1993) hat sich zur Zeit des Pleriglazials der Weichseleiszeit im Periglazialgebiet zwischen skandinavischem und alpinem Vereisungsgebiet diskontinuierlicher und kontinuierlicher Permafrost entwickelt, wobei den kältesten Abschnitten (72–61 ka und 27–17 ka) übereinstimmend

ein kontinuierlicher Permafrost zugeschrieben wird. Aufgrund der größten Verbreitung von Kryocalciten in Mitteleuropa in der Spanne von 40–21 ka wird in diesem Abschnitt eine bedeutende Periode von Auf- und Abbau von Permafrost gesehen (ŽÁK et al. 2012). Nach einer Literaturkompilation von ŽÁK et al. (2012) ist von einer maximalen Permafrostdicke von >100 m auszugehen (d.h. tiefer als die von EHLERS (1994) angegebenen größten Eiskeile (40 m) bzw. kryogenen Braunkohlediapire (50 m)), auch wenn präzise Belege bislang fehlen.

Während der Interstadialzeiten taut der Permafrostboden von oben her auf. Erreicht die Auftaufront eine Höhlendecke, kann Tropfwasser eindringen und eine Eisschicht am Höhlenboden bilden (ŽÁK et al. 2012), sofern nicht noch Alteis in der Höhle vorliegt. Bei anschließend anzunehmenden langsam erfolgenden Temperaturwechseln können Aufbau und Ausfrieren von Pools auf Eis angenommen werden. An die Ausfrierzeiten ist die Genese der Kryocalcite gebunden. Im Verlauf der spät/postglazialen Erwärmungsphasen ist der Permafrostboden aufgetaut, sodass die Kryocalcite in den mitteleuropäischen Höhlen des ehemaligen Periglazialgebietes nun auf dem Höhlenboden liegen.

Weitere Kryo- Hinweise in der Hüttenbläuserschachthöhle

Von einer eindrucksvollen Eishaftung in der Riesenkluft (östlich der Makkaronihalle, vgl. Abb. 3) berichtet PIELSTICKER (2000): „In etwa 8 m über dem Höhlenboden hängt eine etwa 50 cm große Deckensinterpartie mit abgebrochenen Makkaronis fast senkrecht an der Wandversinterung. Diese Eishaftung dokumentiert deutlich eine über einen gewissen Zeitraum stabile Eislage in der Höhle in Verbindung mit Sinterwachstum.“ Leider konnten im Bodedsediment der Riesenkluft keine Kryocalcite gefunden werden, sodass sich ein ausfrierender Eisseer auf Eis nicht nachweisen ließ. Eisseer- und Kryocalcitbildungen muss es aber auch in weiteren Teilen der Hüttenbläuserschachthöhle gegeben haben. Die Höhlenforscher A. Platte und U. Polikeit (Höhlengruppe Letmathe) haben 2011 Speläopartikel vom Höhlenboden der Dunkelkammer aufgesammelt (WSW⁶ der Makkaronihalle, vgl. Abb. 3), die sich nach Lupenbetrachtung als typische Kryocalcite erwiesen haben. Auffällig waren 5 mm große sphärolithische Partikel mit napfförmiger Vertiefung, wie sie ERLEMEYER et al. (1992) erstmalig vom Boden des Malachitdoms nördlich von Brilon als Cupula beschrieben haben. Die Kryocalcitgenese dieses Speläopartikeltyps konnte schließlich von RICHTER & RIECHELMANN (2008) aufgrund anormal leichter O-Isotopenzusammensetzung ($\delta^{18}\text{O}$ -Werte bis -16.0‰ VPDB) belegt werden.

Ausblick

Nach einer Zusammenstellung von ŽÁK et al. (2012) sind im mitteleuropäischen Raum inzwischen 20 Höhlen mit kryogenen Calciten und somit Aussagen zur Mindestdicke des Permafrosts bekannt. Die Rekonstruktion der Permafrostverbreitung im pleistozänen Periglazialgebiet zwischen Skandinavischer- und Alpiner Vereisung (u.a. VANDENBERGHE 2001) lässt sich mittelfristig über weitere Funde sowie Bearbeitungen kryogener Calcite bezüglich

Ausfrierzeiten und Angaben zur Minstdicke von Permafrost verfeinern, sodass letztendlich eine genauere Klimarekonstruktion entworfen werden kann. Aufgrund des Vorkommens mehrerer Kryocalcitgenerationen in einer Höhle erscheinen das Herbstlabyrinth-Adventshöhle-System (RICHTER et al. 2011), die Riesenberghöhle (RICHTER et al. 2013) und die Hüttenbläterschachthöhle (diese Arbeit) für weitere Bearbeitungen besonders geeignet.

Zudem sollten auch aufbauend auf den Untersuchungen von RICHTER & RIECHELMANN (2008) kryogene Calcitpartikel hochaufgelöst von innen nach außen untersucht werden, um präzise Aussagen zur Genese der Calcite im Verlauf des Ausfrierens machen zu können. Zudem sollten künftige weiter westlich in Richtung Atlantik gelegene Höhlen nach Kryocalciten abgesucht werden, um die Westgrenze des weichselzeitlichen Permafrosts auf zu spüren. Weiterhin gilt es vermehrt Höhlensedimente zwischen warmzeitlichen Sintern des Quartärs zu untersuchen um präweichselzeitliche Kryocalcite aufzuspüren. Erste saalezeitliche Kryocalcite haben ŽÁK et al. (2009) aus der slowakischen Cold Wind Cave beschrieben.

Bei weiteren Studien zur Genese quartärer Kryocalcite sollte auch zwischen kontinuierlichem und diskontinuierlichem Permafrost unterschieden werden. So führen VAKS et al. (2013) ein regional unterschiedlich intensives Speleothemwachstum in Höhlen Sibiriens auf ein regionales Muster verschiedener Permafrostarten zurück. Im Fall der Kryocalcite der Hüttenbläterschachthöhle koinzidiert die Genese mit einer für Mitteleuropa allgemein angenommenen Zeit mit kontinuierlichem Permafrost, aber spätglaziale Kryocalcite mit Altern von 13–15 ka (Malachitdem/Brilon, RICHTER & RIECHELMANN 2008) und von 11.9–12.0 ka (Riesenberghöhle/Süntel, RICHTER et al. 2013) konnten bislang nur in zwei Höhlen Zentraleuropas beobachtet werden. Nur aus einer mitteleuropäischen Höhle – der schachtartig angelegten Apostelhöhle bei Brilon (Sauerland) konnte das ungewöhnliche Alter von 83.5 ka für Kryocalcite bestimmt werden (RICHTER et al. 2010b). Bei den letztgenannten Vorkommen spielen möglicherweise besondere speleologische Verhältnisse (temporär wechselnde Bewetterung u.a.) eine Rolle, so dass diese Vorkommen einen diskontinuierlichen Permafrost widerspiegeln könnten. Andererseits können ungewöhnliche Alter von grobkörnigen Kryocalciten auch auf kristallintern mehrere Calcitalter zurückzuführen sein und somit Mischalter darstellen (ŽÁK et al. 2012). Hochaufgelöst untersuchte Kryocalcite des alpinen diskontinuierlichen Permafrosts zur Zeit des Mittelalters werden von LUETSCHER et al. (2013) auf diffizile Klimaschwankungen zurückgeführt, so dass den Kryocalciten diskontinuierlicher Permafrostgebiete offensichtlich eine besondere Bedeutung zukommt.

9 Conclusions

A. The speleo particle spectrum of the unconsolidated sediments of the Makkaroni Hall (10 m Ø, lateral hall of the Hüttenbläterschacht Cave) can be differentiated by petrographic/geochemical criteria into (1) relocated older normal speleothems (soda straws, stalactites, stalagmites, excentriques, draperies), (2) crystal face defined calcite crys-

tals and calcitic crystal aggregates. White to beige crystal particles can be distinguished from clear crystal particles as particle group 2 (Ø >1 cm), their genesis is caused by precipitation in lakes on ice.

B. The white to beige crystal particles belong to the rhombohedron shaped groups (single rhombohedron, chains of rhombohedrons) or to the spherulite shaped groups (dumbbell-to beak-shaped spherulites, braided speleothem). Both particle shapes are typical for cryogenic calcites in middle European caves and perhaps in all caves worldwide. Clear crystal particles cannot be distinguished by their shape from calcite from recent cave ponds.

C. The C/O isotopic composition of the rhombohedron and spherulite shaped groups with $\delta^{18}\text{O}$ values between -8.9 and -17.9 ‰ as well as $\delta^{13}\text{C}$ values between $+0.7$ and -6.1 ‰ can clearly be distinguished from normal warm period/interglacial speleothems (stalagmites, excentriques, crystals in cave ponds, draperies) with $\delta^{18}\text{O}$ values between -4.0 and -6.1 ‰ as well as $\delta^{13}\text{C}$ values between -4.9 and -10.9 ‰. The former calcites indicate a tendency to lighter O and heavier C values. Compared to other caves with cryogenic calcites, this trend indicates a cave with medium ventilation. Trends of cryocalcites of other caves with heavier C values indicate caves with higher ventilation whereas caves with lower C values indicate caves with lower ventilation (comp. RICHTER et al. 2013).

The crystal face defined calcite crystals as well as the calcitic crystal aggregates with light O and heavy C isotope values indicate typical isotope values of calcites, which are formed by progressive freezing of carbonate bearing solutions. The other crystal face defined calcite crystals as well as calcitic crystal aggregates with heavier O and lighter C isotopic values may reflect cold water genesis, whereupon the formation in lakes on ice before complete freezing is most likely.

D. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -dating of speleo particles from the glacial period indicate several times of complete freezing during the younger Weichselian in the time between 28.6 and 33.0 ka. Such a short-time sequence (0.5 to 2.5 ka) of freezing and melting indicates multiple series of stadials and interstadials, which is in accordance with ice core data from Greenland.

E. Dating of cryocalcites of middle European caves allows the estimation of the thickness of constantly frozen ground in the area of respective cave. The freezing time in the „Makkaroni“ hall proves a minimum thickness of 34 m for constantly frozen ground at the time periode from 28.6 to 33.0 ka in north-western Germany. This proves a permafrost freeze out level. Letter can reach a thickness of > 100 m.

Danksagung

Für technische Unterstützungen danken wir Dr. S. Niggemann und U. Polikeit (Iserlohn) sowie Dr. D. Buhl, B. Gehnen, Dr. R. D. Neuser und Dr. T. Reinecke (Bochum).

Konstruktive Hinweise zur Verbesserung des Manuskripts verdanken wir den Begutachtungen von zwei anonymen Reviewern.

- ANDERSEN, K.K., SVENSSON, A., JOHNSEN, S., RASMUSSEN, S.O., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., RUTH, U., SIGGAARD-ANDERSEN, M.-L., STEFFENSEN, J.P., DAHL-JENSEN, D., VINSTER, B.M. & CLAUSEN, H.B. (2006): The Greenland ice core chronology 2005, 15–42 kyr Part 1: constructing the time scale. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 23–24.
- BAKER, A., SMART, P.L. & FORD, D.C. (1993): Northwest European paleoclimate as indicated by growth frequency variations of secondary calcite deposits. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 100: 191–301.
- Borchardt-Ott, W. (1997): *Kristallographie*. – 5. Auflage, 347 S.; Berlin Heidelberg (Springer).
- CHAFETZ, H.S., WILKINSON, B.H. & LOVE, K.M. (1985): Morphology and composition of non-marine carbonate cements in near-surface settings. – In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (eds.): *Carbonate Cements*. – *Sol. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Mineral. Spec. Publ.*, 36: 337–347.
- CHENG, H., EDWARDS, R. L., HOFF, J., GALLUP, C. D., RICHARDS, D. A. & ASMEROM, Y. (2000): The half-lives of uranium-234 and thorium-230. – *Chemical Geology* 169: 17–33.
- CLARK, I. & FRITZ, P. (1997): *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. – 328 S.; New York (Lewis Publisher).
- DOBINSKI, W. (2011): Permafrost. – *Earth Science Review*, 108: 158–169.
- DREYBRODT, W. (2008): Evolution of the isotopic composition of carbon and oxygen in a calcite precipitating $H_2O-CO_2-CaCO_3$ solution and the related isotopic composition of calcite in stalagmites. – *Geochimica Cosmochimica Acta*, 72: 4712–4724.
- DREYER, R., NIGGEMANN, S., RICHTER, D.K. & RIECHELMANN, D.F.C. (2008): Groundwater table caves: Quaternary cave systems in the North Eastern Rhenish Slate Mountains (Germany). – EDGG Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (EDGG), Heft 237: 35–50.
- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 385 S.; Stuttgart (Enke).
- ELBRACHT, J. (2010): Karbonatische Zementation pleistozäner Lockersedimente Nordwest-Deutschlands. – *Geologisches Jahrbuch Sonderhefte*, A 2: 225 S.
- ERLEMEYER, M., HASENMAYER, B. & SCHUDELSKI, A. (1992): Das Höhlensystem Kreiselhalle – Malachitdom – ein bemerkenswerter Aufschluss für Höhlenminerale. – In: GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (Hrsg.): *Der Malachitdom. Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland*. – 69–89; Krefeld.
- GENTY, D., BLAMART, D., OUAHDI, R., GILMOUR, M., BAKER, A., JOUZEL, J., & VAN-EXTER, S. (2003): Precise dating of Dansgaard – Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. – *Nature*, 421: 833–837.
- GREBE, W. (1994): Die Hüttenbläterschachthöhle – eine neuentdeckte Höhle in Iserlohn-Letmathe. – *Mitteilungen & Berichte. Speläogruppe Letmathe*, 10: 49–65.
- GREBE, W. (2007): Die Höhlen im Grüner Tal – eine einzige Riesenhöhle? Erklärungen zum speläogenetischen Zusammenhang der Höhlen im Grünerbachtal bei Iserlohn. – *Speläologisches Jahrbuch, Verein für Höhlenkunde in Westf., Tagungsband 2007*, 30–32.
- Jochum, K. P., WILSON, S. A., ABOUCHAMI, W., AMINI, M., CHMELEFF, J., EISENHÄUSER, A., HEGNER, E., IACCHERI, L. M., KIEFFER, B., KRAUSE, J., McDONOUGH, W. F., MERTZ-KRAUS, R., RACZEK, I., RUDNICK, R. L., SCHOLZ, D., STEINHOEFEL, G., STOLL, B., STRACKE, A., TONARINI, S., WEIS, U. & WOODHEAD, J. D. (2011): GSD-1G and MPI-DING Reference Glasses for *In Situ* and Bulk Isotopic Determination. – *Geostandards and Geoanalytical Research*, 35: 193–226.
- KEMPE, S. (1989): Sinterschäden: Verursacht durch Permafrost oder Erdbeben? – *Mitteilungen des Verbandes der Deutschen Höhlen- und Karstforscher*, 35: 87–90.
- KEMPE, S. (2008): Natürliche Sinterschäden, Indikatoren für glaziales Höhleneis in Mitteleuropa (Mitarbeit I. Bauer, H. Dirks, D. Döppes, I. Dorsten, A. Eisenhauer, W. Rosendahl). – *Stalactite* 58/1: 38–42.
- KYRLE, G. (1929–1931): Frostsprengungen im Höhlensinter. – *Speläologisches Jahrbuch* 11/12: 134–136.
- LACELLE, D., LAURIOL, B. & CLARK, I.D. (2009): Formation of seasonal ice bodies and associated cryogenic carbonates in cavern de L'ours, Québec, Canada: Kinetic isotope effect and pseudo-biogenic crystal structures. – *Journal of Cave and Karst Studies*, 71: 48–62.
- LIEDTKE, H. (1993): Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland. – *Geomorph. N.F., Suppl. Bd.* 93: 69–94.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.- J. & WANS, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 56/1–2: 7–65.
- LUETSCHER, M., BORREGUERO, M., MOSELEY, G.E., SPÖTZ, C. & EDWARDS, R.L. (2013): Alpine permafrost thawing during the Medieval Warm Period identified from cryogenic cave carbonates. *The Cryosphere*, 7: 1073–1081.
- MEESE, D.A., GOW, A.J., ALLEY, R.B., ZIELINSKY, G.A., GROOTES, P., RAM, M., TAYLOR, K.C., MAYEWSKI, P.A. & BOLZAN, J.F. (1997): The Greenland Ice Sheet Project 2 depth – age scales Methods and results. – *Journal of Geophysical Research*, 102/C 12: 26.411–26.423.
- MERGNER, W., BRIX, M.R., HAGEMANN, P., OELZE, R. & RICHTER, D.K. (1992): Sinterbecken im Malachitdom mit wasserspiegelparallelen Karbonatkrusten. – In: GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (Hrsg.): *Der Malachitdom. Ein Beispiel interdisziplinärer Höhlenforschung im Sauerland*. – 151–173; Krefeld.
- NIGGEMANN, S. (2000): Klimabezogene Untersuchungen an spät- und postglazialen Stalagmiten aus Massenkalkhöhlen des Sauerlandes. – *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten*, 55: 5–129.
- NIGGEMANN, S. (2003): Mehrphasige Höhlen- und Flussentwicklung im nordwestlichen Sauerland. – *Dortmunder Beiträge zur Landeskunde, naturwissenschaftliche Mitteilungen*, 36/37: 17–54.
- NIGGEMANN, S. & RICHTER, D.K. (2006): Ein mittelpleistozäner Aragonitstalagmit aus der B7-Höhle (NW-Sauerland, Nordrhein-Westfalen). – *Die Höhle*, 57: 47–56.
- NORTH GREENLAND ICE CORE PROJECT MEMBERS (2004): High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. – *Nature*, 431: 147–151.
- PIELSTICKER, K.H. (2000): Höhlen und Permafrost – Thermophysikalische Prozesse von Höhlenvereisungen während des Quartärs. – *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten*, 55: 187–196.
- RICHTER, D.K. & NIGGEMANN, S. (2005): Kryogene Calcite in Höhlen des Rheinischen Schiefergebirges. – *Mitteilungen des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher*, 51: 129–132.
- RICHTER, D.K., NEUSER, R.D. & VOIGT, S. (2008): Kryogene Calcitpartikel aus der Heilenbecker Höhle in Ennepetal (NE-Bergisches Land/Nordrhein-Westfalen). – *Die Höhle*, 59: 37–47.
- RICHTER, D.K. & RIECHELMANN, D.F.C. (2008): Late Pleistocene cryogenic calcite spherulites from Malachitdom Cave (NE Rhenish State Mountains, Germany): Origin, unusual internal structure and stable C-O isotope composition. – *International Journal of Speleology*, 37: 119–129.
- RICHTER, D.K., DREYER, R., NIGGEMANN, S. & PIELSTICKER, K.-H. (2009): Kryocalcite in der Großen Sundener Höhle (Sauerland) – ein weiterer Beleg für die vormalige Eishöhle. – *Mitteilungen des Verbandes der deutschen Höhlen- und Karstforscher*, 55: 80–85.
- RICHTER D.K., MEISSNER, P., IMMENHAUSER, A., SCHULTE, U. & DORSTEN, I. (2010 a): Cryogenic and non-cryogenic pool calcites indicating permafrost and non-permafrost periods: a case study from the Herbstlabyrinth – Advent cave system (Breitscheid-Erdbach Cave, Germany). – *The Cryosphere*, 4: 501–509.
- RICHTER, D.K., SCHULTE, U., MANGINI, A., ERLNMEYER, A. & ERLNMEYER, E. (2010 b): Mittel- und oberpleistozäne Calcitpartikel kryogener Entstehung aus der Apostelhöhle südöstlich Brilon (Sauerland, NRW). – *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, 78: 61–71.
- RICHTER, D.K., MISCHER, S., DORSTEN, I., MANGINI, A., NEUSER, R.D. & IMMENHAUSER, A. (2011): Zerbrochene Höhlensinter und Kryocalcite als Indikatoren für eiszeitlichen Permafrost im Herbstlabyrinth – Adventhöhle-System bei Breitscheid – Erdbach (N-Hessen). – *Die Höhle*, 62: 31–45.
- RICHTER, D.K., MEYER, S., SCHOLZ, D. & IMMENHAUSER, A. (2013): Multiphase formation of Weichselian cryogenic calcites, Riesenberg Cave (Süntel/NW-Germany). – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 164 (2): 353–367.
- SCHOLZ, D., TOLZMANN, J., HOFFMANN, D. L., JOCHUM, K. P., SPÖTL, C. & RIECHELMANN, D. F. C. (2014): Diagenesis of speleothems and its effect on the accuracy of $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -ages. – *Chemical Geology*, 387: 74–86.
- SOUCHER, R., JOUZEL, J., LORRAIN, R., SLEWAEAGEN, S., STIÉVERAND, M. & VERBEKE, V. (2000): A kinetic isotope effect during ice formation by water freezing. – *Geophysical Research Letters*, 27:1923–1926.
- SPÖTL, C. & MANGINI, A. (2007): Speleothems and palaeoglaciers. – *Earth and Planetary Science Letters*, 254: 323–331.
- SPÖTL, C. (2008): Tropfsteine und Klimawandel. – In: KEMPE, S. & ROSENDAHL, W. (Hrsg.): *Höhlen*. – 127–135; Darmstadt (Primusverlag).
- TAYLOR, P.M. & CHAFETZ, H.S. (2004): Floating rafts of calcite crystals in cave pools, Central Texas, U.S.A.: Crystal habit vs. saturation state. – *Journal of Sedimentary Research*, 74: 328–341.

- TIETZ, G.F. (1995): Sinterbildungen in fränkischen Höhlen. – *Schriften des Fränkischen Schweiz-Museum*, Bd. 4: 96–116.
- VAKS, A., GUATAREVA, O.S., BREITENBACH, S.F.M., AVIRMED, E., MASON, A.J., THOMAS, A.L., OSINZEV, A.V., KONONOV, A.M. & HENDERSON, G.M. (2013): Speleothems reveal 500,000 year history of Siberian permafrost. – *Science* 340: 183–186.
- VANDENBERGHE, J. (2001): Permafrost during the Pleistocene on northwest and central Europe. – In: *Permafrost response on economic development, environmental security and natural resources*. – 185–194, Dordrecht, Netherlands (Stuwer Acad. Publ.).
- VANDENBERGHE, J. & PISSART, A. (1993): Permafrost Changes in Europe During the Last Glacial. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121–135.
- VON KAMP, H. (1972): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25000. Erläuterungen zu Blatt 4611 Hohenlimburg. – Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- WEDEPOHL, H. K. (1995): The composition of the continental crust. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1217–1232.
- WOLFF, E.W., CHAPPELAZ, J., BLUNIER, T., RASMUSSEN, S.O. & SVENSSON, A. (2010): Millennial – scale variability during the last glacial: The ice core record. – *Quaternary Science Reviews*, 29: 2828–2838.
- WURTH, G. (2002): Klimagesteuerte Rhythmik in spät- bis postglazialen Stalagmiten des Sauerlandes, der Fränkischen Alb und der Bayerischen Alpen. – Dissertation der Ruhr-Universität-Bochum, 131 S.
- YANG, Q., SCHOLZ, D., JOCHUM, K. P., HOFFMANN, D. L., STOLL, B., WEIS, U., SCHWAGER, B. & ANDREAE, M. O. (2015): Lead isotope variability in speleothems – A promising new proxy for hydrological change? First results from a stalagmite from western Germany. – *Chemical Geology*, 396: 143–151.
- ŽÁK, K., HERCMAN, H., ORVOŠOVÁ, M. & JACKOVÁ, I. (2009): Cryogenic cave carbonates from the Cold Wind Cave, Nízke Tatry Mountains, Slovakia: extending the age range of cryogenic cave carbonate formation to the Saalian. *Int. J. Speleol.*, 38 (2): 139–152.
- ŽÁK, K., URBAN, J., CILEK, V. & HERCMAN, H. (2004): Cryogenic cave calcite from several Central European caves: ages, carbon and oxygen isotopes and a genetic model. – *Chemical Geology*, 206: 119–136.
- ŽÁK, K., ONAC, B.P. & PERSOIU, A. (2008): Cryogenic carbonates in cave environments: a review. – *Quaternary International*, 187: 84–96.
- ŽÁK, K., RICHTER, D.K., FILIPPI, M., ŽIVOR, R., DEININGER, M., MANGINI, A. & SCHOLZ, D. (2012): Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate – a new archive to estimate the Last Glacial minimum permafrost depth in Central Europe. – *Climate of the Past*, 8: 1821–1837.

Spätsaalezeitliche und eemzeitliche Makrofaunen aus dem Kliffaufschluss Klein Klütz Höved (NW-Mecklenburg) mit Erstnachweisen von *Belgrandia germanica* [Gastropoda: Hydrobiidae], *Pupilla loessica* [Gastropoda: Pupillidae] und *Lagurus lagurus* [Mammalia: Cricetidae] für Mecklenburg-Vorpommern

Holger Menzel-Harloff, Stefan Meng

How to cite:

MENZEL-HARLOFF, H. & MENG, S. (2015): Spätsaalezeitliche und eemzeitliche Makrofaunen aus dem Kliffaufschluss Klein Klütz Höved (NW-Mecklenburg) mit Erstnachweisen von *Belgrandia germanica* (Gastropoda: Hydrobiidae), *Pupilla loessica* (Gastropoda: Pupillidae) und *Lagurus lagurus* (Mammalia: Cricetidae) für Mecklenburg-Vorpommern. – E&G Quaternary Science Journal, 64 (2): 82–94. DOI: 10.3285/eg.64.2.03

Kurzfassung:

Auf der Grundlage der Bearbeitung von STRAHL et al. (1994) wurden in den spätsaalezeitlichen und eemzeitlichen Sedimenten des Kliffaufschlusses Klein Klütz Höved (NW-Mecklenburg) die Mollusken-Faunen neu erfasst, wobei auch einige Wirbeltiere (Fische, Kleinsäuger) nachgewiesen werden konnten. Allein die Mollusken-Faunen aus den spätsaalezeitlichen Sanden und Mudden umfassen ca. 40 Arten, wobei terrestrische Gastropoden, z. B. *Succinella oblonga*, *Pupilla loessica*, *P. pratensis*, *Vallonia tenuilabris* oder *Vertigo genesii*, bezüglich der Individuenzahlen deutlich dominieren. Unter den limnischen Elementen wurden die Kaltzeitleitarten *Pisidium obtusale* f. *lapponicum* und *P. stewarti* nachgewiesen. In den spätsaalezeitlichen Sanden gelang auch der für Deutschland bisher nördlichste Nachweis des Steppenlemmings *Lagurus lagurus*.

In den eemzeitlichen Mudden wurden fast ausschließlich limnische Mollusken festgestellt. Die etwa 20 Arten umfassende Fauna charakterisiert ein Flusssystem mit beruhigteren Bereichen, Altarmen und einlaufenden Quellbächen. Die fluvialen Bedingungen werden durch die Kleinmuschelarten *Pisidium amnicum*, *P. supinum*, *P. moitessierianum*, *P. ponderosum* und *Unio tumidus* belegt. Die Quellschnecke *Belgrandia germanica*, eine interglaziale Leitart, wurde erstmals für Mecklenburg-Vorpommern nachgewiesen.

Die limnisch-fluviale Serie des Eem wird durch einen Würgeboden gekappt, dessen sandig-kiesige Taschen marine Mollusken enthalten. Als Leitarten für das marine Eem im südlichen Ostseeraum sind *Polititapes senescens* und *Bittium reticulatum* vertreten.

Late Saalian and Eemian macrofauna from the cliff outcrop of Klein Klütz Höved (NW-Mecklenburg) with the first evidence of *Belgrandia germanica* [Gastropoda: Hydrobiidae] *Pupilla loessica* [Gastropoda: Pupillidae] and *Lagurus lagurus* [Mammalia: Cricetidae] in Mecklenburg-Western Pomerania

Abstract:

On the basis of the work done by STRAHL et al. (1994), the mollusc specimens in the Late Saalian glacial and Eemian interglacial sediments from the cliff outcrop of Klein Klütz Höved (NW Mecklenburg) were re-examined and, in the process, a few vertebrates (fishes, micromammals) were also found.

The mollusc specimens from the Late Saalian sand and mud alone comprise approximately 40 species among which terrestrial varieties, e.g. *Succinella oblonga*, *Pupilla loessica*, *P. pratensis*, *Vallonia tenuilabris* or *Vertigo genesii*, are clearly predominant as far as the number of individual specimens is concerned. Among the limnic varieties were also found the glacial index species *Pisidium obtusale* f. *lapponicum* and *P. stewarti*. It was also possible to prove the northern-most presence for Germany of the steppe lemming *Lagurus lagurus* in the Late Saalian.

In the Eemian mud, the molluscs found were almost exclusively limnic. This about 20 species comprising fauna is characteristic of a river system with calmer areas, oxbow lakes and in-coming springs. These fluvial conditions were confirmed by the freshwater bivalves *Pisidium amnicum*, *P. supinum*, *P. moitessierianum*, *P. ponderosum* and *Unio tumidus*. For the first time in Mecklenburg-Western Pomerania, evidence was found of the spring snail *Belgrandia germanica* as an interglacial index species. The limnic-fluvial section of the Eemian is topped by a cryoturbate structures. Its sandy, gravelly pockets contain marine molluscs. The index species for the marine Eemian found in the southern Baltic region are *Polititapes senescens* and *Bittium reticulatum*.

Keywords:

molluscs, Saalian deposits, limnic and marine Eemian facies, *Belgrandia germanica*, micromammals, *Lagurus lagurus*, Mecklenburg-Western Pomerania

Addresses of authors: Holger Menzel-Harloff, Goethestraße 24, 23970 Wismar, Germany, E-Mail: holger.menzel-harloff@web.de; Stefan Meng,* Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, 17487 Greifswald, Germany, E-Mail: stefan.meng@uni-greifswald.de; *corresponding author

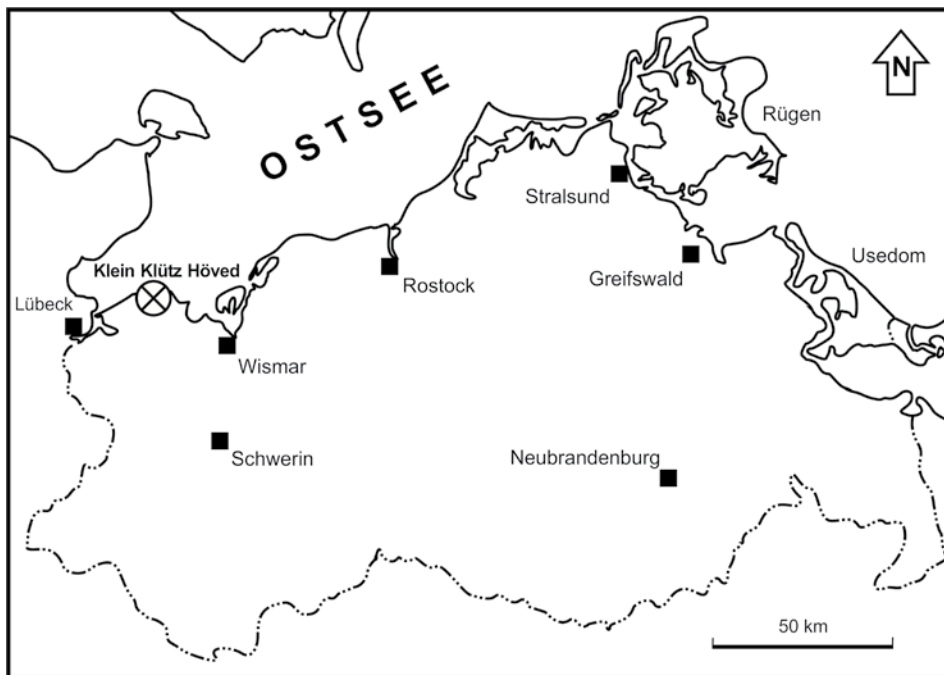


Abb. 1: Lage der Kliff-Fundstelle Klein Klütz Höved in Mecklenburg-Vorpommern.

Fig. 1: Position of the cliff locality Klein Klütz Höved in Mecklenburg-Western Pomerania.

