

# E&G

Eiszeitalter und Gegenwart  
Quaternary Science Journal



Vol. 65  
No 1  
2016

SUBAQUEOUS CONGLOMERATES ABOVE PRE-LGM BASAL TILL: ANOTHER ELEMENT OF THE 'CLASSIC' INTERGLACIAL MOUNTAIN-FLANK SUCCESSION (HÖTTING BRECCIA AUCT.) NORTH OF INNSBRUCK, AUSTRIA

EISZERFALLSFORMEN, ESKER SOWIE SUBGLAZIALE UND SUBAERISCHE TALBILDUNGEN AM LÜTJENSEE / FORST SEEBERGEN (STORMARN, SCHLESWIG-HOLSTEIN)

MULTIPROXY-UNTERSUCHUNGEN ZUR PALÄOÖKOLOGIE UND -HYDROLOGIE EINES SPÄTGLAZIAL- BIS FRÜHHOLOZÄNEN FLACHSEES IM NORDOSTDEUTSCHEN KÜSTENGEBIET (GLOWE-PALÄOSEE/INSEL RÜGEN)

# E & G

## Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal

Volume 65 / Number 1 / 2016 / DOI: 10.3285/eg.65.1 / 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  
Georg-August-Universität Göttingen  
Goldschmidtstr. 5  
D-37077 Göttingen, Germany  
Tel.: +49 (0) 551 / 39-8011  
Fax: +49 (0) 551 / 39-8006  
E-Mail: daniela.sauer[at]geo.uni-goettingen.de

### PRODUCTION EDITOR

SASCHA FRICKE  
Geozon Science Media  
Pettenkoferstr. 16-18  
D-10247 Berlin, Germany  
Tel.: +49 (0) 30 / 20 23 83 19 0  
Fax: +49 (0) 30 / 20 23 83 19 9  
E-Mail: fricke [at] geozon.net  
www.geozon.net

### EXPRESS REPORTS' EDITOR

INGMAR UNKEL, Institut Ökosystemforschung,  
Christian-Albrechts-Universität Kiel, Germany

### THESIS ABSTRACTS' EDITOR

BERNHARD SALCHER, AG Geologie, Quartär-  
geologie, Universität Salzburg, Austria

### ASSOCIATE EDITORS

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

JÜRGEN EHLERS, Witzeze, Germany

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

RALF-DIETRICH KAHLKE, Senckenberg Re-  
search Institute, Research Station of Quater-  
nary 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

### ADVISORY EDITORIAL BOARD

FLAVIO ANSELMETTI, Department of Quaternary  
Geology and Paleoclimatology, University of  
Bern, 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 Geologi-  
cal Sciences, University of Bern, Switzerland

DIRK VAN HUSEN, Gmunden, Austria

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

ANDREAS VÖTT, Institute of Geography, Johan-  
nes Gutenberg-Universität Mainz, Germany

### 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]

### 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](http://www.quaternary-science.net). Please note the instructions for authors before.

### FREQUENCY

2 numbers per year

### SUBSCRIPTION

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

### JOURNAL EXCHANGE

If you are interested in exchange your journal with the *Quaternary Science Journal*, please contact: Universitäts- und Landesbibliothek Halle, Tauschstelle, Herr Nico Andres August-Bebel-Straße 13 06108 Halle (Saale), Germany

Tel.: +49 (0)345-55 22 182

E-Mail: [tausch \[at\] bibliothek.uni-halle.de](mailto:tausch[at]bibliothek.uni-halle.de)

### REORDER

Reorders are possible at the publishing house. See full list and special prices of available numbers on 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](mailto:info[at]geozon.net)

[www.geozon.net](http://www.geozon.net)

### PRINT

Printed in Germany on 100% recycled paper climate neutral produced

### COVER FIGURE

Trench at Lütjensee / Forst Seebergen  
{A. Grube, Fig. 10, p 36}

### RIGHTS

Copyright for articles by the authors

### LICENSE

Distributed under a Creative Commons Attribution License 3.0

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



## Editorial

Margot Böse

---

### Dear members of DEUQUA, dear readers,

*E&G Quaternary Science Journal* is a scientific open access journal, free of publishing fees for authors. The aim of DEUQUA is to further develop the visibility and the attractiveness of the journal. To make it more interesting for the scientific community, to foster information and increase the dialogue between scientists, we introduce two additional formats to be published in our journal. However, double peer-reviewed scientific articles will remain the core of the journal.

The first novelty will be the option to submit *Express Reports* which are short scientific papers and shall establish a platform to publish initial research results, important field observations, methodological improvements as well as scientific discussion contributions. Submissions are subject to single peer-review and quality control, and therefore they will be online latest two months after submission. The special guidelines are found at the end of this volume as well as on the homepage of the journal.

The second new part of *E&G Quaternary Science Journal* is related to *Thesis Abstracts*. Many doctoral theses are hidden in (online-)libraries of various universities, but often comprise more than just a number of articles. To learn more about the activities of the departments and working groups resulting in doctoral theses and to improve the visibility, we offer the opportunity to publish the extended abstract of doctoral theses in *E&G Quaternary Science Journal*. The guidelines are also published in this volume and on the homepage.

For both new parts of the journal the editorial staff has been extended by two young colleagues: Ingmar Unkel (Kiel) will organize the review of the *Express Reports*, and Bernhard Salcher (Salzburg) will be responsible for the submitted *Thesis Abstracts*.

We are looking forward to receive scientific papers, express reports and thesis abstracts to stimulate our presentation and discussion on Quaternary topics for young and advanced scientists by these enhanced publication opportunities.

# Subaqueous conglomerates above pre-LGM basal till: Another element of the ‘classic’ interglacial mountain-flank succession (Hötting Breccia Auct.) north of Innsbruck, Austria

Diethard Sanders, Sabine Pernreiter

## How to cite:

SANDERS, D. & PERNREITER, S. (2016): Subaqueous conglomerates above pre-LGM basal till: Another element of the ‘classic’ interglacial mountain-flank succession (Hötting Breccia Auct.) north of Innsbruck, Austria. – E&G Quaternary Science Journal, 65 (1): 4–23. DOI: 10.3285/eg.65.1.01

## Abstract:

The “Hötting Breccia” near Innsbruck is a classic interglacial mountain-flank succession mainly comprising lithified alluvial fans and scree slopes. Directly NW of Innsbruck, a pre-LGM (Riss?) basal till >20 m in thickness overlies a plucked rock surface that records eastward ice flow. The till is dominated by clasts of carbonate rocks from the Northern Calcareous Alps; index clasts of the LGM ice stream are absent. The basal till is overlain by a package of conglomerate nearly 1 km in preserved lateral extent that dip at 20–30° South and show the same clast spectrum as the underlying till. The conglomerate – hitherto assigned to the Hötting Breccia – accumulated from fan deltas and/or scree slopes shed into a standing water body; it is overlain by younger, unlithified LGM to Holocene deposits.

We suggest the following scenario: During decay of the ice stream that formed the basal till, the conglomerate package was deposited by paraglacial reworking of till into a lake or ice-marginal lake. The alluvial fans of the Hötting Breccia accumulated independently from the conglomerate package, and from a distinct alluvial-fan system. The age relation of the till/conglomerate package to the main part of the Hötting Breccia is unclear. Our results demonstrate that the rocks hitherto summarized as Hötting Breccia represent a compound of lithosomes of different origins and ages.

## Subaquatische Konglomerate auf vor-letztglazialen Till: Ein weiterer Baustein der ‚klassischen‘ interglazialen Bergflanken-Abfolge (Höttinger Breckzie Auct.) nördlich von Innsbruck, Österreich

## Kurzfassung:

Die „Höttinger Breckzie“ bei Innsbruck – eine klassische interglaziale Sedimentabfolge entlang einer Bergflanke – besteht vorwiegend aus verfestigten subaerischen Schuttfächern und Haldenhängen.

Am NW-Rand Innsbrucks lagert eine bis >20 m dicke prä-LGM Grundmoräne (Riss?) auf einer Schliftfläche auf Fels, die ostgerichtete Eisbewegung anzeigt. Die Grundmoräne ist von Karbonatgesteinen der Nördlichen Kalkalpen dominiert; Leitgeschiebe des LGM-Eisstroms fehlen. Die Grundmoräne wird von einem Konglomerat überlagert, dessen Schichtung 20–30° Süd fällt und dessen Klastenbestand dem des liegenden Tills entspricht. Das Konglomerat – bisher als Teil der Höttinger Breckzie geführt – wurde von einem Fächerdelta oder einem Haldenhang in einen See geschüttet; es wird von unverfestigten Sedimenten des LGM bis Holozän überlagert.

Folgendes Szenario wird vorgeschlagen: Während oder nach Zerfall des Eisstroms, der die Grundmoräne gebildet hatte, wurde durch Umlagerung des Tills in einen (Eisrand?) See die Konglomerat-Abfolge geschüttet. Die subaerischen Schuttfächer der Höttinger Breckzie bauten sich unabhängig vom Konglomerat von einem eigenständigen Schuttfächer-System auf. Die Altersbeziehung zwischen dem Hauptteil der Höttinger Breckzie und der Grundmoräne/Konglomerat-Abfolge ist unklar. Diese Arbeit zeigt erneut, dass die Abfolge, die bisher kollektiv als Höttinger Breckzie zusammengefasst wurde, aus Sedimentkörpern verschiedener Bildung und Alter besteht.

## Keywords:

Alps, Quaternary, interglacial, Hötting Breccia, till, conglomerate, index clasts

Addresses of authors: D. Sanders\*, S. Pernreiter, Institute of Geology, University of Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck, Austria/EU, E-Mail: Diethard.G.Sanders@uibk.ac.at; \*corresponding author

## 1 Introduction

The mountain flank north of the city of Innsbruck is partly covered by a lithified, coarse-clastic slope succession that for centuries provided building stones for masonry (SIEGL & FAHLENBÖCK 2012). This succession, the so-called Hötting Breccia (HB), accumulated mainly from alluvial fans and scree slopes (Fig. 1) (SANDERS & SPÖTL 2014, and references therein). Because the HB is sandwiched between

underlying pre-last Glacial lodgement till and overlying basal till of the Last Glacial Maximum (LGM) it provided one of the first proofs of repeated Pleistocene glaciations separated by interglacials (Fig. 2) (e.g. BÖHM 1884, BLAAS 1885, 1889, PENCK 1885, 1887, LEPSIUS 1913, AMPFERER 1914). In consequence, the HB was subject to numerous investigations with different perspectives (see, e.g. literature lists in PENCK 1921 and PASCHINGER 1950). A long-standing dispute is whether all of the deposits traditionally assigned to

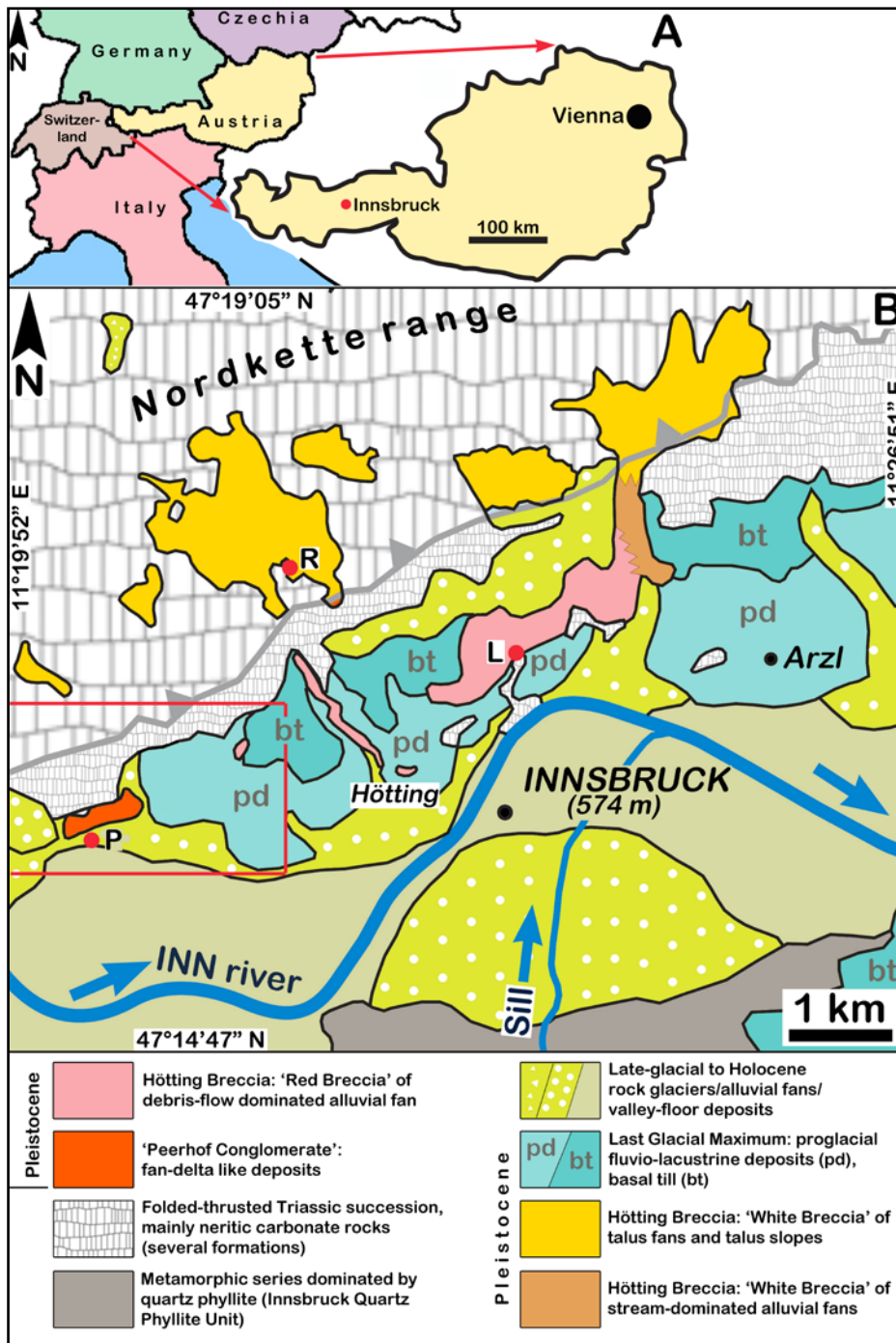


Fig. 1: A. Position of Innsbruck in Europe. B. Simplified geological map of: (a) deposits traditionally assigned to the Hötting Breccia, and (b) the 'Peerhof Conglomerate' (PC, hitherto assigned to the Hötting Breccia). L = Lepsius adit or Geologenstollen (see also Fig. 2); R = location Rossfall-Lahner (see also Fig. 2); P = location Peerhof, the type area of the PC described herein. Red rectangle: area considered in detail for the present paper.

Abb. 1: A. Lage von Innsbruck in Europa. B. Vereinfachte geologische Karte von: (a) den Ablagerungen, die traditionell zur Höttinger Breccie gezählt wurden, und (b) dem 'Peerhof-Konglomerat' (bisher zur Höttinger Breccie gestellt). L = Lepsius-Stollen oder Geologenstollen (siehe auch Abb. 2); P = Örtlichkeit Peerhof, das Typ-Areal für das Peerhof-Konglomerat, das in dieser Arbeit beschrieben wird. Rotes Rechteck: Hierin betrachtetes Gebiet.

the HB represent a single cycle of accumulation – a view advocated, for instance, by Penck and Blaas – or whether it consists of different sediment bodies separated by surfaces of intermittent erosion or nondeposition – a possibility suggested by Lepsius and Ampferer, and supported by recent investigations (cf. SANDERS & OSTERMANN 2006, SANDERS 2008, 2010).

Along the toe of the mountain flank near the present northwestern fringe of Innsbruck city, pre-LGM till is present that is overlain by a package of conglomerates with a preserved lateral extent of nearly 1 km (Peerhof Conglomerate in Fig. 1). Both the till and the conglomerates later fell forgotten, perhaps because they are mainly exposed along the flanks of triangular slope facets that tend to conceal the true extent of the deposits. Triangular slope facets (BÜDEL 1982) or flatirons (KOONS 1955) can form along the toe of

slopes when the rate of erosional incision exceeds the rate of accumulation over a longer interval of time (e.g. GUTIÉRREZ, GUTIÉRREZ & DESIR 2006).

BLAAS (1885, p. 23) was first to mention the till and the conglomerates and – as AMPFERER (1904, p. 115) did later – placed them subjacent to deposits related to the LGM. PENCK (1921) was the last who showed till and conglomerates in a geological map (scale 1:30,000); he also correlated the till beneath the conglomerates with a well-known pre-LGM lodgement till traditionally referred to as *Liegendermoräne* as best-exposed in an artificial adit farther east (see Fig. 1, 2) (cf. LEPSIUS 1913, AMPFERER 1914). Because the conglomerates overlie pre-LGM till, PENCK (1921) mapped them with the same colour and same labeling than the rest of the Hötting Breccia (see also BLAAS 1891). There is no physical continuity, however, from unequivocal Hötting

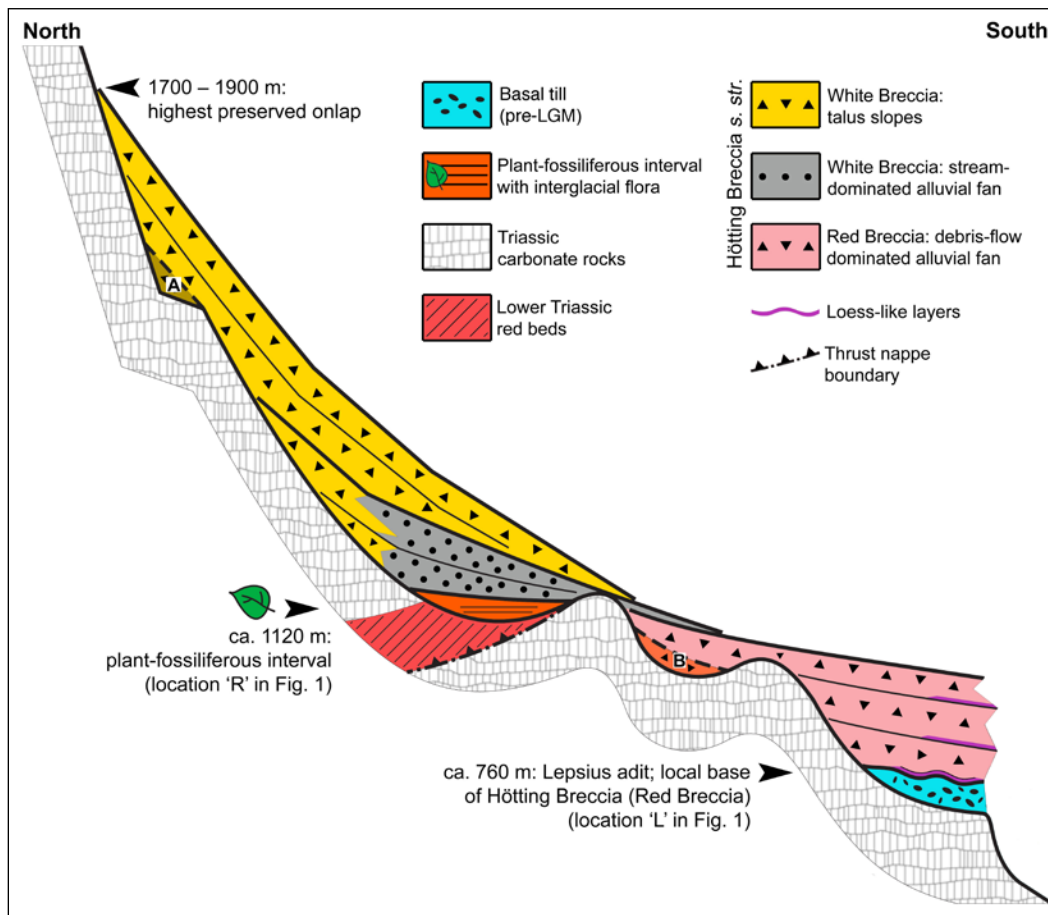


Fig. 2: Schematic, vertically exaggerated section summarizing the features of the Hötting Breccia in the central and western outcrop sector (cf. Fig. 1; modified from SANDERS & SPÖTL 2014). A, B: Hypothetical position of erosional remnants of older slope succession.