1 Einleitung

N-Deutschland wird fast vollständig von mächtigen pleistozänen Sedimenten überdeckt. Dennoch sind aufgrund der Dominanz glazigener Ablagerungen interglaziale sowie kaltzeitliche Sedimente mit entsprechenden Faunen relativ selten. Publiizierte Daten zu den pleistozänen Mollusken-Faunen Mecklenburg-Vorpommerns sind daher deutlich unterrepräsentiert. Erwähnenswert sind dahingehend beispielsweise Arbeiten zum limnisch-fluviatilen Eem aus dem Peene-Gebiet (MENG et al. 2009 a, b), zum marinen Eem (STEINICH 1995, FRENZEL & ANSORGE 2004, MENG et al. 2015) sowie dem Spätweichsel von Jasmund/Rügen (ANDERS 1989, KOSSLER & STRAHL 2011), Pisede bei Malchin (KROLOPP et al. 1977) und Grimmen (KRIENKE et al. 2006).

Um so bemerkenswerter ist deshalb der ca. 5 km westlich des Ostseebades Boltenhagen (Landkreis Nordwestmecklenburg) gelegene Kliffaufschluss am Klein Klütz Höved (Abb. 1), der als einer der bedeutendsten Küstenaufschlüsse Mecklenburg-Vorpommerns gilt, nicht zuletzt aufgrund des Vorkommens der oft in der Literatur erwähnten limnischen und marinen Ablagerungen des Eem-Interglazials (STRAHL 2004).

Die detaillierte Bearbeitung eines Profils, das Sedimente von der Saale-Vereisung über das Eem-Interglazial bis in das Weichsel-Glazial umfasst, legten STRAHL et al. (1994) vor. Neben sedimentologischen und pollenanalytischen Befunden konnten aus dem Saale-Spätglazial sowie dem Eem-Interglazial reiche Makrofaunen mit Ostrakoden, Mollusken und Fischen belegt werden, die von FRENZEL und STEINICH (in STRAHL et al. 1994) dokumentiert wurden. Das limnische Eem wird im Profil Klein Klütz Höved durch einen kryoturbat gebildeten Würgeboden abgeschnitten, dessen sandige Ablagerungen Mollusken des marinen Eems enthalten.

Nur wenige hundert Meter östlich des von STRAHL et al. (1994) bearbeiteten Aufschlusses, hier genannt **Haupt-Auf-**

schluss ($54^{\circ}00'42.91''$ / $11^{\circ}06'40.86''$), wurde 2007 durch H. MENZEL-HARLOFF ein durch Abrasion erst kurz zuvor freigelegtes Profil beprobt (**Aufschluss Nische:** $54^{\circ}00'40.10''$ / $11^{\circ}07'06.72''$). Es handelt sich um ein glazigen stark deformiertes, verstelltes und isoliertes Schichtpaket aus Mud- den, Torfen und Sanden, die vermutlich hauptsächlich dem Eem zuzuordnen sind.

Der dabei getätigte Erstnachweis der Quellschnecke *Belgrandia germanica* für Mecklenburg-Vorpommern, einer interglazialen Leitart, war für die Autoren der Anlass zu einer erneuten Beprobung sowohl des neu entdeckten Schichtpaketes, als auch der nahezu ungestörten Schichtenfolge des in STRAHL et al. (1994) bearbeiteten Aufschlusses unter dem Gesichtspunkt einer detaillierteren Erfassung der Mollusken-Faunen.

2 Lithologie und Stratigraphie

Die aktuellen Untersuchungen der Autoren im sog. **Haupt-Aufschluss** orientierten sich an den Profil-Aufnahmen sowie den stratigraphischen Einstufungen von STRAHL et al. (1994). Zu berücksichtigen sind dabei permanente Veränderungen des Aufschlusses durch Küstenaktivitäten in den letzten zwei Jahrzehnten. Für die makrofaunistischen Untersuchungen erwies es sich zudem als praktikabel, das Profil etwas zu vereinfachen (Abb. 2). Außerdem konzentrierten sich die Autoren in der vorliegenden Studie auf den Profil-Bereich von Saale-Spätglazial bis Eem-Interglazial. Das Gesamtprofil wurde bereits in STRAHL et al. (1994) publiziert und soll hier nicht näher betrachtet werden. Über dem saalezeitlichen Geschiebemergel (M 1) folgt im Haupt-Aufschluss ein etwa 5 m mächtiges Zwischenmittel (I 1), das vom Saale-Spätglazial bis zum Weichsel-Glazial reicht und im Hangenden durch den Weichsel-Geschiebemergel (M 2) begrenzt wird.

Die Sedimentabfolge von I 1 beginnt mit etwa 80 cm mächtigen Kiesen und Feinkiesen, deren Korngröße nach oben abnimmt. Vermutlich handelt es sich um Schmelz-

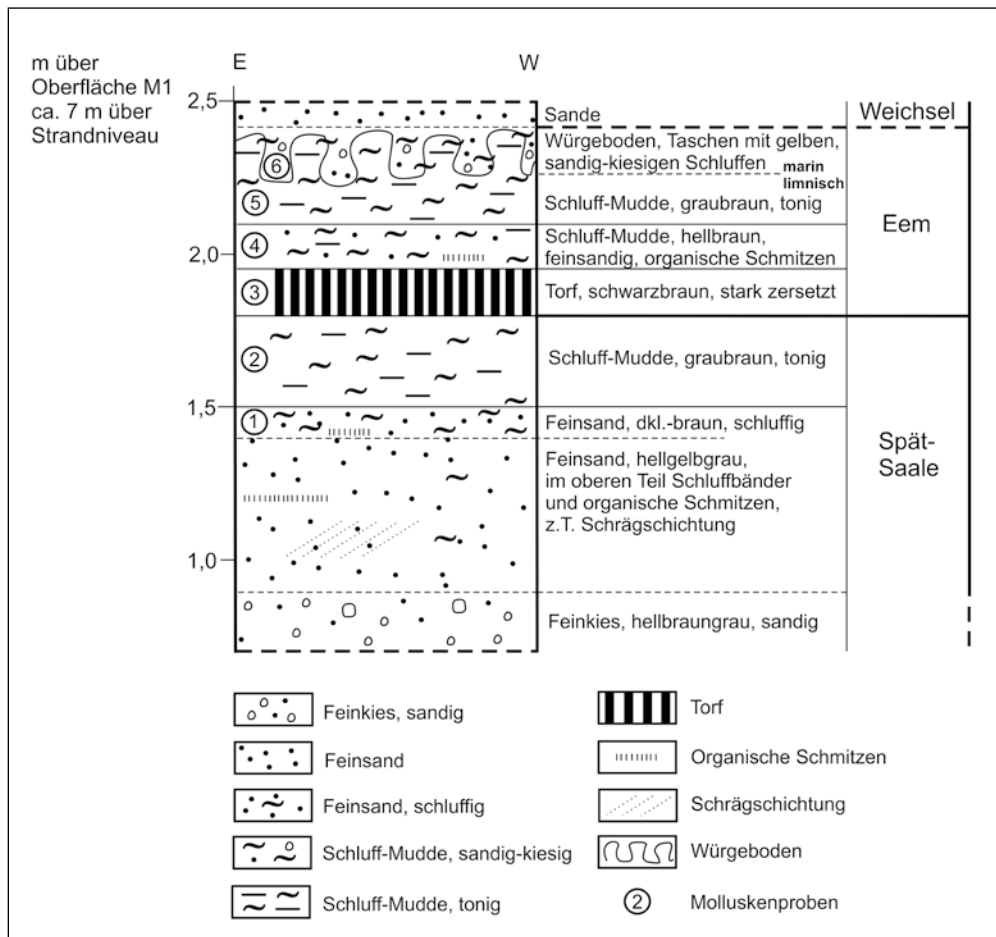


Abb 2: Schematisierter Profilausschnitt der spätsaale- und eemzeitlichen Serien vom Haupt-Aufschluss (in STRAHL et al. 1994) vom Kliff Klein Klütz Höved.

Fig. 2: Schematic section of the Late Saalian and Eemian series from the main outcrop "Haupt-Aufschluss" (in STRAHL et al. 1994).

wasserablagerungen, die sich noch unter arktischen Bedingungen gebildet haben (STRAHL et al. 1994).

Diese werden durch etwa 70 cm mächtige feinklastische Sedimente, mit hellgelbgrauen Feinsanden, die z.T. schrägschichtet sind und besonders im oberen Teil schluffige Bänder und organische Schmitzen enthalten, abgelöst. Offenbar bildeten sich im Bereich der ehemaligen Schmelzwasserbahnen während des Saale-Spätglazials unter schon subarktischen Bedingungen, Ablagerungen eines weit verzweigten Entwässerungssystems (STRAHL et al. 1994). Die ersten Mollusken sowie vereinzelt Wirbeltierreste konnten im oberen Bereich der Sande gefunden werden, wobei die Mollusken in einem lokal begrenzten, dunkelbraunen schluffigen Band an der Oberkante der Sande besonders häufig auftraten (Abb. 2: Probe 1).

Die folgenden graubraunen tonigen, 20–30 cm mächtigen Schluff-Mudden (Abb. 2: Probe 2) sind pollenanalytisch ebenfalls noch dem Saale-Spätglazial zuzuordnen. Die Pollen und Makropflanzenreste zeigen eine weitere Klimaveränderung, hin zu subarktisch bis borealen Bedingungen, mit einer offenen parkartigen Landschaft. Die einsetzende Mudde-Sedimentation spricht vermutlich für Verlagerungen des Hauptflussbettes, in dessen Folge Altwasserarme mit ruhigen Sedimentationsbedingungen abgeschnürt wurden (STRAHL et al. 1994).

Die über den graubraunen Mudden entwickelten Torfe können als Schwemmtorfe interpretiert werden. Nach STRAHL et al. (1994) sind erst diese der Pollenzone 1 (ERD 1973), dem Eem-Interglazial zuzuordnen. Die Mächtigkeit der Torfe kann relativ kleinräumig von 0–20 cm schwanken.

Sie sind relativ scharf abgegrenzt, stark zersetzt und enthalten zahlreiche Holzreste. Zudem sind sie mit schwarzen Tonmudden verzahnt (Abb. 2: Probe 3).

Über dem Torf folgen etwa 20 cm mächtige hellbraune, feinsandige Schluff-Mudden (Abb. 2: Probe 4), in denen massenhaft verkalkte *Characeen*-Oogonien (Gyrogonite) der Armleuchteralge *Nitellopsis obtusa* enthalten sind (LENK 2014).

Abgeschlossen wird die limnisch-fluviatile Serie durch ca. 20 cm mächtige graubraune tonige Schluff-Mudden (Abb. 2: Probe 5), die nach STRAHL et al. (1994) der Pollenzone 3 (Kiefern-Eichenmischwald-Zeit) und der Pollenzone 4 (Eichenmischwald-Hasel-Zeit) entsprechen.

Darüber folgt diskordant ein Würgeboden mit Sedimenten des marinen Eems. Ausgehend von den Untersuchungen von STRAHL et al. (1994) fällt die Transgression des Eem-Meeress etwa mit dem Beginn des Klimaoptimums zusammen, dem Übergang der Pollenzonen 4–5 (nach ERD 1973), oder setzte zumindest kurz danach ein.

Die Sedimente des marinen Eems (Abb. 2: Probe 6) sind in den Taschen des 20–50 cm mächtigen Würgebodens, der wahrscheinlich im Weichsel-Glazial kryptoturbat unter periglazialen Bedingungen entstand (STRAHL et al. 1994), erhalten. Die Taschen greifen bis in die unterlagernde eemzeitliche Mudde, welche zum Teil mit verwürgt wurde. Sie enthalten sandig-kiesige Schluffe bis kiesige Sande und lokal marine Mollusken. Vermutlich handelt es sich dabei um die Erosionsreste stark aufgearbeiteter mariner Sedimente.

Mit schluffigen Feinsanden setzt sich dann die weitere Sedimentation fort (STRAHL et al. 1994).

Der 2007 entdeckte **Aufschluss Nische** wurde bereits vor etwa drei Jahren durch die voranschreitende Küstenaktivität komplett verschüttet und ist im Moment nicht zugänglich. Der kleinräumige Aufschluss befindet sich in einer stark überhängenden Nische (Abb. 3). Die durch den Geschiebemergel (M 2) gekappte eemzeitliche Serie wurde während des Weichsel-Glazial durch glazitektonische Prozesse überschoben, stark gestört und ausgequetscht. Im Kern des Aufschlusses befinden sich fluviatile, fossilfreie Sande, die vermutlich spätsaalezeitlich zu datieren sind. An einem nach Nordosten im steilen Winkel abtauchenden und deformierten Schichtpaket sind bis zu einer Breite von etwa 80 cm Mudden aufgeschlossen. Überwiegend handelt es sich dabei um dunkelgraue tonige Mudden, die mehrere Schilllagen (Abb. 3: Probe 2) führen. Im Übergang zu den fluviatilen Sanden sind braune sandige Schluffmudden entwickelt, die zahlreiche Großmuschelreste (*Unio*, *Anodonta*) enthalten, z. T. in doppelklappiger Erhaltung (Abb. 3: Probe 1).

Oberhalb der fluviatilen Sande finden sich mit 15–25 cm mächtigen, braunvioletten tonigen Schluff-Mudden ebenfalls eemzeitliche limnische Sedimente, die jedoch keinen klaren stratigraphischen Bezug zu den Mudden des abtauchenden Schichtpaketes zeigen (Abb. 3: Probe 3).

Die Sedimente können, wie die Ablagerungen des Haupt-Aufschlusses, demselben komplexen Flusssystem zugeordnet werden. Eine exaktere Korrelation mit den Ablagerungen des Haupt-Aufschlusses ist jedoch wegen der beschriebenen Umstände nicht möglich.

3 Material und Methode

Im Rahmen mehrerer Gelände-Kampagnen erfolgte durch die Autoren von 2007 bis 2014 die Beprobung der Aufschlüsse am Klein Klütz Höved. Während die Mudden wegen ihres Tonanteils zur besseren Lösbarkeit beim Schlämmen im Labor mit H_2O_2 versetzt wurden, konnten die leichter bearbeitbaren spätsaalezeitlichen Sande sowie die sandig-kiesigen Schluffe des marinen Eems direkt am Aufschluss mit Wasser gesiebt werden. Von den Mudden wurden bis zu 30 Liter und von den Sanden bis zu 150 Liter Sediment je Horizont berücksichtigt (Tab. 1, Abb. 2, 3). Ausgesiebt wurde das Material mit einer Maschenweite von 0,5 mm.

4 Ergebnisse der paläontologischen Untersuchungen

4.1 Saale-Spätglazial

Vom Kliff Klein Klütz Höved beschrieb STEINICH (in STRAHL et al. 1994), erstmalig für Mecklenburg-Vorpommern, spätsaalezeitliche Mollusken-Faunen. Nach den aktuellen Ergebnissen der Autoren konnte die Fauna mit ca. 40 Arten mehr als verdreifacht werden (Tab. 1). Außerdem wurden vereinzelt Kleinsäugerreste gefunden.

Die fluviatil geprägten **spätsaalezeitlichen Sande** (Haupt-Aufschluss: Tab. 1, Abb. 2, Probe 1) enthalten allochthon zusammengeschwemmte Gesellschaften unterschiedlicher Lebensräume, wobei die terrestrischen Elemente mit 14 Arten bzw. 97 % Individuen deutlich dominieren. Dabei handelt sich um eine typische kaltzeitliche Fauna des ausgehenden Saale-Glazials, wie sie beispielsweise auch aus Mitteldeutschland (z. B. MANIA 1973, FUHRMANN

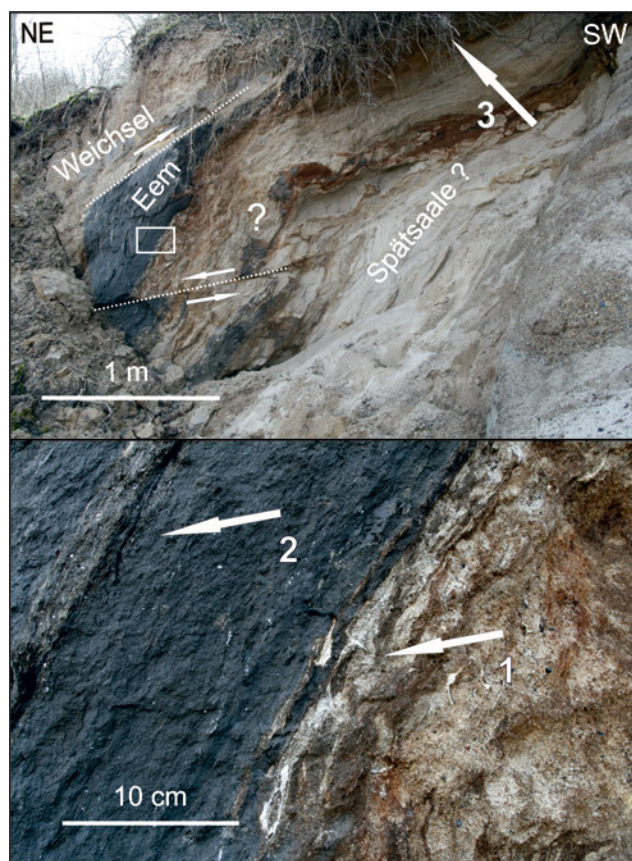


Abb. 3: Aufschluss Nische vom Kliff Klein Klütz Höved, oben Gesamtüberblick, unten Ausschnitt Fenster von oben; mit Probenpunkten: 1 braune sandige Schluff-Mudden, Übergang Sand, mit Querschnitten von doppelklappig erhaltenen Großmuscheln, 2 grauschwarze Mudden mit Schilllagen, 3 braun-violette Schluff-Mudde, oberhalb Nische.

Fig. 3: Outcrop "Nische" of the cliff Klein Klütz Höved, above overview, below the detail window from above; with sample points: 1 brown sandy silt mud, sand transition, with cross sections of completely preserved shells of unionoid mussels, 2 grey-black mud with shell detritus layers, 3 brown-violet silt mud, above "Nische".

1990) bekannt geworden ist. Mit *Pupilla loessica* (Abb. 4: 1 a–b), *Vallonia tenuilabris* (Abb. 4: 2 a–b) und *Vertigo genesii* wurden charakteristische Kaltzeitleitarten nachgewiesen. Bemerkenswert ist der Nachweis von *Pupilla loessica*, die damit erstmalig für Mecklenburg-Vorpommern belegt werden konnte.

Vermutlich waren im Umfeld mesophile bis lokal mäßig feuchte kräuterreiche Steppenhabitate entwickelt, die beispielsweise von *Succinella oblonga*, *Cochlicopa lubrica*, *Pupilla loessica* und *Vallonia tenuilabris* besiedelt wurden. Zudem verweisen *Vertigo genesii*, *Pupilla pratensis* (Abb. 4: 3 a–b, 4 a–b) und möglicherweise auch die Nacktschnecken, die in der vorliegenden Gesellschaft durch zahlreiche Kalkschälchen der Limacidae/Agriolimacidae (Tab. 1), wahrscheinlich der Gattung *Deroceras*, belegt sind, auf sumpfige Lebensräume, die sich vermutlich in den Auen entwickelten.

Pupilla pratensis ist eine Form, der erst kürzlich ein selbständiger Artstatus zugesprochen wurde (v. PROSCHWITZ et al. 2009). Sie ist vor allem im Tiefland auf basischen Feuchtwiesen mit relativ niedrigwüchsiger Sumpflvegetation zu finden. In Eurasien ist die Art offenbar weit verbreitet. Fossil-Nachweise von *Pupilla pratensis* wurden bisher aber kaum erwähnt.

Tab. 1: Spätsaale- und eemzeitliche Mollusken sowie Wirbeltiere aus den Kliff-Aufschlüssen von Klein Klütz Höved.

Tab. 1: Late Saalian and Eemian mollusks and vertebrates from the cliff Klein Klütz Höved.

Aufschlüsse	Aufschluss Nische MENZEL-HARLOFF & MENG			Haupt-Aufschluss (nach STRAHL et al. 1994) MENZEL-HARLOFF & MENG						Haupt-Aufschluss STEINICH (in STRAHL et al. 1994)		
Stratigraphie	Eem- Interglazial			Saale- Spätglazial		Eem- Interglazial				Saale- Sp.	Eem- Interglazial	
Molluskenproben (nach MENZEL-HARLOFF & MENG)	1	2	3	1	2	3	4	5	6	[1-2]	[3-5]	6
Lithologie	braune sandige Schluff- Mudde, Übergang Sande	Belgrandia-Probe grauschwarze Mudde	braunviolette Schluff-Mudde, oberhalb Nische	brauner schluffiger Sand	graubraune tonige Schluff-Mudde	schwarzbrauner Torf stark zersetzt	gelbraune feinsandige Schluff-Mudde	graubraune tonige Schluff-Mudde	gelber sandig-kiesiger Schluff, Taschen in Würgeboden	Sand und graubraune Mudde	Torf und Mudden	gelber sandig-kiesiger Schluff, Würgeboden
Mollusken												
Terrestrisch												
<i>Succinella oblonga</i> [DRAPARNAUD 1801]				1232						+		
<i>Cochlicopa lubrica</i> [O. F. MÜLLER 1774]				14								
<i>Columella columella</i> [G. VON MARTENS 1830]										+		
<i>Vertigo genesii</i> [GREDLER 1856]				15								
<i>Pupilla loessica</i> LOŽEK 1954 ¹				ca. 525						?		
<i>Pupilla pratensis</i> [CLESSIN 1871] ¹				ca. 945	2					?		
<i>Vallonia pulchella</i> [O. F. MÜLLER 1774]	1			1	2					+		
<i>Vallonia tenuilabris</i> [A. BRAUN 1842]				25						+		
<i>Punctum pygmaeum</i> [DRAPARNAUD 1801]				9	1		1					
cf. <i>Punctum</i> sp.		1										
Limacidae/ Agriolimacidae ²				40								
<i>Euconulus fulvus</i> [O. F. MÜLLER 1774]				2								
<i>Trochulus</i> sp.				3 [Frg.]								
<i>Fruticicola fruticum</i> [O. F. MÜLLER 1774]				Frgm.								
<i>Arianta arbustorum</i> [LINNAEUS 1758]				Frgm.	1							
Helicoidea indet.				5 Embr.								
Limnisch												
<i>Belgrandia germanica</i> CLESSIN 1882		118	1				5					
<i>Bithynia tentaculata</i> [LINNAEUS 1758]	32	1250	959	3			1028	70			+	
<i>Valvata cristata</i> O. F. MÜLLER 1774		15			2							
<i>Valvata</i> aff. <i>piscinalis</i> [O. F. MÜLLER 1774] ³				9	173					+		
<i>Valvata piscinalis piscinalis</i> [O. F. MÜLLER 1774] ⁴	11	140	7				30	9		?	+	
Lymnaeidae indet.	Frgm.	Frgm.		Frgm.			Frgm.					
<i>Lymnaea stagnalis</i> [LINNAEUS 1758]		1			1							
<i>Stagnicola</i> sp.	1	2		4								

<i>Galba truncatula</i> [O. F. MÜLLER 1774]				2							+	
<i>Radix</i> sp.			2	5								
<i>Myxas glutinosa</i> [O. F. MÜLLER 1774]		1										
<i>Planorbis</i> sp.			1 Frgm.									
<i>Planorbis planorbis</i> [LINNAEUS 1758]		7		4	1		1					
<i>Anisus leucostoma</i> [MILLET 1813]				2	1							
<i>Gyraulus albus</i> [O. F. MÜLLER 1774]		38										
<i>Gyraulus crista</i> [LINNAEUS 1758]		30		3	4					+	+	
<i>Gyraulus laevis</i> [ALDER 1838]				1	2							
<i>Hippeutis complanatus</i> [LINNAEUS 1758]		2										
<i>Bathyomphalus contortus</i> [LINNAEUS 1758]				1								
<i>Anodonta anatina</i> [LINNAEUS 1758]	1											
<i>Unio</i> sp.	Frgm.	Frgm.	Frgm.					Frgm.			+	
<i>Unio tumidus</i> PHILIPSSON 1788	33	1	4					2				
<i>Sphaerium corneum</i> [LINNAEUS 1758]				8	20		Frgm.				+	
<i>Pisidium amnicum</i> [O. F. MÜLLER 1774]	5	6	3	1								
<i>Pisidium casertanum</i> [POLI 1791]				4								
<i>Pisidium hibernicum</i> WESTERLUND 1894					1					+		
<i>Pisidium lilljeborgii</i> CLESSIN 1886					5					+		
<i>Pisidium milium</i> HELD 1836					8						+	
<i>Pisidium moitessierianum</i> [PALADILHE 1866]	5	90	5					12				
<i>Pisidium nitidum</i> JENYNS 1832				12	25						+	
<i>Pisidium obtusale</i> f. <i>lapponicum</i> [CLESSIN 1877]					14							
<i>Pisidium ponderosum</i> [STELFOX 1918]	3	20										
<i>Pisidium subtruncatum</i> MALM 1855				9	5							
<i>Pisidium supinum</i> A. SCHMIDT 1851	4	90	1					5				
<i>Pisidium stewarti</i> PRESTON 1909					2							
<i>Pisidium tenuilineatum</i> STELFOX 1918											+	
<i>Pisidium</i> spp.				8	105			2				
Arten limn./terr. Mollusken: [gesamt: ca. 52]	12	19	10	31	19	-	7	7	-			
Individuen Mollusken: [gesamt: ca. 7340]	108	1814	984	2896	370	-	1067	101	-			
Marin												
<i>Bittium reticulatum</i> [DA COSTA 1778]									X			+
<i>Nassarius reticulatus</i> [LINNAEUS 1758]									X ⁶			+
<i>Ostrea edulis</i> [LINNAEUS 1758]									X			+
<i>Mytilus</i> sp.									X			
<i>Kurtiella bidentata</i> [MONTAGU 1803]												+
<i>Arctica islandica</i> [LINNAEUS 1767]												+
<i>Cerastoderma edule</i> [LINNAEUS 1758]									X			+
<i>Acanthocardia paucicostata</i> [G.B. SOWERBY II 1834] ⁵									X ⁶			+

<i>Spisula subtruncata</i> [DA COSTA 1758]									X ⁶			
<i>Politiapes senescens</i> [COCCONI 1873]									X			+
<i>Scrobicularia plana</i> [DA COSTA 1778]									X ⁶			
<i>Varicorbula gibba</i> [OLIVI 1792]									X ⁶			
Seepocken [Balanidae]									X ⁶			+
Begleitfaunen												
Kleinsäuger												
<i>Lagurus lagurus</i> [PALLAS 1773] - Molar				1								
postcraniale Knochenreste indet.				X	X							
Fische												
<i>Esox lucius</i> LINNAEUS 1758		X									+	
<i>Tinca tinca</i> LINNAEUS 1758		X									+	
<i>Rutilus rutilus</i> LINNAEUS 1758		X									+	
<i>Scardinius erythrophthalmus</i> [LINNAEUS 1758]		X	X				X				+	
Wirbel, Schuppen, div. Reste indet.	X	X	X	X				X				
Probenmengen (in Liter)	30	30	20	150	30	30	20	20	50			

+ – STEINICH in STRAHL et al. [1994]

X – keine Aussage über Individuenhäufigkeit

Fragm. – nur Fragmente

Embr. – Embryonalgehäuse

¹ STEINICH gab nur *Pupilla muscorum* an.

² vermutlich *Deroceras* sp.

³ STEINICH unterschied die Subspezies *V. piscinalis antiqua* und

⁴ *V. piscinalis piscinalis*.

⁵ STEINICH gab *Acanthocardia echinata* an [siehe MENG et al. 2015].

⁶ zur Ergänzung aus unmittelbar benachbartem Aufschluss ca. 50 m westlich

Die großen Gehäuseschnecken *Arianta arbustorum* und *Fruticicola fruticum* bevorzugten schon mildere kaltzeitliche Phasen und machen es wahrscheinlich, dass in den Auenbereichen lokal Gehölze verbreitet waren.

Die ebenfalls zahlreichen limnischen Arten sind jeweils nur mit geringen Individuendichten belegt. Die meisten Arten, wie z. B. *Gyraulus crista*, *G. laevis*, *Valvata* aff. *piscinalis* (siehe Text *Valvata piscinalis* unten), *Stagnicola* sp. oder *Planorbis planorbis* bevorzugten stille oder langsam fließende Gewässer und bewohnten vermutlich die beruhigteren Auenbereiche. Hierher gehört auch *Anisus leucostoma*, der für Temporärgewässer charakteristisch ist. Nur mit *Pisidium amnicum* wurde auch eine typische Fließgewässerart nachgewiesen.

In den spätsaalezeitlichen Sanden (Haupt-Aufschluss: Probe 1) konnte zudem auch der Grau- oder Steppenlemming *Lagurus lagurus* mit einem rechten unteren Molar belegt werden (det. L. MAUL, Weimar).

Während sich das heutige Areal von *Lagurus lagurus* als Bewohner der kontinentalen sommerwarmen Steppen von der SE-Ukraine bis weit nach Asien, bis zum Südsibirischen Steppengürtel und der W-Mongolei erstreckt, drang er im Pleistozän unter kontinental geprägtem Steppenklima auch bis Westeuropa vor. Die meisten pleistozänen Funde von *Lagurus lagurus* in Deutschland konzentrieren sich auf Mittel- und S-Deutschland (HEINRICH 2004, MANIA 2007). Der bisher nördlichste Nachweis stammt aus dem Weichsel-Frühglazial von Zachow bei Ketzin (Brandenburg), westlich von Berlin (HEINRICH 2004). Somit ist der Fund

vom Klein Klütz Höved der bisher nördlichste Nachweis dieser Art in Deutschland.

Während die **graubraunen tonigen Schluff-Mudden** (Haupt-Aufschluss: Tab. 1, Abb. 2, Probe 2) von STRAHL et al. (1994) pollenanalytisch noch dem Saale-Spätglazial zugeordnet wurden, zählte sie STEINICH (in STRAHL et al. 1994) auf Grund von malakologischen Untersuchungen bereits zum Eem-Interglazial. Die aktuellen Untersuchungen bekräftigen die Einstufung in das Saale-Spätglazial. Die offensichtlich in einem Altarmbereich abgelagerten Stillwassersedimente werden von limnischen Arten dominiert (Tab. 1).

Mit den Kleinmuscheln *Pisidium obtusale* f. *lapponicum* und *Pisidium stewarti* wurden eindeutige Kaltzeitleitarten nachgewiesen. Letztgenannte Art konnte in Mecklenburg-Vorpommern bisher erst einmal für das Weichsel-Spätglazial von Grimmen belegt werden (KOSSLER in KRIENKE et al. 2006). Individuenreich vertreten ist die kaltzeitlich geprägte Form *Valvata* aff. *piscinalis*, die STEINICH (in STRAHL et al. 1994) als *Valvata piscinalis antiqua* (MORRIS 1838) bezeichnete (siehe Text *Valvata piscinalis* unten). Eine stenöke Art der Uferbereiche größerer Seen mit sandigem bis feinsandigem Substrat ist *Pisidium lilljeborgii* (ZETTLER & GLÖER 2006). Allerdings erweitert sich das Biotopspektrum der Art in kälteren Klimaten der Alpen und Nordeuropas und schließt kleine Seen bzw. große Weiher ein (TURNER et al. 1998).

Mit *Vallonia pulchella*, *Punctum pygmaeum*, *Pupilla pratensis* und *Arianta arbustorum* waren in den graubraunen Mudden ebenfalls vereinzelt Landschnecken vertreten.

4.2 Eem-Interglazial

4.2.1 Limnisch-fluviatile Sedimente

Das limnisch-fluviatile Eem vom Klein Klütz Höved setzt sich überwiegend aus Sedimenten ruhigerer Sedimentationsbedingungen zusammen. Insgesamt wurden 20 Arten limnischer und 3 Arten terrestrischer Mollusken festgestellt. Außerdem konnten mehrere Fischarten belegt werden.

Das Eem-Interglazial beginnt im **Haupt-Aufschluss** nach STRAHL et al. (1994) mit Schwemmtorfen, die mit grauschwarzen Mudden verzahnt sind (Tab. 1, Abb. 2, Probe 3). Aus diesem Bereich wurden keine Mollusken belegt, woraus auf eine primäre Entkalkung der Torfe geschlossen werden kann.

Die folgenden bräunlichen Mudden (Tab. 1, Abb. 2, Probe 4–5) enthielten artenarme aber individuenreiche limnische Faunen. Dominant ist jetzt vor allem *Bithynia tentaculata*, wobei ihre Opercula besonders häufig auftraten. Im Gegensatz zum Saale-Spätglazial (siehe oben) ist *Valvata piscinalis* jetzt durch eine Form mit nur wenig gewölbten Umgängen vertreten (Abb. 5: 4 a–b), die von den Autoren in Übereinstimmung mit STEINICH (in STRAHL et al. 1994) als *Valvata piscinalis piscinalis* bezeichnet wurde. Die Quellschnecke *Belgrandia germanica* konnte in den Mudden ebenfalls nachgewiesen werden. Insbesondere in den oberen Mudden (Tab. 1, Abb. 2, Probe 5) werden durch die

Muscheln *Pisidium moitessierianum*, *P. supinum* und *Unio tumidus* fluviatile Bedingungen eines ruhiger fließenden Gewässers angezeigt. Die einzige nachgewiesene Landschnecke ist *Punctum pygmaeum* (Abb. 2: Probe 4).

Die Sedimente im **Aufschluss Nische** repräsentieren im Vergleich zum Haupt-Aufschluss ganz ähnliche Faziesbereiche eines komplexen Flußsystems. In den sandigen Mudden (Tab. 1, Abb. 3, Probe 1) konnten zahlreiche Großmuscheln, wie *Unio tumidus* (Abb. 5: 8 a–b) und vereinzelt *Anodonta anatina* (Abb. 5: 9 a–b) nachgewiesen werden, die z. T. doppelklappig, möglicherweise in Lebendstellung, erhalten sind. Die Unioniden sowie die Kleinmuscheln *Pisidium amnicum*, *P. moitessierianum*, *P. ponderosum* oder *P. supinum* bestätigen ebenfalls den fluviatilen Bildungsraum der Sedimente.

In den Schilllagen der grauschwarzen Mudden (Aufschluss Nische, Tab. 1, Abb. 3, Probe 2) wurde für Mecklenburg-Vorpommern 2007 erstmals *Belgrandia germanica* (Abb. 5: 1–2) nachgewiesen (siehe Text *Belgrandia germanica* unten). Dominierend ist hier allerdings wieder, wie im Hauptaufschluss, *Bithynia tentaculata* (Abb. 5: 3). Auch *Valvata piscinalis* ist wieder mit der warmzeitlichen Form *Valvata piscinalis piscinalis* (Abb. 5: 4 a–b) vertreten. Weiterhin fanden sich beispielsweise *Gyraulus albus*, *G. crista* oder *Myxas glutinosa* (Abb. 5: 5–7). Bei den limnischen Mollusken handelt es sich überwiegend um Stillwasserarten, die jedoch nicht selten auch Fließgewässer besiedeln, wo sie in

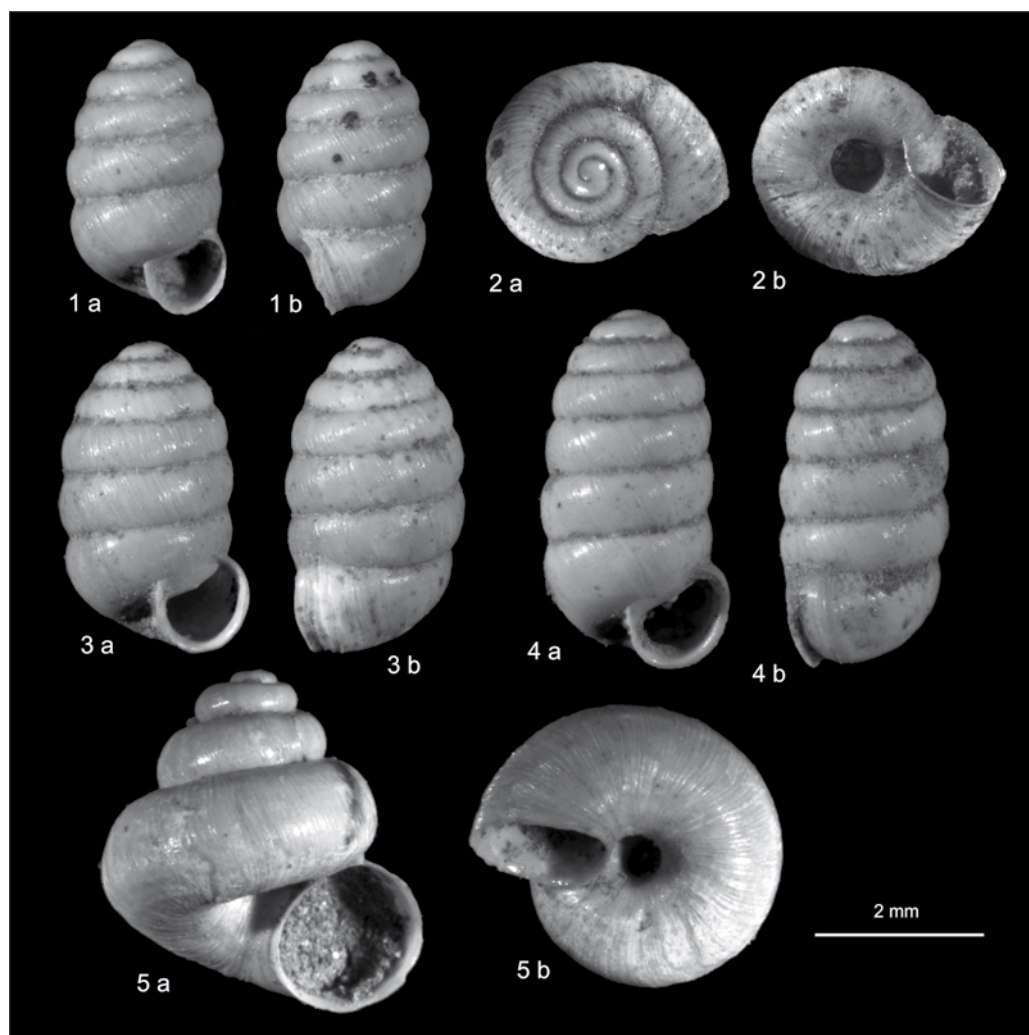


Abb. 4: Mollusken aus den spätsaalezeitlichen Sanden von Klein Klütz Höved (Haupt-Aufschluss, Probe 1): 1 a–b *Pupilla loessica*, 2 a–b *Vallonia tenuilabris*, 3 a–b u. 4 a–b *Pupilla pratensis*, 5 a–b *Valvata* aff. *piscinalis*.

Fig. 4: Mollusks from the Late Saalian sands of Klein Klütz Höved (main outcrop "Haupt-Aufschluss", sample 1): 1 *Pupilla loessica*, 2 a–b *Vallonia tenuilabris*, 3 a–b and 4 a–b *Pupilla pratensis*, 5 a–b *Valvata* aff. *piscinalis*.

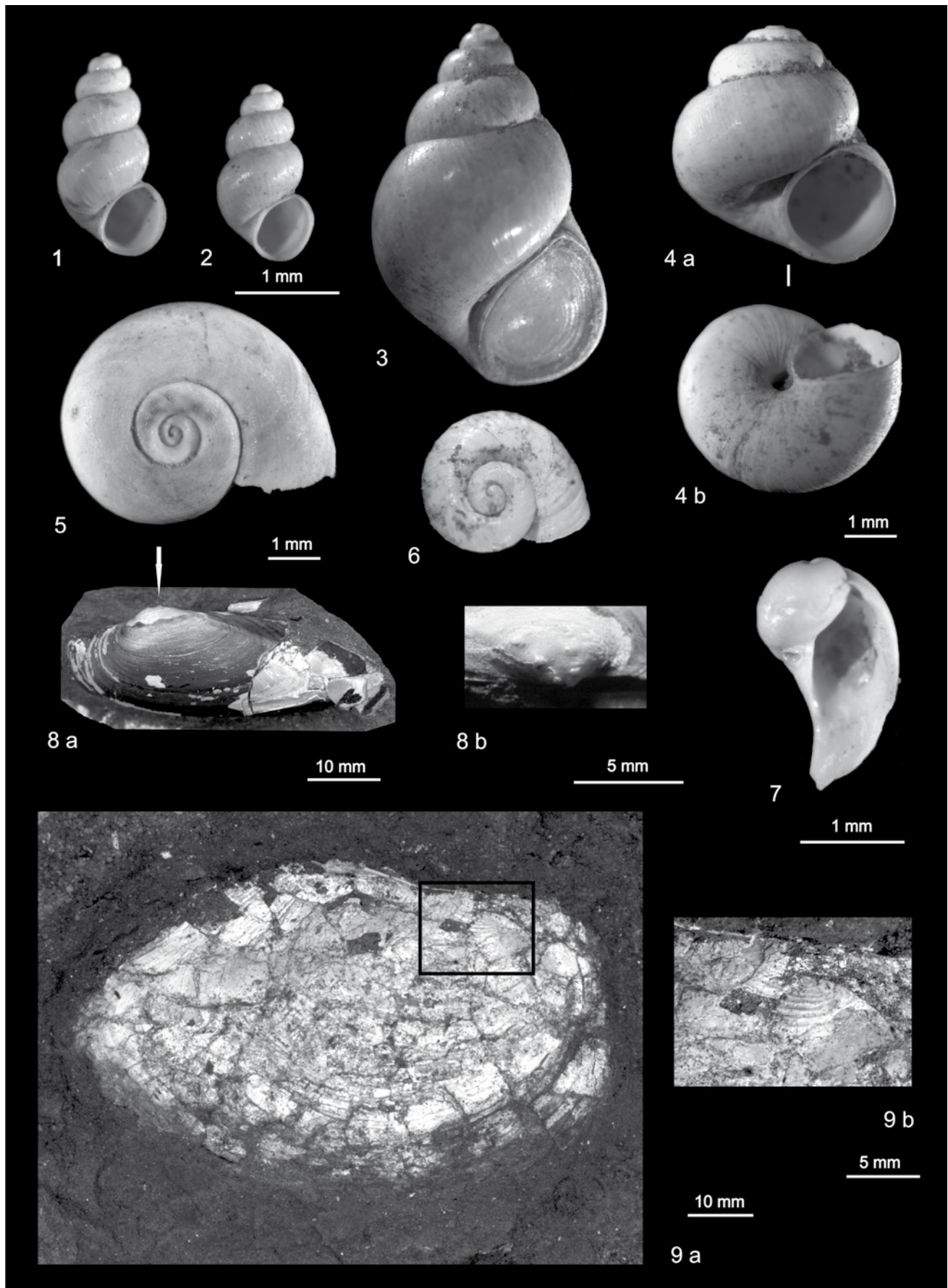


Abb. 5: Mollusken aus dem Eem von Klein Klütz Höved: 1–2 *Belgrandia germanica*, 3 *Bithynia tentaculata*, 4 a–b *Valvata piscinalis piscinalis*, 5 *Gyraulus albus*, 6 *Valvata cristata*, 7 *Myxas glutinosa* (1–7 Aufschluss Nische, Probe 2), 8 a–b *Unio tumidus*, 8 b Ansicht von oben auf die Wirbelskulptur (Pfeil in 8 a), 9 a–b *Anodonta anatina*, 9 b Ausschnitt Fenster (in 9 a) Wirbelskulptur (8–9 Aufschluss Nische, Probe 1).

Fig. 5: Mollusks from the Eemian of Klein Klütz Höved: 1–2 *Belgrandia germanica*, 3 *Bithynia tentaculata*, 4 from *Valvata piscinalis piscinalis*, 5 *Gyraulus albus*, 6 *Valvata cristata*, 7 *Myxas glutinosa* (1–7 outcrop “Nische”, sample 2), 8 a–b *Unio tumidus*, 8 b top view of the umbonal sculpture (arrow in Fig. 8 a), 9 a–b *Anodonta anatina*, 9 b detail window (in 9 a) umbonal sculpture (8–9 outcrop “Nische”, sample 1).

der Regel die ruhigeren Bereiche bevorzugen. Trotz der beruhigten limnischen Sedimentation verdeutlichen *Pisidium amnicum*, *P. moitessierianum*, *P. supinum* sowie *Unio tumidus* einen fluviatil geprägten Lebensraum. Auch die Faunen der braunvioletten Mudden (Aufschluss Nische, Tab. 1, Abb. 3, Probe 3) bestätigen diese Verhältnisse.

An Landschneckenarten fanden sich im Aufschluss Nische in den Schilllaggen der grauschwarzen Mudden (Aufschluss Nische, Tab. 1, Abb. 3, Probe 2) mit lediglich jeweils einem Gehäuse *Vallonia pulchella* und cf. *Punctum* sp. Problematisch ist die systematische Zuordnung des Gehäuses von cf. *Punctum* sp. (siehe Text cf. *Punctum* sp. unten).

Die wenigen Nachweise von terrestrischen Gastropoden erlauben für das nähere Umfeld des Lebensraumes keine ökologischen Schlussfolgerungen.

Wirbeltiere wurden im Eem von Klein Klütz Höved bisher nur durch Fische belegt. Sie sind in den eemzeitlichen Mudden mit isolierten Skelettelementen, Schlundzähnen (Cyprinidae) und Zähnen vertreten. Die meisten Fischreste fanden sich im Aufschluss Nische (Abb. 3: Probe 2). Mit den aktuellen Aufsammlungen konnten die Ergebnisse von STEINICH (in STRAHL et al. 1994) bestätigt werden. Die nachgewiesenen Arten Rotfeder *Scardinius erythrophthalmus*, Plötze *Rutilus rutilus*, Schleie *Tinca tinca* und Hecht *Esox lucius* (Tab. 1) repräsentieren erwartungsgemäß die warmzeitliche Fisch-Gemeinschaft eines ruhiger fließenden Niederungsgewässers (BÖHME 1997). Die warmzeitliche Rotfeder *Scardinius erythrophthalmus* wurde auch im sog. Haupt-Aufschluss (Abb. 2: Probe 4) belegt.

Belgrandia germanica

Die kleine Quellschnecke *Belgrandia germanica* wurde von CLESSIN (1882) beschrieben. Als Fundorte nennt er die oberpleistozänen Travertine von Weimar, Gräfentonna und Mühlhausen (Thüringen), wobei er sich in der Darstellung auf SANDBERGER (1870–1875) bezieht, der die Form allerdings noch zu der rezent in S-Frankreich und NO-Spanien vorkommenden Hydrobiidae *Belgrandia marginata* (MICHAUD 1831) stellte. Der systematische Status von *B. germanica* ist ungeklärt. Zahlreiche Autoren stellen die Form bis heute zu *B. marginata* (JAECKEL 1962, MEIJER 1989, GITTENBERGER et al. 1998, PREECE 1999, SANKO & GAIGALES 2007, ALEXANDROWICZ & ALEXANDROWICZ 2010). Zu *B. marginata* besitzt *B. germanica* aber deutliche morphologische Unterschiede, z. B. ein vielmehr gedrunenes Gehäuse (EHRMANN 1956, HAASE 2000). Zudem ist der Morphotyp in Mittel-, NW- und E-Europa am Ende des Eem-Interglazials ausgestorben, was nicht nur ihre stratigraphische Bedeutung als Leitart verdeutlicht, sondern auch ihren Status als eigenständige Art wahrscheinlich macht. Viele Autoren teilen diese Auffassung (ZEISSLER 1962, MANIA 1973, MENG & WANSA 2008, GLÖER 2002, RÄHLE & SCHMIDT 2006).

Verbreitet war *B. germanica* in Europa von England über die Niederlande, Dänemark, Deutschland, Polen bis Litauen und Weißrussland (STEUSLOFF 1953, JAECKEL 1962, MANIA 1973, MEIJER 1989, PREECE 1999, 2001, GLÖER 2002, SANKO & GAIGALES 2007, ALEXANDROWICZ & ALEXANDROWICZ 2010).

Klassische Fundstellen von *B. germanica* finden sich vor allem in Mittel- und S-Deutschland (JAECKEL 1962, ZEISSLER 1962, 1977, MANIA 1973, 1978, BIBUS & RÄHLE 1986, MANIA

& MAI 2001, MEYRICK 2002, RÄHLE & SCHMIDT 2006, MENG & WANSA 2008). Während aus NW-Deutschland vereinzelt Nachweise von *B. germanica* (MENZEL 1912, JAECKEL 1962) vorliegen, konnte die Art aus dem Eem von Klein Klütz Höved erstmals für Mecklenburg-Vorpommern belegt werden. Mittlerweile existiert ein zweiter Fundort für dieses Bundesland. In den marinen Eem-Sanden von Schwaan bei Rostock, die neben einer reichen marinen Fauna auch eingespülte Süßwasser-Elemente enthalten, gelangen ebenfalls *Belgrandia*-Nachweise (MENG et al. in Vorbereitung). In ähnlicher Fundsituation, in Sedimenten des marinen Eems, wurde die Schnecke auch im heutigen Mündungsgebiet der Weichsel in N-Polen belegt (BRODNIOWICZ 1960).

Der überwiegende Teil der Vorkommen von *B. germanica* ist eemzeitlich einzustufen (ZEISSLER 1962, 1977, MANIA 1973, 1978, PREECE 1999, MEYRICK 2002, BIBUS & RÄHLE 1986, RÄHLE & SCHMIDT 2006, SANKO & GAIGALES 2007, ALEXANDROWICZ & ALEXANDROWICZ 2010), allerdings gibt es auch Vorkommen aus älteren Interglazialen, wie des Cromer-Komplexes (PREECE 2001) oder der Holstein-Warmzeit (MANIA 1973, MANIA & MAI 2001, MEIJER 1989). In Mitteldeutschland konnte die Art zudem auch in Warmphasen des unteren Saale-Komplexes nachgewiesen werden (MANIA & MAI 2001, MENG & WANSA 2008).

Die Massenvorkommen von *B. germanica* in Travertinlagerstätten, z. B. in Thüringen, lassen darauf schließen, dass die interglaziale Leitart kalkhaltige Quellhabitate als Lebensraum bevorzugte.

Valvata piscinalis

Valvata piscinalis tritt im Profil Klein Klütz Höved mit zwei verschiedenen Morphotypen auf. Während die in den eemzeitlichen Mudden nachgewiesene Form in Übereinstimmung mit STEINICH (in STRAHL et al. 1994) ohne Zweifel der Unterart *V. piscinalis piscinalis* zugeordnet wurde, ist die taxonomische Einordnung der in den spätsaalezeitlichen Sanden und Mudden gefundenen Form (hier als *V. aff. piscinalis* bezeichnet) ungeklärt. Im Gegensatz zu STEINICH (in STRAHL et al. 1994), der die Form als *V. piscinalis antiqua* benannte, sind die Autoren der Meinung, dass es sich möglicherweise um eine bisher unbeschriebene Art bzw. Unterart der Gattung *Valvata* handelt. Entsprechende Morphotypen sind zumindest im Weichsel-Spätglazial und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern weit verbreitet, wurden allerdings bis in jüngste Zeit oft den Taxa *V. piscinalis alpestris* (KÜSTER 1853), *V. alpestris* KÜSTER 1853 (ZETTLER et al. 2006) bzw. *V. aff. alpestris* (KOSSLER & STRAHL 2011) zugeordnet. Vergleiche mit subrezentem Belegmaterial dieser Art aus Bayern (Ferchensee bei Mittenwald) schließen jedoch die Zugehörigkeit zu *V. alpestris* mit Sicherheit aus.

Aufgrund prägnanter Gehäusemerkmale (Gehäuseproportionen, sehr stark treppenartige Wölbung der Umgänge und entsprechend tief eingesenkte Naht, weiter Nabel) ist auch die Zuordnung von *V. aff. piscinalis* zu *V. piscinalis antiqua* abzulehnen.

Generell ist zu bemerken, dass die Gattung *Valvata*, sowohl was das fossile als auch das rezente mitteleuropäische Material betrifft, einer gründlichen Revision bedarf.

Mit Sicherheit repräsentieren *V. piscinalis piscinalis* und *V. aff. piscinalis* vom Klein Klütz Höved wegen der großen morphologischen Unterschiede (vergleiche Abb. 4: 5 a–b

und Abb. 5: 4 a–b) und dem klimatischen Bezug unterschiedliche Arten bzw. Unterarten.

Vergleichbare Situationen mit zwei klimatisch geprägten *Valvata*-Morphotypen, die den Wechsel vom Saale-Spätglazial zum Eem-Interglazial repräsentieren, beschrieben z. B. auch FUHRMANN (1990) für Gröbern und MANIA (2000) für Neumark-Nord in Mitteldeutschland. Allerdings bezeichneten beide Autoren den kaltzeitlich geprägten Morphotyp als *V. piscinalis antiqua*.

cf. *Punctum* sp.

Wie bereits oben erwähnt, konnten aus dem Aufschluss Nische lediglich zwei terrestrische Gastropodenarten mit jeweils einem Exemplar belegt werden. Neben *Vallonia pulchella* liegt ein Gehäuse vor, dessen systematische Zuordnung problematisch ist. Aufgrund der Ähnlichkeit mit *Punctum pygmaeum*, der im Haupt-Aufschluss sowohl für das Saale-Spätglazial als auch für das Eem-Interglazial nachgewiesen ist (s.o.), wurde es mit einem rezenten Gehäuse dieser Art intensiver verglichen. Aufgrund der geringen Größe (nur wenig über 1 mm) und der äußerst fragilen Erhaltung wurde allerdings davon abgesehen, den Nabel von anhaftendem Sediment zu befreien (Abb. 6: 2 b). Der deutlichste Unterschied der verglichenen Gehäuse besteht darin, dass die Umgänge der fossilen Form schneller an Größe zunehmen. Bei gleicher Gehäusegröße ist der letzte Umgang deutlich breiter als bei *Punctum pygmaeum*. Auch das Embryonalgehäuse ist bei der fossilen Form größer (Abb. 6: 1 a und 2 a). Dagegen sind sich die Mikroskulpturen der Gehäuse sehr ähnlich. In beiden Fällen werden die Rippen durch eine kräftige Spiralskulptur gekreuzt. Bei dem fossilen Gehäuse ist die Rippung allerdings etwas schwächer ausgeprägt, was aber auch erhaltungsbedingt erklärt werden kann. Zudem wird bei rezenten Gehäusen die Rippen-Skulptur oft durch das noch vorhandene Periostrakum verstärkt. Nach der bisherigen Recherche ist nicht auszuschließen, dass hiermit für das mitteleuropäische Eem eine bisher unbeschriebene Art, möglicherweise der Gattung *Punctum*, vorliegt.

4.2.2 Marine Sedimente

Im Haupt-Aufschluss wird die limnisch-fluviatile Serie des Eems durch kryoturbate Sedimente, die einen Würgeboden bilden, diskordant überlagert. Dessen sandig-kiesige Taschen (Tab. 1, Abb. 2, Probe 6) enthalten z. T. marine Mollusken (STEINICH in STRAHL et al. 1994). Da die Autoren im Haupt-Aufschluss nur wenig Material bergen konnten, wurde die marine Fauna durch eine weitere Beprobung eines benachbarten Aufschluss (54°00'42.91" / 11°06'40.86") ergänzt. Das Schalenmaterial ist meist fragmentarisch und abgerundet erhalten, was dafür spricht, dass eemzeitliche marine Sedimente nur aufgearbeitet und umgelagert vorliegen. Im Wesentlichen konnten die Ergebnisse von STEINICH (in STRAHL et al. 1994) bestätigt werden.

Als ausgesprochene Leitart für das marine Eem-Interglazial im Nord- und Ostseeraum ist *Polititapes senescens* (früher *Venerupis senescens*) vertreten (STEINICH 1995, FRENZEL & ANSORGE 2004, PETERSEN 2004). Weitere typische Elemente des Eem-Meeres sind beispielsweise auch die nachgewiesenen Schnecken *Bittium reticulatum* und *Nassarius reticulatus* sowie die heute lusitanisch verbreitete Muschel *Acanthocardia paucicostata* (MENG et al. 2015).

Im Aufschluss Nische fanden die Autoren dagegen keine Hinweise auf marine Sedimente.

5 Diskussion

Die vorgestellten Ergebnisse untermauern die enorme Bedeutung des Aufschlusses am Klein Klütz Höved für die Quartärpaläontologie, insbesondere für das Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns. Als besonders aussagekräftig ist die überaus reiche Fauna des Saale-Spätglazials mit einer Reihe von Kaltzeitanzeigern, darunter sowohl limnische als auch terrestrische Arten, zu bezeichnen. Eine Molluskenfauna aus dem Saale-Spätglazial wurde bisher aus Mecklenburg-Vorpommern nicht beschrieben und stellt im gesamten norddeutschen Raum eine ausgesprochene Rarität

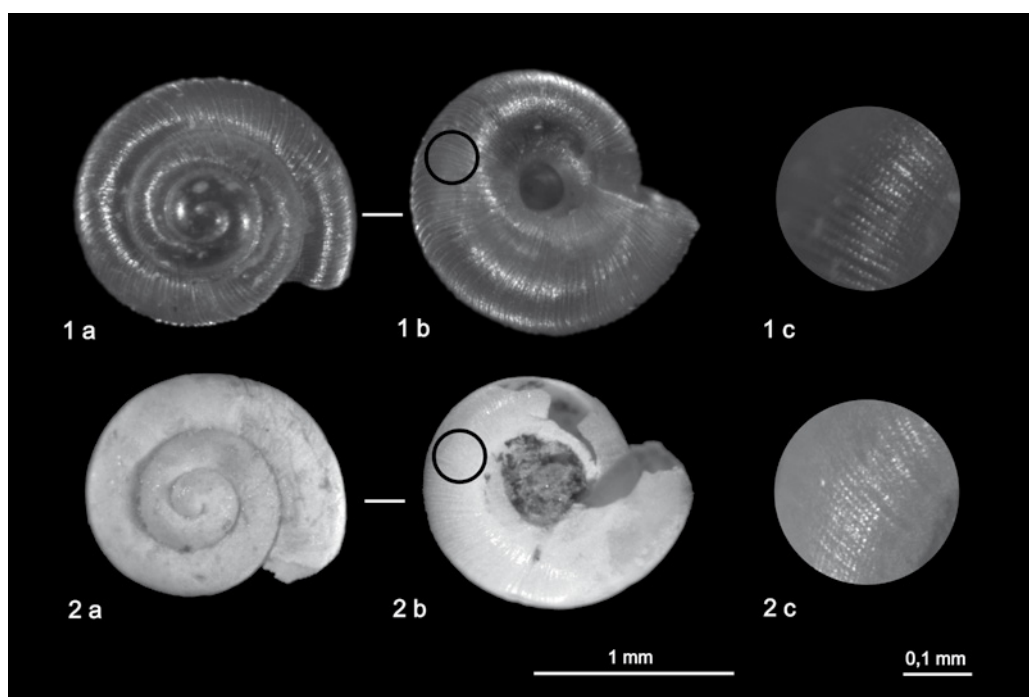


Abb. 6: *Punctum*: 1 a–c *Punctum pygmaeum* (rezent von Erfurt), 2 a–c cf. *Punctum* sp., mit unklarer systematischer Stellung (Eem, Aufschluss Nische, Probe 2); 1 c u. 2 c Vergleich der Mikroskulpturen nach Ausschnitten (Kreise) in 1 b u. 2 b.

Fig. 6: *Punctum*: 1 a–c *Punctum pygmaeum* (rezent of Erfurt), 2 a–c cf. *Punctum* sp., of uncertain systematic position (Eemian, outcrop "Nische", sample 2). 1 c and 2 c comparison of the microsculptures (circles) in 1 b and 2 b.

dar. Weiterhin ist die Vergleichbarkeit mit Faunen aus dem Gebiet von Mitteldeutschland bemerkenswert, zu denen auch der Steppenlemming *Lagurus lagurus* gehört.

Ebenfalls extrem selten in Norddeutschland sind limnisch-/terrestrische Eem-Faunen. Die einzige bisher aus Mecklenburg-Vorpommern bekannte, allerdings mehr fluviatil geprägte limnische Molluskenvergesellschaftung dieses Interglazials, stammt aus dem Untergrund der Peene bei Stolpe (MENG et al. 2009 a, b).

Der Nachweis der interglazialen Leitart *Belgrandia germanica* am Klein Klütz Höved zeigt, dass auch in norddeutschen eemzeitlichen Sedimenten mit Mitteldeutschland vergleichbare Faunen überliefert sind. Allerdings konnten bisher, abgesehen von den am Klein Klütz Höved nachgewiesenen drei Arten, bisher in Mecklenburg-Vorpommern keine weiteren eemzeitlichen terrestrischen Mollusken gefunden werden.

Das Beispiel von cf. *Punctum* sp. zeigt aber auch, dass im gut untersuchten Eem Mitteleuropas durchaus noch neue Arten zu erwarten sind. Die Frage, in wie weit südosteuropäische Exoten, wie z. B. *Dobracia banatica* (ROSSMÄSSLER 1838), *Discus perspectivus* (M. v. MÜHLFELDT 1816) oder *Aegopsis verticillus* (LAMARCK 1822), die beispielsweise während des Eem-Interglazials in Mitteldeutschland weit verbreitet waren, bis in den heutigen Raum von Norddeutschland vordringen konnten, kann aufgrund weitgehend fehlender Überlieferung terrestrischer Faunen derzeit noch nicht beantwortet werden.

6 Danksagung

Dr. Jaqueline Strahl, Cottbus, danken die Autoren für die zahlreichen anregenden Diskussionen und die Unterstützung der Geländearbeiten. Für die Determination der Kleinmuscheln sind die Autoren Dr. Uli Bößneck, Erfurt, und Dr. Michael Zettler, Kröpelin, zu großem Dank verpflichtet. Dr. Lutz Maul, Weimar, übernahm in dankenswerter Weise die Bearbeitung der Kleinsäugerreste. Besonderer Dank gilt den Gutachtern für ihre detaillierten Hinweise zur Optimierung des Artikels.

7 Literatur

ALEXANDROWICZ, S. W. & ALEXANDROWICZ, W. P. (2010): Molluscs of the Eemian Interglacial in Poland. – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 69–87.

ANDERS, T. (1989): Zur Genese der M3-Decke auf Jasmund (Rügen). – Dissertation Universität Greifswald: 80 pp.

BIBUS, E. & RÄHLE, W. (1986): Geomorphologische Lage, Deckschichten und Molluskenführung letztinterglazialer Hochflutlehme im Neckertal (Baden-Württemberg). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 36: 89–109.

BÖHME, G. (1997): Fossile Fischfaunen aus dem jüngeren Känozoikum Deutschlands. – *Quartär*, 47/48: 113–138.

BRODNIOWICZ, I. (1960): Eemskie mieczaki mordkie z wiercenia w Brachlewie (Eemian marine molluscs from a boring in Brachlewo-Poland). – *Acta Palaeontologica Polonica*, 5 (2): 235–278 (In Polish).

CLESSIN, S. (1882): Monographie des Gen. *Belgrandia*. – *Malakozoologische Blätter*, Neue Folge, Band 5: 132–151.

EHRMANN, P. (1956): Mollusca. – In: BROHMER, P., EHRMANN, P. & ULMER, G. (Hrsg.): Die Tierwelt Mitteleuropas. Band II (Weichtiere, Krebstiere, Tausendfüßler). – 264 pp. + 13 Tafeln; Leipzig (Quelle & Meyer).

ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – *Zeitschrift der geologischen Wissenschaften*, 1: 1087–1103; Berlin.

FRENZEL, P. & ANSORGE, J. (2004): Die pleistozänen Fossilien der Cardien-grube von Schwaan bei Rostock (südliche Ostsee). – *Archiv für Geschichtekunde*, 3 (8/12) für 2002: 829–840; Greifswald.

FUHRMANN, R. (1990): Die Molluskenfauna des Interglazials von Gröbern (Kreis Gräfenhainichen). – *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen*, 5: 148–167; Altenburg.

GITTENBERGER, E., JANSSEN, A. W., KUIJPER, W. J., KUIPER, J., G. J., MEIJER, T., VAN DER VELDE, G., DE VRIES, 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 pp.; Leiden.