Abb. 2: Schematischer, übersteilter Schnitt Höttinger Breckzie im zentralen und westlichen Abschnitt der Aufschlüsse (vgl. Abb. 1; verändert nach SANDERS & SPÖTL 2014). A, B: Hypothetische Lage von Erosionsresten einer älteren Hang-Ablagerung.

Breccia in the East with the till/conglomerate package farther west. As outlined below, several problems arise when trying to correlate, or even to equate, the till/conglomerate package with the Hötting Breccia. Herein, the basal till and the conglomerate package are described for the first time in detail. We interpret the conglomerates as subaqueous deposits of a fan delta or a subaqueous scree slope supplied from paraglacial reworking of the till, and that perhaps was shed into an ice-marginal lake. Our observations further underscore that the mountain-flank succession previously summarized as “Hötting Breccia” in fact consists of lithosomes of different origins and, probably, also of different ages.

## 2 Setting

The Nordkette mountain range north of Innsbruck is the southernmost crest of the Northern Calcareous Alps (NCA) that consist mainly of folded and thrust Triassic carbonate rocks (Fig. 1). The Nordkette consists of two cover-thrust nappes dominated by Triassic limestones and dolostones (Fig. 1, 2, Tab. 1). In the basal part of the upper nappe, over much of the lateral extent of the Nordkette, Lower Triassic red beds (claystones to quartzites) are exposed. These red beds supplied, and still supply, pink- to dark red-coloured clasts to Quaternary deposits along the mountain flank (Fig. 2). In the present study area – located along the lower slope of the western Nordkette range – the rock substrate consists mainly of limestones and dolostones of Middle to Late Triassic age (Fig. 1). The red beds, in contrast, pinch out structurally approximately 1 km east of the area of interest.

The Hötting Breccia is traditionally subdivided into (see Fig. 1, 2): (1) the ‘Red Breccia’, with a part of the lithoclast spectrum and of the fine-grained matrix derived from the Lower Triassic red beds. The Red Breccia accumulated from alluvial fans characterized by: (a) subaerial cohesive debris flows, and (b) water-laid breccias to conglobreccias of torrential floods. The Red Breccia is locally intercalated with intervals up to ~20 cm thick of polymictic silt to fine sand of aeolian origin. (2) The ‘White Breccia’, in turn, consists of carbonate-rock clasts only and, in some facies, of a light-grey to whitish matrix of lime mudstone. The upper part of the White Breccia consists of large fossil talus slopes. The lower part of the White Breccia accumulated from stream-dominated alluvial fans; the latter are confined to the easternmost sector of outcrop (see Fig. 1). Mapped facies relations and depositional geometries indicate that the deposition of Red and White Breccia, respectively, at least in part overlapped in time (see SANDERS 2010 and SANDERS & SPÖTL 2014 for further description).

The HB is locally underlain by a basal till (*Liegendmoräne*) of a glaciation that pre-dated the LGM (Fig. 2). The most prominent exposure of this till is provided by ‘Lepsius adit’, a short tunnel excavated to investigate the stratigraphic relation between the till and the HB (location L in Fig. 1) (LEPSIUS 1913, AMPFERER 1914). At this adit, the till shows an erosional relief that is onlapped and overlain by the HB (PENCK 1921); in addition, a tree embedded in upright position by the deposits of the HB shows that the till surface was vegetated (AMPFERER 1914, PENCK 1921). This also indicates that the accumulation of the Red Breccia started well-after disappearance of glacial ice and poten-

Tab. 1: Stratigraphic units of the Northern Calcareous Alps relevant for the present paper. For summaric descriptions and interpretations of units see, e.g., MANDL (1999). Not all of these units are of formal lithostratigraphic status (cf. PILLER et al. 2004).

Tab. 1: Relevante stratigraphische Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. Für zusammenfassende Beschreibungen und Deutungen der Einheiten siehe z.B. MANDL (1999). Nicht alle der gelisteten Einheiten haben formalen lithostratigraphischen Rang (vgl. PILLER et al. 2004).

Stratigraphic unit		Range	Characteristic lithologies	Interpretation
Alpiner Buntsandstein to lower Werfen Formation <i>pro parte</i> = „Lower Triassic red beds“ in text		Lower Triassic	Dark red claystones to siltstones, fine- to medium-grained quartzites with haematite	Distal alluvial to marginal-marine deposits of semi-arid environment. Red colour results from disperse haematite and haematitic cement
Reichenhall Formation		Middle Triassic <i>pro parte</i>	Cellular dolostones, organic-rich dolostones-limestones, marly limestones-dolostones, marls, sulphate evaporites	Marine, restricted shallow subtidal to supratidal deposition in arid to semi-arid climate
“Alpine Muschelkalk Group”	Virgloria Formation	Middle Triassic <i>pro parte</i>	Stylo-nodular burrow-mottled lime mudst to wkst, bioclastic wkst to pkst; locally dolomitized	Subtidal deposition on the inner to middle part of a wide, ramp-like carbonate shelf
	Steinalm Formation	Upper Anisian Middle Triassic <i>pro parte</i>	Bioclastic limestones of dasycladaleans and crinoids; locally dolomitized	Subtidal sand bodies of fragments from calcareous algae and crinoids
	Reifling Formation	Middle Triassic <i>pro parte</i>	Nodular to evenly-bedded, locally cherty lime mudsts to bioclastic pksts; locally dolomitized	Neritic deposition on a carbonate shelf undergoing tectonically-induced differentiation into platforms and basins
	Schusterberg Limestone	within Reifling Formation	Light-red to pink, nodular cherty lime mudsts to bioclastic wksts with radiolarians and ammonites	Deep neritic deposition associated with relative sea-level rise on a carbonate shelf
Partnach Formation		Middle to Upper Triassic <i>pro parte</i>	Shales with intercalated beds/bedsets of marly to pure, dark grey to blackish lime mudst to shallow-water bioclastic pksts	Basinal terrigenous clastics with intercalated calciturbidites derived from contemporaneous carbonate platform  Basinal equivalent to Reifling Fm and Wetterstein limestone
Wetterstein Limestone		Middle to Upper Triassic <i>pro parte</i>	[1] limestones of reefal, peri-reefal and lagoonal environments  [2] fenestral lime mudst, tepees, laminated dolostones, etc. of inter- to supratidal environments	[1] + [2]: deposition from fore-reef to lagoonal and tidal-flat environments of shallow-water carbonate platform
Northern Alpine Raibl beds		Upper Triassic <i>pro parte</i>	Variiegated, mixed siliciclastic-carbonate succession of shales, bioclastic and fenestral limestones, dolostones, cellular dolostones	Mixed siliciclastic-carbonate-evaporitic deposition in neritic to peritidal environments  Unit contains oncolite beds in its basal part
Hauptdolomit unit		Upper Triassic <i>pro parte</i>	Coarse crystalline, thick- to very thick-bedded, brown-weathering dolostones and fenestral-stromatolithic dolostones	Deposition in lagoonal to peritidal sector of a large attached carbonate platform

tial ice-marginal lakes, when the Inn valley was already re-occupied by at least sparse vegetation. Plant fossils within the Red Breccia suggest a relatively cool climate while the alluvial fans and at least the lower part of the mountain

flank were vegetated (MURR 1926). A cool and dry climate is further suggested by layers of windblown silt (loess-like layers) intercalated into the Red Breccia (Fig. 2) (LADURNER 1956, OBOJES 2003).

On the Hungerburg terrace directly north of Innsbruck, the number of intervals of glacial tills still is unclear. PENCK (1921) had distinguished three till levels: (a) the lowest dubbed *Liegendmoräne* sandwiched between Triassic bedrock and the HB, and assigned to the Mindel glaciation, (b) the *Sockelmoräne* till, assigned to the Riss glacial, and (c) the *Hangendmoräne* till of the LGM. Based on this subdivision of tills, PENCK (1921) considered the Hötting Breccia as a Mindel-Riss interglacial deposit (corresponding to the Holstein of northern Germany). Unfortunately, the *Sockelmoräne* was mainly observed in ephemeral outcrops upon construction of the road from Innsbruck up to Hungerburg (KATSCHTHALER 1930). AMPFERER (1936) recognized that the southern fringe of the HB is locally downthrown by gravitational mass movements, and concluded that the *Sockelmoräne* and *Hangendmoräne* tills would pertain to a single level. In consequence, he advocated a Riss-Würm interglacial age of the HB (corresponding to the Eem of northern Germany). Drillings for air raid shelters seemed to confirm this conclusion (AMPFERER 1946).

At ~1140 m a.s.l., the White Breccia is underlain by a succession ('Rossfall-Lahner interval') that hosts a diversified fossil flora (location R in Fig. 1, 2) (e.g., WETTSTEIN 1892, MURR 1926). The fossil plants indicate a warm-interglacial climate of similar temperature and humidity as today, with mountain slopes vegetated at least to a similar extent as nowadays (MURR 1926). The most fossiliferous beds accumulated in a small lake, or ephemeral lakes/ponds, within a larger setting of a stream-dominated alluvial fan (SANDERS & OSTERMANN 2006). Based on the palaeoflora, MURR (1926) advocated a Riss-Würm interglacial age of the Hötting Breccia.

As mentioned, most authors after PENCK (1921) assumed that the Hötting Breccia is of Riss-Würm interglacial age; until spring 2014, this preliminary age assignment was consistent with radiometric ages (SANDERS & SPÖTL 2014). New U/Th ages of speleothem flowstones along fractures in the Red Breccia, however, indicate that the breccia was lithified and fractured already at 167±2 ka (SPÖTL, MANGINI & CHENG 2014). The HB, or part of it, thus accumulated during an older interglacial.

In the HB, two types of intraclasts were identified: (1) Single-cycle intraclasts of (a) scree-slope facies, (b) alluvial-fan facies (White Breccia, Red Breccia), and (c) conglomerates to conglomerates rich in metamorphic rock fragments, and supported by a matrix of yellow lime mudstone. In some intraclasts, tilted geopotals of laminated lime mudstone, as well as truncation of and dissolution pits into rock fragments along the outer intraclast surface, indicate that these were already lithified prior to transportation. (2) Multi-cycle intraclasts comprise matrix-supported conglobreccias to conglomerates, plus single-cycle intraclasts (White or Red Breccia). These intraclasts indicate that the HB is a compound of unconformity-bounded rock bodies (SANDERS 2008, 2010). During the LGM, the HB was subject to further glacial erosion, and became overlapped and overlain by a diversified suite mainly of aggrading alluvial fans supplied from local catchments, of proglacial fluvio-lacustrine deposits, and the *Hangendmoräne* till (e.g. PENCK 1921, KATSCHTHALER 1930).

Downstream of the outlet of the right-hand tributary Oetztaler Ache into the Inn river ~40 km west of Innsbruck, the Inn ice stream of the LGM can be identified by a suite

Tab. 2: Clast spectrum considered as typical of the Inn ice stream (downstream of Oetz valley, see text) of the Last Glacial Maximum.

Tab. 2: Typisches Klastenspektrum des Inn-Eisstroms (abwärts des Oetztals, siehe Text) des Letzten Glazialen Maximums.

Rock type and nickname	Lithology, derivation	Interpretation of clast assemblage	Remarks, References
Granite to granite gneiss 'Julier Granite'	Medium- to coarse-crystalline granite with light green [sauritized] feldspars, amphibole and/or biotite.  Derived from the Err-Julier massif in the Engadine area in the uppermost reach of the Inn river.	Clast assemblage typical of proglacial outwash ('Vorstoss-Schotter') and of basal till of the Inn ice stream of the Last Glacial Maximum.	High amount of Julier Granite is most distinctive of LGM Inn-glacier drift. Large and common clasts of [garnet] amphibolites and/or eclogites are also typical of the LGM Inn-ice stream [cf. KRAVOGL 1873, PENCK 1882, AMPFERER 1915, MUTSCHLECHNER 1948]  LGM-Inn basal till typically is rich [commonly ≥50%] in clasts of metamorphic rocks.
Prograde garnet-bearing amphibolite to eclogite 'Garnet amphibolite'	Dark green to blackish amphibolites and eclogites with dark-red garnets; garnets devoid of or with very thin kelyphite rims.  At least most of these clasts derive from source areas in the middle to upper reach of the Inn river [Oetzal, Silvretta, Engadin].		
Amphibole- and garnet-bearing rock with symplectitic matrix 'Oetzal retrograde garnet amphibolite'	Garnets with thick kelyphite rims floating in whitish groundmass of feldspar and symplectite and a few dark-coloured minerals [mainly relicts of amphiboles].  Typical of Oetzal catchment [Eastern Alps] debouching into the middle reach of the Inn valley 40 km E of Innsbruck		



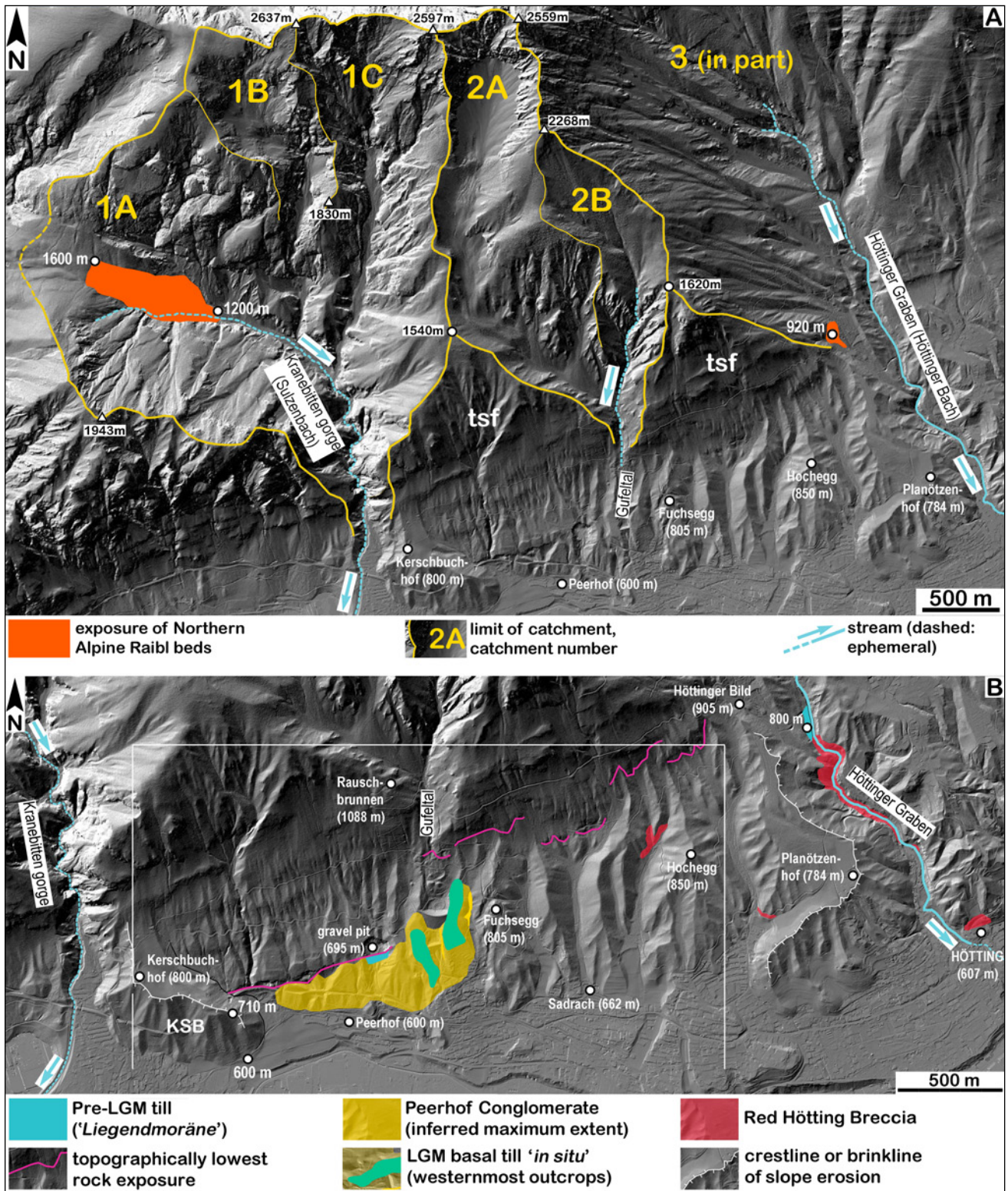


Fig. 3: A. Catchments of: (1) Sulzenbach stream, (2) Gufeltal ravine, and (3) Höttinger Graben (the latter not shown completely). The slope between Kranebitten gorge and Höttinger Graben shows two triangular slope facets (tsf). Outcrops of Northern Alpine Raibl beds with oncolites used as index clasts for the present study (cf. Tab. 1) shown in orange. Hillshade from <http://tiris.tyrol.at>.

B. Map with most relevant Quaternary deposits mentioned herein. The PC is sandwiched between a pre-LGM till and overlying till of the LGM. Red Hötting Breccia (cf. Fig. 2) starts ~900 m east of the PC. White rectangle: area of Fig. 4. Hillshade from <http://tiris.tyrol.at>.

Abb 3: A. Einzugsgebiete (1) der Kranebitter Klamm, (2) der Gufeltal-Rinne, und (3) des Höttinger Grabens (letzteres nicht gänzlich). Die Bergflanke zwischen Höttinger Graben und Kranebitter Klamm zeigt zwei dreieckige Hangfacetten (tsf). Orange: Aufschlüsse von Nordalpinen Raibler Schichten mit Onkoliten, die in dieser Studie als Leitgeschiebe dienten (vgl. Tab. 1). Hillshade von <http://tiris.tyrol.at>.