GLÖER, P. (2002): Mollusca I. Die Süßwassergastropoden Nord- und Mitteleuropas. – *Die Tierwelt Deutschlands*, 73: 327 pp.; Hackenheim (ConchBooks).

HAASE, M. (2000): A revision of the genus *Belgrandia*. With the description of a new species from France (Caengastropoda, Hydrobiidae). – *Malacologia*, 42 (1): 171–201.

HEINRICH, W.-D. (2004): Nachweis von *Lagurus lagurus* (PALLAS 1773) im archäologischen Fundhorizont der Travertinfundstätte Bilzingsleben II. – *Prähistoria Thuringica*, 10: 16–21; Artern.

JAECKEL, S. G. A. (1962): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen der mitteleuropäischen Mollusken. – In: BROHMER, P., EHRMANN, P. & ULMER, G. (Hrsg.): Die Tierwelt Mitteleuropas. Band II (Weichtiere, Krebstiere, Tausendfüßler). – 27–294; Leipzig (Quelle & Meyer).

KOSSLER, A. & STRAHL, J. (2011): The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Rügen, Baltic Sea) – new results based on multi-proxy studies. – *E&G Quaternary Science Journal*, 60 (4): 434–454.

KRIENKE, H.-D., STRAHL, J., KOSSLER, A. & THIEKE, H.-U. (2006): Deponiesicherung und Quartärforschung – Ergebnisse der stratigraphischen Untersuchungen der weichselzeitlichen Schichtenfolge am Deponiestandort Grimmen (Mecklenburg-Vorpommern). – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 13 (1/2): 133–154.

KROLOPP, E., LOŽEK, V., JÄGER, K.-D. & HEINRICH, W.-D. (1977): Die Conchylien aus dem fossilen Tierbauteilsystem von Pisede bei Malchin. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin. Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe XXVI* (3): 257–274, Berlin.

LENK, J. (2014): Eemian Charophyte gyrogonites from northern Germany. – Master Thesis, Universität Greifswald, 50 pp., plate I–XIV (unpubl.).

MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. – *Geologie, Beiheft*, 78/79: 175 pp.; Berlin.

MANIA, D. (1978): Die Molluskenfauna aus dem Travertin von Burgtonna in Thüringen. – *Quartärpaläontologie*, 3: 69–85.

MANIA, D. (2000): Zur Paläontologie des Interglazials von Neumark-Nord im Geiselstal. – *Prähistoria Thuringica*, 4: 67–94; Artern.

MANIA, D. & MAI D.-H. (2001): Molluskenfaunen und Floren im Elbe-Saalegebiet während des mittleren Eiszeitalters. – *Prähistoria Thuringica*, 6/7: 46–91; Artern.

MANIA, D. (2007): Der Graulemming *Lagurus lagurus* (PALLAS, 1773) im Weichselglazial des Saalegebietes und seine Umwelt. – *Hercynia*, N. F., 40: 9–17.

MENG, S. & WANSCHA, S. (2008): Sedimente am Außenrand der Saale-Vereinigung südwestlich von Halle (Saale). – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 159 (2): 205–220.

MENG, S., BÖRNER, A., STRAHL, J. & THIEKE, H.-U. (2009a): Bio- and lithostratigraphical investigations of Eemian fluviolimnic sediments and tills from the lower Peene-valley (NE-Germany). – *Polish Geological Institute Special Paper*, 25: 37–48.

MENG, S., BÖRNER, A., STRAHL, J. & THIEKE, U. (2009b): Bio- und lithostratigraphische Untersuchungen an limnisch-fluviatilen Sedimenten aus dem Eem-Interglazial im unteren Peenetal (NE-Deutschland). – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 16 (1/2): 63–78.

MENG, S., MENZEL-HARLOFF, H. & BÖRNER, A. (2015): *Acanthocardia paucicostata* (G.B. Sowerby II 1834) non *Acanthocardia echinata* (Linnaeus 1758); a Lusitanian marine bivalve in the southern Baltic region (NE Germany, Mecklenburg-Western Pomerania) during the Eemian interglacial. – *Archiv für Molluskenskunde*, 144 (1): 23–30.

MENZEL, H. (1912): Über die Conchylien von Winterhude. – *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, 62: 142–146.

MEIJER, T. (1989): Notes on Quaternary freshwater Mollusca of the Netherlands, with descriptions of some new species. – *Mededelingen van de Werkgroep voor Tertiäre en Kwartaire Geologie*, 26 (4): 145–181.

MEYRICK, R. (2002): Bedeutende Fossilvorkommen des Quartärs in Thüringen. Teil 2: Mollusken. – *Beiträge zur Geologie von Thüringen*, 9: 145–172.

- PETERSEN, K.-S. (2004): Late Quaternary environmental changes recorded in the Danish marine molluscan faunas. – Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 3: 213 pp.
- PREECE, R. C. (1999): Mollusca from Last Interglacial fluvial deposits of the River Thames at Trafalgar Square, London. – Journal of Quaternary science, 14 (1): 77–89.
- PREECE, R. C. (2001): Molluscan evidence for differentiation of interglazials within the Cromerian Complex¹. – Quaternary Science Reviews, 20: 1643–1656.
- PROSCHWITZ, T.V., SCHANDER, C., JUEG, U. & THORKILDSEN, S. (2009): Morphology, ecology and DNA-Bording distinguish *Pupilla pratensis* (CLESSIN 1871) from *Pupilla muscorum* (LINNAEUS 1758) (Pulmonata: Pupillidae). – Journal of Molluscan Studies, 75: 315–322.
- RÄHLE, W. & SCHMIDT, G. (2006): Aktualisierte Liste der aus den letztinterglazialen Kalktuffen von Dettingen und Dießen bei Horb am Neckar (Baden-Württemberg) bekannt gewordenen Land- und Süßwassermollusken. – Mitteilungen der Deutschen Malakozoologischen Gesellschaft, 76: 27–34.
- SANDBERGER, C. L. F. (1870-1875): Die Land- und Süßwasser-Conchylien der Vorwelt. – 11 Lieferungen: 1000 pp., 36 Tafeln, 1 Tabelle; Wiesbaden.
- SANKO, A. & GAIGALAS, A. (2007): First finding of *Belgrandia marginata* (Michaud) in the Lithuanian Quaternary malacofauna. – Geologija, 60: 83–89.
- STEINICH, G. (1995): Ein marines Eem-Vorkommen im Binnenland Vorpommerns (Ton-Tagebau Grimmen, westlich Greifswald). – Eiszeitalter und Gegenwart, 45: 15–23.
- STEUSLOFF, U. (1953): Wanderungen und Wandlungen der Süßwasser-Mollusken Mitteleuropas während des Pleistozäns. – Archiv für Hydrobiologie, 48 (2): 210–236.
- STRAHL, J., KEDING, E., STEINICH, G., FRENZEL, P. & STRAHL, U. (1994): Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. – Eiszeitalter und Gegenwart, 44: 62–78.
- STRAHL, U. (2004): Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S. 226–242; Stuttgart.
- TURNER, H., KUIPER, J. G. J., THEW, N., BERNASCONI, R., RÜETSCHI, J., WÜTHRICH, M. & COSTELI, M. (1998): Atlas der Mollusken der Schweiz und Liechtensteins. – Fauna Helvetica, 2: 527pp.
- ZEISSLER, H. (1962): Konchylien aus dem Pleistozän von Weimar. – Freiburger Forschungshefte, C, 151: 107–147.
- ZEISSLER, H. (1977): Konchylien aus dem Pleistozän von Taubach, Grube Vollmar. – Quartärpaläontologie, 2: 139–160.
- ZETTLER, M. L. & GLÖER, P. (2006): Zur Ökologie und Morphologie der Sphaeriidae der Norddeutschen Tiefebene. – Heldia, 6 (Sonderheft 8): 1–61.
- ZETTLER, M. L., JUEG, U., MENZEL-HARLOFF, H., GÖLLNITZ, U., PETRICK, S., WEBER, E. & SEEMANN, R. (2006): Die Land- und Süßwassermollusken Mecklenburg-Vorpommerns. – 318 pp; Schwerin (Obotritendruck).

Environmental development and local human impact in the Jeetzel valley (N Germany) since 10 ka BP as detected by geoarchaeological analyses in a coupled aeolian and lacustrine sediment archive at Soven

Johann Friedrich Tolksdorf, Falko Turner, Oliver Nelle, Svetlana Peters, Helmut Brückner

How to cite:

TOLKSDORF, J.F., TURNER, F., NELLE, O., PETERS, S. & BRÜCKNER, H. (2015): Environmental development and local human impact in the Jeetzel valley (N Germany) since 10 ka BP as detected by geoarchaeological analyses in a coupled aeolian and lacustrine sediment archive at Soven. – E&G Quaternary Science Journal, 64 (2): 95–110. DOI: 10.3285/eg.64.2.04

Abstract:

While archaeological records indicate an intensive Mesolithic occupation of dune areas situated along river valleys, relatively little knowledge exists about environmental interactions in the form of land-use strategies and their possible local impacts. The combination of geoarchaeological, chronological, geochemical and palaeoecological research methods and their application both on a Mesolithic site situated on top of a dune and the adjacent palaeochannel sediments allows for a detailed reconstruction of the local environmental development around the Soven site in the Jeetzel valley (Northern Germany) since ~10.5 ka cal BP. Based on the results, we identified four phases that may be related to local human impact twice during the Mesolithic, the Neolithic and the Iron Ages and are discussed on the backdrop of the regional settlement history. Although nearby Mesolithic occupation is evident on archaeological grounds, the identification of synchronous impacts on the vegetation in the local environmental records remains tentative even in respect of the broad methodical spectrum applied. Vice versa, human impact is strongly indicated by palaeoecological and geochemical proxies during the Neolithic period, but cannot be connected to archaeological records in the area so far. A younger phase of human impact – probably consisting of seasonal livestock farming in the wetlands – is ascribed to the Iron Age economy and comprises local soil erosion, raised concentrations of phosphates and urease, and the facilitation of grazing related taxa.

Umweltveränderungen und lokaler anthropogener Einfluss in der Jeetzel-Niederung (Norddeutschland) seit 10 ka BP im Spiegel eines gekoppelten äolisch-limnischen Sedimentarchivs bei Soven

Kurzfassung:

Während die archäologischen Quellen eine intensive mesolithische Besiedlung der in den Flussniederungen gelegenen Dünen anzeigen, gibt es bislang erst wenige Erkenntnisse zur Mensch-Umwelt-Interaktion in Form von Landnutzungsstrategien und ihres potentiellen Einflusses auf die Landschaft. Die Kombination geoarchäologischer, chronologischer, geochemischer und paläoökologischer Methoden und ihre Anwendung sowohl auf den Bereich der mesolithischen Fundstelle auf einer Dünenkuppe als auch die Verlandungssedimente eines benachbarten Altarmes erlaubte eine detaillierte Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte bei Soven in der Jeetzel-Niederung (Norddeutschland) seit etwas 10,5 ka cal BP. Ausgehend von diesen Ergebnissen wurden vier Zeitphasen identifiziert, die mit lokalem menschlichen Umwelteinfluss während des Mesolithikums, des Neolithikums und der Eisenzeit in Verbindung stehen könnten und vor dem Hintergrund der Landnutzungsgeschichte diskutiert werden. Obwohl eine mesolithische Besiedlung wegen der archäologischen Befunde unzweifelhaft ist, bleibt die Identifizierung zeitgleicher Umweltbeeinflussungen in den Landschaftsarchiven trotz des breiten Methodenspektrums hypothetisch. Im Gegensatz dazu legen die paläoökologischen und geochemischen Indikatoren einen menschlichen Umwelteinfluss für die neolithische Epoche nahe, doch fehlen nun die archäologischen Funde für diesen Zeitraum im näheren Umfeld. Eine jüngere Phase menschlicher Umweltveränderung – wahrscheinlich in Form saisonaler Weidewirtschaft in der Niederung – wird der Eisenzeit zugeschrieben und umfasst Bodenerosion, erhöhte Phosphat- und Ureasekonzentrationen und die Ausbreitung von Weidezeigern.

Keywords:

Iron Age, Neolithisation, Mesolithic, OSL, human impact, aeolian sands, pollen, charcoal

Addresses of authors: Johann Friedrich Tolksdorf*, Archaeological Heritage Office Saxony, E-Mail: JohannFriedrich.Tolksdorf@lfa.sachsen.de; Falko Turner, Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surfaces Processes (TEL), Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing; Institute for Geosystems and Bioindication, Technical University of Braunschweig; Oliver Nelle, State Heritage Office in Baden-Württemberg, Dendrochronology Laboratory; Svetlana Peters, University of Frankfurt, Institute of Physical Geography; Helmut Brückner, University of Cologne, Institute of Geography.
*corresponding author

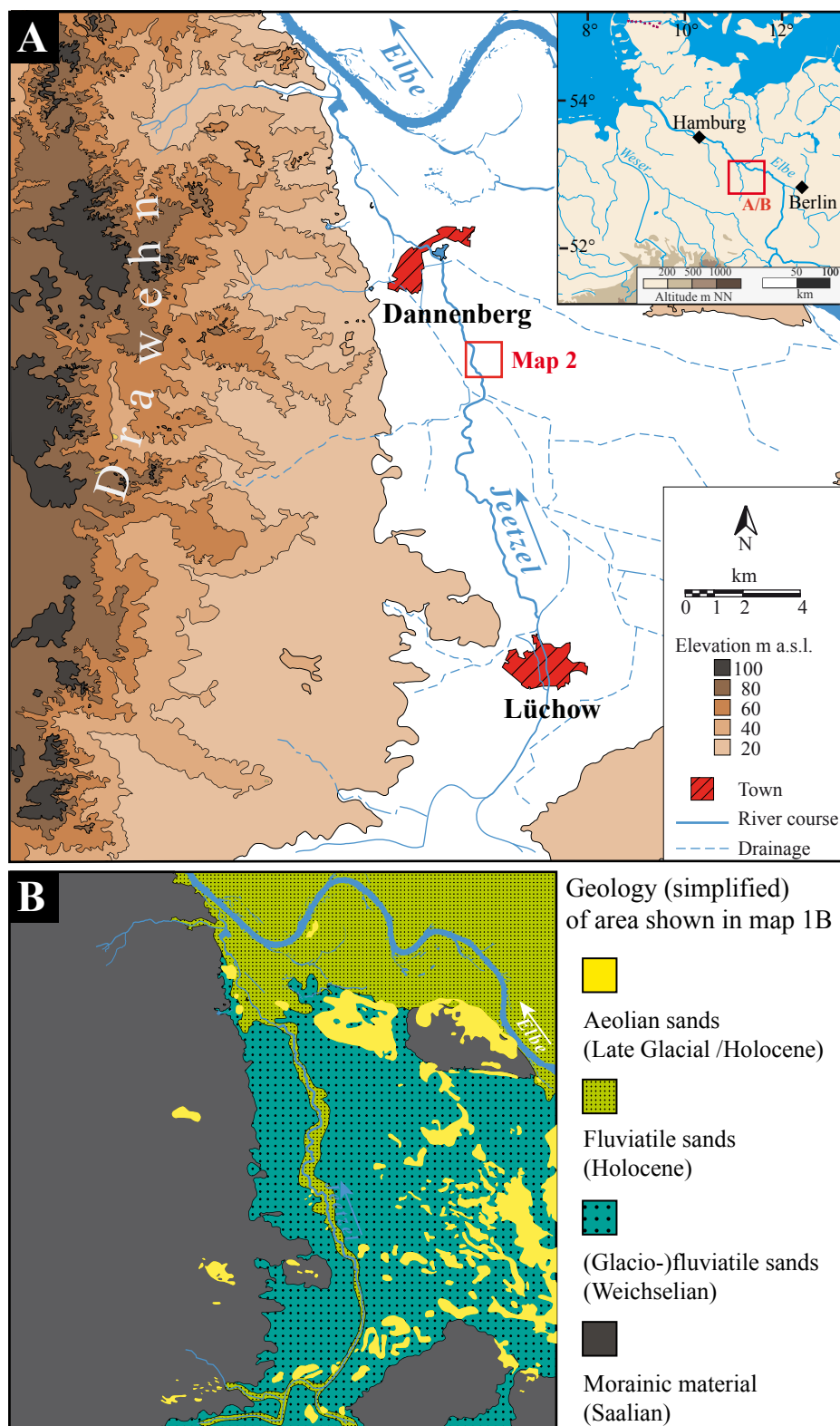


Fig. 1: A – Location of the Soven site within the North European Plain and the Jeetzel valley; B – Simplified geological map of the area of the Jeetzel valley.

Abb. 1: A – Lage der Fundstelle Soven innerhalb der Norddeutschen Tiefebene und der Jeetzel-Niederung; B – Vereinfachte geologische Übersichtskarte der Jeetzel-Niederung.

1 Introduction

One crucial aspect of understanding prehistoric economical systems is their ability to spread into marginal areas and to adapt to different resources and inhabited areas on a locale scale. Situated in central Northern Germany, the area of the Jeetzel valley is such a marginal area characterised by extensive low-lying wetlands and isolated dune ridges providing potential areas for past human occupation. Intensive archaeological investigations during the

last decades have provided evidence for phases of human presence in these wetlands and especially on dunes since the Late Palaeolithic, but a reconstruction of local human impact has been assumed to be difficult due to the rarity of large peat bog areas providing a continuous sedimentation sequence for environmental reconstruction. With respect to the small-scaled and potentially ephemeral nature of land-use in this area, traditional attempts to use larger lakes in the adjacent areas for palynological studies (e.g. CHRISTIANSEN 2008, BEUG 2011, JAHNS et al. 2013) are only

of partial use for the detection of small-scale human activity. They are too remote and local minor environmental disturbances are difficult to detect in such records that comprise regional signals from a wider area (e.g. SUGITA 1994). Therefore, extensive pollen counts and high resolution analysis in these distant records cannot replace the desideratum for more local archives.

Given the good results from palaeochannel sediments as local geo-bio-archives (TURNER et al. 2013) and the re-location of aeolian sediments as sensitive indicator for soil erosion induced by land-use (TOLKSDORF et al. 2013a), a combination of both archives is a promising strategy to investigate the land-use history in the Jeetzel valley. The reconstruction of land-use history will subsequently be compared to the local archaeological evidence to test if it is mirrored by the environmental proxies.

2 Geology and topography

The study site is located near Soven in the Jeetzel valley (northern Germany). The wider area is characterised by (glacio-)fluvial sands deposited during the Weichselian period in the Elbe glacial valley. Moraines ascribed to different phases of the Saalian complex are forming a steep slope delimiting the Jeetzel valley to the west (Drawehn) as well as isolated ridges (Höhbeck, Langendorfer Geest, Öring, Lemgow) in the Elbe valley (MEYER 2000). Late Glacial climate dynamics were related to high fluvial activity with change from a braided to meandering river regime in the Jeetzel valley. During changes from a relatively dry to humid climate, new river courses formed during the mid-Younger Dryas and the Preboreal-Boreal transition. Large parts of the abandoned, old channel systems remained as palaeochannel lakes and were filled by lacustrine and telmatic sediments consecutively (TURNER et al. 2013). Dunes and aeolian cover sands have been deposited along the

Jeetzel river and in the eastern part of the area (Gartower Tannen) during the Pleniglacial and Late Glacial; they were partly remobilised by human activity during the Holocene period (TOLKSDORF et al. 2013a). That these dunes, especially the dune near Soven studied here (Fig. 1), provided a favourable area for prehistoric human activities within the surrounding wetlands is corroborated by a considerable number of Mesolithic artefacts and charred organics (wood, shells of hazelnut) that were exposed and collected from several outcrops resulting from sand mining activities and road construction in the last two decades. Regarding the prevalence of simple microlithic points and scalene triangles within the artefact assemblage, the occupation of the dune near Soven was preliminarily dated to the Early to Mid-Mesolithic period from approx. 10500 to 9000 cal BP (BREEST 1997a, BRODOWSKI 1998). Younger artefacts have not been detected in the direct vicinity so far. Based on historical maps from the late 18th century the surrounding areas must have been under agricultural use at least since that time (Fig. 2A).

A reassessment of the site in 2009–2011 with a topographic survey using DGPS measurements, aerial photographs and sediment cores revealed a series of palaeochannels in the immediate vicinity of the dune. To estimate the stratigraphical order of the channel generations, samples were taken from the basal lacustrine sediments of the channel fills for palynological investigations. The species composition was compared to records from the Jeetzel valley (LESEMANN 1969, CHRISTIANSEN 2008, TURNER 2012, TURNER et al. 2013, TOLKSDORF et al. 2013b) to estimate their biostratigraphical position. Based on these results, a palaeochannel with the onset of lacustrine sedimentation in the early Holocene was identified at the outskirts of the dune as potential archive for the reconstruction of the local vegetation development during the Holocene (Fig. 2B). Three profiles were sampled in a straight line from the top of the dune

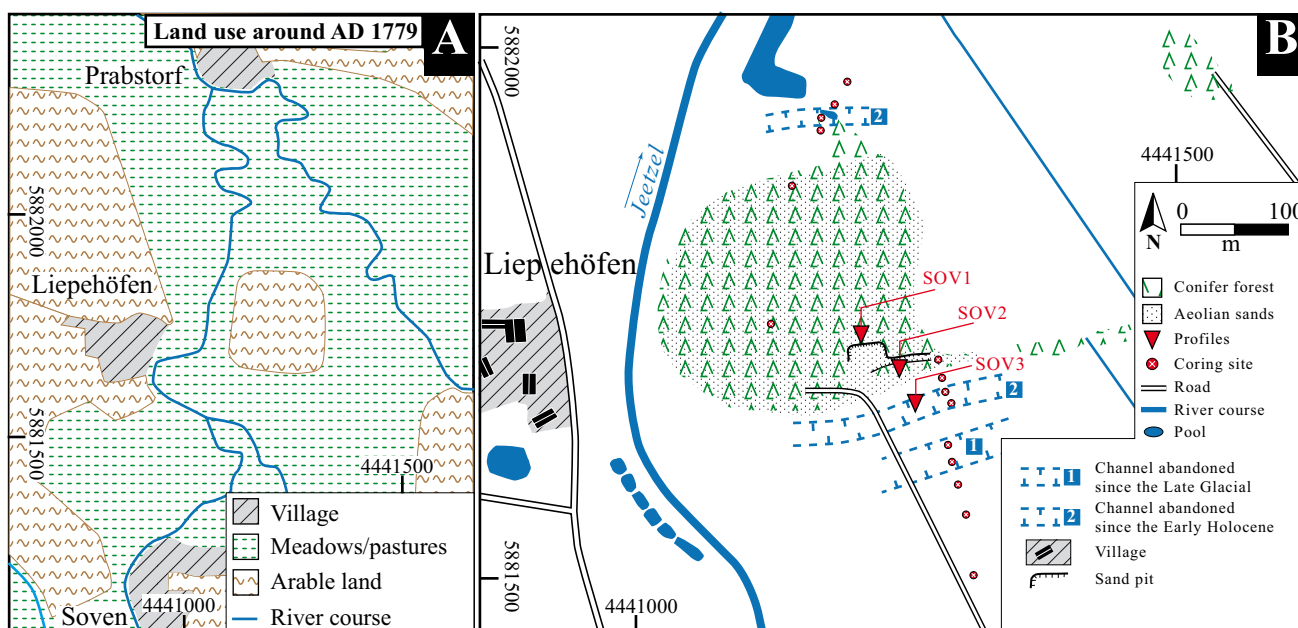


Fig. 2: A – Historical land-use based on a map from 1779 (Kurhannoversche Landesaufnahme); B – Site topography with analysed profiles SOV1–SOV3 and generations of river palaeochannels as derived from aerial photos and palynostratigraphically analysed sediment cores.

Abb. 2: A – Historische Landnutzung des Gebietes auf Grundlage einer Karte von 1779 (Kurhannoversche Landesaufnahme); B – Topographie der Fundstelle mit den analysierten Profilen SOV1–3 und den anhand von Luftbildern und palynostratigraphisch korrelierten Bohrungen rekonstruierten Altarmgenerationen.

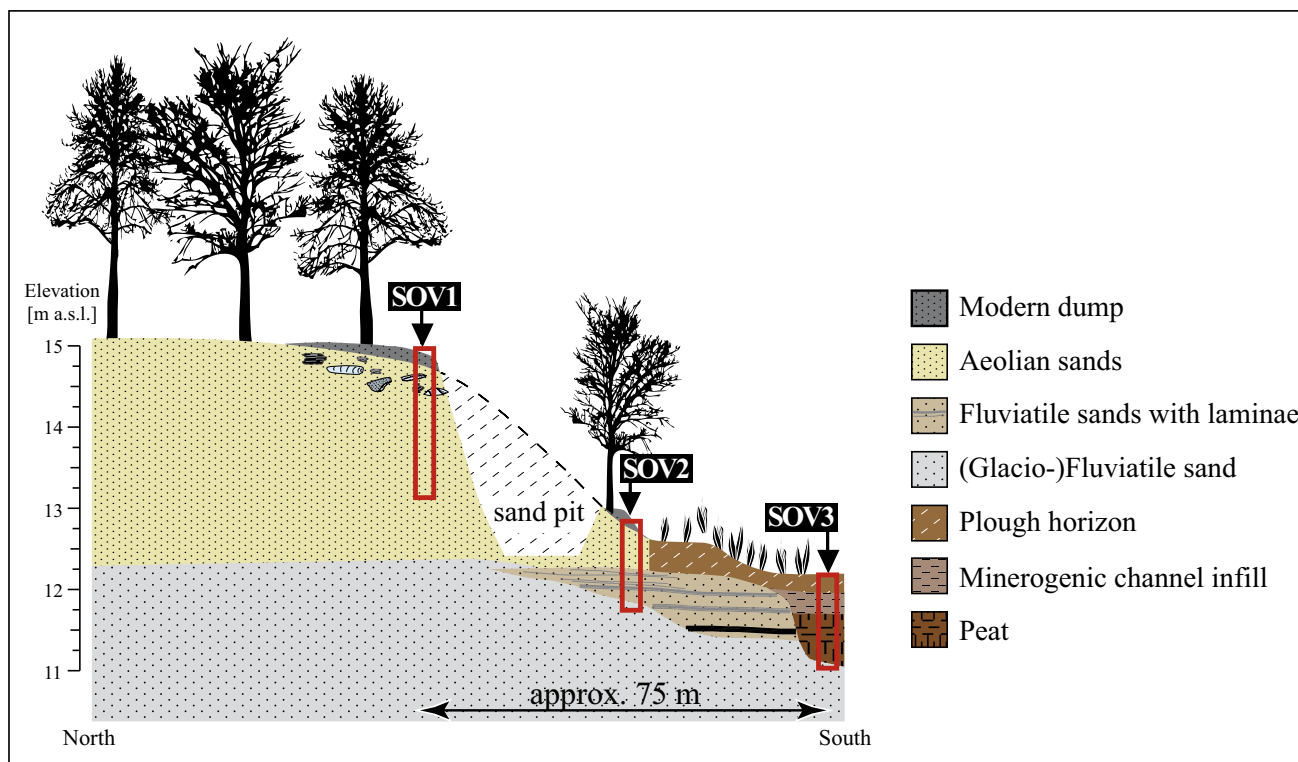


Fig. 3: Schematic transect presenting the sedimentary sequence from the dune ridge to the channel with the location of the profiles SOV1, SOV2 and the coring SOV3.

Abb. 3: Schematischer Transekt mit Sedimentabfolge von der Dünenkuppe bis zum Altarm mit Lage der Profile SOV1, SOV2 und Kern SOV3.

to the centre of the palaeochannel for archaeological, sedimentological and palaeobotanical analyses (Figs. 2 and 3).

3 Methods

3.1 Sampling strategy

The dune ridge with a maximum elevation of 15 m a.s.l. rises for about three metres above the valley floor and represents the most prominent topographic feature in the area (Figs. 1 and 2). Profile SOV1 is located where Mesolithic artefacts and charcoals were exposed in a small sand pit. Three luminescence samples (SOV1-1 to SOV1-3) were collected to study the sedimentation age of the aeolian sands. For radiocarbon dating (^{14}C) and anthracological studies, two charcoal samples were extracted by dry sieving at two different places from the rim of the sand pit in 2009 and 2011; one sample was taken for palynological analysis from the same depth as the archaeological artefacts. The profile SOV2 was recovered at the southern base of the dune at the transition from the valley floor to the palaeochannel; it aimed at detecting potential sediment relocations in this area by sedimentological and palaeobotanical criteria, as well as OSL age estimates (luminescence samples SOV2-1 and SOV2-2). The core SOV3 was taken from the deepest part of this structure at the closest distance to the dune profiles for palynological and sedimentological studies of the palaeochannel sediments (Figs. 2B and 3).

3.2 Radiocarbon ^{14}C -dating

While one AMS- ^{14}C age estimate was obtained from charcoals of the Mesolithic layer in SOV1, three AMS- ^{14}C

samples were dated from SOV3 in order to develop an age-depth model of sedimentation for the early to mid-Holocene. The lowest sample is charcoal from *Pinus*, but since the charcoal content was too low in the upper part, uncharred macro-remains were selected for the uppermost ^{14}C sample (cf. Table 1). The ages were calibrated with Calib 6.0 (STUIVER & REIMERS 1993) and the IntCal09 database (REIMER et al. 2009). To derive age information for the lower part of the SOV3-sequence, a Bayesian time-depth model was calculated using OxCal 4.2 (BRONK RAMSEY 2009) and a p-sequence model (BRONK RAMSEY 2008). Due to the low number of dates, the results are considered as rough age estimates only.

3.3 Optically stimulated luminescence (OSL) dating

The last exposition of the sediments to sunlight (~ time of deposition) was determined on samples from the profiles SOV1 and SOV2 using OSL to reconstruct the history of local sediment relocation. After the extraction of samples with opaque tubes in the field, the further processing was performed in the laboratory under subdued red light. Subsequently to the extraction of the grain size fraction $175 \pm 25 \mu\text{m}$, organic matter, clay and carbonates were eliminated by treatment with H_2O_2 , $\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$ and HCl , respectively. Then the quartz grains were separated using density fractioning, and the remaining material was etched with HF (45%) for 45 min and mounted on stainless steel discs. The measurements were carried out with a Risø TL-DA 15 reader (blue light diode stimulation $470 \pm 30 \text{ nm}$; Hoya U340 filter). After the selection of a suitable pre-heat temperature by a pre-heat test, the palaeodose of the samples

(D_E) was determined applying the SAR-protocol (MURRAY & WINTLE 2000) on a minimum of 30 subsamples. For age calculation both the central age model (CAM) and the minimum age model (MAM) were applied (Tab. 2; GALBRAITH et al. 1999). To assure that all doses were below the saturation level and experimentally reproducible, a dose recovery test was performed. To calculate the dose rate (D_0) within the sediment, the contents of U, Th and K were determined by Becquerel Laboratories (Canada) using neutron-activation-analysis. Based on these data the individual ages were calculated with ADELE (KULIG 2005) assuming a constant water content of 7% within the sediments as for other sites in the area (TOLKSDORF et al. 2013a).

3.4 Archaeological age estimation and charcoal spectra from the occupation layer

A chronological assessment of the Mesolithic occupation period was based on a statistical fitting of the microlithic assemblage into the seriation of the microlithic assemblages from the micro-stratified Friesack site (northern Germany; GEHLEN 2009) by B. Gehlen (University of Cologne). The statistical tool of seriation is used in archaeology to obtain chronological information about the relative age of assemblages based on the presence, absence and proportion of artefact types. A main drawback is the still small number of well dated Mesolithic sites with short-timed settlement or separated layers of occupation. Moreover the tasks performed at a distinct site or local cultural trends may additionally have influenced the occurrence of tool types within an assemblage. Thus, the results of this analysis should be seen as statistical age estimates only and need cross-check by ^{14}C dates (see above).

Charcoal specimens from the two separate samples collected in 2009 and 2011 from the artefact layers were used for anthracological analyses (Tab. 3). Assuming that they derive from anthropogenic burning, they can provide information about the use of the local vegetation. Taxonomical identification was performed by a stereo microscope (Nikon SMZ1500, magnifications of 7.5x–112.5x) and an incident reflected light microscope (Nikon ME600) at magnifications of 100x, 200x and 500x. Anatomy was observed on freshly broken surfaces in cross sections as well as radial and tangential orientation, according to SCHWEINGRUBER (1990a, b). Determinations were additionally checked with the reference collection of the Palaeoecology Working Group, Institute for Ecosystem Research, University of Kiel.

3.5 Loss-on-ignition (LOI) and grain size

With respect to the environmental setting, the proportion and size of minerogenic material, both in the profiles with aeolian material (SOV1 and 2) and palaeochannel sediments (SOV3), were analysed to detect sediment relocation by aeolian transport or soil erosion into the channel system. In a first step the proportion of organic to minerogenic material was determined by combustion of the former at 550 °C for 2h. The LOI value is given as weight percentage in dry mass. Subsequently, the residues presenting the minerogenic share were used to measure the grain size distribution by laser diffraction (Fritsch Analysette 22).

3.6 Carbonate and phosphate

Changes of carbonate content in the sediments often correlate with the biogenic production of carbonates within the water body; they may thereby be sensitive to major climate fluctuations (KAISER 2004). The carbonate content was measured throughout the core SOV3 using the Scheibler method. This is based on the volumetric measurement of CO_2 from the conversion of CaCO_3 by HCl. Phosphate was determined by photometric analysis of the reaction with ammonium molybdate (Philips PU8620 Spectralphotometer) as described by RUMP (2000). It is generally assumed that the vertical mobility of phosphates within sediments is very limited. Therefore they can be used as an indicator for the input rate of decayed organic matter and faeces, and thereby as proxy of changing human economy and settlement phases (SELIG et al. 2007).

3.7 Urease analysis

In order to detect the presence of humans, animals or livestock grazing in the area, the content of urease was determined on the samples from SOV3. Urease is an enzyme which is secreted by microorganisms to degrade urea deriving from excrements. It catalyses urea into carbon dioxide (CO_2) and ammonia (NH_3), and is thereby an even more specific proxy for the influx of faeces than phosphates that trace a wider range of decomposition processes. The amount of urease within the soil is proportional to the initial amount of degradable urea and concentration remains on this level, when urea has been depleted within the soil and the reaction has come to an end. The analysis was conducted using the method developed by Borisov (BORISOV et al. 2013), which is especially useful to process a larger quantity of samples and to gain relative values (CHERNYSHEVA et al. 2014; 2015). All samples were incubated with urea as substrate at 37 °C together with a phenol red solution ($\text{C}_{19}\text{H}_{14}\text{O}_5\text{S}$). The intensity of colour change in the range from yellow to dark red is dependant on the NH_3 concentration that itself is an indirect measure of the urease concentration at the start of the reaction; the content of NH_3 in μg per g dry soil can be calculated based on the parallel calibration samples with defined amounts of NH_3 .

3.8 Palynology

For palynological analysis a bulk sample was taken from the layer with artefact scatter in SOV1, six samples were taken from organic layers in SOV2, and the core SOV3 was sampled at 2cm intervals. All samples were prepared applying the standard acetolysate method (BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA 1986) and counted to a total sum of at least 500 arboreal pollen grains. Pollen and spore identification and taxonomy follow MOORE et al. (1991) and BEUG (2004). Pollen percentages and charcoal particles were calculated in relation to the total pollen sum, excluding pollen of aquatic plants and spores. For numerical analysis of the pollen record from SOV3, percentages were square root transformed. Zonation was based on a constrained cluster analysis (CONISS, GRIMM 1987) using the R-packages rioja (JUGGINS 2012) and vegan (OKSANEN et al. 2012). The Bray-

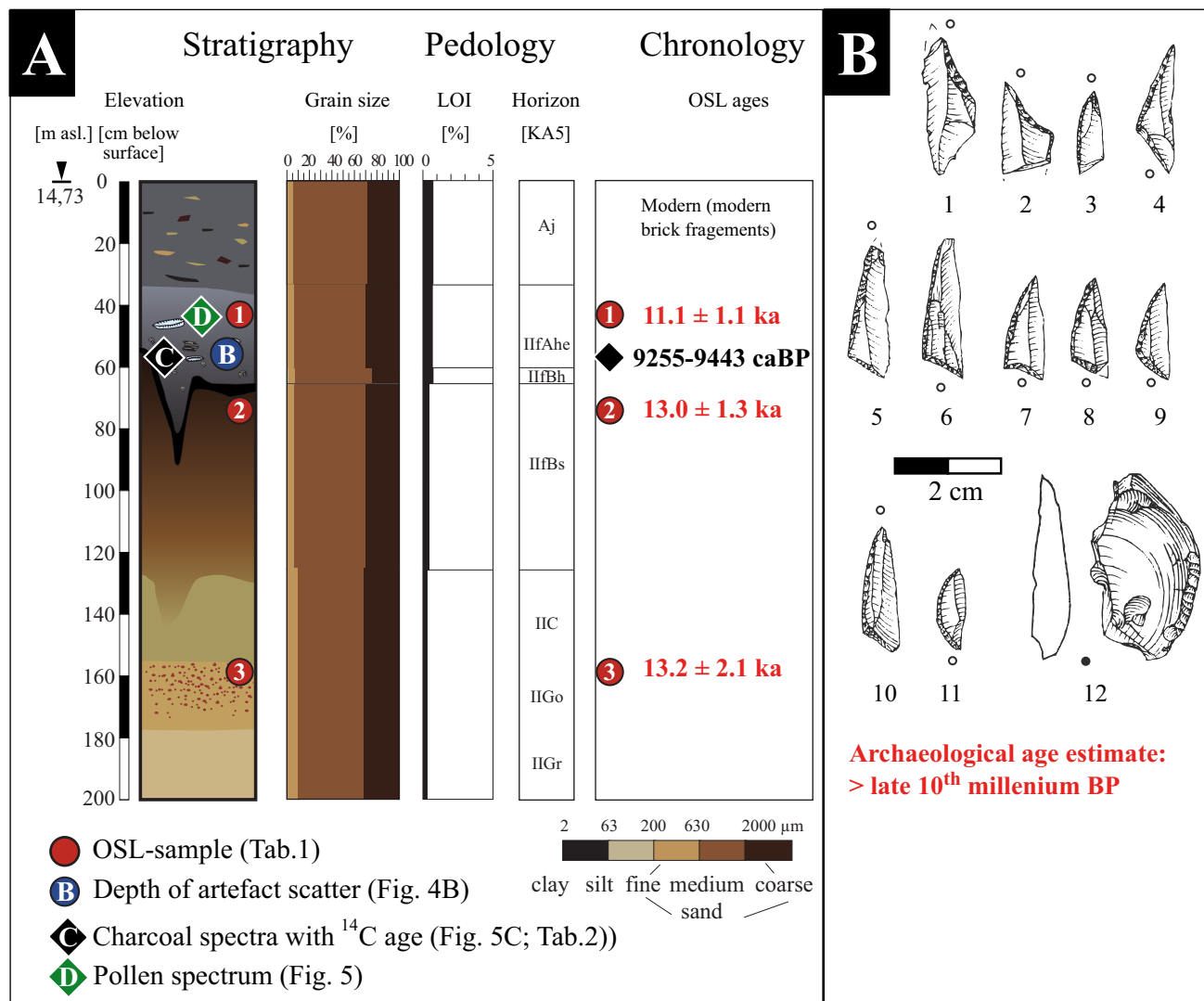


Fig. 4: A – Profile SOV1 with OSL and ^{14}C ages; B – Artefacts from the Soven site (selection, drawing by K. BREEST 1997a), and archaeological age estimate: 1–3: microlithic points, 4–10: triangles, 11: segment, 12: scraper

Abb. 4: A – Profil SOV1 mit OSL und ^{14}C Alterseinschätzungen; B – Archäologische Funde (Auswahl, Zeichnung K. BREEST 1997) mit archäologischer Alterseinschätzung: 1–3: einfache Spitzen, 4–10: Dreiecke, 11: Segment, 12: Kratzer.

Curtis dissimilarity index was used to quantify the compositional differences between sites (BRAY & CURTIS 1957). The number of significant zones was determined using the broken-stick model (BENNETT 1996). After a detrended correspondence analysis (detrending by segments, non-linear rescaling, downweighting of rare taxa), which revealed rather short gradients (TER BRAAK & PRENTICE 1988), principal component analysis (PCA) was conducted on the correlation matrix to identify the main gradients in the pollen assemblage data (TER BRAAK 1983). The approximate statistical significance of the ordination axes was determined by comparison with the broken-stick model (LEGENDRE & LEGENDRE 2012). Numerical analysis was performed on the full pollen record SOV3 and a reduced dataset, which contained only the samples from the early to mid-Holocene period (55–103 cm depth, mainly comprising the Atlantic period) to identify the minor changes in local vegetation during this period.

4 Results

4.1 Archaeology

Charcoal from the artefact bearing sediment layer in SOV1 (Fig. 4A; 45–60 cm depth) revealed a ^{14}C age of 9443–9255 cal BP. Further archaeological age assumption can be made by comparing the artefact assemblage to other sites by means of present artefact types. As especially microlithic points have been established to be chronologically sensitive types of tools, the presence of simple points together with a considerable number of non-isoscalene triangular points at Soven generally indicates the Boreal time period (Fig. 4B). Including the Soven assemblage into seriated Mesolithic sequences from northern Germany indicated an age span of 9200–9000 cal BP or slightly older (B. Gehlen, pers. comm.). Although we are aware that these results remain highly tentative due to a single ^{14}C -age estimate, the presumed connection between charcoal deposition and human

Tab. 1: OSL-dating results. All measurements were performed in the Marburg Luminescence Lab (MLL).

Tab. 1: Ergebnisse der OSL-Datierungen. Alle Messungen wurden am Marburger Lumineszenzlabor (MLL) durchgeführt.

Profile	Lab.No.	Depth	H ₂ O ¹	U	Th	K	Over-dispersion	E ₀ ²	D ₀ ³	Age Model ⁴	Age
		[cm]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	σ %	[Gy]	[Gy/1000a]		[ka]
SOV1-1	MR-795	40	4.7	0.20 ± 0.03	0.70 ± 0.04	0.44 ± 0.02	12	7.60 ± 0.41	0.68 ± 0.07	CAM	11.13 ± 1.13
SOV1-2	MR-796	65	5.3	0.25 ± 0.05	0.90 ± 0.05	0.56 ± 0.02	15	9.96 ± 0.55	0.77 ± 0.08	CAM	12.98 ± 1.28
SOV1-3	MR-797	180	8.4	0.36 ± 0.06	1.50 ± 0.07	0.68 ± 0.03	18	11.18 ± 1.49	0.84 ± 0.13	CAM	13.16 ± 2.06
SOV2-1	MR-836	25	5.9	0.33 ± 0.04	0.90 ± 0.04	0.43 ± 0.02				CAM	2.05 ± 0.288
SOV2-2	MR-837	65	6.3	0.20 ± 0.03	1.00 ± 0.05	0.67 ± 0.03	13	9.86 [-0.52 +0.53]	0.84 ± 0.08	MAM	11.78 [-1.13 + 1.14]

¹for age calculation a continuous water content of 7±3% was used; ²equivalent dose; ³dose rate; ⁴CAM = Central Age Model, MAM = Minimum Age Model

occupation plus the lack of systematically excavated areas, these results indicate human presence during the second half of the 10th millennium BP. Younger artefacts were not present in the immediate surroundings of the study area.

4.2 Profile SOV1

The sediments recorded in profile SOV1 consist of aeolian sands which were deposited since Late Glacial times as indicated by OSL ages of 13.16 ± 2.1 ka (MR-797) and 12.98 ± 1.3 ka (MR-796) (Fig. 4A; Tab. 1). Regarding the

standard deviation, the uppermost OSL age of 11.13 ± 1.1 ka (MR-795) from the Ae-horizon either indicates aeolian sedimentation during the Younger Dryas or ongoing aeolian activity during the Early Holocene. The artefacts and charcoals became embedded in these sediments; they were probably partly relocated downwards by bioturbation. The two charcoal samples from the fAhe-horizon present two very different spectra. While the small spectrum sampled in 2009 is dominated by *Pinus*, the larger spectrum analysed in 2011 predominantly consists of *Quercus* (Fig. 5A). Minor components in both sample sets are *Corylus* and Maloide-

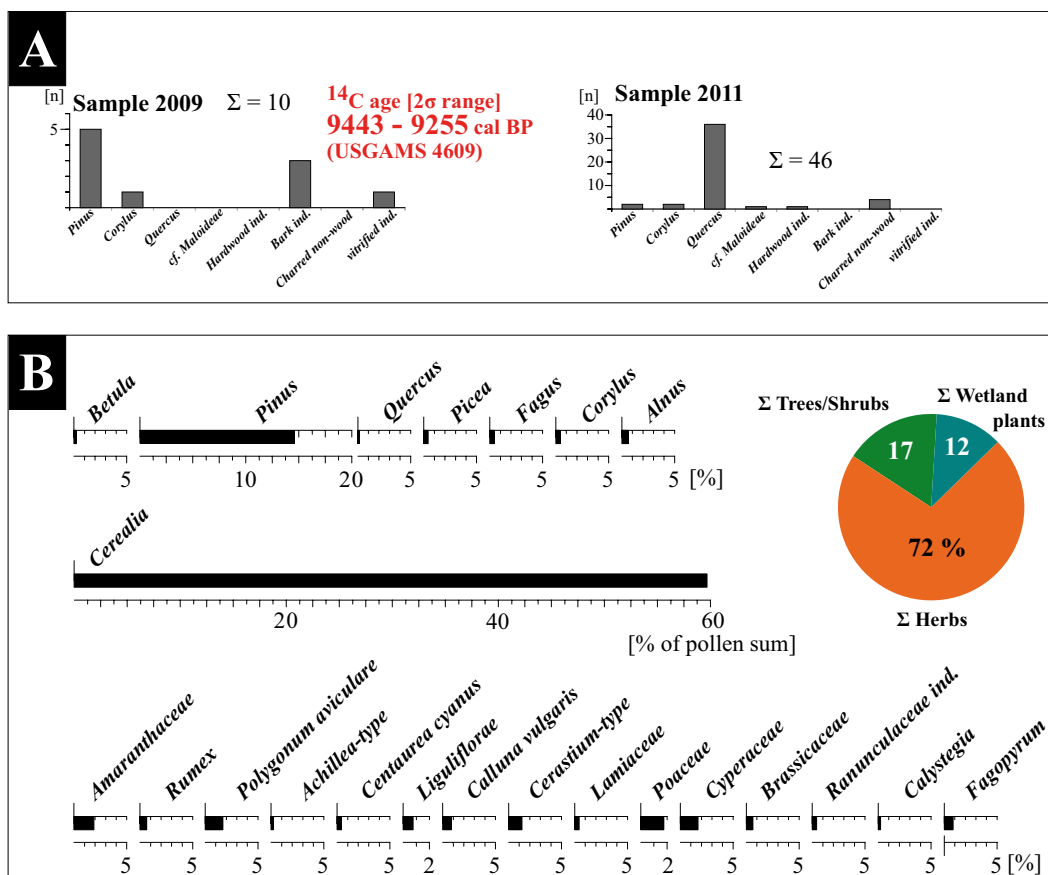


Fig. 5: A – Anthracological spectra analysed 2009 and 2011 with ¹⁴C-dating result obtained from spectrum 2009; B – Palynological spectrum from Ae-horizon in SOV1

Abb. 5: A – Anthrakologische Spektren, die 2009 und 2011 separat geborgen und analysiert wurden, zusammen mit einem ¹⁴C-Alter des Spektrums aus 2009. B – Palynologisches Spektrum des Ae-Horizontes in Profil SOV1.

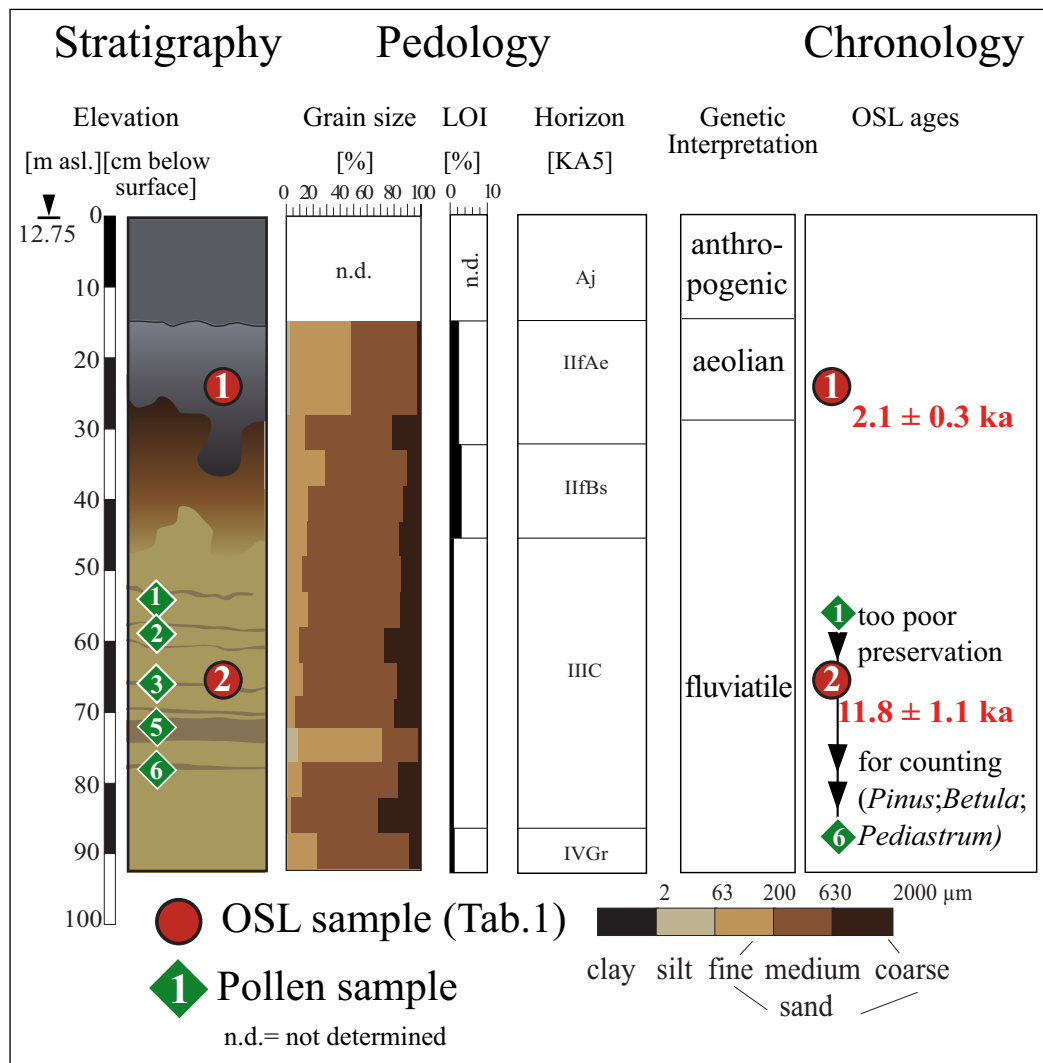


Fig. 6: Profile SOV2 with OSL ages and location of palynological samples

Abb. 6: Profil SOV2 mit Ergebnissen der OSL-Analyse und Position der palynologischen Proben.

ae. Possible explanations of the differences are (i) different ages of the sample sets; (ii) resulting from two different features, e.g. two hearths with different fuel or food preparation; (iii) the result of local *in situ* disintegration of bigger fragments. The absence of taxa like *Fagus sylvatica* or *Carpinus* occurring in this area from the Subboreal period onwards (CHRISTIANSEN 2008; TURNER 2012) and the ^{14}C -age of 9443–9255 cal BP (UGAMS-4609) provide further evidence that the occupation and/or fire activity is not younger than the Atlantic period, ending around 5800 cal BP in this area (DÖRFLER et al. 2012).

The pollen sampled from the upper fAhe-horizon (Fig. 5B) was sufficiently preserved for analysis. It presents a local spectrum dominated by *Cerealia*-type pollen and weeds typical for agricultural landscapes (Amaranthaceae, *Rumex*, *Polygonum aviculare*). Pollen grains of *Fagopyrum* and *Centaurea cyanus* suggest a late Medieval age at the earliest (BEHRE 2008, BEUG 2011). It cannot be decided, if this indicates a younger age in the upper fAhe-horizon or if it is an effect caused by in-sediment dislocation of pollen grains and small-scale bioturbation.

4.3 Results from profile SOV2

The lower part of profile SOV2 is made up of fluvatile sands with thin intercalated layers of more organic sands (Fig. 6).

While the pollen preservation in the latter was too poor for counting, the presence of *Pediastrum* algae in the sediments confirms their fluvio-lacustrine origin (TURNER et al. 2014). An OSL age of 11.78 ± 1.1 ka (MR-837) indicates an accumulation during the Younger Dryas or Early Holocene period. The uppermost part of SOV2 consists of aeolian sand clearly visible in the more fine-grained composition with podzolisation. Based on an OSL-age of 2.05 ± 0.3 ka (MR-836) the deposition of the aeolian sediments occurred during the Iron Age.

4.4 Results from profile SOV3

Above the fluvatile sand, the palaeochannel sequence SOV3 consists of sediments with varying organic content that is of lacustrine origin, as shown by the occurrence of *Pediastrum* algae plus pollen grains and macrofossils of aquatic plants like *Nymphaea alba*, *Nuphar pumila*, *Myriophyllum verticillatum*, *Potamogeton* spec., *Oenanthe aquatica* and *Hottonia palustris*. Three radiocarbon dates from the lower part of the sequence yielded ages of 10220–10405 cal BP (KIA-48658; 92–94 cm depth), 9604–10116 cal BP (KIA-48657; 78–80 cm depth), and 9011–7158 cal BP (KIA-48656; 60–64 cm depth) (Tab. 2). Due to the absence of other terrestrial organic material, the radiocarbon analyses were conducted on charcoal (KIA-48657 and KIA-48658),

Tab. 2: ^{14}C -dating results.Tab. 2: Ergebnisse der ^{14}C -Datierungen.

Profile	Lab.No. ¹	Material and archaeological context	^{14}C	^{14}C [calibrated ² ; 1 σ]	^{14}C [calibrated ² ; 2 σ]	$\delta^{13}\text{C}$
			[BP]	[cal BP]	[cal BP]	[‰ PDB]
SOV1	UGAMS-4609	Charcoal from artefact scatter	8320 ± 30	9298–9333 9338–9405	9255–9443	–23.6
SOV3	KIA-48656	Botanical macroremains in channel sediment [60–64 cm depth] [<i>Scirpus lacustris</i> fruit [2x], <i>Betula</i> fr. [2x], <i>Poaceae</i> fr., cf. <i>Phalaris arundinacea</i> [5x], <i>Potamogeton</i> fr. [1x], <i>Nymphaea</i> fr. [1x], <i>Carex</i> fr. [1x], <i>Lycopus europaeus</i> fr. [1x], indet. fr. [3x], <i>Juncus</i> seed [1x], bud scale [1x], charcoal, [1x]]	6125 ± 35	6944–7025 7059–7065 7116–7154	6911–6921 6928–7158	–26.9
SOV3	KIA-48657	Charcoal [<i>Pinus</i>] in channel sediment [78–80 cm depth]	8780 ± 40	9703–9725 9726–9830 9833–9833 9840–9888	9604–9924 10070–10116	–25.2
SOV3	KIA-48658	Charcoal [<i>Pinus</i>] in channel sediment [92–94 cm depth]	9125 ± 40	10228–10296 10358–10369	10220–10405	–25.9

¹UGAMS = Center for Applied Isotope Studies, University of Georgia [USA], KIA = Leibniz-Laboratory for Radiometric Dating and Isotope Research Kiel

²IntCal09; Calib6.0

and on a collection of terrestrial and a few aquatic plant macrofossils (KIA-48656) to avoid potential contamination by modern roots (Tab. 1). Thus, the dates represent maximum ages due to a possible relocation of charcoal from the dune, while effects like different isotope fractionation seem unlikely based on the $\delta^{13}\text{C}$ values. The age-depth model indicates that lacustrine sedimentation in the channel started shortly before 10.5 ka cal BP (Fig. 7), which is in good accordance with the biostratigraphical attribution to the late Preboreal / early Boreal period (Fig. 8). In addition, the Atlantic / Subboreal boundary marked by the Elm decline (~52 cm) is dated to 5.6–6.0 ka cal BP and matches accurately dated sequences from Northwestern Germany (DÖRFLER et al. 2012) and compilations from Northwestern Europe (PARKER et al. 2002).

Using CONISS and the broken stick model, the pollen record was split into four significant zones (Fig. 8). The description of grain size composition and geochemistry (phosphate, urease, LOI, carbonate) follows this zonation, since major changes in these records correspond with the palynological zone boundaries.

Zone A (109–101 cm depth) is characterised by the change from fluvial to lacustrine sedimentation, marked by fining up deposits and increasing LOI. While the percentages of *Betula* and Cyperaceae pollen decrease from maximum values, *Pinus* pollen shows a corresponding increase.

The boundary to zone B (101–50 cm depth) is marked by an increase in pollen of *Quercus* and - on a slightly higher level - *Alnus* and *Ulmus*. This zone presents the maximum values of *Ulmus* and *Corylus* pollen, while *Pinus* remains the dominating taxon. Clay and silt dominate the grain size spectrum, while LOI and carbonate values vary on a comparably high level with distinct maxima in the upper part of the zone (Fig. 8).

The transition to zone C (50–29 cm depth) is palynologically marked by a strong decrease in pollen of *Ulmus* and *Corylus*. Zone C is characterised by an increase in light-demanding wetland and grassland taxa, especially *Polygonum persicaria*-type and to a lesser extent *Aster*-type, *Plantago lanceolata* and Liguliflorae plus some peaks in charcoal particles, phosphate concentration and sand input (Fig. 8).

The uppermost zone D shows decreasing percentages of the sum of tree pollen, mainly driven by a decrease of *Pinus*, the continuous presence of *Fagus* and *Juniperus*, and maximal values of Poaceae, Liguliflorae, *Calluna* and Cerealia (mainly *Secale*) plus other anthropogenic indicators. High phosphate concentrations correspond to strong sand input into the channel (Fig. 8).

Principal component analysis (PCA) was used to explore the samples with a broad range of variables (pollen counts) for environmental trends. As this statistical tool is based on the stepwise reduction of dimensions within the dataset, the optimal number of axes to explain most of the total variances was determined by the broken stick model. It resulted in three significant axes, with 36.3 %, 26.8 % and 13.2 % of the total variance explained. The PCA biplot confirms the zonation results, as samples of different zones are clearly separated (Fig. 9A). Beyond the ordination, results of the palynological dataset mainly represent changes in tree pollen composition that are relatively difficult to explain in terms of local environmental gradients and disturbances.

In addition to the main palynological zones A-D presented above, four relatively short-time “disturbance phases” are recognisable in the palynological and geochemical records (Figs. 8 and 9B). They (1= lowest to 4= uppermost; see Fig. 8) are characterised by the occurrence or an increase of pollen types representing light demanding taxa (*Polygonum persicaria*-type, Liguliflorae, *Aster*-type, Caryophyllaceae) and charcoal particles, together with local

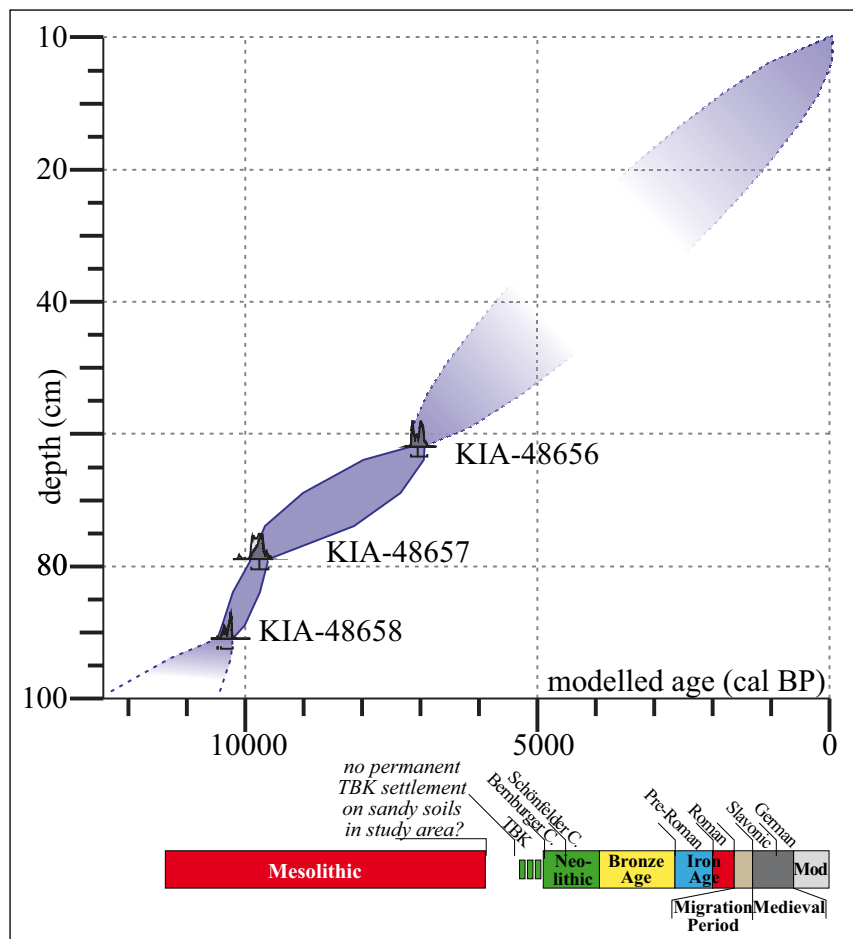


Fig. 7: Age-depth model of sequence SOV3 based on the ^{14}C -ages and comparison with archaeological zonation.

Abb. 7: Alter-Tiefen-Modell der Bohrung SOV3 auf Grundlage der ^{14}C -Alter sowie Zuordnung zu den archäologischen Zeitaltern.

minima of *Corylus* and *Typha latifolia*-type pollen. The geochemical analyses show that these disturbance phases are also marked by lower LOI (= higher input of minerogenic content), an increase in fine sand which might indicate soil erosion from the dune, and in the case of phases 1 and 2 by higher phosphate input as evidence of decaying organic material or faeces. Moreover, phases 2 to 4 show rises in the urease concentration indicating local increase in faeces input. Only phase 3 is connected with the occurrence of *Cerealia* pollen and moreover presents a rise in herbal pollen on the expense of *Pinus* pollen. These disturbance phases are followed by local minima of LOI, CaCO_3 and pollen of early successional shrubs and tree species such as *Salix*, *Betula* and *Alnus* (Fig. 8).

As the three lowermost phases may represent Mesolithic to Neolithic local human impact, they were studied using a reduced dataset (55–103 cm depth) where samples from the disturbance phases show the highest scores on axis 2 in the PCA ordination result (biplot) (Fig. 9B). According to the broken stick model the first five axes are statistically significant and explain 22,6 %, 15,1 %, 12,8 %, 9,7 % and 7,7 % of the total variance. While the first axis is mainly influenced by the changes in percentage among the different tree species, the above named taxa *Polygonum persicaria*-type, *Aster*-type and *Liguliflorae* show highest scores on the second axis, while the successional species *Salix*, *Betula* and *Alnus* show lowest. Furthermore, phosphate is positively correlated to PCA-axis 2 and samples with higher phosphate concentration show significantly higher scores on the palynological axis 2; thus, the pollen

composition and phosphate input were probably triggered by the same environmental factors.

5 Discussion

5.1 General site development

Based on the OSL ages from SOV1 and SOV2 (sample 2) and the lowermost pollen samples from SOV3, the formation of the dune took place during the Late Glacial and probably the Preboreal in the sinuosity of a still active river channel that deposited fluvial sands on its banks. This is in good accordance to other environmental reconstructions in the Jeetzel valley (TURNER et al. 2013, TOLKSDORF et al. 2013a).