B. Karte hierin erwähnten wichtigsten quartären Ablagerungen. Das Peerhof-Konglomerat liegt zwischen einem vor-letztglazialen Till und einem hangenden Till des LGM. Rote Höttinger Brekzie (vgl. Abb. 2) setzt ~900 m östlich des Peerhof-Konglomerats ein. Weißes Rechteck: Ausschnitt in Abb. 4. Hillshade von <http://tiris.tyrol.at>.

of three metamorphic rock types (Tab. 2). In the area of Innsbruck, deposits related to the LGM are preserved in large terraces and slope facets fringing the valley. In a very generalized fashion, and with some variation depending on location, from bottom to top the terraces or slope facets mainly consist of: (i) fluvio-lacustrine deposits and/or of proglacial outwash, topped by (ii) basal till of the LGM Inn ice stream (Fig. 1) (e.g. AMPFERER 1908, HEISSEL 1954, FLIRI et al. 1970). Along its southern outcrop limit, the Red Breccia is steeply truncated and strikes out into air. At Hungerburg terrace, the very steep to subvertical truncation surface is cut into both the Triassic bedrock and the Red Breccia, and is overlapped mainly by the LGM-proglacial deposits. Downslope of Lepsius adit, the truncation surface dips steeply towards the left bank of the Inn river, which is cut into Triassic bedrock (cf. Fig. 1). The onlap of the LGM-proglacial deposits indicates that much of the erosion of the Red Breccia and the Triassic bedrock took place already before the LGM.

Most investigations into the HB (or what was traditionally summarized as such) focussed on its central and eastern sector whereas the area between Höttinger Graben and Kranebitten gorge was mostly ignored (Fig. 3A). Outcrops of Red Breccia can be traced westwards to a ravine near Hohegg (850 m a.s.l.) (Fig. 3B). The toe of the mountain flank in that area is characterized by an array of slope facets (Fig. 3A). In the eastern sector from Planötzenhof to Fuchsegg, the slope facets mainly consist of proglacial deposits and overlying basal till of the LGM (PENCK 1921, p. 85 ff.). In the western sector from Fuchsegg to near Kerschbuchhof, the slope facets are smaller and consist of pre-LGM till and/or of the overlying package of conglomerates herein termed Peerhof Conglomerate (PC); the name is derived from outcrops close to the compound settlement Peerhof (Fig. 3B; see below for description).

At Kerschbuchhof near the western limit of our study area, a salient sediment package is present (Kerschbuchhof sediment body; KSB in Fig. 3B). The presence of the LGM index clast spectrum of the Inn ice stream (Tab. 2) indicates that this sediment body is related to the last glaciation, but its origin still is unclear. It was interpreted as a lateral moraine of a late-glacial Sulzenbach glacier debouching into the Inn valley (cf. Fig. 3A) (AMPFERER 1904, p. 115). It is unclear, however, whether a hypothetical ice flow from the Sulzenbach catchment was just debutressed dead ice of the LGM (cf. REITNER 2007) or came from a local glacier actively supplied from the catchment. Alternatively, the KSB is a remnant of an alluvial fan formed in direct interaction with the decaying Inn ice stream (PENCK 1921, p. 89), perhaps even in a subglacial setting.

### 3 Methods

The succession described herein was mapped in the field on laserscan topographic images provided by the federal government of Tyrol (<http://tiris.tyrol.at>). Besides the field investigation of sedimentary facies, 20 cut slabs and 18 thin sections were used to document the deposits. Thin sections were inspected with a SZX10 Olympus Binocular. Inspection of thin sections was done with parallel-polarized, transmitted light under parallel and crossed nicols,

respectively; in some cases, dark-field illumination proved better able to highlight the contrast between matrix and lithoclasts, and to indicate features of sediment deformation.

## 4 Facies and facies distribution

For the present investigation, ten facies associations were distinguished (Tab. 3). The most pertinent facies associations are described in more detail below, and include: (a) an interval of basal till of pre-LGM age, overlain by (b) a package of conglomerates (herein termed Peerhof Conglomerate, PC) that was supplied by reworking of the till. The former two facies associations are overlain by (c) proglacial deposits and (d) basal till of the LGM. The proglacial to glacial deposits of the LGM also comprise large slope facets. In addition, the westernmost outcrop of Hötting Breccia (cf. Fig. 3B) is shortly described. Late-glacial to Holocene deposits are characterized only in Table 3.

### 4.1 Basal till, Allerheiligen gravel pit

In the abandoned Allerheiligen gravel pit, an interval up to more than 20 m in thickness of till is well-exposed (location 1 in Fig. 4; facies association #1 in Tab. 2). The substrate of the till is a steeply-southward dipping truncation surface cut into Middle Triassic carbonate rocks ("Alpine Muschelkalk Group", see Tab. 1). The truncation surface shows a differentiated metre-scale relief (Fig. 5A) and, in its accessible part, is polished and shows numerous striae, pressure marks, and scars from plucking of rock fragments. Together, the striae and the plucking scars indicate west-to-east ice flow. The till is rich in angular to rounded clasts of carbonate rocks up to a few decimetres in diameter; clasts derived from reefal to perireefal environments of the Wetterstein Limestone are common (cf. Tab. 1). Less commonly, clasts of light-brownish dolostones, yellow to light-brown cellular dolomites, and dark-grey to blackish limestones are present. Because such lithologies are present in several Triassic stratigraphic units of the NCA, the derivation of this latter clast suite is more difficult to deduce (see Tab. 1). In addition, a low but persistent content of clasts of light-brown to orange-weathering oncolithic limestones (oncolites) is present; these distinct clasts are derived from a few oncolite beds within the Northern Alpine Raibl beds (Carnian *pro parte*; Tab. 1). Over the entire vertical extent of exposure, clasts of metamorphic rocks are present but subordinate in abundance. The clast assemblage is characterized by diverse types of orthogneiss, green schist, paragneiss, (garnet) amphibolite, (garnet) mica schist, phyllite to calcphyllite, and quartzite. Despite detailed search, the index clast assemblage of the LGM Inn ice stream was not identified (cf. Tab. 2). Along the eastern flank of the gravel pit, till is also present, but is less well-exposed than the described till on the western flank. The overall characteristics of the eastern till interval are identical, i.e., no LGM Inn clast association was identified, the till is dominated by a lithoclast suite derived from the NCA, and the matrix is a light-grey to light-yellowish carbonate mud. Finally, the till is also well-exposed on the northern flank of the gravel pit (Fig. 5B); the characteristics of this till are the same as

Tab. 3: Overview of facies associations in the study area.

Tab. 3: Übersicht der Faziesgemeinschaften im Untersuchungsgebiet.

Facies association (or designator of association)	Characteristics	Interpretation, remarks
<b>#1 Pre-LGM till [?Riss]</b>	Overcompacted, mostly clast-supported diamict with matrix of lime mud to carbonate-lithic 'packstone' to diagenetic grainstone; clast shapes from angular to well-rounded; clasts fractured <i>in situ</i> common; many clasts with pressure marks, striae are short; clast spectrum dominated by clasts from NCA, low but persistent content of clasts of metamorphic rocks.	Basal till of a pre-LGM Inn ice stream [?Riss].  Exposed best in gravel pit Allerheiligen (see Fig. 5A).  See also PENCK [1921].
<b>#2 Peerhof Conglomerate</b>	Medium- to thick-bedded, fine- to coarse-pebbly conglomerates to conglobreccias; composed mainly of clasts from NCA and low content of clasts of metamorphic rocks; matrix: lithic grainstone to packstone; stratal dip 20-30°; locally clasts fractured <i>in situ</i>	Subaqueous part of a coarse-grained fan delta or of talus shed into slow-flowing or standing water, perhaps an ice-marginal lake [see text].
<b>#3 Hötting Breccia (Red Breccia type), westernmost outcrop</b>	[a] Subhorizontally very thick-bedded, disordered breccias to conglobreccias; matrix: red-brown lithic packstone; clasts derived from local mountain flank [incl. clasts of Triassic red beds]; [b] intercalated levels of poorly- to moderately- sorted openwork conglobreccias with secondary matrix of lime mudstone	[a] Deposits of subaerial cohesive debris flows;  [b] deposits from ephemeral surface runoff and winnowing of debris-flow layers  Westernmost outcrop of Red HB in PENCK [1921]
<b>#4 Proglacial deposits of LGM Inn ice stream</b>	[a] Pebbly deposits rich in clasts of metamorphic rocks, including index clast spectrum of LGM Inn glacier;  [b] medium- to dark-grey micaceous sands to silts	Good exposures rare
<b>#5 Basal till of the LGM Inn ice stream</b>	Overcompacted, matrix-supported diamict rich in clasts of metamorphic rocks incl. LGM index clast spectrum; medium-grey to dark grey matrix; many lithoclasts polished, faceted and striated	<i>In-situ</i> basal till only in two outcrops; in all other exposures, the till is redeposited [downslope creep, slopewash]  See Tab. 2 for index clasts
<b>#6 Late-glacial: Fuchsegg Conglomerate</b>	Subhorizontally-bedded conglomerate composed mainly of well-rounded clasts derived from NCA, and clasts of metamorphic rocks; no cracked clasts observed; cementation scarce	Kames deposit of a channel along the ice margin during decay of the LGM Inn ice stream
<b>#7 Late-glacial: Discrete bodies of unlithified sediment</b>	Discrete bodies of uncompacted, unlithified pebbly deposits composed of subequal amounts of lithoclasts derived from the NCA and metamorphic clasts, including the LGM index clast spectrum	LGM proglacial deposits and till, redeposited during ice decay.  Poorly exposed, mainly in roadcuts; interpretation based mainly on physical position relative to other deposits  'Kerschbuchhof sediment body' may pertain to this category
<b>#8 Late-glacial: Veneers of redeposited till</b>	Veneers mainly on the frontal side of triangular slope facets, up to ~1 m thick of compact micaceous silt with scattered clasts of metamorphic rocks up to small boulder size	Veneers perhaps formed by downslope creep and slopewash of LGM basal till. Origin not fully clear, may also include aeolian dust.  May be mistaken for <i>in-situ</i> basal till
<b>#9 Scree slopes and scree-paved erosional chutes</b>	[a] Scree slopes of clasts derived from local rock cliffs; [b] chutes between slope facets; in their downslope part, the chutes are covered with soil, forested or used as pasture; in their upslope part, the chutes are paved with carbonate-rock clasts derived from the upslope source areas	Except for a few small, low-active areas in the apical part of scree slopes or chutes, these landforms are inactive and vegetated. Active scree slopes today are confined to areas typically > 2000 m a.s.l.
<b>#10 Alluvial fans</b>	Alluvial fan of Sulzenbach [Kranebitten gorge] is ephemerally water-run. Sulzenbach alluvial fan is regulated by a concrete channel and run-of-river dams	Other alluvial fans that were active during the late-glacial visible in laserscan; today all these are inactive and vegetated [forest, pasture] or blocked by buildings

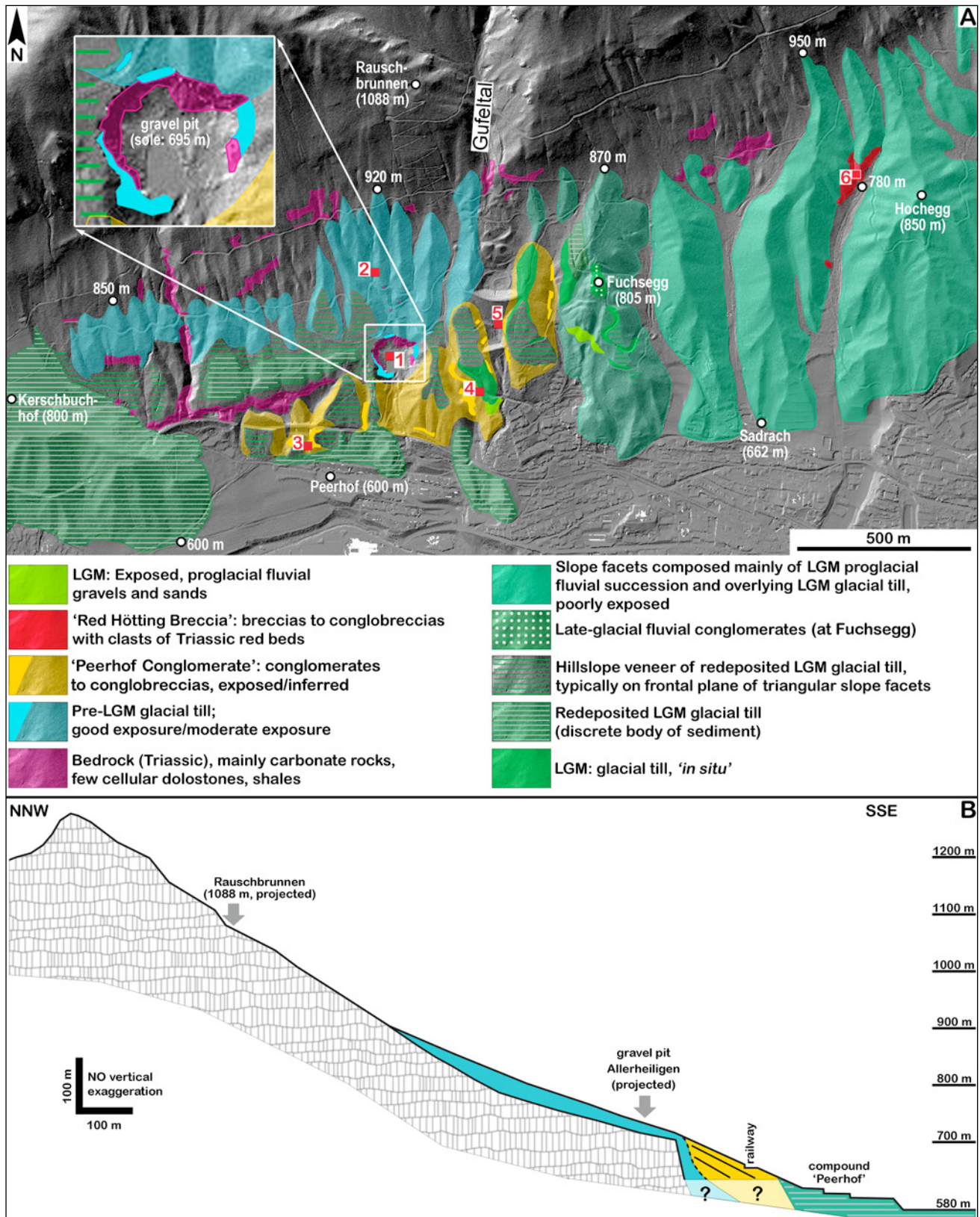


Fig. 4: A. Map of pertinent Quaternary deposits. Red numbers 1 to 6 denote key locations or areas (see text). Enlarged inset shows 'Allerheiligen' gravel pit where pre-LGM till is well-exposed. B. Schematic section upslope of Peerhof compound (type area of PC).

Abb. 4: A. Karte der relevanten quartären Ablagerungen. Die roten Nummern 1 bis 6 bezeichnen wichtige Aufschlüsse oder Bereiche (siehe Text). Der vergrößerte Ausschnitt zeigt die Kiesgrube „Allerheiligen“ in der vor-letztglazialer Till gut aufgeschlossen ist. B. Schematischer Schnitt oberhalb der Peerhof-Siedlung (Typus-Gebiet des Peerhof-Konglomerats).

described, and it is in physical and compositional continuity with exposures of till directly upslope (area labeled 2 in Fig. 4A).

Within the main till outcrop along the western flank of the gravel pit, four intervals A to D were distinguished (Fig. 5A). (a) Interval A, characterized by very light-grey colour, is composed of a scarce matrix of lime mud rich in sand- to fine-pebble sized clasts (Fig. 5C); within this matrix, subangular to well-rounded clasts up to cobble size are embedded. Bedding or stratification were not observed in this interval, and the entire fabric is strongly compacted. (b) The overlying interval B is sharply based by an outweathering, weakly lithified level approximately 5 cm in thickness that dips towards the Inn valley (145/45 dip/dip azimuth) (cf. Fig. 5A). Interval B is distinguished by a somewhat variable, but consistently higher amount of matrix giving rise to a light-yellowish colour in outcrop (Fig. 5D, 5E). In interval B, no difference to interval A was discerned with respect to the absence of bedding, the clast spectrum and relative amount of clast lithologies, clast rounding from angular to well-rounded, and extremely poor sorting. Except for the basal outweathering level, no planar fabric or stratification was found in interval B. (c) Interval C in the upper part of outcrop (Fig. 5A) consists of very poorly- to moderately sorted, fine to coarse pebbles with a matrix of winnowed silt to sand (Fig. 6A). (d) The topmost interval D is based by a well-identifiable, sharp surface that locally shows a festooned shape (Fig. 5A, 6B, 6C). Internally, interval D shows a complex arrangement of different deposits, characterized by outweathering beds of: (i) winnowed carbonate-lithic arenite with mica flakes and a few grains of quartz and feldspar, (ii) lenses of lithified sediment with characteristics similar to interval B (Fig. 6D, 6E, 6F), and (iii) conglobreccias with a primary matrix of lithic wackestone, and with patches of openwork clast fabrics lithified by interstitial calcite cement (Fig. 7A, 7B, 7C). In between the outweathering lithified beds, irregularly-shaped lenses and pods of sediment comparable to intervals A/C and intervals B are intercalated.

## 4.2 Slope facets of till, upslope of gravel pit

Along the mountain flank upslope of the gravel pit, an array of slope facets is present (area labeled 2 in Fig. 4). Several forest roads leading up and along this part of the mountain flank provide fairly continuous exposure; the roadcuts expose till rich in clasts derived from the NCA. The till overlies bedrock (Alpine Muschelkalk Group and Hauptdolomit unit; cf. Tab. 1), and is rich in clasts with polished surfaces, pressure marks and glacial striation. In the till, clasts from the Wetterstein Formation prevail; in addition, clasts up to cobble size of oncolites from the Northern Alpine Raibl beds are relatively rare but persistent (Fig. 7D; see Tab. 1). Metamorphic rock fragments are uncommon to subordinate. Despite detailed search in the roadcuts, the LGM index clast association of the Inn ice stream was not identified (cf. Tab. 2). Uphill, the slope facets lower and taper out, and merge with the surface of post-glacial scree slopes supplied from rock cliffs upslope. The slope facets of till are laterally separated by bedrock-incised chutes, or more commonly, by vegetated chutes incised into the till.

Downslope, the chutes widen, and are littered with fragments of metamorphic rocks. In addition, the frontal sectors of triangular slope facets excavated from the described till are veneered with a layer of compact, micaceous silt to sand with clasts of metamorphic rocks (Fig. 4A, Tab. 3). Within both the lower part of the chutes littered with metamorphic rock fragments, and in the veneers on the frontal sides of triangular slope facets, the index clast association of the LGM Inn ice stream was identified. This indicates that the downslope part of the chutes incised into the till, and the frontal face of the triangular slope facets, is veneered with reworked basal till of the LGM (cf. Fig. 4A).

Towards the West, the described slope facets of till terminate closely east of a small ravine along the limit of the Kerschbuchhof sediment body (cf. Fig. 3B, 4A). Along this ravine, and particularly at its downslope end, clasts of metamorphic rocks including a few clasts of the LGM index spectrum (dark green garnet amphibolite, Julier granite) (cf. Tab. 2) are common. Eastward of the Gufeltal ravine, in turn, the described slope facets of till are followed by slope facets of different composition and larger size that can be clearly ascribed to the LGM (Fig. 3B, 4A) (see below for description).