Zone A of the palynological sequence SOV3 covers the time period from the late Preboreal to the Boreal when the dune was mostly stabilized, the river channel became abandoned and lacustrine sedimentation started. It shows a typical change in forest vegetation with *Pinus* replacing *Betula* in the region (CHRISTIANSEN 2008, TURNER et al. 2013) and becoming the locally dominant taxon on the dune area during the entire Holocene. No signs of short-time changes indicating human impact can be detected in the vegetation development within this zone, however the sedimentation in the oxbow lake was probably not continuous because of strong changes in humidity, water level and the hydrological regime (TURNER et al. 2013).

After the establishment of a stable hydrological regime with a high water level a continuous sediment accumulation started in zone B that covers the late Boreal and Atlantic periods. This zone shows the typical establishment

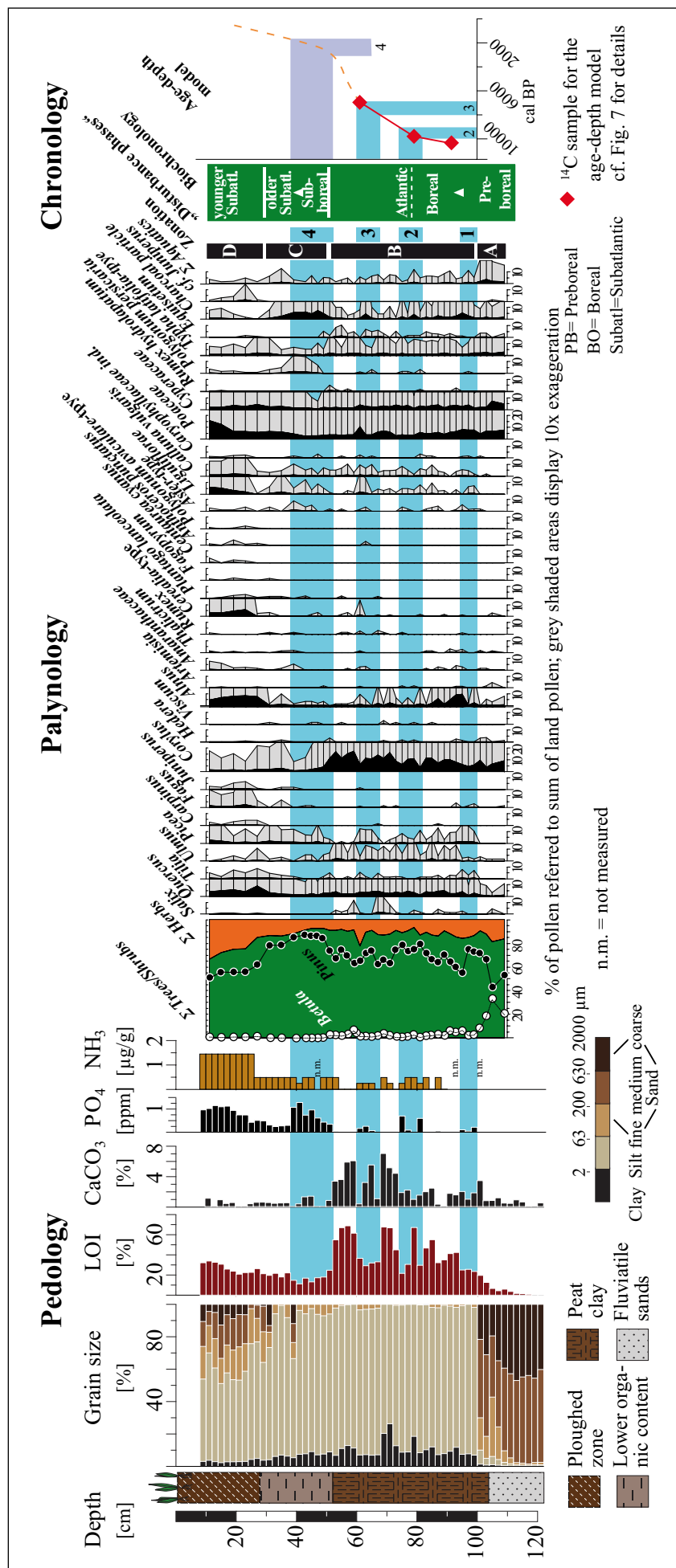


Fig. 8: Stratigraphy and zonation of core SOV3, results of sedimentological and geochemical analyses, as well as frequencies of selected more important pollen types.
 Abb. 8: Stratigraphie und Gliederung des Bohrkerns SOV3, Ergebnisse der sedimentologischen und geochemischen Analysen und relative Häufigkeiten ausgewählter, wichtiger Pollentypen.

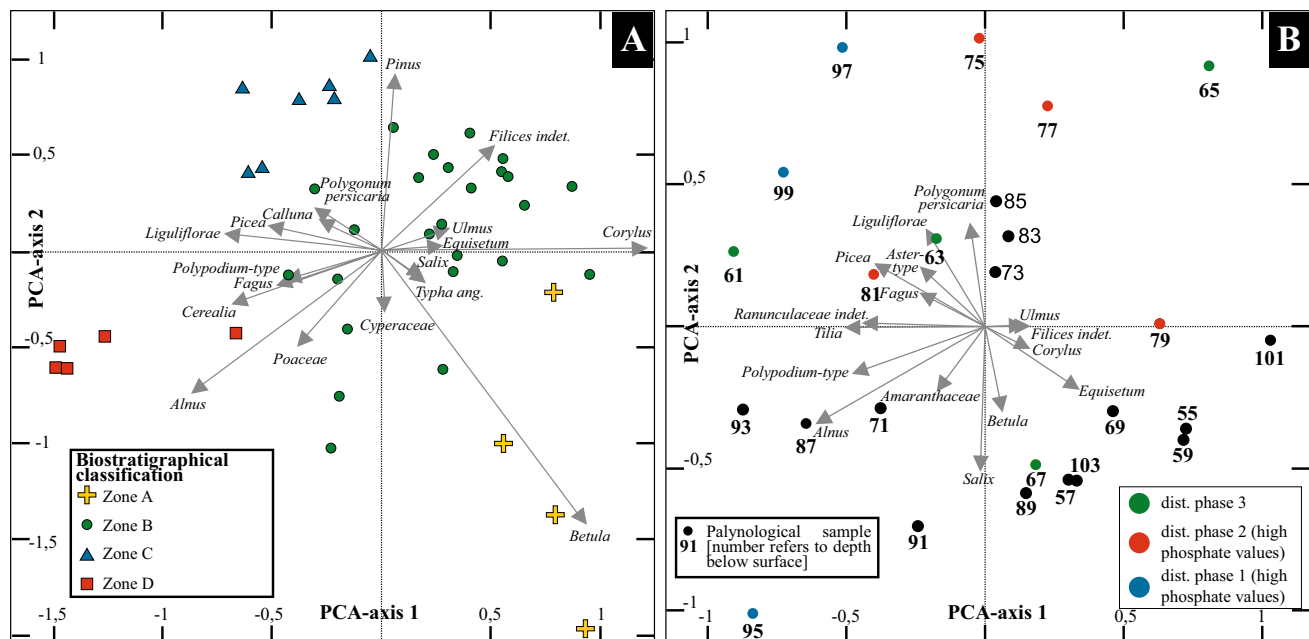


Fig. 9: A – Biplot of principal component analysis (PCA) of all samples from SOV3 used to corroborate the estimated palynological zones. B – Biplot of PCA of the reduced dataset. Samples from the discussed disturbance phases 1–3 are highlighted.

Abb. 9: A – Biplot der Hauptkomponentenanalyse aller Proben zur Bestätigung der palynostratigraphischen Gruppierung. B – Biplot der Hauptkomponentenanalyse mit reduziertem Datensatz. Die Proben aus den diskutierten Störungsphasen 1–3 sind hervorgehoben.

of *Quercus*, *Alnus* and *Ulmus* within the forested environment. The relatively high proportions of *Quercus* and especially *Alnus* pollen in sediments from the late Boreal period (~10–9.5 ka cal BP) seem to be a characteristic feature of palynological records from the region (Fig. 10), perhaps reflecting the early spread or migration of these species in large river valleys (JOHANSSON et al. 1996). This is corroborated by the discovery of tree trunks in sediments of the Elbe river dating to 9.8 ka cal BP (HILLER et al. 1991). Many

lake sediments in NW Europe show a (further) spread of *Alnus* – often together with the other deciduous tree taxa like *Quercus*, *Ulmus* and *Tilia* – around 9.5 ka cal BP (GIESECKE et al. 2011). In the classical concept of European Holocene vegetation development this marks the Boreal / Atlantic boundary (e.g. FIRBAS 1949). This increase in percentages of *Alnus*-pollen is well-defined in all records from the Elbe glacial valley and nearby landscapes (LESEMANN 1969, MERKT et al. 1993, CHRISTIANSEN 2008, BEUG 2011, TURNER 2012).

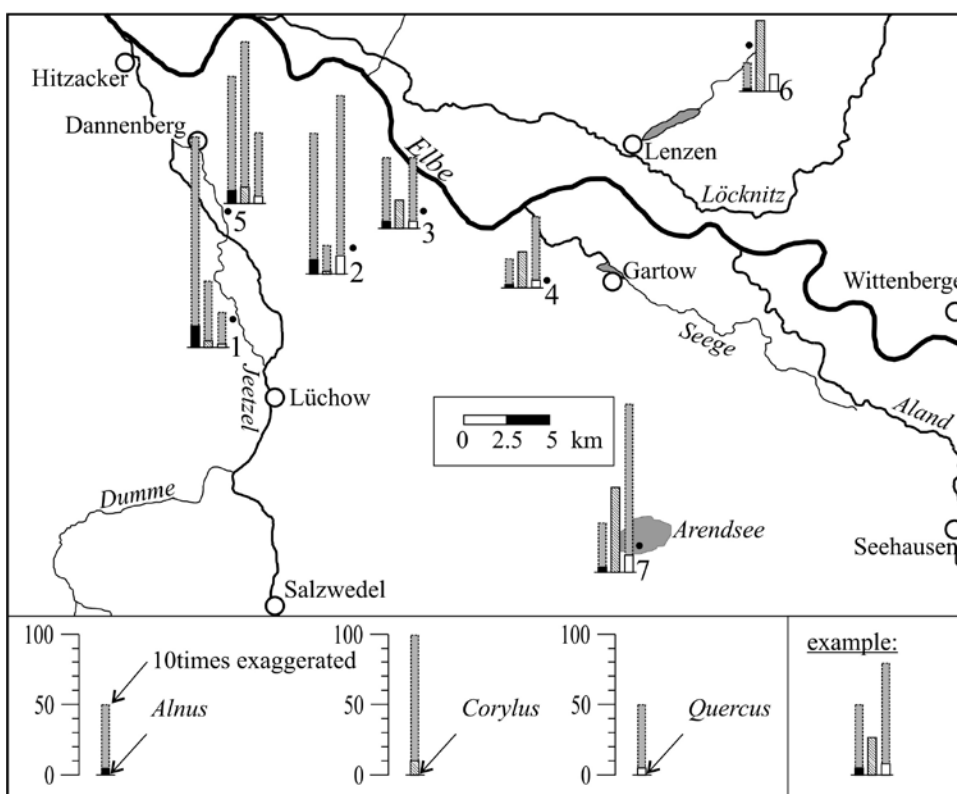


Fig. 10: Maximal proportion of *Alnus*, *Quercus* and *Corylus* pollen in samples attributed to the late Boreal within SOV3 and other late Boreal records of the region: In addition to available chronological information, the Boreal/Atlantic boundary was defined by a strong increase in the values of *Alnus* pollen, which is well-defined in all records beside Soven: 1: Jeetzel, TURNER (2012); 2: Siemen, 3: Laase, LESEMANN (1969); 4: Heuweg, LESEMANN (1969), CHRISTIANSEN (2008); 5: Soven (this study); 6: Rambow, MERKT et al. (1993), CHRISTIANSEN (2008); 7: Arendsee, CHRISTIANSEN (2008).

Abb. 10: Maximale Anteile an *Alnus*, *Quercus*- und *Corylus*-Pollenkörnern in dem in das späte Boreale datierten Abschnitt von SOV3 im Vergleich zu anderen spätborealen Pollenspektren der Region. Neben vorhandener chronologischer Information wurde der Übergang vom Boreale zum Atlantikum anhand des starken Anstiegs von *Alnus*-Pollen festgelegt.

Tab. 3: Results of charcoal analysis.

Tab. 3: Ergebnisse der Holzkohlebestimmungen.

Sample	<i>Pinus</i>	<i>Corylus</i>	<i>Quercus</i>	cf. <i>Maloideae</i>	Hardwood indet.	Bark indet.	Charred Non-wood	Indet. vitrified	Comment	Σ det. pieces	Weight det. pieces [mg]
SOV-2009	5	1				3		1		6	5
SOV-2011	2	2	36	1	1		4		charred hazelnut shell	41	128

In the SOV3-sequence, percentages in pollen grains of *Alnus* remain remarkably low and fluctuate compared to other sites in the low-lying area with a high natural groundwater table and many eutrophic riverine peatlands (LESEMANN 1969, CHRISTIANSEN 2008). One possible explanation is that the palaeochannel – as a record of rather local vegetation (SUGITA 1994) – was too small to allow for the growth of a continuous cover of alder trees along the riverbank, and pine plus elm-oak forests dominated in the nearby floodplain. This is corroborated by values of *Ulmus* pollen of more than 25% in one sample from an undated preliminary core in relatively close distance to the sequence SOV3 (TOLKSDORF 2011). In addition, the pollen record of SOV3 may be strongly influenced by the local dominance of pine forest on the adjacent dune. Local pine stands as strong pollen producer can mask the spread of the deciduous trees in the area (DAMBACH 2000, BROSTRÖM et al. 2008, SUGITA et al. 2010). The very good floatable pine pollen may additionally have been transported by surface runoff directly into the channel in considerable amounts (AMMAN 1994).

The transition to zone C is well marked by a drop in percentages of *Ulmus* pollen (Elm decline) at a depth of 52 cm and clearly marks the Atlantic / Subboreal boundary. It is dated to approx. 5.8 ka cal BP by the age model and is thereby in very good accordance to the ages given by PARKER et al. (2002) and DÖRFLER et al. (2012). Zone D should mainly be attributed to the younger Subatlantic period based on increasing amounts of anthropogenic indicators recorded in the pollen spectrum, especially the occurrence of *Fagopyrum* pollen and higher proportions of *Cerealia* pollen. Additionally, the increased sand influx into the oxbow lake (Fig. 8) and a reactivation of the adjacent dune, interpreted from OSL ages in SOV2 (Fig. 6), point to increased anthropogenic land-use and vegetation opening. A map from the late 18th century shows the area almost completely deforested (Fig. 2A). The youngest period may not be covered by the pollen record as the uppermost strata could not be analysed due the decomposition following modern drainage and agricultural use; it is, however, probably reflected by the pollen spectrum of the SOV1-sample (Fig. 5).

5.2 Phases of local anthropogenic impact

The first three identified phases of “vegetation disturbances” fall into the timespan of ~10.3 to 5.8 ka cal BP. While the oldest phases 1 and 2 have to be discussed below on the cul-

tural backdrop of the Mesolithic, the disturbance phase 3 should be placed into the cultural context of the Neolithic.

While it is known that hunter-gatherer societies can cause changes on the vegetation in the immediate vicinity of their camp sites (HICKS 1993), the intensity and nature of human impact on the environment is generally under controversial dispute for the Mesolithic period (MASON 2000, BOS & URZ 2003, RYAN & BLACKFORD 2010, TOLKSDORF et al. 2013a). Due to its presumed ephemeral nature, the detection of potential traces of human impact and their differentiation from natural disturbances (e.g. wildfires, wind-throws, flooding) remains difficult (KUNEŠ et al. 2008). Nonetheless intentional burning of reed vegetation is proven for the site of Star Carr (HATHER 1998) and vegetation burning has been postulated as integral part of Mesolithic land-use in Britain (SIMMONS & INNES 1996, INNES & BLACKFORD 2003). Although the presence of Mesolithic occupation on the dune ridge near Soven during the 10th millennium BP cannot be doubted, a correlation with the weak “disturbance phases” 1 and 2 remains tentative, although the latter is dated to ~9.5–9.1 ka cal BP by the age-depth model and thereby to the same time period as the human occupation. The evident correlation of the palynological “disturbance phases”, which – considering the relatively low resolution of the diagram – may reflect repeated small-scale openings/disturbances in the local wetland supporting the growth of light demanding herbaceous plants, plus higher phosphate and urease-activity in corresponding samples could be considered as hint for their anthropogenic origin. Compared to sites like Friesack, where local soil erosion caused by Mesolithic occupation was detected on the flank of a dune (GRAMSCH 2000), direct evidence for soil erosion cannot be given for the study area as the time span for the uppermost OSL-age from SOV1 covers both the late Pleistocene and the early Holocene and no significant rise in the input of sandy material can be detected in the palaeochannel record.

More evident are the vegetation changes designated by phase 3, which are also accompanied by rises in the input of aeolian sands as well as phosphates and urease. They indicate local vegetation disturbance by human impact. This is supported by *Cerealia*-type pollen indicating crop cultivation in the area, although archaeological evidence is still missing in the vicinity and especially on the dune ridge. By pollen analysis of sediments from the large lake Arendsee at 30 km distance to the Soven site, however, CHRISTIANSEN (2008) describes a first increase of anthropogenic indicators in a comparable biostratigraphical position. The decline of

direct indicators of human impact after this disturbance phase 3, similarly recorded in the Arendsee sediments, is remarkable and evokes the question about the nature and duration of the land-use that caused these environmental changes. It emphasizes that our knowledge about the dynamics of Neolithic land-use in marginal areas is still very sparse and especially lacks from well-dated archaeological sites. It may, therefore, be that disturbance phase 3 represents a first attempt of Neolithic crop farming in the area that failed and did not persist as supposed for other areas (STEVENS & FULLER 2012).

Studies from the Netherlands and Belgium have shown that the spread of Neolithic economical elements into low-lying wetlands was complex and often made use of the isolated dryer high grounds provided by inland dunes (CAPPERS & RAEMAEEKERS 2008, DEFORCE et al. 2012). The Boberger dune sites near Hamburg bear assemblages with a mixture of local Mesolithic material and imported ceramics from the Neolithic groups further to the south (RAMMINGER 2012). In a comparable environmental setting, this provides an example that the transition to Neolithic economy might have been a complex and non-linear process with varying influence from southern Neolithic groups. Isolated Neolithic imports have also been found in the Jeetzel area (BREEST 1997b; BREEST & VEIL 2001). The decline of Neolithic farming activity seen in the Soven record may in addition have been connected to rising water levels in the low lying areas of northern Germany during the Boreal and Atlantic periods (KAISER et al. 2012).

Based on the palynological spectrum, zone C falls into the Subboreal and early Subatlantic period. Especially in the lower part of zone C distinct environmental disturbances can be seen, as phase 4 is based on the increase in open wetland and grazing-facilitated taxa and the high input of charcoal particles plus phosphate, urease and fine sand from the immediate vicinity. This input of aeolian sand may correlate with the last phase of aeolian deposition dated in profile SOV2 to 2.1 ± 0.3 ka, i.e. the Iron Age in archaeological terms. Other sites in the Northern European plain indicate that both aeolian remobilisation (TOLKSDORF & KAISER 2012) and soil erosion (DREIBRODT et al. 2010) occurred during this period probably as a result of intensified or changed land-use. The rising values of *Polygonum persicaria*-type, *Aster*-type and *Liguliflorae* and the comparatively low values of *Cerealia*-type pollen during this phase point to a probably seasonal use of the low-lying wetland area for stock grazing, which is a typical feature of Bronze and Iron Age economy (LÜNING et al. 1997; BENECKE et al. 2003), but has also been part of land-use in river valleys from NW Germany until the early 20th century (e.g. POTT & HÜPPE 1991, 2001). In the Jeetzel valley it may be related to the phase of settlement expansion reconstructed from the archaeological (NÜSSE 2002) and palynological records (CHRISTIANSEN 2008) for the first centuries AD. Additionally, cereal cultivation may have been hampered by high water levels in the area as reconstructed by TURNER et al. (2013).

The youngest zone D contains a significant share of *Fagopyrum* that has become common as cereal-substitute in northern Germany during the 12th–15th century (BEHRE 2008, BEUG 2011). This uppermost zone D probably con-

nects the channel record to the spectrum obtained from the uppermost part of the SOV1 profile, which probably represents the use of the area as arable land after extensive deforestation shown on the map from the 18th century (Fig. 2A). Both the position of the arable land signature on the historical map and the dominance of *Cerealia* (mainly *Secale*) together with very low percentages of arboreal taxa strongly indicate the local cultivation of crops directly on the dry dune.

6 Conclusion

The application of geoarchaeological, chronological, geochemical and palaeoecological research methods on an on-site record (Mesolithic site situated on a dune ridge) and the near off-site record (palaeochannel at the foot of the dune) allowed for a detailed reconstruction of the local environment since ~10.5 ka cal BP. The combination and cross-check of various methods both in terrestrial (on-site) and lacustrine (off-site) archives has great potential to overcome the problems that still exist in the identification of weaker human impact or land-use of non-agrarian societies in the pollen record alone. However, the main challenges are to establish a dense chronological framework for the correlation of the different archives, and to deal with discontinuous records.

Acknowledgments

We thank Friederike Bungenstock, Wilhelmshaven, and an anonymous reviewer for helpful comments on this manuscript.

References

- AMMAN, B. (1994): Differential flotation of saccate pollen – a nuisance and a chance. – *Dissertationes Botanicae*, 234: 101–110.
- BEHRE, K.E. (2008): *Landschaftsgeschichte Norddeutschlands. Umwelt und Siedlung von der Steinzeit bis zur Gegenwart*. – 308 S.; Neumünster (Wachholtz).
- BENECKE, N., DONAT, P., GRINGMUTH-DALLMER, E. & WILLERDING, U. (2003): *Frühgeschichte der Landwirtschaft in Deutschland*. – 372 S.; Langenweissbach (Beier & Beran).
- BENNETT, K.D. (1996): Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. – *New Phytologist* 132(1): 155–170.
- BERGLUND, B.E. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1986): Pollen analysis and pollen diagrams. – In: BERGLUND, B.E. (ed.): *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*: 455–486; Chichester (Wiley)
- BEUG, H.J. (2004): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. – 542 S.; München (Pfeil).
- BEUG, H.J. (2011): Vegetation changes during the Slavic period, shown by a high resolution pollen diagram from the Maujahn peat bog near Dannenberg, Hanover Wendland, Germany. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 20(3): 199–206.
- BORISOV, A., PETERS, S., CHERNYSHEVA, Y. V., KOROBOW, L.S. & REINHOLD, S. (2013): Khimicheskie i mikrobiologicheskie svojstva kulturnogo sloya poselenij kobanskoj kultury (XIII–IX BC) v Kislovodskoj doline. (in Russian). – *Vestnik archeologii, antropologii i etnografii*, 23: 142–154.
- BOS, J.A.A. & URZ, R. (2003): Local impact of Early Mesolithic man on the environment in the middle Lahn river valley (Hessen), central-west Germany – pollen and macrofossil evidence. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 12: 19–36.
- BRAY, J.R. & CURTIS, J.T. (1957): An ordination of upland forest communities of southern Wisconsin. – *Ecological Monographs*, 27(4): 325–349.
- BREEST, K. (1997a): Studien zur Mittleren Steinzeit in der Elbe-Jeetzel-Niederung (Landkreis Lüchow-Dannenberg). – In: WEGNER, G. (ed.):

- Beiträge zur Steinzeit in Niedersachsen. Veröffentlichungen der urgeschichtlichen Sammlung des Landesmuseums Hannover 47: 141–389; Oldenburg (Isensee).
- BREEST, K. (1997b): Drei Oberflächenfundplätze mit Inventaren mesolithischer Feuersteinartefakte und Einzelfunden „donauländischer“ Steingeräte im Landkreis Lüchow-Dannenberg, Niedersachsen. – *Archäologisches Korrespondenzblatt*, 27: 403–413.
- BREEST, K. & VEIL, S. (2001): Die Ausgrabungen 2000 auf dem mesolithischen Dünenfundplatz Schletau, Lkr. Lüchow-Dannenberg, Zwischenbericht. Mit Beiträgen von B. Heinemann, A. Hilgers und U. Willerding. – *Die Kunde*, 52: 239–254.
- BRODOWSKI, R. (1998): Ein neuer Fundplatz des dreieckdominierten Mittelmesolithikums im Landkreis Lüchow-Dannenberg. – *Die Kunde*, 49: 41–60.
- BRONK RAMSEY, C. (2008): Deposition models for chronological records. – *Quaternary Science Reviews*, 27: 42–60.
- BRONK RAMSEY, C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. – *Radiocarbon*, 51: 337–360.
- BROSTRÖM, A., NIELSEN, B., GAILLARD, M.-J., HJELLE, K., MAZIER, F., BINNEY, H., BUNTING, J., FYFE, R., MELTSOV, V., POSKA, A., RÄSÄNEN, S., SOEPBOER, W., VON STEFING, H., SUUTARI, H. & SUGITA, S. (2008): Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 17: 461–478.
- CAPPERS, R.T.J. & RAEMAEKERS, D.C.M. (2008): Cereal Cultivation at Swifterbant? Neolithic Wetland Farming on the North European Plain. – *Current Anthropology*, 49: 385–402.
- CHERNYSHEVA, E., KASHIRSKAYA, N., KOROBOW, D. & BROISOV, A. (2014): Biological activity of soddy-calcareous soils and cultural layers in Alanian settlements of the Kislovodsk basin. – *Eurasian Soil Science*, 47: 884–891.
- CHERNYSHEVA, E., KOROBOW, D., KHOMUTOVA, T. E. & BROISOV, A. (2015): Urease activity in cultural layers at archaeological sites. – *Journal of Archaeological Science*, 57: 24–31.
- CHRISTIANSEN, J. (2008): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der westlichen Prignitz, dem östlichen Hannoverschen Wendland und der nördlichen Altmark. – 92 S.; Göttingen (PhD thesis).
- DAMBACH, K. (2000): Ein Versuch zur Quantifizierung der gerodeten Landoberfläche einzelner Landschaften Mitteleuropas mit Hilfe der Pollenanalyse. – *Dissertationes Botanicae*, 336: 1–151.
- DEFORCE, K., BASTIAENS, J., VAN NEER, W., ERVYNCK, A., LENTACKER, A., SERGAN, J. & CROMBÉ, P. (2012): Wood charcoal and seeds as indicators for animal husbandry in a wetland site during the late mesolithic–early neolithic transition period (Swifterbant culture, ca. 4600–4000 B.C.) in NW Belgium. *Vegetation History and Archaeobotany*, 22: 51–60.
- DÖRFLER, W., FEESER, I., VAN DEN BOGAARD, C., DREIBRODT, S., ERLKENKUSER, H., KLEINMANN, A., MERKT, J. & WIETHOLD, J. (2012): A high-quality annually laminated sequence from Lake Belau, Northern Germany: Revised chronology and its implications for palynological and tephrochronological studies. – *Holocene*, 22: 1413–1426.
- DREIBRODT, S., LUBOS, C., TERHORST, B., DAMM, B. & BORK, H. (2010): Historical Soil Erosion by Water in Germany: Scales and Archives, Chronology, Research Perspectives. – *Quaternary International*, 222, 80–95.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen – In: *Allgemeine Waldgeschichte*. – 480 S.; Jena (Gustav Fischer).
- GALBRAITH, R.F., ROBERTS, R.G., LASLETT, G.M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J.M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinnium rock shelter, northern Australia: Part I, Experimental design and statistical models. – *Archaeometry*, 41(2): 339–364.
- GEHLEN, B. (2009): A Microlithic sequence from Friesack 4, Brandenburg, and the Mesolithic in Germany. – In: CROMBÉ, P., VAN STRYDONCK, M., SERGANT, J., BATS, M. & BOUDIN, M. (eds.): *Chronology and Evolution of the Mesolithic in Northwest-Europe*: 363–393; Cambridge (Cambridge Scholars Publishing).
- GIESECKE, T., BENNETT, K.D., BIRKS, H.J., BJUNE, A.E., BOZILLOCA, E., FEURDEAN, A., FINSINGER, W., FROYD, C., POKORNÝ, P., RÖSCH, M., SEPPÄ, H., TONKOV, S., VALSECCHI, W. & WOLTERS, S. (2011): The pace of Holocene vegetation change – testing for synchronous developments. – *Quaternary Science Reviews*, 30: 2805–2814.
- GRAMSCH, B. (2000): Friesack: Letzte Jäger und Sammler in Brandenburg. – *Jahrbuch des Römisch-Germanischen Zentralmuseums Mainz*, 47: 51–96.
- GRIMM, E.C. (1987): CONISS: A Fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. – *Computer & Geosciences*, 13(1): 13–35.
- HATHER, J.G. (1998): Identification of Macroscopic Charcoal Assemblages. – In: MELLARS, P. & DARK, P. (eds.): *Star Carr in context: new archaeological and palaeoecological investigations at the Early Mesolithic site of Star Carr, North Yorkshire*. – 183–196; Oxford (Oxbow).
- HICKS, S. (1993): Pollen evidence of localized impact on the vegetation of northernmost Finland by hunter-gatherers. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 2: 137–144.
- HILLER, A., LITT, T. & EISSMANN, L. (1991): Zur Entwicklung der jungquartären Tieflandtäler im Saale-Elbe-Raum unter besonderer Berücksichtigung von ¹⁴C-Daten. – *E&G Quaternary Science Journal*, 41: 26–46.
- INNES, J. & BLACKFORD, J. (2003): The Ecology of Late Mesolithic Woodland Disturbances: Model Testing with Fungal Spore Assemblage Data. – *Journal of Archaeological Science*, 30: 185–194.
- JAHN, S., BEUG, H.J., CHRISTIANSEN, J., KIRLEIS, W. & SIROCKO, F. (2013): Pollenanalytische Untersuchungen am Rudower See und Rambower Moor zur holozänen Vegetations- und Siedlungsgeschichte in der westlichen Prignitz, Brandenburg. – In: HESKE, I., NÜSSE, H.J. & SCHNEEWEISS, J. (eds.): *Landschaft, Besiedlung und Siedlung. – Archäologische Studien im nordeuropäischen Kontext*: 277–293; Neumünster (Wachholtz).
- JOHANSSON, M.E., NILSSON, C. & NILSSON, E. (1996): Do rivers function as corridors for plant dispersal? – *Journal of Vegetation Science*, 7: 593–598.
- JUGGINS, S. (2012): rioja: Analysis of Quaternary Science Data, R package version 0.7-3.
- KAISER, K. (2004): Geomorphic characterization of the Pleistocene-Holocene transition in Northeast Germany. – In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. (eds.): *Hunters in a changing world: environment and archaeology of the Pleistocene-Holocene transition (ca. 11000–9000 B.C.) in Northern Central Europe*. – 53–73; Rahden (Leidorf).
- KAISER, K., LORENZ, S., GERMER, S., JOSCHUS, O., KÜSTER, M., LIBRA, J., BENS, O. & HÜTTL, R.F. (2012): Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climatic and human impact – an overview. – *E&G Quaternary Science Journal*, 61: 103–132.
- KULIG, G. (2005): Erstellung einer Auswertesoftware zur Altersbestimmung mittels Lumineszenzverfahren unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses radioaktiver Ungleichgewichte in der ²³⁸U-Zerfallsreihe. – 35 S.; Freiberg (BSc thesis).
- KUNES, P., POKORNÝ, P. & ŠÍDA, P. (2008): Detection of the impact of early Holocene hunter-gatherers on vegetation in the Czech Republic, using multivariate analysis of pollen data. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 17: 269–287.
- LEGENDRE, P. & LEGENDRE, L. (2012): *Numerical ecology*. – 990 S.; Amsterdam (Elsevier).
- LESEMANN, B. (1969): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Hannoverschen Wendlandes. – *Flora (Abt. B)*, 158: 480–518.
- LÜNING, J., JOCKENHÖVEL, A., BENDER, H. & CAPELLE, T. (1997): *Deutsche Agrargeschichte. Vor- und Frühgeschichte*. – 479 S.; Stuttgart (Ulmer).
- MASON, S. (2000): Fire and Mesolithic subsistence – managing oaks for acorns in northwest Europe? – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164: 139–150.
- MERKT, J., MÜLLER, H. & STRAHL, J. (1993): Zwischenbericht zur pollenanalytischen Untersuchung von 20 Proben aus einem Profil nordöstlich des Rambower Sees (Mecklenburg-Vorpommern). – Unveröffentlichter Bericht, NLF/BGR.
- MEYER, K.-D. (2000): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen). – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, 7: 115–125.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991): *Pollen Analysis*. – 216 S.; Oxford (Blackwell).
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative protocol. – *Radiation Measurement*, 32(1): 57–73.
- NÜSSE, H.-J. (2002): Untersuchungen zur Besiedlung des Hannoverschen Wendlands von der jüngeren vorrömischen Eisen- bis zur Völkerwanderungszeit. – 407 S.; Göttingen (PhD thesis).
- OKSANEN, J., BLANCHET, F.G., KINDT, R., LEGENDRE, P., MINCHIN, P.R., O'HARA, R.B., SIMPSON, G.L., SOLYMOS, P., STEVENS, M.H.H. & WAGNER, H. (2012): *vegan: Community Ecology Package*. R package version 2.0-5.