## 4.3 Peerhof Conglomerate (PC)

Easily accessible outcrops of this succession are present directly north of the compound settlement Peerhof at 47°16'12" N/11°20'35" E; hence, we chose this name for the entire lithosome (Fig. 3B, location 3 in Fig. 4, Fig. 7E). From there, the PC can be traced over a total distance of roughly one kilometre (Fig. 3B, 4, 7F). Field relationships and an outcrop along a roadcut indicate that the PC overlies the described till (Fig. 8A). The features of the PC are relatively constant in all of its outcrops. Most distinct are a dip of bedsets in the range of 22–32°, amalgamated bedsets giving rise to thick and faint stratification, and a few layers of well-sorted openwork clast fabric (Fig. 8B–C). In the amalgamated beds, lithoclasts float with their [a,b] – axial plane subparallel to stratification, or show downdip clast imbrication; lithoclasts of medium pebble to cobble size float within their matrix. The matrix is a winnowed carbonate-lithic arenite with a few metamorphic rock fragments. The rounding of lithoclasts ranges from subangular to well-rounded; in consequence, the fabric ranges from conglomerates to, less commonly, conglobreccias. Locally, thin strata of well-sorted, clast-supported conglomerates with a matrix of winnowed carbonate-lithic arenite are intercalated. In outcrop and thin section, in the PC, a few lithoclasts cracked *in situ* were identified.

The clast spectrum of the PC is dominated by rock fragments from the Wetterstein Formation and, subordinately, from other Triassic stratigraphic units of the NCA (Fig. 8D–E); overall, the NCA-derived clast spectrum does not show an obvious difference to that of the underlying till. Similarly, the conglomerate contains a subordinate but persistent amount of clasts of metamorphic rocks. Field inspection of the metamorphic clast spectrum and thin sections of selected clasts again could not identify the index clast spectrum of the LGM Inn ice stream (PERNREITER 2014). Near Peerhof, the conglomerate is shaped by erosion into large



Caption p. 14, Bildunterschrift S. 15

Fig. 5: A. Western flank of Allerheiligen gravel pit. Pre-LGM till overlies a south-dipping truncation surface (white arrowtips) on carbonate rocks ("Alpine Muschelkalk Group", cf. Tab. 1). Letters A to D: intervals distinguished in the till. Rectangles and arrow: excavations. B. Northern cliff of gravel pit. The interval of pre-LGM till is contiguous into slope facets exposed along roadcuts a few metres upslope (cf. Fig. 4A). C. Detail of interval A: Clast-supported fabric of sand to coarse, angular to subrounded pebbles. Sparse matrix is lime mud. D. Detail of interval B: Clast- to matrix-supported fabric of sand to coarse, angular to subrounded pebbles. Matrix is a carbonate-lithic wacke to arenite with matrix of lime mud. E. Detail of upper part of interval B: Matrix-supported fabric of very poorly sorted sand to coarse pebbles. Matrix is a carbonate-lithic wacke with matrix of lime mud.

Abb. 5: A. Aufschluß des prä-LGM Tills, Westflanke Kiesgrube Allerheiligen. Der Till liegt auf einer südfallenden Trunkationsfläche (weiße Pfeilspitzen) auf Karbonatgesteinen („Alpine Muschelkalk Gruppe“, vgl. Tab. 1). Buchstaben A bis D: Intervalle im Till. Rechtecke und Pfeil: künstliche Freilegungen. B. Nördliche Wand der Kiesgrube. Der prä-LGM Till geht in Hangfacetten über, die wenige Meter bergaufwärts in Fahrweg-Anrissen erschlossen sind (vgl. Abb. 4A). C. Ausschnitt Intervall A: Klastengestütztes Gefüge aus Sand bis Grobkies aus angularen bis subgerundeten Klasten. Matrix ist Kalkschlamm. D. Ausschnitt Intervall B: Klasten- bis matrixgestütztes Gefüge aus Sand bis Grobkies aus angularen bis subgerundeten Klasten. Matrix: karbonat-lithische Wacke bis Arenit (Packstone-Textur). E. Ausschnitt Intervall B: Matrix-gestütztes Gefüge aus Sand bis Grobkies aus angularen bis subgerundeten Klasten. Matrix: karbonat-lithoklastische Wacke (Kalkschlamm-Grundmasse) bis Arenit (Packstone-Textur).

triangular slope facets. Towards the East, the conglomerate is overlain by deposits clearly related to the LGM, including till and reworked till of the LGM (locations 4 and 5 in Fig. 4A). The PC terminates some 100 metres eastward of the Gufeltal ravine (cf. Fig. 4A).

#### 4.4 Slope facets east of Gufeltal ravine

East of Gufeltal ravine, a marked increase in size and a change in composition of slope facets is obvious (Fig. 4A). In their stratigraphically lower part, these slope facets are composed of proglacial deposits related to the advance of the Inn ice stream during the LGM. The proglacial deposits are fluvial gravels and sands rich in metamorphic rock fragments. The stratigraphically upper part of the slope facets consists of (redeposited) basal till of the LGM. Outcrops, however, are scarce as most of the area is covered by forest. Even in the few outcrops provided by roadcuts, because of the steep flanks of the slope facets, it is doubtful whether till-like deposits or sandy-gravelly deposits in the exposed near-surface layer are preserved in place. The relocation of the stratigraphic boundary between proglacial deposits and overlying basal till proved practically impossible. Because of these complications, we refrain from showing these slope facets in more detail. In addition, toward the apical part of the slope facets, the LGM-derived clast spectrum becomes progressively diluted with scree derived from the rock cliffs above, i. e. all of the material is redeposited, and modified in composition. This dilution and mixing with post-glacial local scree is obvious along a forest road leading along the apical parts of the facets between 850–860 m a.s.l. Even under these conditions, however, in the outcrops along that road, the index clast spectrum of the LGM Inn ice stream can be identified (cf. Tab. 2).

In the westernmost large slope facet – sufficiently exposed to allow for local distinction of units – the LGM basal till overlies a surface dipping toward the Inn valley. In addition, on the hillock Fuchsegg (Fig. 4A), a conglomerate herein termed Fuchsegg Conglomerate is present. This deposit consists of subhorizontally-stratified, moderately to well-sorted, fine- to coarse-pebbly conglomerates of well-rounded clasts derived from the NCA and clasts of metamorphic rocks (Fig. 8F). Within the indicated range, mean grain size and sorting vary substantially among strata. Despite the clast-supported conglomerate fabrics, no clasts fractured in situ were seen. Mapping suggests that the

Fuchsegg Conglomerate and the underlying till of the LGM are separated by a surface of erosion.

#### 4.5 Hötting Breccia, westernmost outcrop

Approximately 800 metres east of the termination of the PC, between 780–815 m a.s.l., Red Hötting Breccia is exposed at the head of a ravine between slope facets (location 6 in Fig. 4). Stratification in the breccia dips with a few degrees to the South, out into air. The exposed succession is approximately 30 metres in thickness, and consists of very thick beds of clast-supported, moderately sorted to very poorly sorted conglobreccias and breccias. Locally, intervals up to a few decimetres in thickness of faintly decimetre-stratified, moderately-sorted, medium to coarse-pebbly conglomerates are intercalated. In field and thin section, the deposit pertains to the Red Breccia lithotype, i. e. a breccia to conglobreccia with clasts of Triassic red reds and with a matrix of brownish to pink-coloured lime mudstone. The lithoclasts mainly are derived from reefal- to perireefal facies of the Wetterstein Limestone; an additional suite of dolostones probably derives from the Hauptdolomit unit and/or from dolomitized portions of the Alpine Muschelkalk Group (cf. Tab. 1). An accessory yet persistent content of clasts of metamorphic rocks also is present in this breccia. Drillholes show that this breccia was formerly quarried.

### 5 Interpretation

#### 5.1 Basal till, Allerheiligen gravel pit

The till exposed in the gravel pit is not comparable to the clear-cut LGM till as exposed higher upslope. The LGM till in the area of Innsbruck is characterized by overall richness in clasts of metamorphic rocks, in particular the index clasts Julier granite and garnet amphibolite (see Tab. 2). The till of the gravel pit yet is broadly similar to “pre-LGM” tills of unknown age in the environs of Innsbruck (cf., e.g. AMPFERER 1903, PENCK 1921, HEISSEL 1954, KLACKL 2015): A composition rich in clasts derived from the NCA, a spectrum of metamorphic rock fragments that seems not to contain a distinct association of index clasts (or not identified as yet), and a light yellowish to light grey coloured matrix. Potential reasons for the relative abundance in NCA-derived clasts might include: (a) a marked lateral segregation of glacial drifts from different source areas on the ice stream, and/or (b) a different flow pattern of ice streams

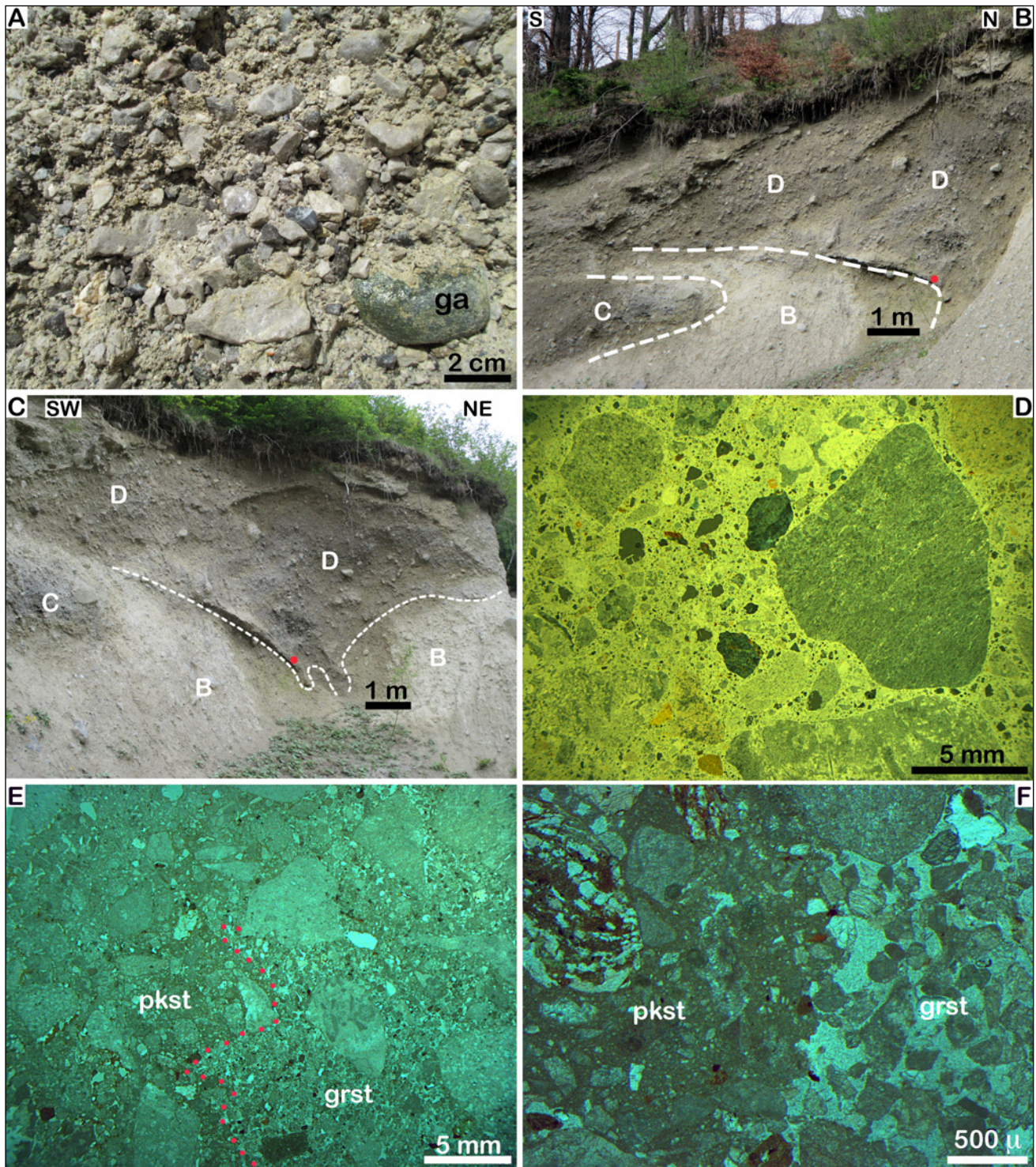


Fig. 6: A. Detail of interval C (cf. Fig. 5A). Clast-supported fabric of sand to coarse, subangular to well-rounded pebbles. Clast 'ga' is garnet amphibolite. Matrix is winnowed arenite. B, C. Till intervals C to D (cf. Fig. 5A). Outweathering levels are lithified; red dot (sample) marks well-lithified conglomere. D. Thin section of conglomere (cf. Fig. 6C). Note disordered clast fabric, extremely poor sorting, and shapes from angular to subrounded. Matrix is lithified lime mud. Crossed nicols, dark-field illumination. E. Thin section of lithified level in interval D. The pebble fraction is dominated by angular to rounded fragments of Wetterstein Limestone. A domain of grainstone (grst) sharply abuts a domain of packstone (pkst) along a boundary of highly irregular shape (red dots). F. Detail of Fig. 6E. Sharp irregular boundary between packstone (pkst) and laterally adjacent grainstone (grst).

Abb. 6: A. Ausschnitt von Abschnitt C (cf. Abb. 5A). Klastengestütztes Gefüge aus Sand bis Grobkies aus subangularen bis gut gerundeten Klasten. Klast 'ga': Granatamphibolit. Matrix: ausgewaschener Arenit. B, C. Till-Intervalle C bis D (cf. Abb. 5A). Die vorwitternden Niveaus sind lithifiziert. Der rote Punkt markiert eine gut lithifizierte Lage von konglomeratischer Brekzie (Probe). D. Dünnschliff der konglomeratischen Brekzie (cf. Abb. 6C). Beachte das ungeordnete Gefüge, die extrem schlechte Sortierung, sowie die Spanne von angular bis subgerundet. Matrix ist lithifizierter Kalkschlamm. Gekreuzte Nicols, Dunkelfeld-Beleuchtung. E. Dünnschliff der lithifizierten Lage im Intervall D (cf. Abb. 6C). Die Kiesfraktion ist sehr schlecht sortiert und besteht vorwiegend aus angularen bis gerundeten Klasten aus Wettersteinkalk. Ein Bereich aus Grainstone (grst) stößt scharf an einen Bereich aus Packstone (pkst) entlang einer unregelmäßigen Grenze (rote Punkte). Durchlicht, parallele Nicols. F. Ausschnitt von Abb. 6E. Scharfe, unregelmäßige Grenze zwischen Packstone (pkst) mit grau erscheinender Kalkschlamm-Matrix und dem benachbarten Grainstone (grst). Durchlicht, parallele Nicols.



from tributary valleys relative to flow patterns of the LGM.

In the gravel pit, a composition of the till rich in clasts from the NCA, and devoid of index clasts of the LGM Inn ice stream, might also result from congestion of ice of the southerly Sill glacier against Nordkette (cf. Fig. 1). VAN HUSEN (2000) and REITNER (2011) suggested that, because of its high-positioned and large catchment, the Sill glacier debouched into the Inn valley at Innsbruck before approach of the Inn ice stream. If so, at the position of the gravel pit, the congested Sill-glacial ice should have flowed up-stream along the left flank of the Inn valley, toward the West (cf. Fig. 1). To test this hypothesis, the clast spectrum at the exit of Sill valley was inspected and sampled several times. Aside of less indicative, widespread lithologies (e.g. quartz phyllite, calcphyllites), the Sill clast spectrum shows a suite of mafic to ultramafic rocks such as diabase, gabbros and serpentinites; furthermore, ophicalcites and banded marbles are typical (PERNREITER 2014, RÜMMELE 2015). This clast spectrum was not identified in the till of the gravel pit. In addition, an origin of the till from congested Sill ice seems also precluded by the west-to-east directed glacial striae and pluckings on the bedrock surface in the gravel pit.

Aside of a composition mainly of clasts from the NCA, two major features of the till in the gravel pit are: (a) the composition of different intervals A to D with distinct characteristics, and (b) the evidence for intense deformation of and within these intervals. Over most of its vertical extent, the till is supported by the sand- to pebble-sized sediment fraction, is relatively poor in matrix, and matrix-supported diamicton is absent. In intervals A and C, and in some levels of interval D, the rounding of many of the lithoclasts, and the matrix of winnowed sand to silt suggests that these sediments originally water-laid; subsequent to deposition, they became subject to subglacial deformation and compaction. Interval A might represent a vestige of proximal proglacial-fluvial deposits overridden by advancing ice; alternatively, the deposits of interval A accumulated from subglacial runoff. Whatever the origin of interval A, the absence of stratification or other features of hydrodynamic deposition indicates that the sediment became homogenized, compacted and deformed subsequent to deposition. For interval C and the clast-supported levels within interval D, an original subglacial-fluvial deposition similarly seems probable; this is suggested by the strong compaction of the sediments combined with the clast-supported composition of subangular to well-rounded lithoclasts. In interval D, the outweathering levels of slightly cemented, carbonate-lithic siltite to arenite most probably were beds of primary sedimentary origin that became deformed and compacted after deposition. Observations beneath active glaciers suggest that intermittent phases of high basal water pressures may lead to separation of the glacier from its bed, leading to subglacial deposition of pebbly and sandy deposits (e.g. HOFFMANN & PIOTROWSKI 2001, HART, ROSE & MARTINEZ 2011).

The outweathering, lithified level along the base of interval B and the lithified levels in interval D are all present along the boundary between sediments of different fabric. The polished slabs and thin sections show that these lithified levels originally had a matrix of lime mud; this matrix, however, locally has been removed by eluviation and disso-

lution, accompanied with lithification of the lime mud and precipitation of cement in interstitial pores of diagenetic grainstone to rudstones (cf. Fig. 6E–F, 7A–C). It is assumed that the first step in forming these levels was related to glacial loading followed by shearing, leading to compaction and dewatering of the fabric. Groundwater then preferentially percolated adjacent along the sheared levels, which led to localized dissolution-reprecipitation of lime mud, and to cement precipitation in pore space produced by eluviation/dissolution. Because of the evidence for intense subglacial deformation at least in the upper part of the exposed interval, the till can be considered as a deformation till (e.g. DREIMANIS 1993, ABER & BER 2007) or ‘soft lodgement till’ (RUSZCZYNSKA-SZENAJCH 2001). In the classification of MENZIES (2012), in turn, the till of the gravel pit would classify as a type B till, or as a mélange or tectomict. Type B till is inferred to form under conditions of fluctuating, low to high strain from glacier movement related to fluctuations of subglacial water pressure (MENZIES 2012, see also BOULTON, DOBBIE & ZATSEPIN 2001). In summary, the characteristics of the sediments and the deformation of intervals A to D, as well as the glacially-striated, plucked bedrock surface suggest a warm-based ice stream with subglacial runoff.

## 5.2 Slope facets of till, upward of gravel pit

Adjacent to and upslope of the gravel pit, till of identical characteristics as the till within the pit is exposed along several roads cutting across slope facets. At first glance, one might assume that these slope facets represent paraglacially reworked till diluted by clasts from the NCA, and formed during ice decay of the LGM. If so, the LGM index clast spectrum should be present; as described, this is not the case. One might alternatively assume that the slope facets consist of till of a late-glacial local glacier. In the considered area, only two catchments might have supplied glaciers that potentially reached down to 700–800 m a.s.l., that is, the cirques in the catchment of Sulzenbach, and the Schneekar cirque (cf. Fig. 3A); for the latter, because of necessary lowering of the equilibrium line altitude (ELA) of glaciers, it seems highly doubtful whether it could sustain a single glacier down to an altitude of 700–800 m a.s.l., without wholesale glaciation. Even if so, the composition of the slope facets located between the debouches of these two hypothetical local glaciers could be hardly explained, because of: (a) the absence of LGM index clasts, despite presence of metamorphic rock fragments in the till, and (b) the low but persistent content of oncolite clasts. Because the catchment of Gufeltal is devoid of Northern Alpine Raibl beds, in a local glacier hypothesis, these clasts could derive only from the Sulzenbach catchment. This, in turn, would require very wide and high-positioned lateral spread of a late-glacial Sulzenbach glacier, a hypothesis that (i) seems hardly compatible with the composition and shape of the Kerschbuchhof sediment body, and (ii) fails to explain the absence of Inn LGM index clasts in the slope facets. Finally, the geological mapping indicates that a veneer of redeposited LGM till and, at other locations, *in situ* LGM till overlies the slope facets (Fig. 4A). The most parsimonious explanation for the position and composition of the discussed slope facets hence is that they consist of pre-LGM till. In

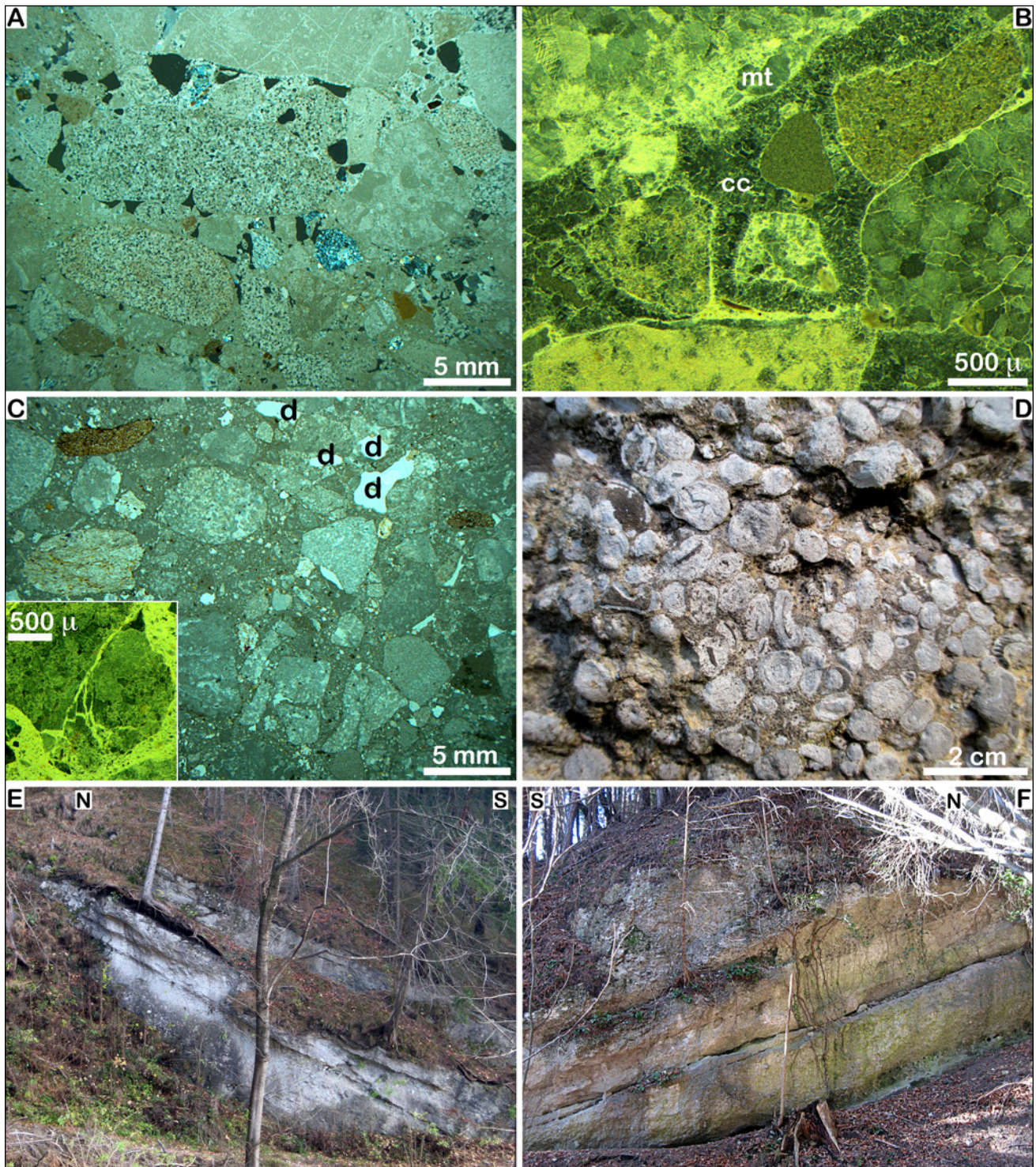


Fig. 7: A. Thin section of level shown with red dot in Fig. 6B–C. Conglomerate of carbonate rocks and a few clasts of metamorphic rocks. Interstitial space is filled with lithic wackestone. In the upper part, dissolution pores (black) and clast interstitials with calcite spar are present. Crossed nicols. B. Detail of Fig. 7A: Clast interstitials filled with calcite cement (cc), and a remnant of interstitial matrix (mt). Crossed nicols, dark-field illumination. C. Thin section of conglobreccia of carbonate rocks and metamorphic rocks. Matrix is lithic wackestone. In the upper part, dissolution pores (d) are present. Parallel nicols. Inset: cracked clast with matrix-filled fractures. Crossed nicols, dark-field illumination. D. Oncolite clast from the Northern Alpine Raibl beds (cf. Tab. 1), found in slope facets of till uphill of Allerheiligen gravel pit (area number 2 in Fig. 4A). E. PC at 645 m a.s.l. at the type location north of Peerhof compound (location 3 in Fig. 4A). Width of view ~20 m. F. PC at 680 m a.s.l. near location 4 (cf. Fig. 4A). Width of view ~7 m.

Abb. 7: A. Dünnschliff der lithifizierten Lage im Intervall D (roter Punkt in Abb. 6B–C). Konglomerat aus Karbonatgesteinen und wenigen Komponenten aus Metamorphiten. Der Zwischenraum ist mit lithischem Wackestone gefüllt; im oberen Teil sind Lösungsporen (schwarz) sowie Kalzitcement vorhanden. Gekreuzte Nicols. B. Ausschnitt von Abb. 7A: Zwischenräume mit Kalzitcement-Füllung (cc) sowie den Rest einer früheren Matrix (mt). Dunkelfeld-Beleuchtung, gekreuzte Nicols. C. Dünnschliff einer klastengestützten konglomeratischen Brekzie aus Karbonatgesteinen und einigen Metamorphit-Komponenten. Matrix ist lithischer Wackestone. Beachte die Lösungsporen (d). Parallele Nicols. Kleinbild: in-situ geknackter Lithoklast, mit Kalkschlamm-Matrix entlang der Brüche. Dunkelfeld-Beleuchtung, gekreuzte Nicols. D. Oncolith-Klast (aus den Nordalpinen Raibler Schichten, vgl. Tab. 1) im Till, der die Hangfacetten oberhalb der Kiesgrube Allerheiligen bildet (Bereich Nummer 2 in Abb. 4A). E. Peerhof-Konglomerat bei 645 m ü.d.M. an der Typlokalität nördlich der Peerhof-Siedlung (Örtlichkeit 3 in Abb. 4A). Bildausschnitt ~20 m. F. Peerhof-Konglomerat bei 680 m ü.d.M. nahe der Örtlichkeit 4 in Abb. 4A. Bildausschnitt ~7 m.

his geological map of the Hötting Breccia, PENCK (1921) showed only the relatively small outcrops of pre-LGM till along Gufeltal ravine and close to the gravel pit. Upslope of the gravel pit, where the slope facets of till are located, he indicated bedrock and patches of LGM till. In view of the overall precision and correctness of his mapping, this is most probably related to poor exposure at his time.

### 5.3 Peerhof Conglomerate

Because no obvious difference in the clast spectra, NCA-derived and metamorphic, between the PC and its underlying till was identified, the conglomerate probably was supplied – largely at least – from reworking of the till. The time lapse between till formation and deposition of the PC is however unknown. The stratal dips of ~20–30° may suggest that the PC represents a subaerial talus apron supplied from the till higher upslope. Mapping indicates that at least in the area between Peerhof and Allerheiligen gravel pit, the PC overlies a steeply southward-dipping surface of erosion on top of the till. In the Hötting Breccia, proximal slope segments of subaerial scree slopes with stratal dips up to more than 30°, and overlapping subvertical substrates, are well-documented (PENCK 1921, WEHRLI 1928, SANDERS 2010, SANDERS & SPÖTL 2014). The setting of the PC, however, renders an origin from a subaerial scree slope improbable. First, prolonging the stratal dips upslope, to arrive at a geometrically *required* onlap surface would imply a thickness of the pre-LGM till in the range of hundreds of metres. Second, even if such a thickness of the till would be allowed for, the facies association of the PC were highly atypical of the proximal slope segment of subaerial talus; this slope segment typically consists of decimetre- to metre-stratified successions characterized by an alternation of (i) gently lense-shaped levels with openwork clast fabric with (ii) clast-supported strata with a matrix of carbonate mud. In addition, primary openwork clast fabrics may be partly or entirely filled with a secondary matrix of geopetally-laminated carbonate mud; furthermore, the former scree slope surface as a proxy for stratification is typically imaged by levels up to a few centimetres in thickness of illuviated secondary matrix (SANDERS et al. 2009). In the PC, no more-or-less regular interlayering of openwork and matrix-bearing strata, and no secondary matrix fabrics have been observed.

For the PC the widely-spaced stratal surfaces between amalgamated bedsets dipping with up to more than 30°, the widespread matrix of winnowed carbonate-lithic sand to silt, the intercalated lenses of well-sorted openwork clast fabrics of rounded clasts, and the variable degree of clast rounding – with a prevalence of subrounded to rounded shapes – all suggest that the conglomerate accumulated in a subaqueous setting. The variable proportion but overall predominance of rounded clasts over angular-subangular clasts suggests a limited degree of rounding, i. e. a short transport route perhaps up to a few hundreds of metres before final deposition. Many of the rounded clasts may also have been inherited from the underlying till, which is relatively rich therein (see above). The PC is interpreted as the subaqueous portion of a fan delta or of laterally coalesced, small fan deltas or scree slopes; these were sup-

plied from reworking of the till, perhaps by shedding into an ice-marginal lake. Proglacial lakes with fan deltas and scree slopes supplied by redeposition of till are widespread in valleys undergoing deglaciation (e.g. CHURCH & RYDER 1972, JOHNSON 1984, BALLANTYNE & BENN 1994, CURRY, CLEASBY & ZUKOWSKYJ 2006, RAVAZZI et al. 2012), and today are common along decaying ice streams, for instance, in the northwestern part of the Rocky Mountains (Alaska, Yukon, British Columbia) (Fig. 9). Both, the scales in space and the variability in type of paraglacial deposystems – from scree slopes shedding directly into lakes, to fan deltas – are comparable to that of the PC and the associated mountain flank (cf. Fig. 4).

### 5.4 Slope facets east of Gufeltal ravine

The described succession and the clast spectrum of the large slope facets to the East of Gufeltal ravine indicate that they accumulated from proglacial and subglacial deposition during the LGM (Fig. 4A). As mentioned, only the westernmost slope facet is sufficiently exposed to allow for distinction of units. The described Fuchsegg Conglomerate (Fig. 4A, 8F) is interpreted as a late-glacial ice-marginal deposit. This is suggested by: (a) the relation between underlying till and overlying conglomerate suggestive of an erosional base of the conglomerate, and (b) by the absence of clasts cracked *in situ* in the conglomerate. In Höttinger Graben, in pebbly proglacial fluvial deposits of the LGM, many of the pebbles are cracked or crushed at point contacts due to glacial loading (SALVEMINI 2013). Still farther east, in turn, downslope of Lepsius adit, a fluvio-deltaic conglomerate with uncracked clasts is present (PENCK 1921). U/Th ages of calcite cements of the conglomerate are of Holocene age; the cement ages and the geological context suggest that conglomerate deposition took place during the late-glacial (SANDERS & SPÖTL 2014). Together, this suggests that the Fuchsegg conglomerate, with its uncracked clasts and positioned above the basal till, is of late-glacial age.

In the considered area, the west-to-east change in the composition of slope facets coincides with a distinct northward retreat of the topographically lowest bedrock exposures (Fig. 3B, 4). Along strike roughly parallel to the local WSW-ENE strike of the Inn valley, the bedrock surface east of Gufeltal ravine is located at a lower altitude than westward thereof. The preserved extent of the PC suggests that its upper margin roughly follows a bedrock step in the subsurface (Fig. 3B). The shaping of the large slope facets by erosion proceeded mainly during to shortly after the last ice decay, before hillslopes became stabilized by vegetation. The shape of the present slope facets and the intercalated ravines suggests that – down to the level of the ravines – roughly half of the original sediment volume (LGM proglacial deposits plus till) was eroded. The extent in depth of the LGM deposits, the shape of the bedrock surface, and potential older Quaternary deposits underneath the slope facets, however, are unknown.

## 6 Discussion

In the westernmost outcrop of Red Hötting Breccia (location 6 in Fig. 4A) the facies types, clast spectrum and

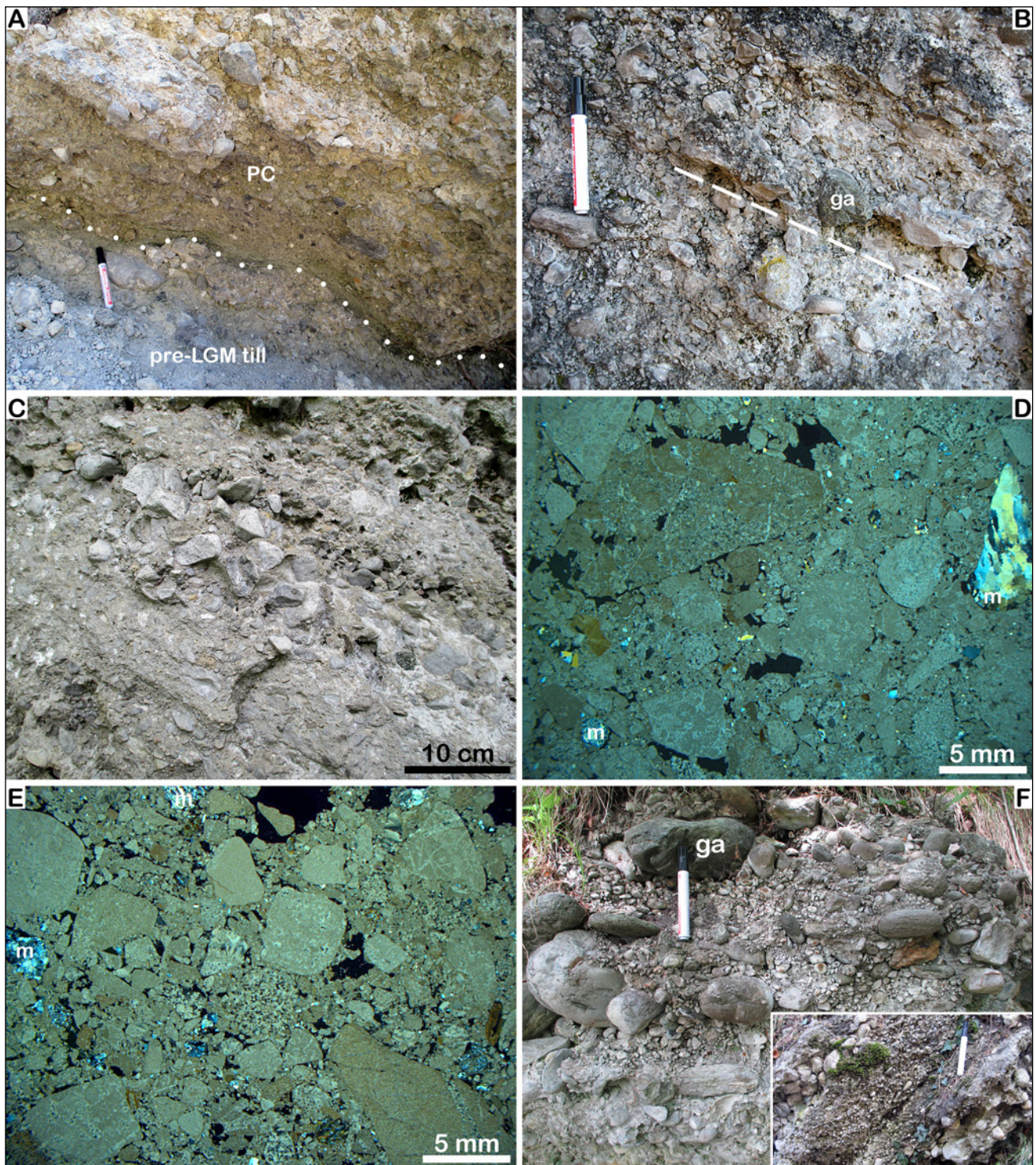


Fig. 8: A. Boundary (dots) between pre-LGM till and PC (location 5 in Fig. 4A). Pen is 14 cm long. B. PC ~70 m down dip of location 5 (cf. Fig. 4A). Very thick beds with faint strata (dashed line) seen by parallel clast alignment. 'Ga': garnet amphibolite. Pen is 14 cm long. C. PC from same location as Fig. 8B. Lower and upper part of photo: very poorly-sorted, fine to coarse pebbly conglomerates; central part: stratum of moderately-well sorted, medium-coarse pebbles (matrix: lithic arenite) overlain by lense with openwork clast fabric. D. Thin section of PC from type location (location 2 in Fig. 4A). Note: (i) composition of subrounded to well-rounded clasts of carbonate rocks (mainly Wetterstein Limestone) and a few clasts of metamorphic rocks (m), (ii) densely packed clast fabric, and (iii) dissolution pores (black). Crossed nicols. E. Thin section of PC from outcrop at 725 m as.l., ~120 m NW of location 4 (cf. Fig. 4A). Note: (i) composition of subrounded clasts of carbonate rocks (mainly Wetterstein Limestone) and a few clasts of metamorphic rocks (two labeled m), (ii) densely packed clast fabric, and (iii) dissolution pores (black). Crossed nicols. F. 'Fuchsegg conglomerate' (cf. Fig. 4A) of well-rounded clasts of carbonate rocks and, subordinately, of metamorphic rocks. 'Ga': garnet amphibolite. Inset: Toppled block of conglomerate, showing well-sorted strata. Pen is 14 cm long.