- PARKER, A.G., GOUDIE, A.S., ANDERSEN, D.E., ROBINSON, M.A. & BONNALL, C. (2002): A review of the mid-Holocene elm decline in the British Isles. – *Progress in Physical Geography*, 26: 1–45.
- POTT, R. & HÜPPE, J. (1991): Die Hudelandschaften Nordwestdeutschlands. – *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde*, 53: 1–313.
- POTT, R. & HÜPPE, J. (2001): Flussauen und Vegetationsentwicklung an der mittleren Ems. Zur Geschichte eines Flusses in Nordwestdeutschland. – *Abhandlungen aus dem Westfälischen Museum für Naturkunde*, 63(2): 1–119.
- RAMMINGER, B. (2012): Multiple Grenzen: Das Beispiel Boberger Dünen. – In: DOPPLER, T., RAMMINGER, B. & SCHIMMELPFENNIG, D. (eds.): *Grenzen und Grenzräume*: 297–320; Kerpen-Loogh (Welt und Erde).
- REIMER, P.J., BAILLIE, M.G.L., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C.E., BURR, G.S., EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERTSON, T.P., HAJDAS, I., HEATON, T.J., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MCCORMAC, F.G., MANNING, S.W., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SOUTHON, J.R., TALAMO, S., TURNER, C.S.M., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C.E. (2009): IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 Years cal BP. – *Radiocarbon*, 51: 1111–1150.
- RUMP, H.H. (2000): Laboratory manual for the examination of water, waste water and soil. – 232 S.; Weinheim (Wiley-VCH).
- RYAN, P. & BLACKFORD, J. (2010): Late Mesolithic environmental change at Black Heath, south Pennines, UK: a test of Mesolithic woodland management models using pollen, charcoal and non-pollen palynomorph data. – *Vegetation History and Archaeobotany*, 19: 545–558.
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1990a): Anatomy of European woods: an atlas for the identification of European trees, shrubs and dwarf shrubs. – 800 S.; Bern (Haupt).
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1990b): Microscopic wood anatomy. Structural variability of stems and twigs in recent and subfossil woods. – 226 S.; Teufen (Flück-Wirth).
- SELIG, U., LEIPE, T. & DÖRFLER, W. (2007): Paleolimnological Records of Nutrient and Metal Profiles in Prehistoric, Historic and Modern Sediments of Three Lakes in North-eastern Germany. – *Water, Air, and Soil Pollution*, 184: 183–194.
- SIMMONS, I.G. & INNES, J.B. (1996): Prehistoric Charcoal in Peat Profiles at North Gill, North Yorkshire Moors, England. – *Journal of Archaeological Science*, 23: 193–197.
- STUIVER, M., REIMER, P. (1993): Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. – *Radiocarbon*, 35: 215–230.
- SUGITA, S. (1994): Pollen representation of vegetation in Quaternary sediments: theory and method in patchy vegetation. – *Journal of Ecology*, 82: 881–897.
- SUGITA, S., PARSHALL, T., CALCOTE, R. & WALKER, K. (2010): Testing the landscape reconstruction algorithm for spatially explicit reconstruction of vegetation in northern Michigan and Wisconsin. – *Quaternary Research*, 74: 289–300.
- TER BRAAK, C.F.J. (1983): Principal component biplots and alpha and beta diversity. – *Ecology*, 64: 454–462.
- TER BRAAK & C.F.J., PRENTICE, I.C. (1988): A theory of gradient analysis. – *Advances in Ecological Research*, 18: 271–317.
- TOLKSDORF, J.F. (2011): Mesolithisches Landschaftsmanagement oder klimatisch-ökologische Krise? Studie zu den Ursachen früh- und mittelholozäner äolischer Sedimentumlagerungen. – 195 S.; Marburg (PhD thesis).
- TOLKSDORF, J.F. & KAISER, K. (2012): Holocene aeolian dynamics in the European sand-belt as indicated by geochronological data. – *Boreas*, 41: 408–421.
- TOLKSDORF, J.F., KLASSEN, N. & HILGERS, A. (2013a): The existence of open areas during the Mesolithic: evidence from aeolian sediments in the Elbe-Jeetzel area, northern Germany. – *Journal of Archaeological Science*, 40: 2813–2823.
- TOLKSDORF, J.F., TURNER, F., KAISER, K., ECKMEIER, E., STAHLSCHEIDT, M., HOUSEL, R.A., BREEST, K. & VEIL, S. (2013b): Multiproxy analyses of stratigraphy and palaeoenvironment of the Late Palaeolithic Grabow floodplain site, Northern Germany. – *Geoarchaeology*, 28: 50–65.
- TURNER, F. (2012): Biogeowissenschaftlich-paläoökologische Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Entwicklung von Landschaft und Flusssystem an der Jeetzel im mittleren Elbetal. – 207 S.; Hannover (PhD thesis).
- TURNER, F., TOLKSDORF, J.F., VIEHBERG, F., SCHWALB, A., KAISER, K., BITTMANN, F., VON BRAMANN, U., POTT, R., STAESCHE, U., BREEST, K. & VEIL, S. (2013): Lateglacial/early Holocene fluvial reactions of the Jeetzel river (Elbe valley, northern Germany) to abrupt climatic and environmental changes. – *Quaternary Science Reviews*, 60: 91–109.
- TURNER, F., POTT, R., SCHWARZ, A. & SCHWALB, A. (2014): Response of *Pediastrum* in German floodplain lakes to Late Glacial climate changes. – *Journal of Paleolimnology*, 52: 293–310.

Bw horizon in Holocene slope deposits [Kratzeburg, NE Germany] – dating and pedological characteristics

Mathias Küster, Alexander Fülling, Jens Ulrich

How to cite:

KÜSTER, M., FÜLLING, A. & ULRICH, J. (2015): Bw horizon in Holocene slope deposits (Kratzeburg, NE Germany) – dating and pedological characteristics. – E&G Quaternary Science Journal, 64 (2): 111–117. DOI: 10.3285/eg.64.2.05

Abstract:

A soil-sediment sequence in NE Germany has provided information about the duration and intensity of formation of a Bw horizon in Holocene slope deposits. With a combination of optically stimulated luminescence (OSL), ^{14}C - and archaeological dating methods, colluvial layers taken from a former castle wall trench constructed during the Bronze Age were dated. With this chronology, the relative age of the postsedimentary Bw horizon formation within the colluvial sediments was derived, resulting in the first valid pedochronological data (maximum and minimum age) for a Holocene Bw horizon in NE Germany. The horizon was formed within 2400 years. Weathering and brunification have altered the Holocene parent material. However, the geochemical characteristics of the Holocene soil formation are weak compared to Bw horizons from the Late Glacial and the Late Glacial to Holocene. The results presented here enhance our understanding of soil formation processes in northern Germany, while highlighting the role of colluvial layers as sedimentological tracers of Holocene soil formation processes.

Bv-Horizont in holozänen Hangsedimenten [Kratzeburg, NO-Deutschland]: Datierung und bodenkundliche Merkmale

Kurzfassung:

Eine Boden-Sediment-Sequenz in Nordostdeutschland liefert Informationen zu Dauer und Intensität der Bodenbildung eines Bv-Horizontes in holozänen Hangsedimenten (Kolluvien). Mit einer Kombination aus optisch stimulierter Lumineszenz (OSL), ^{14}C - und archäologischen Datierungsmethoden werden Kolluvien in einem ehemaligen Burgwallgraben datiert, welcher während der Bronzezeit angelegt wurde. Mit Hilfe der Chronologie kann die in den kolluvialen Sedimenten stattgefundenen postsedimentäre Bildung des Bv-Horizontes relativ datiert werden, womit für Nordostdeutschland erste gesicherte pedochronologische Daten (Maximal- und Minimalalter) für einen holozänen Bv-Horizont vorliegen. Der Horizont bildet sich innerhalb von 2400 Jahren. Verwitterung und Verbraunung führten zur Überprägung des holozänen Ausgangsgesteins. Die geochemischen Eigenschaften der holozänen Bodenbildung sind jedoch im Vergleich zu Bv-Horizonten aus dem Spätglazial und Spätglazial bis Holozän schwächer ausgeprägt. Die Ergebnisse vertiefen die Erkenntnis von Bodenbildungsprozessen in Norddeutschland, wobei die Rolle von Kolluvien als sedimentologische Tracer holozäner Bodenbildungsprozesse unterstrichen wird.

Keywords:

Bw horizon, Slope deposits, Holocene, soil formation, NE Germany, dating

Addresses of authors: Mathias Küster*, University of Greifswald, Institute of Geography and Geology, Friedrich-Ludwig-Jahn Straße 16, 17487 Greifswald, Germany. E-Mail: mathias.kuester@uni-greifswald.de; Alexander Fülling, Humboldt University of Berlin, Institute of Geography, Unter den Linden 6, 10099 Berlin, Germany; Jens Ulrich, State Archaeological Survey of Mecklenburg-Vorpommern, Domhof 4–5, 19055 Schwerin, Germany. *corresponding author

1 Introduction

Colluvial layers are the result of soil erosion and reflect phases of Holocene human activity in the landscape (e.g., BORK et al. 1998, DREIBRODT et al. 2010). In contrast, soils developed within slope deposits indicate phases of subsequent stable land surfaces (e.g., BORK et al. 1998). Since unambiguous (genetic) evidence of Holocene parent material is required to identify Holocene soil formation, the precise dating of the parent material is crucial to obtain pedogenetic information about the timing, duration and characteristics of the postsedimentary soil formation (SEMMELE 1998).

Bw soil horizons are diagnostic horizons of in situ weathering (i.e. the recrystallisation of primary minerals

of the parent material and the formation of new minerals) and brunification (e.g., KUNTZE, ROESCHMANN & SCHWERTFEGGER 1994, AD-HOC-AG BODEN 2005, IUSS WORKING GROUP WRB 2006). These processes vary regionally and even locally in their timing, duration and intensity, due to different primary conditions of soil formation, such as climate, parent material and anthropogenic disturbances (e.g., REHFUESS 1990).

During archaeological investigations at a former fortified settlement close to the village of Kratzeburg in the Mecklenburg Lake District (NE Germany), SCHUBART (1961) described eroded material and soil horizons in a trench which was dug during the Bronze Age to protect the elevated settlement. As it contains a Bw horizon within a Holocene sequence, this soil-sediment sequence is of great

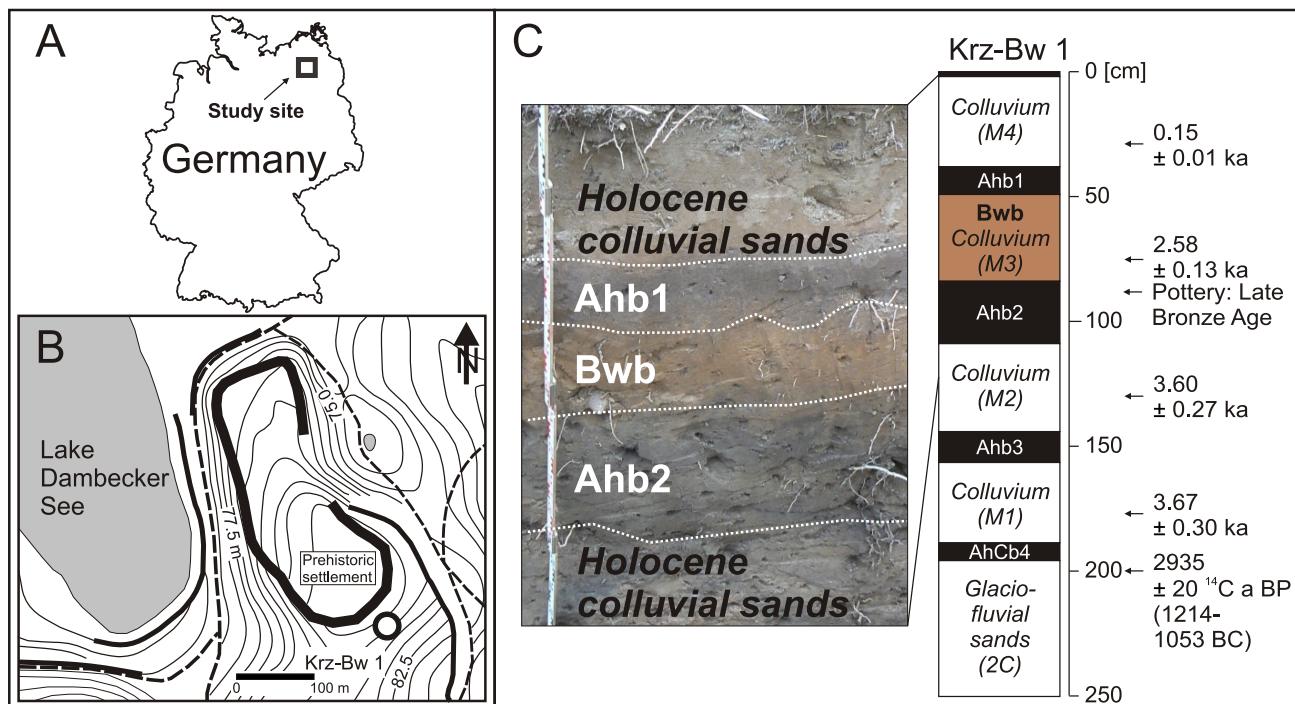


Fig. 1: Location of the study site (A). The investigated soil-sediment sequence is situated SE of the former Bronze Age fortified settlement (B). Simplified log of profile Krz-Bw 1 including datings and a photograph of the upper section showing the brownish Bw horizon developed in colluvium M3 (C).

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes (A). Die untersuchte Boden-Sediment-Sequenz befindet sich im Südosten der ehemaligen, während der Bronzezeit befestigten Siedlung (B). Vereinfachte Profilsäule des Profils Krz-Bw 1 mit Datierungen und Foto des oberen Abschnitts mit dem braunen Bv-Horizont im Kolluvium M3 entwickelt (C).

scientific interest: Firstly, dating the postsedimentary formation of the Bw horizon gives the first valid chronological data for Holocene Bw formation in NE Germany. Secondly, these ages can be compared with data from NW Germany. And thirdly, although few pedological and weathering parameters of Holocene Bw horizons have been described so far, such data are important to interpret the interaction of soil forming factors (e.g., climate, human impact) in different time slices (Late Glacial vs. Holocene) from a local to a regional perspective (e.g., KAISER et al. 2009). A geochemical analysis at the Kratzeburg site will therefore provide data that characterize the Holocene formation of Bw horizons compared regionally to Late Glacial soils and soils formed since the Late Glacial.

2 Holocene Bw horizons in North Germany

Three sites with Holocene Bw horizons developed in colluvium have been identified in North Germany so far. SCHMIDTCHEN et al. (2003) describe a sequence of colluvial layers in Reddersknüll/Albersdorf (Schleswig-Holstein, NW Germany), where a Bw horizon developed between ca. 2800–1760 BC within the first colluvium covering Pleistocene parent material. At such pedostratigraphic positions, the unambiguous identification of an in situ weathered Bw horizon is difficult, partly because the colluvium may consist of allochthonous (eroded) Bw material from surrounding former autochthonous Bw horizons (e.g., BUSSEMER 1998).

A postsedimentary formation of a Bw horizon in Holocene sediments is described for NE Germany at the

“Eldenaer Forst” site (HELBIG et al. 2002). Here, a dating of organic rich sands below a Holocene colluvium indicates a maximum age for the soil formation of AD 80–420 (cal. ¹⁴C). However, since there is no numerical dating of the colluvium itself, no minimum age is available.

Close to Glasow (Vorpommern, NE Germany), SCHATZ (2000) describes a postsedimentary Bw horizon and illuviation within a colluvium from the Pre-Roman Iron Age, covered by a second colluvium dated to the Early Middle Ages (Late Slavonic Period) by macroscopical and pedostratigraphic interpretation. The Holocene soil formation process is claimed to even affect the underlying autochthonous glaciofluvial Pleistocene sands down to 1.3 m depth.

3 Study site and methodology

3.1 Study site

Located in NE Germany within the headwaters of the Havel river, the relief of the area of the study site is dominated by moraines of the Pomeranian ice-marginal zone of the Weichselian glaciation (ca. 20 ka, LÜTHGENS & BÖSE 2011). There are several lake and peat depressions adjacent to outwash plains, which were partly reshaped by human-induced erosional processes during the Bronze Age, the Medieval and the Modern Era (e.g., KÜSTER & PREUSSER 2009, KÜSTER et al. 2012, KÜSTER et al. 2014). The area is situated in a transition zone from maritime to continental climate, with an annual precipitation of 570–580 mm (e.g., KAISER & ZIMMERMANN 1997). Today, the area is mostly covered by pine forest. The investigated profile Krz-Bw 1 is located at the foot of a slope of a sandy moraine within

Tab. 1: Sedimentological parameters of profile Krz-Bw 1.

Tab. 1: Sedimentologische Parameter des Profils Krz-Bw 1.

Soil horizon	Colluvium	Depth	Color	pH	LOI	Clay	Silt	F.-Sand	M.-Sand	C.-Sand
		[cm]	[Munsell]		[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]
Ah	M4	2	10YR 2/1	-	-	-	-	-	-	-
C	M4	40	10YR 4/2	3.95	0.69	0.85	2.26	21.77	59.41	15.71
Ahb1	M3	50	10YR 3/2	4.06	1.01	0.56	2.28	13.95	56.20	27.01
Bwb	M3	80	10YR 4/6	4.07	0.68	0.43	1.07	6.61	55.24	36.65
Ahb2	M2	110	10YR 3/1	4.83	0.68	0.42	0.84	8.96	57.77	32.01
C	M2	145	2.5Y 4/2	5.33	0.51	0.49	1.41	10.72	57.91	29.47
Ahb3	M1	155	10YR 3/1	5.35	0.55	0.41	1.14	8.27	58.30	31.88
C	M1	180	2.5Y 4/2	5.37	0.62	0.44	0.66	11.58	59.96	27.36
AhCb4	-	195	10YR 3/1	5.47	0.65	0.49	1.29	12.62	58.89	26.71
2C	-	250	2.5YR 7/2	6.18	0.37	0.43	0.37	11.95	65.93	21.32

Tab. 2: Major elements and chemical weathering indices of selected horizons of profile Krz-Bw 1.

Tab.2: Hauptelemente und chemische Verwitterungsindizes von ausgewählten Horizonten des Profils Krz-Bw 1.

Horizon	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	Ruxton [1968]	Kronberg & Nesbitt [1981]		Harnois [1988]
	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Ordinate	Abscissa	CIW
C	77.43	2.91	0.72	0.04	0.19	0.27	0.67	1.02	0.08	0.20	45.14	0.48	0.98	64.74
Ahb1	88.84	3.48	0.79	0.11	0.19	0.29	1.00	1.18	0.09	0.19	43.26	0.50	0.98	61.60
Bwb	90.95	3.56	0.75	0.03	0.20	0.30	0.67	1.15	0.08	0.17	43.32	0.45	0.98	68.46
Ahb2	91.08	3.33	0.72	0.03	0.21	0.33	0.70	1.11	0.06	0.15	46.43	0.47	0.98	65.51
C	88.33	3.65	1.01	0.06	0.25	0.45	0.65	1.19	0.11	0.22	41.01	0.47	0.98	65.88

Tab. 3: OSL ages and dosimetry data of profile Krz-Bw 1. Based on the palaeodose characteristics (overdispersion and skewness), either the Central Age Model (CAM) or the Minimum Age Model (MAM-3) acc. to GALBRAITH et al. (1999) was applied. OD = overdispersion. Statistical values and age models were calculated in R (luminescence package 0.4.2).

Tab. 3: OSL-Alter und Dosimetrie-Daten des Profils Krz-Bw 1. Unter Berücksichtigung der Paläodosiseigenschaften (Überstreuung und Schiefe) wurde entweder das Central Age Model (CAM) oder das Minimum Age Model (MAM-3) nach GALBRAITH et al. (1999) angewandt. OD = Überstreuung. Statistische Kenngrößen und Altersmodelle wurden in R berechnet (luminescence package 0.4.2).

Lab. No.	Depth	U	Th	K	Cosmic dose rate	Water content, measured	Water content, estimated	Dose rate	Palaeodose characteristics		Palaeodose		OSL age	OSL age
	[m]	[ppm]	[ppm]	[%]	[Gy/ka]	[%]	[%]	[Gy/ka]	OD [%]	Skew	Age Model	[Gy]	[ka]	[a AD/BC]
HUB-0183	0.30	0.80 ± 0.09	2.75 ± 0.32	1.18 ± 0.03	0.21 ± 0.01	7.5	8 ± 3	1.62 ± 0.07	1.5 ± 1.2	0.25	CAM	0.24 ± 0.01	0.15 ± 0.01	AD 1860 ± 10
HUB-0184	0.76	1.03 ± 0.08	3.16 ± 0.18	1.17 ± 0.03	0.20 ± 0.01	9.5	10 ± 3	1.63 ± 0.07	10.3 ± 0.8	0.2	CAM	4.21 ± 0.13	2.58 ± 0.13	570 ± 130 BC
HUB-0185	1.30	1.24 ± 0.08	4.23 ± 0.25	1.41 ± 0.03	0.19 ± 0.01	12.3	12 ± 3	1.90 ± 0.08	28.9 ± 2.2	1.11	MAM-3	6.84 ± 0.43	3.60 ± 0.27	1590 ± 270 BC
HUB-0186	1.74	1.16 ± 0.09	3.54 ± 0.26	1.28 ± 0.03	0.19 ± 0.01	10.1	10 ± 3	1.77 ± 0.07	34.2 ± 2.7	1.25	MAM-3	6.50 ± 0.46	3.67 ± 0.30	1660 ± 300 BC

the ice-marginal zone, close to the village of Kratzeburg. During the Bronze Age, there was a fortified settlement on top of the moraine, surrounded by a trench, which was recently filled with colluvial sediments (SCHUBART 1961; Fig. 1).

3.2 Field methods

For sedimentological work and dating purposes, a soil profile was dug into the trench, which was then described following the guidelines of the German soil survey (AD-HOC-AG BODEN 2005, "KA 5"). The soil horizons were classified according to the IUSS WORKING GROUP WRB (2006), with the one difference that colluvial layers were designated following DREIBRODT & BORK (2005; see Fig. 1): i.e., with "M" first, "M2" second, etc.). To document pedological parameters and to explain any changes in pedogenetic processes, standard soil parameters were determined. Colours of soil horizons were determined according to MUNSELL (1994).

3.3 Laboratory methods

The grain size distribution of the profile was determined by laser diffractometry of fine sediments. The organic matter content was estimated by loss on ignition (LOI) at 550 °C for two hours after crushing and drying each sample. The soil pH was determined potentiometrically in 0.01 M CaCl₂ (see Table1), while the soil element concentrations were measured using a Philips PW 2404 RFA-spectrometer. The weathering indices (Table 2) were calculated based on the element molar ratios following RUXTON (1968) and HARNOIS (1988). To compare weathering quantities from different study sites in NE Germany, KRONBERG & NESBITT (1981) was used (e.g., see method in BUSSEMER 1999, BUSSEMER 2005 and KÜSTER & PREUSSER 2009).

3.4 Chronology

To obtain a consistent and valid chronology of soil-sediment sequences, a variety of dating methods should be

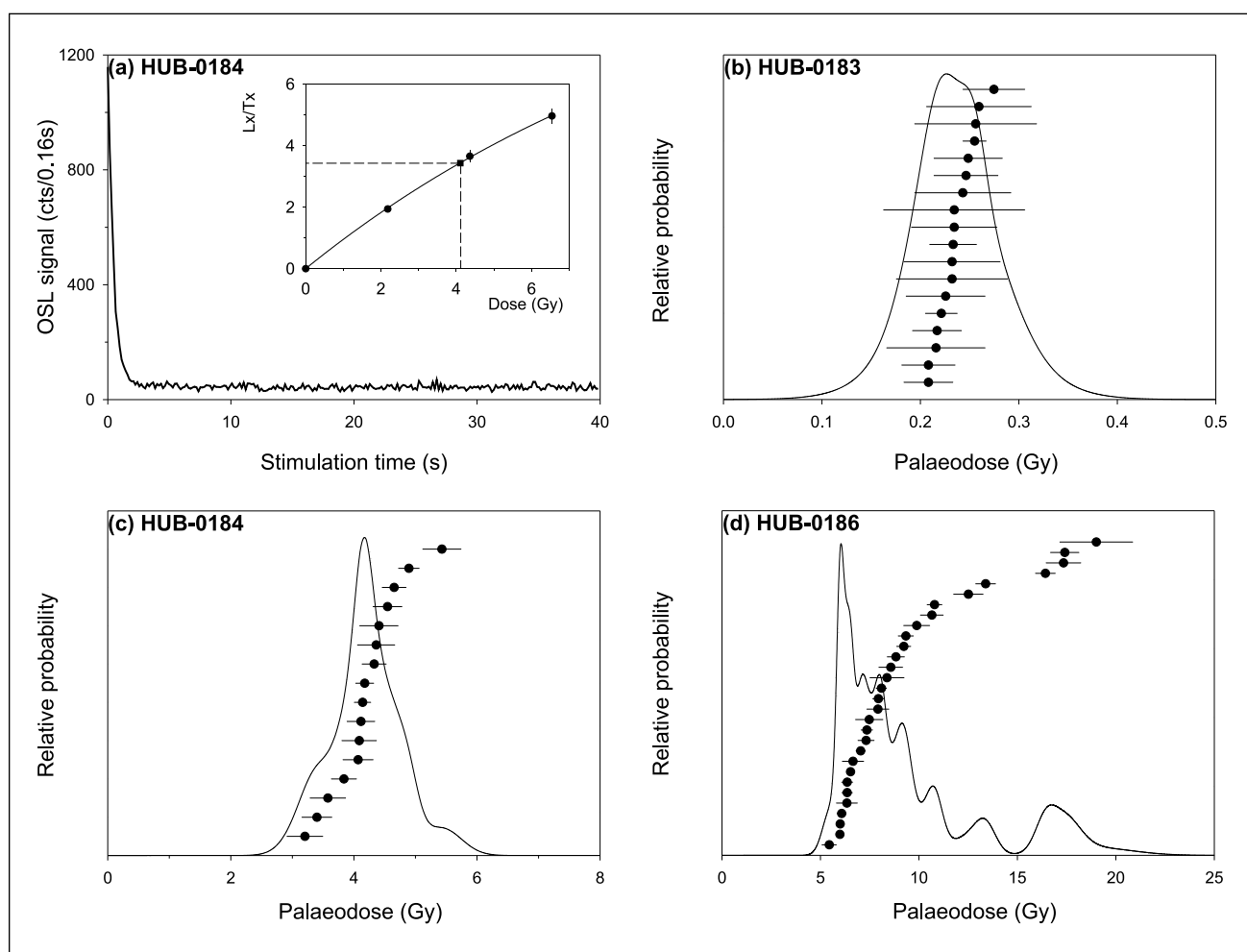


Fig. 2: Typical OSL shine down curve with fast decaying quartz OSL signal and dose response curve (Lx/Tx = test dose corrected OSL signal) (a). Palaeodose plots with probability density functions of HUB-0186 (colluvium M1), HUB-0184 (M3), and HUB-0183 (M4) (b–d). HUB-0183 and HUB-0184 show narrow palaeodose distributions (b, c), HUB-0186 and HUB-0185 (not displayed) yielded positively skewed multimodal palaeodose distributions, most likely indicating insufficient resetting of the OSL signal before burial, possibly leading to an age overestimation.

Abb. 2: Typische OSL-Ausleuchtcurve mit schnell zerfallendem Quarz-OSL-Signal und Dosisfunktion (Lx/Tx = testdosiskorrigiertes OSL-Signal) (a). Paläodosis-Einzelwerte mit Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen von HUB-0186 (Kolluvium M1), HUB-0184 (M3) und HUB-0183 (M4) (b–d). HUB-0183 und HUB-0184 zeigen enge Paläodosisverteilungen. HUB-0186 und HUB-0185 (nicht dargestellt) ergaben rechtsschiefe, multimodale Paläodosisverteilungen, die als Zeichen unvollständiger OSL-Signalerückstellung während der Kolluviation gewertet werden und deshalb zu einer Altersüberschätzung führen können.

used, depending on the available datable material (e.g., NILLER 1998, DREIBRODT & BORK 2005). Because of the presence of archaeological finds (pottery), organic material (bones) and clearly detectable colluvial units, three different dating methods could be used: archaeological, radiocarbon and luminescence. For radiocarbon dating, a sample was taken from a bone of a bovine skeleton found at ca. 2 m depth (sample KIA 45553) (calibration with CALIB 5.0.1, STUIVER & REIMER 1993, STUIVER, REIMER & REIMER 2005). Optically stimulated luminescence (OSL) samples were collected from undisturbed Holocene parent material (colluvial layer) not penetrated by roots from above. OSL ages (Table 3) were measured using the sand sized quartz fraction (90–200 µm) using the single-aliquot (SAR) protocol from MURRAY & WINTLE (2000). The palaeodoses were measured on a Risø TL-DA 15 luminescence reader. Small aliquots (2 mm) were used, containing ca. 200 grains each; the preheat temperature was set to 180 °C (10 s), and the test dose cut-heat temperature to 160 °C. The dose rates were provided by gamma ray spectroscopy (Ortec HPGe detector).

4 Results

The base of profile Krz-Bw 1 consists of glaciofluvial sand, which is traced at its top by a partly reworked surface horizon displayed by the higher LOI (AhCb₄, Fig. 1, Table 1). The bovine skeleton is situated just below the organic horizon. The Holocene sedimentation is represented by four colluvial layers (M1–M4). Within the basal colluvial layer M1, a surface horizon is visible (Ahb₃). In colluvium M2, a surface horizon can be recognized with pottery fragments at the top, typical for the Late Bronze Age in Northern Germany. In both colluvial layers M1 and M2, small iron-manganese bands (ca. 1 mm thick) are visible. From colluvium M2 to colluvium M3, a shift of pH values was identified, indicating a change from strong to moderate soil acidity (Table 1). Colluvium M3 is pedologically characterized by a brownish (10YR 4/6) Bw horizon and a humic surface horizon (Ahb₁). The fourth colluvium M4 appears at the top of the sequence, with the recent thin surface horizon (Ah).

The calculated weathering indices, especially the indices from KRONBERG & NESBITT (1981) and HARNOIS (1988), identify the Bw horizon as the main weathering zone in the profile (Table 2). However, no high amount of fine grain sizes such as clay is recognisable as a possible result of weathering (e.g., BUSSEMER 2005, Table 1). Based on the geochemical results and the macroscopic features, this horizon can be classified as a typical Bw horizon for NE Germany (see e.g., SCHLAAK 1993, BUSSEMER 2005, BUSSEMER, SCHLAAK & GÄRTNER 2009, KÜSTER & PREUSSER 2009). Because the Bw horizon is almost identical with the colluvial (parent) material, there are no data available from the parent material itself of colluvium M3 that can be compared to the (postsedimentary modified) Bw material.