Abb. 8: A. Grenze (Punkte) zwischen prä-LGM Till und Peerhof-Konglomerat (PC) (Punkt 5 in Abb. 4A). Stift: 14 cm. B. Peerhof-Konglomerat etwa 70 m im Schichtfallen von Punkt 5 (vgl. Abb. 4A). Die sehr dicken Bänke zeigen intern undeutliche Schichtung (gestrichelte Linie) durch parallele Anordnung der Klaster. 'Ga': Granatamphibolit. Stift: 14 cm. C. Peerhof-Konglomerat vom selben Ort wie Abb. 8B. Unterer und oberer Bildteil: sehr schlecht sortierte Fein- bis Grobkies-Konglomerate. Mittlerer Bildteil: Lage aus mässig gut sortiertem Mittel- bis Grobkies-Konglomerat (Matrix: lithischer Arenit, überlagert von Linse mit matrixlosem Klastengefüge). D. Dünnschliff des Peerhof-Konglomerats von der Typlokalität (Punkt 2 in Abb. 4A). Beachte: (i) Zusammensetzung aus subgerundeten bis gut gerundeten Klaster von Karbonatgesteinen (meist Wettersteinkalk) und einigen wenigen Metamorphiten (m), (ii) das dichtgepackte Gefüge, und (iii) Lösungsporen (schwarz). Gekreuzte Nicols. E. Dünnschliff des Peerhof-Konglomerats aus einem Aufschluss auf 725 m ü.d.M., ~120

m NW von Punkt 4 (cf. Abb. 4A). Beachte: (i) Zusammensetzung aus subgerundeten Klasten von Karbonatgesteinen (meist Wettersteinkalk) und einigen Metamorphiten (zwei mit m markiert), (ii) das dichtgepackte Gefüge, und (iii) Lösungsporen (schwarz). Gekreuzte Nicols. F. ‚Fuchsegg-Konglomerat‘ (vgl. Abb. 4A) aus gut gerundeten Klasten von Karbonatgesteinen und Metamorphiten. ‚Ga‘: Granatamphibolit. Kleinbild: Block des Konglomerats, zeigt Schichten von gut sortiertem Kies. Stift: 14 cm.

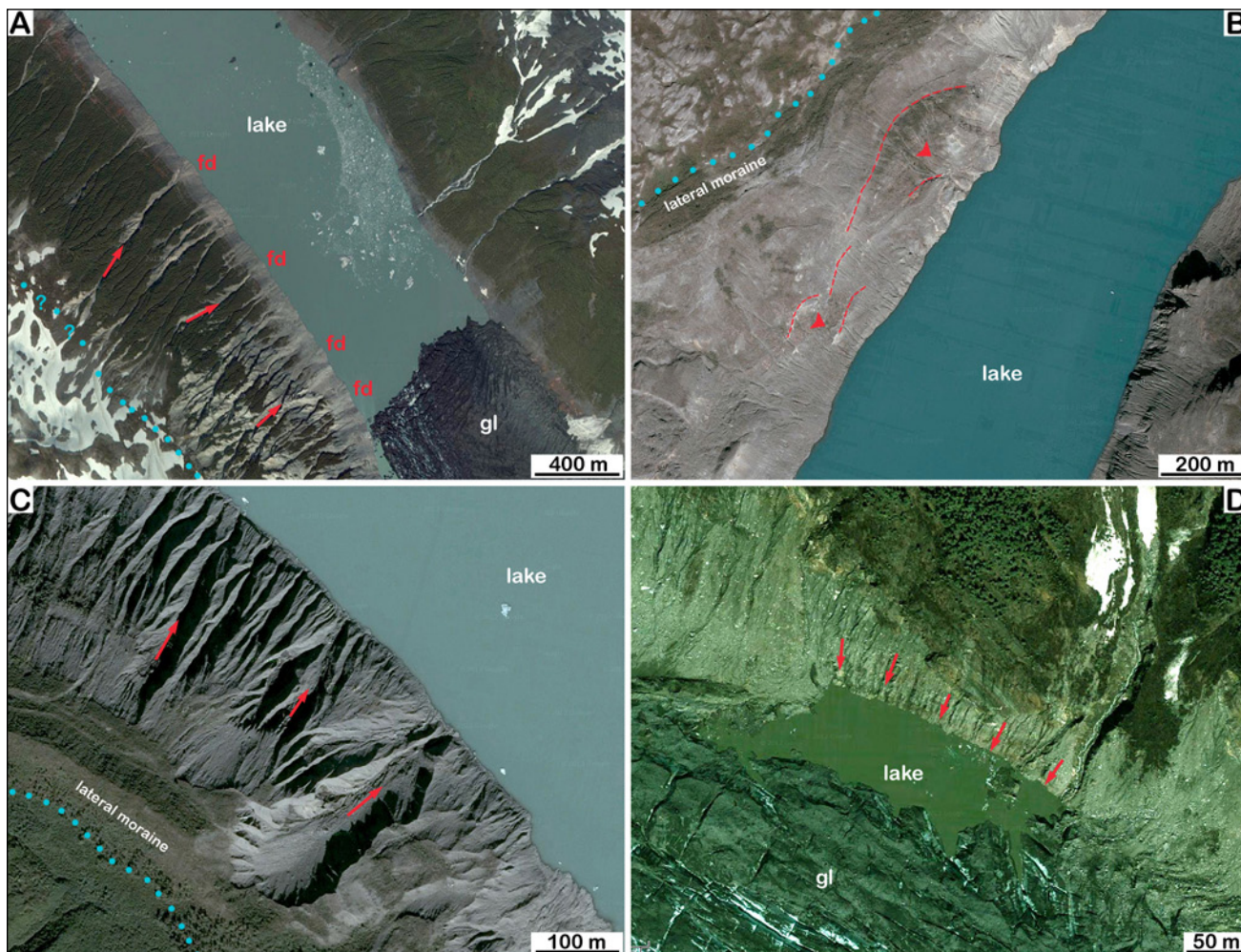


Fig. 9: Satellite images of lakes associated with melting glaciers, Alaska and Northwest Territories. From the margins (blue dots) of formerly larger glaciers, paraglacial redeposition of till into lakes takes place. Till redeposition is mediated by: torrential chutes supplying small fan deltas (fd) (subfigure A), gravitational mass-wasting superposed with erosional ravines (subfigure B), erosional ravines by-passing sediment directly to the subaqueous slope (subfigure C), or redeposition into a small ice-marginal lakes (subfigure D). Due to very short transport routes, the clast spectrum of the redeposited till corresponds to that of the glacial till. Source of images: Google Maps® (download August 15<sup>th</sup>, 2014).

Abb. 9. Satellitenbilder von Seen an schmelzenden Gletschern, Alaska und Northwest Territories. Von den Rändern (blaue Punkte) vormals grösserer Gletscher kommt es zur paraglazialen Umlagerung von Till, durch: Ephemeral aktive Abflusssrinnen, die kleine Fächerdelten (fd) beschicken (Teil-Abbildung A); gravitative Massenbewegungen (rote Pfeilspitzen), die mit Erosionsrinnen überlagert sind (Teil-Abbildung B); Erosionsrinnen, an deren Mündung direkter Eintrag zum subaquatischen Hang stattfindet (Teil-Abbildung C); und Umlagerung von Till in kleine Eisrandseen (Teil-Abbildung D). Wegen der sehr kurzen Transportwege entspricht das Klastenspektrum des umgelagerten Tills dem der Gletschermoräne. Bildnachweis: Google Maps® (download 15. August 2014).

very gently south-dipping stratification are closely similar to the main exposures of Red Breccia farther east (cf. Fig. 1). This implies that during deposition of the HB, alluvial fans reached out westward beyond and downslope of that present westernmost exposure. Along Höttinger Graben, the lowest exposures of Red Breccia between 640–700 m a.s.l. consistently indicate deposition from subaerial debris flows and ephemeral surface runoff on a subaerial alluvial fan (Fig. 3B) (PENCK 1921, KATSCHTHALER 1930, SALVEMINI 2013). As shown in Figure 10, because the lower part of the Red Breccia overlaps in altitude with the PC, this reveals a sedimentological contrast: subaqueous deposition (= PC) would co-exist in strike with subaerial deposition along the same altitude.

Already BLAAS (1885, p. 51) noted that the Peerhof deposit is a conglomerate that, relative to the Hötting Breccia farther west, contains many more clasts of metamorphic rocks. PENCK (1921, p. 86) also conceded that the PC differs from the rest of the Hötting Breccia, and designated the conglomerates as delta-like. The inclined stratification of the PC reminded PENCK (1921, p. 86) of White Breccia with similarly dipping strata at the exit of Mühlau gorge near the eastern limit of the HB (see Fig. 1); the dipping stratal packages at the gorge exit, however, are structurally tilted (D. S., unpubl. data).

As discussed, the PC may have accumulated during decay of the ice stream that deposited its directly underlying till. During deposition of the Red Hötting Breccia, in turn,

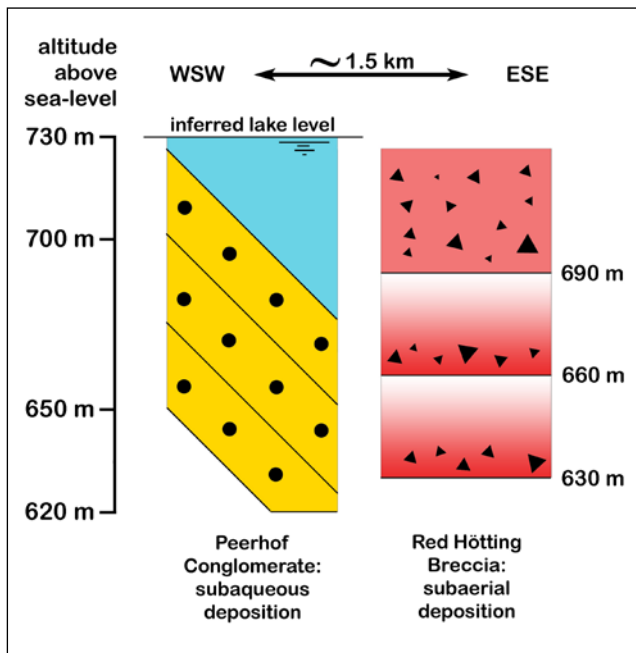


Fig. 10: Overlap in altitude of PC (left column) with the subaerial Red Hötting Breccia ~1.5 km farther toward ENE (right column) (compare also Fig. 3B). The former lake level at 730 m a.s.l. is a minimum assumption derived from the outcrops from Peerhof to Allerheiligen.

Abb. 10: Überschneidung der Höhenlage des Peerhof-Konglomerats (linke Säule) mit der subaerischen Roten Höttinger Breckzie etwa 1,5 km weiter gegen ONO (rechte Säule) (vgl. auch Abb. 3B). Der frühere Seespiegel bei 730 m ü.d.M. ist eine Mindestannahme, die aus den Aufschlüssen zwischen Peerhof und Allerheiligen abgeleitet wurde.

the valley floor and at least the lower part of the mountain flanks were vegetated (see section 2 Setting). To preserve an assumption of strictly contemporaneous deposition of HB and PC, one could assume a cross-valley sediment dam precisely in the area where neither HB nor PC are preserved (cf. Fig. 3B). This dam had to stand high in order to enable subaerial fan deposition and subaqueous deposition at the same time and same altitude. This hypothesis is discarded as improbable. The simplest scenario is that the PC formed from shedding of reworked till into a lake, or an ice-marginal lake, independent of deposition of the Red Hötting Breccia.

Because of the lateral separation of Red Breccia from the till/PC package, their relative chronostratigraphic position remains unclear. With the present methods of numerical dating, it is hardly possible to derive a depositional age of the PC. Because of their position closely underneath of clear-cut LGM deposits, the till/conglomerate package perhaps represents a vestige of the Riss glacial and its deglacial or interglacial aftermath. In any case, our results indicate that what was previously summarized under the label Hötting Breccia in fact comprises different sediment bodies of different origins and ages.

### Acknowledgements

Karl Krainer, Institute of Geology, University of Innsbruck, is thanked for hinting at the 'forgotten' conglomerates at Peerhof that motivated the mapping of the Quaternary in that area. Karl Krainer and Christoph Spötl provided

detailed reviews of a first draft of the manuscript. Peter Tropper, Institute of Mineralogy, University of Innsbruck, provided expertise in assessing thin sections of metamorphic rocks. Alfred Gruber, Geological Survey of Austria, is thanked for literature and discussions. The comments of two anonymous reviewers helped to shorten and to clarify the paper. Samuel Barrett, Institute of Geology, University of Innsbruck, is thanked for correcting the English.

### References

- ABER, J. S. & BER, A. (2007): Glaciotectonism. – *Developments in Quaternary Science*, 6: 246 pp.; Amsterdam (Elsevier).
- ADAMOLI, L., CALAMITA, F. & PIZZI, A., et al. (2010): Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 349 Gran Sasso d'Italia. – 255 pp.; Roma (Servizio Geologico d'Italia).
- AMPFERER, O. (1903): Die Mündung des Vomperbaches. – *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 1903: 231–234.
- AMPFERER, O. (1904): Studien über die Inntalterrassen. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 54: 91–160.
- AMPFERER, O. (1908): Über die Entstehung der Inntalterrassen. – *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 1908: 87–97.
- AMPFERER, O. (1914): Über die Aufschliessung der Liegendmoräne unter der Höttinger Breckzie im östl. Weiherburggraben bei Innsbruck. – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 8: 145–159.
- AMPFERER, O. (1915): Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntals. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 65: 289–316.
- AMPFERER, O. (1936): Beiträge zur Geologie der Hungerburgterrasse bei Innsbruck. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 86: 353–358.
- AMPFERER, O. (1946): Geologische Ergebnisse von Schutzstollenbauten bei Innsbruck. – *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abteilung I*, 155: 49–62.
- BALLANTYNE, C. K. (2002): A general model of paraglacial landscape response. – *The Holocene*, 12: 371–376.
- BALLANTYNE, C. K. & BENN, D. I. (1994): Paraglacial slope adjustment and reedimentation following recent glacier retreat, Fabergstolsdalen, Norway. – *Arctic and Alpine Research*, 26: 255–269.
- BLAAS, J. (1885): Ueber die Glazialformation im Inntale. – *Zeitschrift des Ferdinandeums für Tirol und Vorarlberg*, III. Folge, 29. Heft: 1–120.
- BLAAS, J. (1889): Ueber sogenannte interglaciale Profile. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 39: 477–482.
- BLAAS, J. (1891): Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 40: 21–50.
- BÖHM, A. (1884): Die Höttinger Breckzie und ihre Beziehung zu den Glacial-Ablagerungen. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 34: 147–162.
- BOULTON, G. S., DOBBIE, K. E. & ZATSEPIN, S. (2001): Sediment deformation beneath glaciers and its coupling to the subglacial hydraulic system. – *Quaternary International*, 86: 3–28.
- BÜDEL, J. (1982): *Climatic Geomorphology*. – 443 pp.; Princeton (Princeton University Press).
- CENTAMORE, E., CRESCENTI, U. & DRAMIS, F., et al. (2006): Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 368 Avezzano. – 128 pp., Roma (Servizio Geologico d'Italia).
- CHANG, K. H. (1975): Unconformity-bounded stratigraphic units. – *Geological Society of America Bulletin*, 86: 1544–1552.
- CHURCH, M. & RYDER, J. M. (1972): Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. – *Geological Society of America Bulletin*, 83: 3059–3071.
- CURRY, A. M., CLEASBY, V. & ZUKOWSKY, P. (2006): Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-'Little Ice Age' glacier recession in the central Swiss Alps. – *Journal of Quaternary Science*, 21: 211–225. DOI:10.1002/jqs.954
- DREIMANIS, A. (1993): Small to medium-sized glaciectonic structures in till and in its substratum and their comparison with mass movement structures. – *Quaternary International*, 18: 69–79.
- FLIRI, F., BORTENSCHLAGER, S., FELBER, H., HEISSEL, W., HILSCHER, H. & RESCH, W. (1970): Der Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Tirol). Eine neue Schlüsselstelle zur Kenntnis der Würm-Vereisung der Alpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 6: 5–35.

- GUTIÉRREZ, M., GUTIÉRREZ, F. & DESIR, G. (2006): Considerations on the chronological and causal relationships between talus flatirons and palaeoclimatic changes in central and northeastern Spain. – *Geomorphology*, 73: 50–63.
- HAAS, U., OSTERMANN, M., SANDERS, D. & HORNING, T. (2014): Quaternary sediments in the Werdenfels region (Bavaria, southern Germany). – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (eds.): From the foreland to the Central Alps. Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps. – DEUQUA excursions, pp. 18–30; Berlin (Geozon). DOI:10.3285/g.00011
- HART, J. K., ROSE, K. C. & MARTINEZ, K. (2011): Subglacial till behaviour derived from *in situ* wireless multi-sensor subglacial probes: Rheology, hydro-mechanical interactions and till formation. – *Quaternary Science Reviews*, 30: 234–247.
- HEISSEL, W. (1954): Beiträge zur Quartärgeologie des Inntals. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 97: 251–322.
- HOFFMANN, K. & PIOTROWSKI, J.A. (2001): Till mélange at Amsdorf, central Germany: sediment erosion, transport and deposition in a complex, soft-bedded subglacial system. – *Sedimentary Geology*, 140: 215–234.
- JOHNSON, P. G. (1984): Paraglacial conditions of instability and mass movement. A discussion. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, 28: 235–250.
- KATSCHTHALER, H. (1930): Neue Beobachtungen im Gelände der Höttinger Breckzie. – *Jahrbuch der geologischen Bundesanstalt*, 80: 17–44.
- KLACKL, D. (2015): Kristallinklasten-Spektrum im Fächerdelta von Vomp (Unterinntal, Tirol). – B. S. thesis, Univ. of Innsbruck, 26 pp.
- KOONS, D. (1955): Cliff retreat rates in the southwestern United States. – *American Journal of Science*, 253: 44–52.
- KRAVOGL, H. (1873): Zusammensetzung und Lagerung des Diluviums um Innsbruck. – *Berichte des Naturwissenschaftlich-Medizinischen Vereins in Innsbruck*, 3: 74–86.
- LADURNER, J. (1956): Mineralführung und Korngrößen von Sanden (Höttinger Breckzie und Umgebung). – *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 5: 102–109.
- LEPSIUS, R. (1913): Die Höttinger Breckzie. – *Naturwissenschaften*, 1: 1122–1127.
- MANDL, G. W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf - Example of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 92: 61–77.
- MENZIES, J. (2012): Strain pathways, till internal architecture and microstructures - perspectives on a general kinematic model – a ‘blueprint’ for till development. – *Quaternary Science Reviews*, 50: 105–124.
- MURR, J. (1926): Neue Übersicht über die fossile Flora der Höttinger Breckzie. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 76: 153–170.
- MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 3–4: 155–206.
- OBOJES, U. (2003): Quartärgeologische Untersuchungen an den Hängen der Innsbrucker Nordkette (Höttinger Breckzie). – *Diploma thesis, Universität Innsbruck*.
- PASCHINGER, H. (1950): Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breckzie bei Innsbruck. – *Schlern-Schriften*, 75: 7–86.
- PASQUARÉ, G., ABBATE, E., CASTIGLIONI, G., MERENDA, B., MUTTI, E., OROMBELLI, G., ORTOLANI, F., PAROTTO, M., PIGNONE, R., POLINO, R., PREMOLI-SILVA, I. & SASSI, F. P. (1992): Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Guida al rilevamento. – 203 pp., Roma (Servizio Geologico d'Italia).
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen: ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung. – 483 pp.; Leipzig (Barth).
- PENCK, A. (1885): Ueber interglaziale Breccien der Alpen. – *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 1885: 363–366.
- PENCK, A. (1887): Die Höttinger Breckzie. – *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Reichsanstalt*, 1887: 140–145.
- PERNREITER, S. (2014): Das Quartär in der Kiesgrube Allerheiligen und deren näherer Umgebung. – B.S. thesis, Univ. of Innsbruck, 44 pp.
- PILLER, W. E., EGGER, H. & ERHART, C. W., et al. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – *Wolkersdorf (Gerin print)*.
- RAVAZZI, C., BADINO, F., MARSETTI, D., PATERA, G. & REIMER, P. J. (2012): Glacial to paraglacial history and forest recovery in the Oglio glacier system (Italian Alps) between 26 and 15 ka cal BP. – *Quaternary Science Reviews*, 58: 146–161.
- REITNER, J. M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, 164–165: 64–84.
- REITNER, J. (2011): Das Inngletschersystem während des Würm-Glazials. – In: GRUBER, A. (ed.), *Arbeitstagung 2011 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 88 Achenkirch*. Geologische Bundesanstalt, Vienna, pp. 79–88.
- RÜMMELE, F. (2015): Das Klastenspektrum am Ausgang des Silltals bei Innsbruck. – B. S. thesis, University of Innsbruck.
- RUSZCZYNSKA-SZENAJCH, H. (2001): “Lodgement till” and “deformation till”. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 579–581.
- SALVEMINI, S. (2013): Die Höttinger Breckzie beim geplanten Rückhaltedamm Höttinger Graben. – B. S. thesis, Univ. of Innsbruck, 44 pp.
- SANDERS, D. (2008): Eislast-Erscheinungen und Intraklasten in der Höttinger Breckzie (Riß-Würm Interglazial) bei Innsbruck (Österreich). – *GeoAlp*, 5: 149–164.
- SANDERS, D. (2010): Sedimentary facies and progradational style of a Pleistocene talus-slope succession, Northern Calcareous Alps, Austria. – *Sedimentary Geology*, 228: 271–283. DOI:10.1016/j.sedgeo.2010.05.002
- SANDERS, D. (2012): Effects of deglacial sedimentation pulse, followed by incision: A case study from a catchment in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *E&G Quaternary Science Journal*, 61: 16–31. DOI:10.3285/eg.61.1.02
- SANDERS, D. & OSTERMANN, M. (2006): Depositional setting of the sedimentary rocks containing the “warm-interglacial” fossil flora of the Höttinger Breckzie (Pleistocene, Northern Calcareous Alps, Austria): a reconstruction. – *Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum*, 86: 91–118.
- SANDERS, D. & OSTERMANN, M. (2011): Post-last glacial alluvial fan and talus slope associations (Northern Calcareous Alps, Austria): A proxy for Late Pleistocene to Holocene climate change. – *Geomorphology*, 131: 85–97. DOI:10.1016/j.geomorph.2011.04.029
- SANDERS, D. & SPÖTL, C. (2014): The Hötting Breckia - a Pleistocene key site near Innsbruck, Tyrol. – In: KERSCHNER, H., KRÄINER, K. & SPÖTL, C. (eds.), *From the foreland to the Central Alps. Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps*. – *Geozon Science Media, Berlin*, pp. 82–94. DOI: 10.3285/g.00011
- SANDERS, D., OSTERMANN, M. & KRÄINER, J. (2009): Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Eastern Alps, Austria): sedimentary facies and facies architecture. – *Facies*, 55: 345–373. DOI:10.1007/s10347-008-0175-z.
- SANDERS, D., OSTERMANN, M. & KRÄINER, J. (2010): Meteoric diagenesis of Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Facies*, 56: 27–46. DOI:10.1007/s10347-009-0194-4.
- SIEGL, G. & FAHLENBÖCK, M. (2012): Geschichtliches zur Höttinger Breckzie. – In: SIEGL, G. & UNTERWURZACHER, M. (eds.), *Die Höttinger Breckzie – ein Tiroler Werkstein. Entstehung, Abbauorte, Geschichte, Verwendung, Erhaltung*. Innsbruck University Press: 35–45, Innsbruck (Universität Innsbruck)
- SPÖTL, C., MANGINI, A. & CHENG, H. (2014): Radiometric constraints on the age of the Hötting Breckia (Innsbruck, Austria). – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 47/48: 135–146.
- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 92: 135–156.
- WEHRLI, H. (1928): Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereich der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 78: 357–495.
- WETTSTEIN, R. v. (1892): Die fossile Flora der Höttinger Breckzie. – *Denkschriften der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, mathematisch-naturwissenschaftliche Classe*, 59: 479–524.

# Eiszerfallsformen, Esker sowie subglaziale und subaerische Talbildungen am Lütjensee / Forst Seebergen (Stormarn, Schleswig-Holstein)

Alf Grube

**How to cite:** GRUBE, A. (2016): Eiszerfallsformen, Esker sowie subglaziale und subaerische Talbildungen am Lütjensee / Forst Seebergen (Stormarn, Schleswig-Holstein). – E&G Quaternary Science Journal, 65 (1): 24–40. DOI: 10.3285/eg.65.1.02

**Kurzfassung:** Die Landschaft im Jungmoränengebiet (Kreis Stormarn, Schleswig-Holstein) wurde maßgeblich während der Abschmelzphase der Weichsel-Gletscher geprägt. Der nördliche Bereich des Untersuchungsgebietes stellt eine Hohlform, vermutlich ein glazifluviatil oder durch Toteis überprägtes Gletscherschürfbeckens dar. In diesem erfolgte eine organogene Sedimentation seit dem Spätglazial (Bölling / Alleröd), gefolgt von einer längeren limnischen Phase sowie dem Aufwachsen eines Niedermoors ab ca. 5.000 a BP (<sup>14</sup>C-Alter). Eine Hochmoorbildung fand nicht statt, vermutlich weil die zur Setzung neigenden Mudden im Untergrund das Aufwachsen eines Hochmoors über dem Grundwasser verhinderten. Typische Formen im Eiszerfallsbereich des zentralen Untersuchungsgebietes sind Kames und Esker, bzw. Esker-artige Vollformen. Ringförmige Glazifluviatil-Strukturen werden als Subzirkular-Esker interpretiert. Im Zentrum dieser Strukturen entwickelten sich spätestens ab ca. 5.000 a BP (Atlantikum/Subboreal) Kesselmoore. Der südliche, bzw. südöstliche Untersuchungsbereich stellt einen Hochflächen-artigen Moränenbereich, mit einem glazitektonisch gestauchten saalezeitlichen Kern dar. Die in diesen eingetieften, parallel verlaufenden Rinnen wurden überwiegend als subglaziale Schmelzwasser-Rinnen (Tunneltäler) gebildet. Räumlich begrenzte Becken sind mit glazilimnischen Beckentonen gefüllt. Die bei mehreren Rinnen zu beobachtende Asymmetrie im Querprofil geht vorwiegend auf einen periglaziären Hangabtrag zurück. Teilweise sehr blockreiche periglaziale Ablagerungen bilden heute die Talsohlen im Liegenden der holozänen Moore. Einige Rinnenabschnitte wurden vor der Vermoorung, spätestens ab dem Präboreal mit mächtigen See-Ablagerungen gefüllt. Strangförmige Moore entwickelten sich vielfach auf den glazilimnischen Beckentonen.

**Ice-disintegration landforms, eskers, tunnel valleys and subaerial valleys at Lütjensee / Forst Seebergen (Stormarn, Schleswig-Holstein)**

**Abstract:** This article presents investigations of a diverse landscape in the young moraine area of southeastern Schleswig-Holstein (Stormarn county). The northern part of the study area represents a large basin, possibly a glacier basin influenced by glaciofluvial meltwaters or by dead ice. Organic sedimentation occurred in this basin from the Late-glacial (Bölling/Alleröd interstadial complex), followed by a longer lake phase and the growth of a fen after c. 5.000 <sup>14</sup>C a B.P. The central area of the basin was formed as ice-disintegration landscape – including kames, eskers and esker-like features. Ring-like glaciofluvial landform structures are interpreted as subcircular eskers. Kettle bogs developed in the centres of these landforms from c. 5.000 <sup>14</sup>C a BP (Atlantic/Subboreal) onwards. The southern and south-eastern part of the study area represents a smoothed moraine zone, that includes a glaciectonically influenced Saalian core of till, sand and glaciolacustrine sediment. Parallel aligned gullies were predominantly formed as tunnel valleys. Some parts of the channels are infilled with glaciolacustrine clays. Several channels, asymmetric in cross-profile, were shaped by periglacial slope denudation.

**Keywords:** *subcircular esker, kame, valley formation, ice decay landforms, Weichselian late glacial*

**Address of author:** A. Grube, Geologisches Landesamt, Amt für Umweltschutz, Behörde für Umwelt und Energie, Neuenfelder Straße 19, 21109 Hamburg, Germany, E-Mail: alf.grube@bue.hamburg.de

## 1 Einleitung

Der Bereich Lütjensee / Großensee im Jungmoränengebiet des südöstlichen Schleswig-Holsteins (Kreis Stormarn) gehört zu den landschaftlich schönsten und aus geologischer Sicht vielfältigsten Gebieten Schleswig-Holsteins. Im Rahmen aktueller geologischer Untersuchungen konnten neue Erkenntnisse zum Bau und der Entstehung eines Gebietes östlich des Lütjensees / Seebergen (Abb. 1)

gemacht werden. Es treten kleinräumig wechselnde Eiszerfallslandschaften und andere mit verschiedenen Esker- und Kames-Typen auf. Hierzu gehören in Schleswig-Holstein bisher einmalige subglaziale Schmelzwasser-Vollformen und vergesellschaftete, subglazial gebildete Rinnen. Der Begriff „Rinne“ wird hier im Sinne einer länglichen, tiefer eingeschnittenen pleistozänen Hohlform, nicht einer Rinne im hydrogeologischen Sinne (> 100 m tief reichend), verwendet.



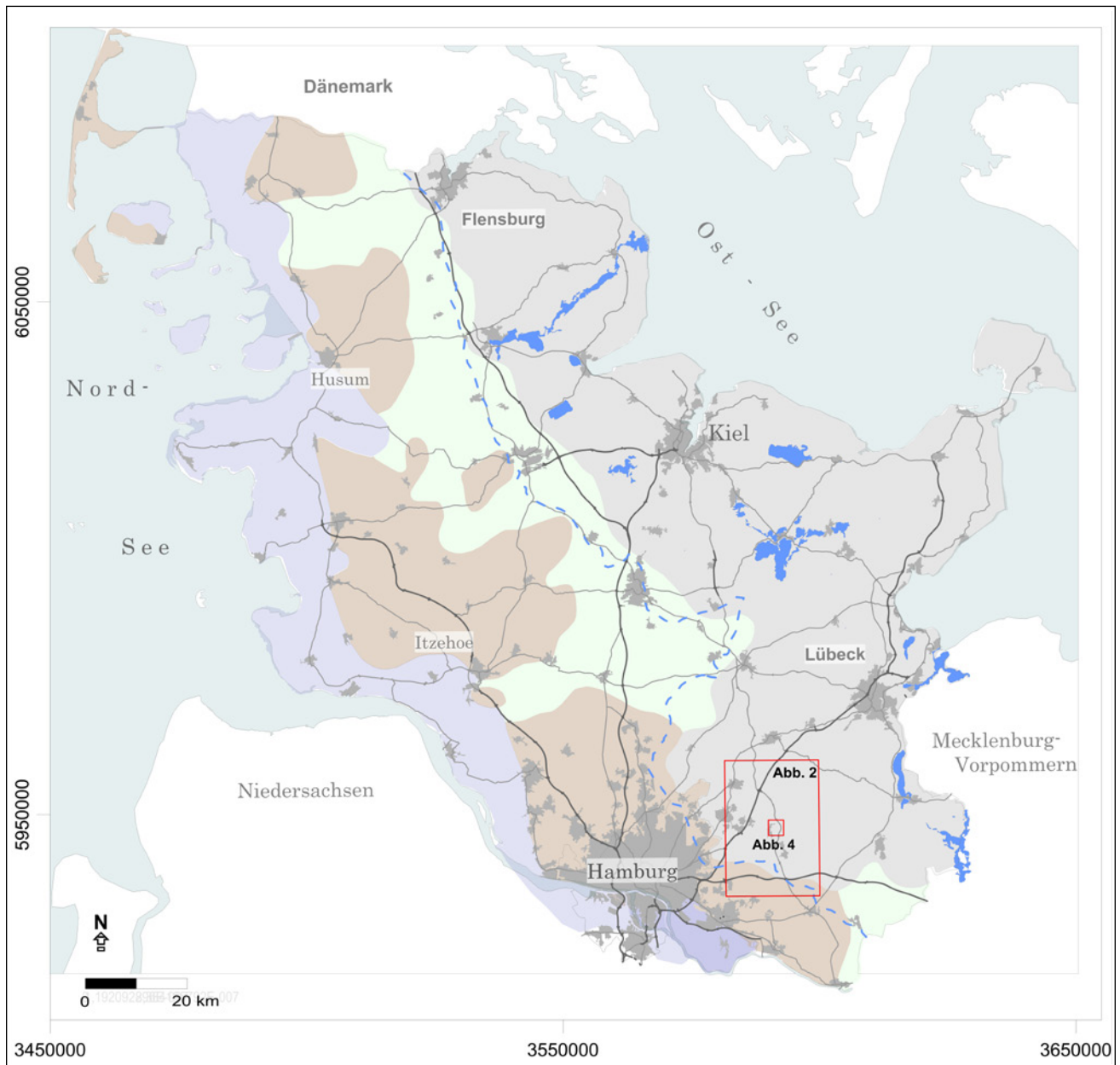


Abb. 1: Lageplan mit großräumigem und engerem Untersuchungsgebiet (Abb. 2, Abb. 4 mit roter Umrandung). Die maximale Ausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises ist blau gestrichelt dargestellt.

Fig. 1: Map with large scaled and detailed study area (fig. 2, fig. 4 with red rim). The maximum extent of the Weichselian ice sheet is illustrated by a dashed line.

## 2 Bisheriger Kenntnisstand zum weiteren Untersuchungsgebiet

Die Quartärbasis wird nach HINSCH (1991) großräumig durch Glimmerton (Reinbek-Langenfelde-Gram-Sylt) eingenommen, mit Ausnahme einer ca. 1 km breiten und 3 km langen Zone von Alttertiär (Neochatt-Vierland-Behrendorf) zwischen Lütjensee und Hoisdorf. Eine Veränderung tritt mit Annäherung an die umliegenden Salzstrukturen ein. Das weitere Untersuchungsgebiet berührt im Westen randlich den Salzkissenbereich der Struktur Siek. Es liegen keine tiefen pleistozänen Rinnen vor.

Die Lütjensee-Großensee-Rinne (Rinne im Sinne von großer Hohlform) erstreckt sich von Dwerkaten bis nach Rausdorf und stellt eine glaziale Rinnensee-Bildung dar. Range (1928) sieht sie als Schürfbcken („Wanne“) an. Eine markante Endmoränenstaffel trennt nach diesem Autor

den Lütjensee vom Großensee. Nach KOCH (1931) handelt es sich um eine Tunneltal-artige Hohlform mit Seenkette, Eskern, Kames, Moränenquerrücken und benachbarter ausgeprägter Hangzertalung im Flankenbereich. Der Bereich des Lütjensees liegt dabei morphologisch deutlich höher als der Bereich Mönchsteich-Großensee. Die Rinne ist im östlichen Teil eines größeren Gletscherschürfbereiches ausgebildet, welches nach der Höhenkarte insgesamt den Bereich zwischen der Hahnheide und den Höhenbereichen westlich von Lütjensee und Großensee eingenommen haben könnte (Abb. 2). Die Hahnheide (TODTMANN 1954) zeigt eine Niedertaulandschaft über einer vermutlich gestauchten Rاندlage, die wiederum im Bereich einer Hochlage des Tertiärs (JOHANNSEN 1980) gebildet wurde. Die Stirn- moränen des zugehörigen Gletscherlobus stellen demnach die Höhen westlich von Trittau dar, die intensiv glazitektonisch verstellt sind (z. B. Gruben der Firmen Buhck und

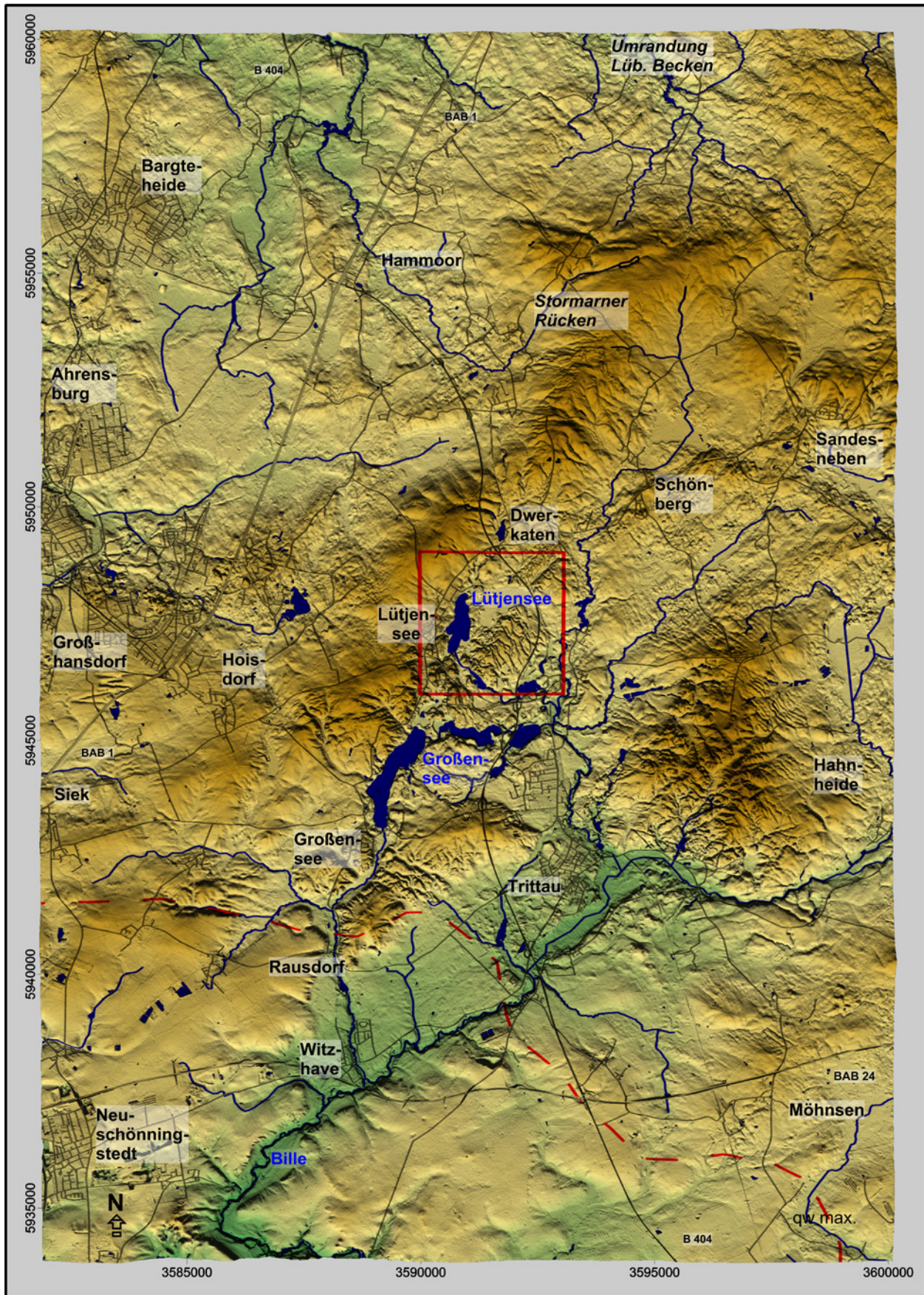


Abb. 2: Großräumige Morphologie. Das engere Untersuchungsgebiet (Abb. 4) ist als Rechteck dargestellt (Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH). Deutlich sichtbar sind die NW-SE-streichenden Strukturen zwischen dem Stormarner Rücken und dem Bereich nördlich der Hahnheide. Die maximale Ausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises ist rot gestrichelt dargestellt.