The bone of the bovine skeleton found at the base of the profile was ¹⁴C dated to 2935 ± 20 a BP (1214–1053 BC, KIA 45553). The M1 colluvium was OSL dated to 3.67 ± 0.30 ka (HUB-186, Table 3), while colluvium M2 had an OSL age of 3.60 ± 0.27 ka (HUB-185). The highly scattered and positively skewed palaeodose distributions of these two OSL samples (Table 3; Fig. 2) suggest an insufficient resetting

of the luminescence signal during the last sedimentation, which is typical for colluvial sediments. To avoid an OSL age overestimation and to get as close as possible to the true sedimentation ages, the Minimal Age Model (MAM-3, three-parametric Minimum Age Model) of GALBRAITH et al. (1999) was applied, which gives more weight to the low palaeodoses (sigma b = 0.1, based on the overdispersion of samples HUB-0183 and HUB-0184). The OSL age of colluvium M3 is 2.58 ± 0.13 ka (HUB-184), which agrees with the archaeological dating of the Late Bronze Age pottery. OSL sample HUB-183 dates the accumulation of the uppermost colluvium M4 to 0.15 ± 0.01 ka. The reliability of the upper OSL datings M3 and M4 is confirmed by good luminescence properties and narrow normal palaeodose distributions, indicating complete bleaching of the OSL signal during the last sedimentation cycle (Fig. 2). To calculate the palaeodoses, the Central Age Model (CAM) (GALBRAITH et al. 1999) was used. Gamma ray spectroscopy did not reveal any evidence for a radioactive disequilibrium in all OSL-dated sediment samples.

5 Discussion

To date the soil-sediment sequence, a combination of OSL and ¹⁴C dating methods, and archaeological finds was used. While the ¹⁴C dates give a maximum age for the Holocene sedimentation, the OSL ages provide the absolute time of the accumulation of the colluvial layers. The time periods between the colluvial sedimentations are characterized by soil formation within the colluviums. The timing of the soil formation can be derived from the maximum age of the parent material and the minimum age of the colluvium above. Considering the deposition ages of colluviums M3 and M4, respectively 570 ± 130 BC and AD 1860 ± 10, the formation of the horizon Ahb₁ and Bwb took place during a period of about 2400 years (Bronze Age-Modern Times). The age of colluvium M3 is supported by the pottery, which is typical for the Late Bronze Age. The periods of soil formation between sedimentation of the colluvial layers M1–M3 and the period between accumulation of M4 until today are shorter than between accumulation of M3 and M4. Only humic surface horizons have formed in the parent materials.

The weathering indices indicate that the Bw horizon is the main weathering zone in the investigated profile. Due to the fact that the soil horizon occupied virtually the entire colluvium, a separate geochemical analysis was not possible, and neither could the weathering indices of the soil and parent material be calculated. As the upper colluvium M4 contains relocated brownish soil material, the Bw horizon could have formed along the slope up to the slope shoulder before being incorporated into the colluvial sediments currently covering the Bw horizon at location Krz-Bw 1, during the erosional processes of the Modern Era. Thus, there is also pedogeomorphic evidence for in situ soil formation of the investigated Bw horizon.

The comparison with other Bw horizons that have developed in sandy substrates in NE Germany, using the weathering indices and theoretical weathering path of rocks proposed by KRONBERG & NESBITT (1981), suggests a lower degree of weathering of the Holocene soil horizon at the Kratzeburg site, not reaching the levels of the

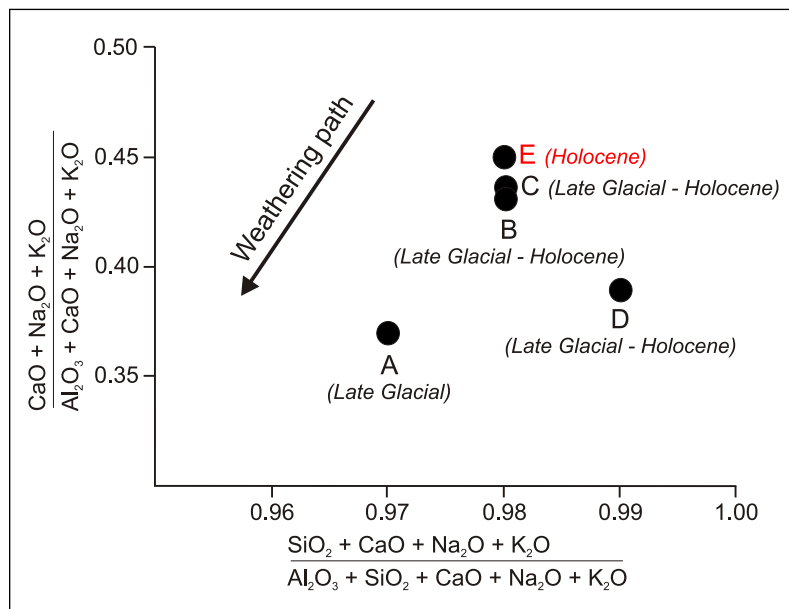


Fig. 3: Comparison of weathering indices (KRONBERG & NESBITT 1981) from Bw horizons in NE Germany; (A) Late Glacial Bw horizon ("Finow soil") from Blankenförde (KÜSTER & PREUSSER 2009); (B) Late Glacial – Holocene Bw horizon from Blankenförde (KÜSTER & PREUSSER 2009); (C) Late Glacial – Holocene Bw horizon from the Hirschfelder Heide (BUSSEMER 2005); (D) Late Glacial – Holocene Bw horizon from Prötzel (BUSSEMER 1999); (E) Holocene Bw Horizon (red) from Kratzeburg (this study). The theoretical weathering path according to KRONBERG & NESBITT (1981) is shown by the arrow.

Abb. 3: Vergleich der Verwitterungsindizes (KRONBERG & NESBITT 1981) von Bw-Horizonten in Nordostdeutschland; (A) Spätglazialer Bw-Horizont („Finowboden“) aus Blankenförde (KÜSTER & PREUSSER 2009), (B) Spätglazial-holozäner Bw-Horizont aus Blankenförde (KÜSTER & PREUSSER 2009), (C) Spätglazial-holozäner Bw-Horizont aus der Hirschfelder Heide (BUSSEMER 2005), (D) Spätglazial-holozäner Bw-Horizont aus Prötzel (BUSSEMER 1999), (E) holozäner Bw-Horizont (rot) aus Kratzeburg (diese Studie). Der theoretische Verwitterungspfad nach KRONBERG & NESBITT (1981) wird mit dem Pfeil gezeigt.

Late Glacial and Late Glacial to Holocene horizons (e.g., BUSSEMER 1999, BUSSEMER 2005, KÜSTER & PREUSSER 2009, Fig. 3). However, the brownish colour of the Kratzeburg Bw horizon corresponds with horizons in other profiles in the region (see MUNSELL 1994). At the Kratzeburg site, brunification seems more likely to have contributed to the soil Bw formation than weathering has. The occurrence of Fe and Mn bands below the Bw horizon signals increasing pH values, as well as slight gleyification.

6 Conclusions

Numerical (OSL and ^{14}C) and relative (archaeological finds) datings of the soil-sediment sequence at Kratzeburg (NE Germany) could delimit the duration needed to form the Bw horizon developed in a Holocene colluvial layer. At the Kratzeburg site, the Bw horizon formed within a period of at least 2400 years, lasting from the Late Bronze Age to the Modern Era. So far, the Kratzeburg and Reddersknüll/Albersdorf (see chapter 2) sites are the only two pedostratigraphic soil-sediment sequences that have been evaluated with maximum and minimum ages in Northern Germany. They indicate a period of Bw formation in Holocene colluvial parent material between 1000 and 2400 years. A comparison of weathering parameters suggests a lower degree of weathering of the Holocene Bw horizon at Kratzeburg compared to Bw horizons from the Late Glacial and Late Glacial to Holocene in NE Germany.

It is hoped that these results, rather than giving final conclusions, will revive the discussion of Holocene Bw formation. More profiles with Bw horizons with adequate chronologies and comparable geochemical analyses are desirable for future soil geographic and genetic interpretations.

Acknowledgements

We would like to thank Jan Lentschke (Humboldt University) for support during field work and Hannelore Rabe (University of Greifswald) for helping us with the laboratory work. We are also grateful to Marie-Elaine van Eg-

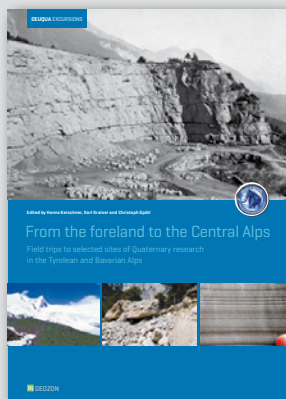
mond (University of Greifswald) for proofreading the final manuscript. The radiocarbon dating was kindly provided by Detlef Jantzen (State Archaeological Survey of Mecklenburg-Vorpommern). Our research is embedded in the Virtual Institute of Integrated Climate and Landscape Evolution Analysis (ICLEA) and financially supported by the Jost-Reinhold-Stiftung. Finally, we are grateful to Frank Preusser and an anonymous reviewer for providing us with valuable advice to improve our manuscript.

References

- AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. – 5. Auflage, 438 S.; Hannover (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- BORK, H.-R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PRIOR, H.-P. & SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa – Wirkungen des Menschen auf Landschaften. – 328 S.; Gotha (Klett-Perthes).
- BUSSEMER, S. (1998): Bodengenetische Untersuchungen an Braunerde- und Lessivéprofilen auf Sandstandorten des brandenburgischen Jungmoränenangebots. – Münchener Geographische Abhandlungen, A49: 27–93.
- BUSSEMER, S. (1999): Bodengenetischer und geoökologischer Vergleich zwischen einem typischen Sandstandort (Prötzel, Exkursionspunkt 4) und einer Tertiärscholle (Sternebeck, Exkursionspunkt 5) im norddeutschen Jungmoränenland – ein Beitrag zur Braunerdefrage. – In: SCHMIDT, R., BORK, H.-R. & FISCHER-ZUJOKOV, U. (Hrsg.): Exkursionsführer zur 18. Sitzung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft: Paläoböden und Kolluvien auf glazialen Sedimenten Nordostdeutschlands. – ZALF Bericht, 37: 70–99; Münchenberg.
- BUSSEMER, S. (2005): Die Braunerde in ihrer nordbrandenburgischen Typusregion. – Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge, 12: 3–12.
- BUSSEMER, S., SCHLAACK, N. & GÄRTNER, P. (2009): Neue paläopedologische Befunde zu Habitus und Verbreitung des Finowbodens. – Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge, 16: 79–86.
- DREIBRODT, S. & BORK, H.-R. (2005): Historical soil erosion and landscape development at Lake Belau (North Germany) – a comparison of colluvial deposits and lake sediments. – Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement, 139: 101–128.
- DREIBRODT, S., LUBOS, C., TERHORST, B., DAMM, B. & BORK, H.-R. (2010): Historical soil erosion by water in Germany: Scales and archives, chronology, research perspectives. – Quaternary International, 222: 80–95.
- GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H. & OLLEY, J. M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinnium Rock Shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. – Archaeometry, 41: 339–364.

- HARNOIS, L. (1988): The CIW index: A new chemical index of weathering. – *Sedimentary Geology*, 55: 319–322.
- HELBIG, H., de KLERK, P., KÜHN, P. & KWASNIOWSKI, J. (2002): Colluvial sequences on till plains in Vorpommern (NE Germany). – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement*, 128: 81–100.
- IUSS WORKING GROUP WRB (2006): World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. – *World Soil Resources Reports No. 103*. FAO, Rome.
- KAISER, K., HILGERS, A., SCHLAAK, N., JANKOWSKI, M., KÜHN, P., BUSSEMER, S. & PRZEGIĘTKA, K. (2009): Palaeopedological marker horizons in northern central Europe: characteristics of Lateglacial Usselo and Finow soils. – *Boreas*, 38: 591–609.
- KAISER, K. & ZIMMERMANN, A. (1994): Physisch-geographische Untersuchungen an Mooren und Seen im Havelquellgebiet (Müritz-Nationalpark). *Naturräumliches Inventar, jüngere Landschaftsgeschichte und Raumnutzung einer mecklenburgischen Seenlandschaft*. – *Berichte der Akademie für Naturschutz und Landschaftspflege Laufen/Salzach (Bayern)*, 22: 147–173.
- KRONBERG, B. I. & NESBITT, H. W. (1981): Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. – *Journal of Soil Science*, 32: 453–459.
- KUNTZE, H., ROESCHMANN, G. & SCHWERTFEGER, G. (1994): *Bodenkunde*. 5. Auflage. – 424 S.; Stuttgart (Ulmer).
- KÜSTER, M., FÜLLING, A., KAISER, K. & ULRICH, J. (2014): Aeolian sands and buried soils in the Mecklenburg Lake District, NE Germany: Holocene land-use history and pedo-geomorphic response. – *Geomorphology*, 211: 64–76.
- KÜSTER, M., JANKE, W., MEYER, H., LORENZ, S., LAMPE, R., HÜBENER, T. & KLAMT, A.-M. (2012): Zur jungquartären Landschaftsentwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte: Geomorphologische, bodenkundliche und limnogeologische Untersuchungen am Krummen See bei Blankenförde (Mecklenburg). – In: NATIONALPARKAMT MÜRITZ (Hrsg.): *Forschung und Monitoring*, 3: 78 S., Greifswald (Geozon).
- KÜSTER, M. & PREUSSER, F. (2009): Late Glacial and Holocene aeolian sands and soil formation from the Pomeranian outwash plain (Mecklenburg, NE-Germany). – *E&G Quaternary Science Journal*, 58: 156–163.
- LÜTHGENS, C. & BÖSE, M. (2011): Chronology of Weichselian main ice marginal positions in north-eastern Germany. – *E&G Quaternary Science Journal*, 60: 236–247.
- MUNSELL (1994): *Soil Color Charts*. Revised Edition. – New Windsor, NY (Macbeth Division of Kollmorgen Instruments Corporation).
- MURRAY, A. S. & WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. – *Radiation Measurements*, 32: 57–73.
- NILLER, H.-P. (1998): Prähistorische Landschaften im Lößgebiet bei Regensburg – Kolluvien, Auenlehme und Böden als Archive der Paläoumwelt. – *Regensburger Geographische Schriften*, 31: 429 S.
- REHFUESS, K.E. (1990): *Waldböden: Entwicklung, Eigenschaften und Nutzung*. 2. Auflage. – 294 S.; Hamburg, Berlin (Parey).
- RUXTON, B.P. (1968): Measures of the degree of chemical weathering of rocks. – *Journal of Geology*, 76: 518–527.
- SCHATZ, T. (2000): Untersuchungen zur holozänen Landschaftsentwicklung Nordostdeutschlands. – *ZALF Bericht*, 41: 201 S.
- SCHLAAK, N. (1993): Studie zur Landschaftsentstehung im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. – *Berliner Geographische Arbeiten*, 76: 145 S.
- SCHMIDTCHEN, G., BORK, H.-R., REISS, S. & KELM, R. (2003): Bodendegradation in der Dithmarscher Geest – Die Flur Reddersknüll bei Albersdorf. – In: BORK, H.-R., SCHMIDTCHEN, G. & DOTTERWEICH, M. (Hrsg.): *Bodenbildung, Bodenerosion und Reliefentwicklung im Mittel- und Jungholozän Deutschlands, Forschungen zur deutschen Landeskunde*, 253: 269–290; Flensburg (Deutsche Akademie für Landeskunde, Selbstverlag).
- SCHUBART, H. (1961): Jungbronzezeitliche Burgwälle in Mecklenburg. – *Prähistorische Zeitschrift*, 39: 143–175.
- SEMMELE, A. (1998): Lockerbraunerden, periglaziale Solifluktsdecken und holozäne Kolluvien im Oberwald (Hoher Vogelsberg). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 48: 67–71.
- STUIVER, M. & REIMER, P. J. (1993): Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program. – *Radiocarbon*, 35: 215–230.
- STUIVER, M., REIMER, P. J. & REIMER R.W. (2005): CALIB 5.0.1 [WWW program and documentation].

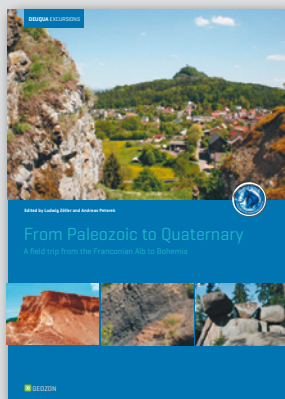
DEUQUA EXKURSIONSFÜHRER



From the foreland to the Central Alps
Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps

ISBN 978-3-941971-10-3

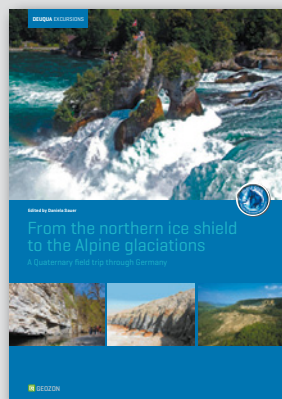
160 Seiten, A4, 34,- Euro



From Paleozoic to Quaternary
A field trip from the Franconian Alb to Bohemia

ISBN 978-3-941971-08-0

120 Seiten, A4, 34,- Euro



From the northern ice shield to the Alpine glaciations
A Quaternary field trip through Germany

ISBN 978-3-941971-06-6

88 Seiten, A4, 29,- Euro



Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern

ISBN 978-3-941971-05-9

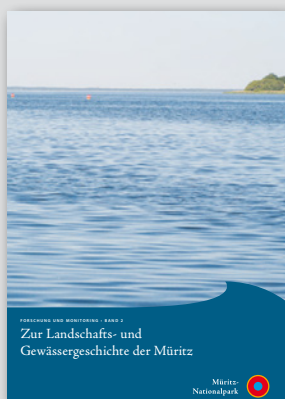
164 Seiten, A4, 34,- Euro



Zur jungquartären Landschaftsentwicklung der Mecklenburgischen Kleinseenplatte

ISBN 978-3-941971-09-7

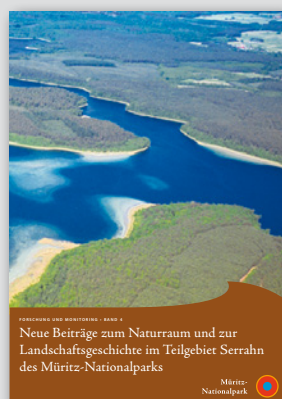
78 Seiten, A4, 22,- Euro



Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz

ISBN 978-3-941971-00-4

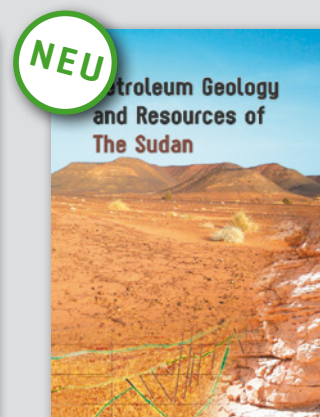
94 Seiten, A4, 29,- Euro



Neue Beiträge zum Naturraum und zur Landschaftsgeschichte im Teilgebiet Serrahn

ISBN 978-3-941971-11-0

282 Seiten, A4, 39,- Euro



Petroleum Geology and Resources of The Sudan

ISBN 978-3-941971-13-4

456 Seiten, 21,5 x 30 cm, 79,- Euro

Gerne unterstützen wir Sie bei Ihrer wissenschaftlichen Veröffentlichung. Wir publizieren print und digital:

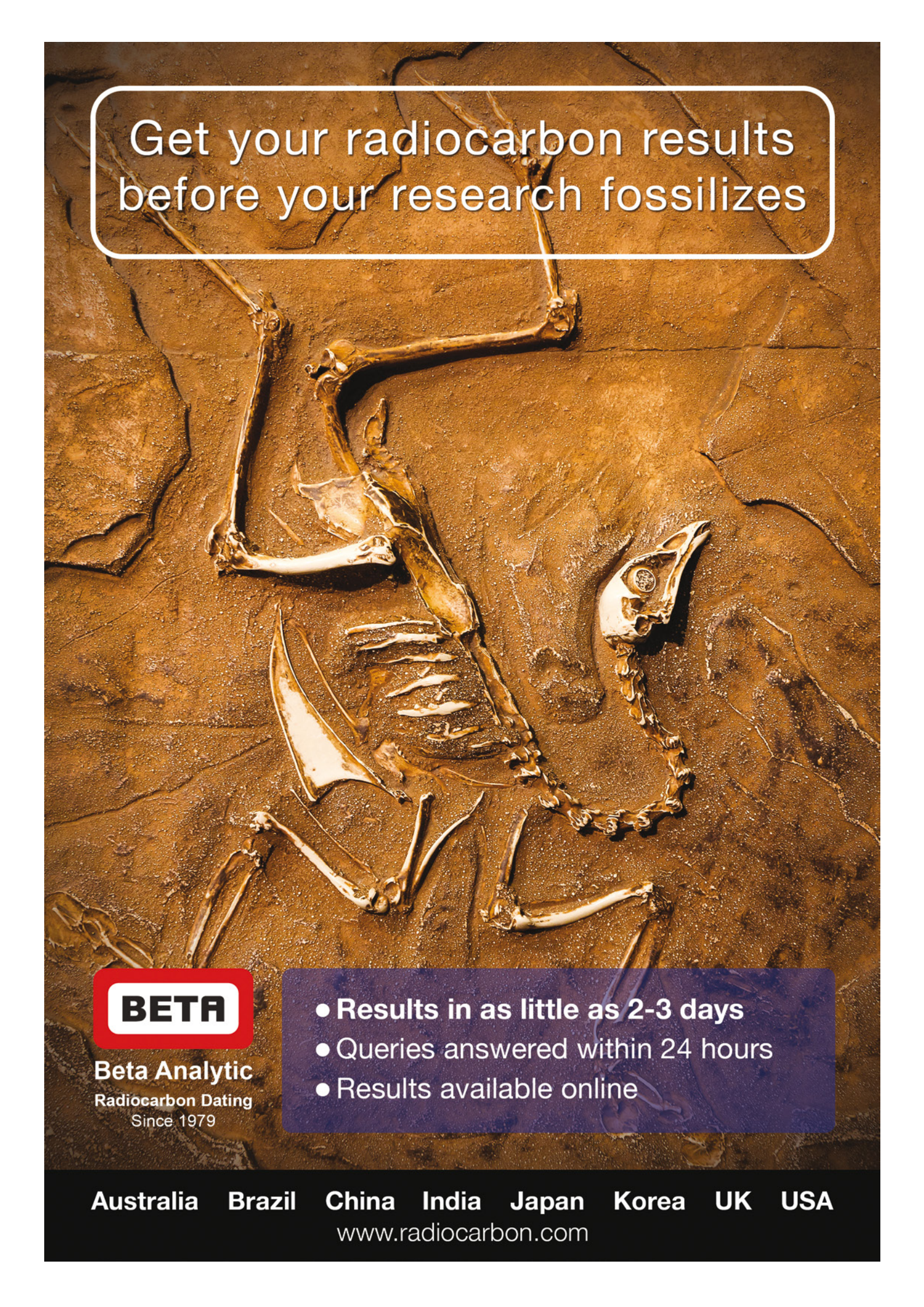
- **Bücher** [Monographien, Reihen, Tagungsbände, Festschriften, Dissertationen etc.]
- **Zeitschriften** [Disziplinäre oder institutionelle Journals, Neugründung, Archivierung etc.]
- **Dokumente** [Artikel, Diskussionspapiere, Berichte, Protokolle, Karten, Daten etc.]



Geozon Science Media
Pettenkoferstr. 16-18
D-10247 Berlin
Germany

Tel. 030-20 23 83 19-0
Fax 030-20 23 83 19-9
E-Mail: info@geozon.net
Online: www.geozon.net





Get your radiocarbon results
before your research fossilizes

BETA

Beta Analytic
Radiocarbon Dating
Since 1979

- Results in as little as 2-3 days
- Queries answered within 24 hours
- Results available online

Australia Brazil China India Japan Korea UK USA
www.radiocarbon.com

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

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

Manuscript style

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

Manuscripts should be arranged in the following order:

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

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

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

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

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

Illustrations

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

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

References [examples]

Papers:

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

Books:

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

Please do not use abbreviations of the journal names.

Specimen copies

Authors receive no printed specimen copies. The electronic version is available as download free.

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

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

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

Manuskriptform

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

Die Manuskripte sollen folgendem Aufbau entsprechen:

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

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

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

Bitte keinen Blocksatz verwenden, sondern linksbündigen Satz. Bitte keine automatische Silbentrennung verwenden.

Bitte alle automatischen Formatierungen in Ihrer Textbearbeitung deaktivieren.

Bitte keine Seitenzählung.

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

Abbildungen

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

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

Zitierweise (Beispiele)

Aufsätze:

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

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

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

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

Monographische Werke, Bücher:

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

Bitte keine Abkürzungen der Zeitschriftentitel verwenden.

Belegexemplare

Es werden keine gedruckten Belegexemplare verschickt. Die elektronische Version steht zum kostenlosen Download zur Verfügung.

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

German Quaternary Association

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

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

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

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

Deutsche Quartärvereinigung

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

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

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

Committee / Vorstand



PRESIDENT / PRÄSIDENTIN

FRANK PREUSSER
Albert-Ludwigs-Universität Freiburg
Albertstr. 23-B
D-79104 Freiburg i. Br., Germany
Tel.: +49 [0] 761 / 203-6476
Fax: +49 [0] 761 / 203-6496
E-Mail: frank.preusser[at]geologie.uni-freiburg.de

VICE PRESIDENTS / VIZEPRÄSIDENTEN

DOMINIK FAUST
Technische Universität Dresden
Helmholtzstr. 10
D-01069 Dresden, Germany
Tel.: +49 [0] 351 / 463-34603
Fax: +49 [0] 351 / 463-37064
E-Mail: dominik.faust[at]tu-dresden.de

MARKUS FUCHS
Justus-Liebig-Universität Gießen
Senckenbergstr. 1
D-35390 Gießen, Germany
Tel.: +49 [0] 641 / 99-36205
Fax: +49 [0] 641 / 99-36259
E-Mail: markus.fuchs[at]geogr.uni-giessen.de

TREASURER / SCHATZMEISTER

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

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

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

ARCHIVIST / ARCHIVAR

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

ADVISORY BOARD / BEIRAT

CHRISTIAN HOSELMANN
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Postfach 3209
D-65022 Wiesbaden, Germany
Tel.: +49 [0] 611 / 6939-928
Fax: +49 [0] 611 / 6939-941
E-Mail: Christian.Hoselmann[at]hlug.hessen.de

CHRISTOPHER LÜTHGENS
Universität für Bodenkultur Wien
Peter-Jordan-Straße 70
A-1190 Wien, Austria
Tel.: +43 [0] 1 / 47654-540
E-Mail: christopher.luthgens[at]boku.ac.at

BERNHARD SALCHER
Universität Salzburg
Hellbrunnerstrasse 34
A-5020 Salzburg, Austria
Tel.: +43 [0] 662 / 8044-5410
E-Mail: Bernhard.Salcher[at]sbg.ac.at

DANIELA SAUER
Technische Universität Dresden
Helmholtzstr. 10
D-01069 Dresden, Germany
Tel.: +49 [0] 351 / 463-33260
Fax: +49 [0] 351 / 463-37064
E-Mail: d-sauer[at]uni-hohenheim.de

BIRGIT TERHORST
Universität Würzburg
Am Hubland
D-97074 Würzburg, Germany
Tel. +49-[0]931-318-5585
E-Mail: birgit.terhorst[at]uni-wuerzburg.de

Reorder / Nachbestellung

Prices are understood plus shipping costs. VAT is included. The complete content is searchable at www.quaternary-science.net

Vol.	Topics	Price
Vol. 56 No 1–2	Special issue: Stratigraphie von Deutschland – Quartär	54,- €
Vol. 56 No 3	Pfälzerwald, pollen types and taxa, Oberösterreich, Riß-Ilter, Schatthausen	27,- €
Vol. 56 No 4	Nußloch, Rangsdorfer See, Lieth/Elmshorn, Gardno Endmoräne/Debina Cliff	27,- €
Vol. 57 No 1–2	Special issue: Recent progress in Quaternary dating methods	54,- €
Vol. 57 No 3–4	Special issue: The Heidelberg Basin Drilling Project	54,- €
Vol. 58 No 1	Surface Exposure Dating, Bodensee, Living Fossil, Hochgebirgsböden	27,- €
Vol. 58 No 2	Special issue: Changing environments – Yesterday, Today, Tomorrow	27,- €
Vol. 59 No 1–2	Baltic Sea Coast, Rodderberg Crater, Geiseltal, Wettersteingebirge, Møn, Argentina	54,- €
Vol. 60 No 1	Special issue: Loess in Europe	27,- €
Vol. 60 No 2–3	Special issue: Glaciations and periglacial features in Central Europe	54,- €
Vol. 60 No 4	Special issue: Quaternary landscape evolution in the Peribaltic region	27,- €
Vol. 61 No 1	Calcareous Alps Austria, Löss, Holzreste Schweiz, Rinnen-Strukturen, Permafrost carbon	27,- €
Vol. 61 No 2	Rivers, Lakes and Peatlands NE Germany, Lavrado Region Brazil, Terna River Basin India	27,- €
Vol. 62 No 1	Special issue: Middle to Upper Pleistocene paleosols in Austria	27,- €
Vol. 62 No 2	Special issue: Environment – Man – Geohazards in the Quaternary	27,- €
Vol. 63 No 1	Northern Switzerland, Schleswig-Holstein, Rattlesnake Mountain, Peloponnese	27,- €
Vol. 63 No 2	Oberschwaben, Oberes Illergebiet, Allgäu/Bayern	27,- €
Vol. 64 No 1	Schleswig-Holstein, Lower Lech Valley/Northern Alpine Foreland, Thuringian Mountains	27,- €

Subscription / Abonnement

Title: E&G – Quaternary Science Journal

Print-ISSN: 0424-7116

Issues per volume: 2

Prices [EUR] print per volume

End customers: 50,46 € (Free for DEUQUA-Members)

Wholesalers, booksellers: 32,80 €

VAT is not included.

Postage [EUR] per volume

within Germany: 2,50 €

World (Surface): 6,80 €

World (Airmail): 7,70 €

Special offer

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

Order address

Geozon Science Media

Pettenkoferstr. 16-18

10247 Berlin, Germany

tel.: +49 (0)30-20 23 83 19-0

fax: +49 (0)30-20 23 83 19-9

e-mail: [info \(at\) geozon.net](mailto:info@geozon.net)

web: www.geozon.net

Contents

- DOI 10.3285/eg.64.2.01
- 55 **Holocene Vegetation and Land Use History in the Northern Vosges [France]**
Dirk Sudhaus, Arne Friedmann
- DOI 10.3285/eg.64.2.02
- 67 **Weichselzeitliche Kryocalcite als Hinweise für Eisseen in der Hüttenbläuserschachthöhle [Iserlohn/NRW]**
Detlev K. Richter, Kristina Goll, Witold Grebe, Andrea Niedermayr, Alexander Platte, Denis Scholz
- DOI 10.3285/eg.64.2.03
- 82 **Spätsaalezeitliche und eemzeitliche Makrofaunen aus dem Kliffaufschluss Klein Klütz Höved [NW-Mecklenburg] mit Erstnachweisen von *Belgrandia germanica* [Gastropoda: Hydrobiidae], *Pupilla loessica* [Gastropoda: Pupillidae] und *Lagurus lagurus* [Mammalia: Cricetidae] für Mecklenburg-Vorpommern**
Holger Menzel-Harloff, Stefan Meng
- DOI 10.3285/eg.64.2.04
- 95 **Environmental development and local human impact in the Jeetzel valley [N Germany] since 10 ka BP as detected by geoarchaeological analyses in a coupled aeolian and lacustrine sediment archive at Soven**
Johann Friedrich Tolkendorf, Falko Turner, Oliver Nelle, Swetlana Peters, Helmut Brückner
- DOI 10.3285/eg.64.2.05
- 111 **Bw horizon in Holocene slope deposits [Kratzeburg, NE Germany] – dating and pedological characteristics**
Mathias Küster, Alexander Fülling, Jens Ulrich