Fig. 2: Large-scale morphology. Detailed study area (fig. 4) is shown as a rectangle (data basis topography: LVermGeo-SH). Clearly visible the NW-SE-trending structures between the Stormarner Rücken and the area north of the Hahnheide. The maximum extent of the Weichselian ice sheet is illustrated by a red dashed line.

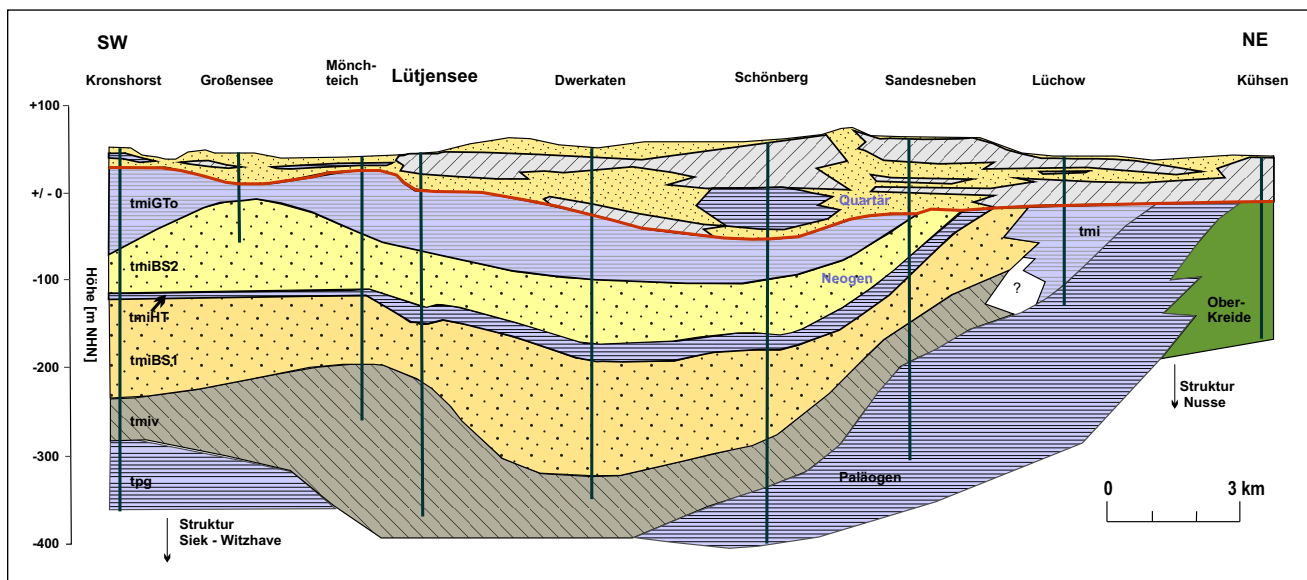


Abb. 3: Längsschnitt durch den großräumigen mitteltiefen Untergrund (verändert nach JOHANNSEN 1980). Kürzel: tpg = Paläogen; tmi = Glimmerton (undiff.); tmiv = Vierlande-Stufe; tmiBS1 = Untere Braunkohlensande; tmiHT = Hamburger Ton; tmiBS2 = Obere Braunkohlensande; tmiGTo = oberer Glimmerton.

Fig. 3: Longitudinal section through the large scaled medium deep underground (after JOHANNSEN 1980, altered). Abbr.: tpg = paleogen; tmi = mica clay (undiff.); tmiv = Vierlande stage; tmiBS1 = lower lignite sands; tmiHT = hamburg clay; tmiBS2 = upper lignite sands; tmiGTo = upper mica clay.

Zingelmann; RANGE 1928, RANGE 1935b). Die westlichen Teile dieser Stauchmoräne sind flächenhaft übersandet. Der westlich der Großensee-Rinne gelegene Höhenrücken (Stormaner Rücken), der von Dwerkaten westlich an Lütjensee und Großensee vorbeizieht, besteht zumindest oberflächennah überwiegend aus Geschiebemergeln und -lehmen, in die häufig und teilweise großräumig Tertiärschollen eingeschaltet sind. Westlich dieses Moränenrückens, der als Seiten- oder Mittelmoräne gedeutet werden kann, schließt sich ein weiteres, ausgedehntes Schürfbecken an, dessen Haupttrاندlagen bis in den Bereich Siek-Stapelfeld reichen. Die Maximalausdehnung der Weichsel-Vereisung wird nach wie vor diskutiert (vgl. u. a. ILLIES 1955, GRUBE 1969, STEPHAN 1997, EHLERS et al. 2011), ihr äußerster Rand dürfte jedoch im Süden auf einer gedachten Linie Schwarzenbek – Grande – Stellau gelegen haben.

Das östlich gelegene, großräumige Becken mit eingeschalteten Aufragungen könnte Teil eines weit größeren Gletscherbeckens gewesen sein, dessen Ostrand z. B. durch die Höhen östlich von Talkau gebildet wurde und dessen Südrand bis nach Havekost oder sogar bis Dassendorf gereicht haben könnte. Die Vereisungsgeschichte dieses Bereiches ist bisher nur grob bekannt. Das Gebiet zeigt eine subglazial gebildete „linierte“ Oberfläche (engl. „streamlined surface“), die durch lange, parallel zur Vorstoßrichtung des Gletschers gebildete, Dezimeter bis wenige Meter hohe und einige Dutzend m breite, über weitere Strecken (viele km) zu verfolgende Vollformen charakterisiert ist (GRUBE 2014).

Die in der Großensee-Rinne vorhandenen Gewässer Lütjensee und Großensee stellen natürliche Seen dar, Mönchteich und Stanzerteich sind aufgestaut. Lütjensee und Großensee sind durch einen Moränenwall getrennt. Die Talflanken sind z. T. verhältnismäßig steil. Schon WETZEL (1929), PFEFFERLE (1935), RANGE (1935 a,b) und GRIPP (1938) nahmen eine subglaziale Genese der Rinne Großen-

see-Lütjensee an. Einen weiteren Hinweis auf die subglaziale Genese der Hohlform geben Esker bei Dwerkaten und nordöstlich der Ortschaft Lütjensee (RANGE 1928, EGGERS 1933, GRIPP 1933, RESSKE 1968), die in sub- oder inglazialen Hohlräumen gebildet wurden. Das subglaziale Talsystem des Großensees endet etwa bei Rausdorf, wo das Gletschertor lag (ALAI-OMID et al. 1988). Von hier bis zur Bille flossen die Schmelzwässer nach Süden ab. Hierbei wurden große Sanderflächen gebildet.

Der tiefere Untergrund ist im Rahmen der wasserwirtschaftlichen Erschließung in den letzten Jahrzehnten teilweise intensiv untersucht worden (JOHANNSEN 1980, AGSTER 1999). Der Top des Tertiärs wird flächenhaft durch Oberen Glimmerton (Reinbek, Langenfelde, Gram, Sylt) gebildet (JOHANNSEN 1980, HINSCH 1991). Dieses Meeressediment liegt demnach im Bereich Großensee hoch (bis zu ca. +25 m NHN aufragend) und fällt nach Norden zum Lütjensee hin auf -50 m NHN ab (Abb. 3). Unterhalb folgt die typische Abfolge mit Oberen Braunkohlesanden, Hamburger Ton, Unteren Braunkohlesanden und Vierlande-Stufe. Der gesamte Bereich wird von der Salzstruktur Siek unterlagert (BALDSCHUHN et al. 2001).

Die quartären Ablagerungen sind mit Geschiebemergeln, Sanden, Beckensedimenten usw. wechselhaft zusammengesetzt. Der gesamte Bereich des weiteren Untersuchungsgebietes kann nach STEPHAN (2004) als glazitektonisch überprägt gelten. Erst die Niederungen östlich der Rinnen im Untersuchungsgebiet bis hin zur Hahnheide weisen nach diesem Autor keine Stauchung mehr auf. Auch das von GRIPP (1964) erwähnte Vorkommen von Eozän-Tonen im Bereich der Ziegelei Lütjensee deutet auf eine glazitektonische Beeinflussung hin.

GRIPP (1934) und SIMON (1937) lieferten morphologisch begründete Gliederungen der Eisrandlagen im Gebiet, von denen die wichtigsten in der aktuellen Karte von KAUFHOLD (2012) dargestellt sind. Die Verteilung der oberflä-

chennahen Ablagerungen im weiteren Untersuchungsgebiet ist der alten preußischen Geologischen Karte von RANGE (1935b) zu entnehmen (vgl. RANGE 1935a). Demnach ist das engere Untersuchungsgebiet geologisch (RANGE 1935b) vorwiegend durch bindige Ablagerungen an der Erdoberfläche geprägt, im östlichen Abschnitt sind auch sandige Sedimente verbreitet. Aktuelle geologische Detail-Kartierungen wurden von OTTMAR (2012) und LOERBROCKS (2012) erarbeitet. Des Weiteren ist der Bereich auch periglaziär überformt worden. So erwähnt GRIPP (1964) die intensive Hangzertalung zwischen Großensee-Pfefferberg und Lütjensee (Westflanke der Großensee-Rinne), die durch periglaziäre Prozesse entstanden ist. Die Talformen reichen von kleinen und flachen Formen, bis hin zu langen und tief eingeschnittenen Rinnen. Typisch für einige der großen Trockentäler ist die gabelförmige Aufspaltung im oberen Teil. Auffällig ist auch die große Zahl von Findlingen im gesamten Bereich. Eine großräumige, vorwiegend auf morphologischen Beobachtungen beruhende Bewertung wurde von HOFMANN (1956) durchgeführt. Dieser interpretiert den Höhenbereich (Bereich 3 in dieser Arbeit) als eine Aneinanderreihung von Stauchmoränen.

Das zentrale Untersuchungsgebiet wurde bereits in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts durch Geographen der Universität Hamburg untersucht (RESSKE 1968). Der hier als Teilbereich 1 bezeichnete Bereich wird von RESSKE als Rinnenbildung gedeutet. Es wurden bis zu 16 m mächtige organische Ablagerungen nachgewiesen. Die basalen, tonigen Ablagerungen erreichen demnach eine Mächtigkeit von bis zu 2,8 m. Im Teilbereich 2 wurde für einen ca. 100 m langen sandigen Rücken die Genese als Esker („Wallberg“) von RESSKE nachgewiesen („E1“ in Abb. 4). Für sandige, rundliche Strukturen verwendet RESSKE den Begriff Wallrücken. Der Aufbau des Moränenbereiches (hier als Teilbereich 3 bezeichnet) sowie die südöstlich bis östlich anschließenden Sanderflächen konnten von RESSKE durch Aufschlüsse bei der Kiesgewinnung für den Bau der B404 dokumentiert werden. Der Höhenbereich besteht demnach aus einem saalezeitlich gebildeten Kern aus Geschiebemergeln und -lehm (mit kryoturbater Lagerungsstörung und Steinsohle) sowie einer diesen überlagernden, dünnen Decke aus glaziären Sedimenten. Letztere zeigen nach RESSKE auch Geschiebemergel-Einlagerungen und sind der Weichsel-Kaltzeit zuzuordnen. Auf der Hochfläche („Plateau“ nach RESSKE) findet sich eine Vielzahl von kleinen Toteis-Hohlformen („Kesselfeld“). Ein Schwerpunkt der Arbeit von RESSKE liegt auf den Rinnenbildungen, die die Hochfläche zerschneiden. Diese verlaufen parallel zueinander und weisen teilweise „Verbindungsadern“ auf. Die entsprechenden Verbindungsbereiche sind aufgeweitet. RESSKE beschreibt die Rinnen („Trockentäler“) als Schmelzwasserrinnen, mit einem Abfluss von der Hochfläche nach Norden und Süden. Sie enden am Nordrand abrupt, am südlichen Ende sind sie bis in den vorgelagerten Sander hinein zu verfolgen. Die Rinnen sieht RESSKE als Hohlformen ohne Füllung an. Er weist auf die morphologische Ähnlichkeit aller Rinnen in Bezug auf Erosionsbreite und -tiefe, Längsgefälle und Hangneigung hin. Dieser Autor nimmt nur eine geringe periglaziäre Überprägung der Rinnen an.

Nach Angaben von PROCHASKA & VOSS (1988) war die zentrale Niederung (NSG Kranika) vor 300 Jahren noch Teil

des Lütjensees. Dies änderte sich jedoch durch den Betrieb einer Mühle zur Herstellung von Draht, welcher Entwässerungsmaßnahmen nötig machte. Seitdem wird das Moor durch die Riepsau und später durch den begradigten Riepsbach entwässert.

### 3 Material und Methoden

Neben der Auswertung von Archivunterlagen wurden geologische Sondierungen u. a. mit Hilfe des Peilstangen- und Rammkerngerätes des LLUR niedergebracht. Die digitale Erfassung im Gelände erfolgte mittels des Programmes Gispad der con terra mbH (Münster), die Archivierung und Profilschnitterstellung mittels GeODin (Fugro Consult GmbH). Morphologische Auswertungen wurden über das Programm SURFER (Fa. Golden Software Inc., Colorado, USA) durchgeführt. Die digitalen Geländemodelle wurden mittels der DGM1-Daten des Landesamtes für Vermessung und Geoinformation Schleswig-Holstein (LVerGeoSH, Kiel) erstellt. Ein Schurf in einer der Rinnen diente zur Dokumentation der oberflächennahen Ablagerungen. Zur Gewinnung von Mudden- und Torfmaterial aus dem Niederungsbereich NSG Kranika und der Kleinmoore in den Rinnen wurden Bohrungen mit dem Usinger-Bohrgerät (MINGRAM et al. 2007) durchgeführt. Die gewonnenen Bodenproben wurden in der Baustoff- und Bodenprüfstelle des Landesbetriebes für Verkehr Schleswig-Holstein (Kiel) sowie dem Landeslabor in Neumünster (Abteilung 5, Umweltmonitoring) hinsichtlich Korngrößenverteilungen (E DIN ISO 11277:06.1994, DIN 19683 Teil 1+2, DIN 18123), Glühverlusten (organische Bestandteile; DIN ISO 10694:08.1996) und Kalkgehalten (DIN 18129) fachtechnisch bearbeitet. <sup>14</sup>C-AMS-Datierungen organischer Ablagerungen und von Holz erfolgten am Leibniz-Institut der CAU Kiel (vgl. Tab. 1).

### 4 Ergebnisse

Der Untersuchungsbereich zeigt ein kompliziertes Muster aus Moorflächen, unregelmäßigen sandigen Oberflächenformen, sandig-kiesigen, lang gestreckten Rücken (teilw. Esker, Kames), Kuppen (Kames) und rundlichen Strukturen, die u. a. mit Toteis-Hohlformen vergesellschaftet sind, eine Hochfläche sowie in diese eingeschnittene Rinnen. Die Oberfläche des Untersuchungsgebietes kann im Überblick in drei Teile gegliedert werden (T1–T3 in Abb. 4). Im Norden ist ein fast ebenes Moorgebiet vorhanden (mit dem NSG Kranika; Teilbereich 1). Dieser Abschnitt ist vermutlich der am stärksten anthropogen veränderte Bereich (PROCHASKA & VOSS 1988, CHRISTIER 2001). Nach Osten und Süden angrenzend existiert ein morphologisch unruhiger Niederungsbereich, der durch zahlreiche unregelmäßige Formen gekennzeichnet ist (Teilbereich 2). Nach außen hin schließt sich hier ein bogenförmig gestalteter und nach Süden abgeflachter Höhenbereich an, der durch Rinnen intensiv zerschnitten ist (Teilbereich 3). An diesen wiederum schließt sich ein Sander an, der hier jedoch nur randlich erwähnt wird.

Teilbereich 1 (vgl. Abb. 4) stellt sich ungefähr in der Ausdehnung des heutigen Naturschutzgebietes Kranika dar. Die bogenförmig gestaltete vermoorte Niederung

Tab. 1: Ermittelte <sup>14</sup>C-Alter (Messung Labor Leibniz-Institut, CAU Kiel, 2013–2015).

Tab. 1: Determined <sup>14</sup>C-ages (measurement laboratory Leibniz Institut, CAU Kiel, 2013–2015).

Kern-Nr.	Labor-Nummer	Teufe [m u GOK]	Kalibr. Alter [a BP]	Abweichung [a]	Material	Proben
Lütjensee, große Subzirkular-Struktur [D1, Abb. 4]	KIA50018	2,20–2,21	1.870	+25 / -25	Torfpflanzen	1
MKR – Kranika [D2, Abb. 4]	KIA50859	13,20	10.555	+60 / -55	Mudde	1
Lütjensee_26_03_2014_1 [D3, Abb. 4]	KIA50860	1,40	5.006	+30 / -30	Holz	1
Lütjensee_20_11_2014_24 [D3, Abb. 4]	KIA50861	3,10	4.973	+29 / -29	Holz	1
Lütjensee_20_11_2014_24 [D4, Abb. 4]	KIA50862	4,40	10.998	+58 / -58	Pflanzenreste	1

besitzt eine NE-SW-Ausrichtung, die grob der Hauptfließrichtung des Eises entspricht (Abb. 4). Im Bereich der Bundesstraße B404 lenkt sie nach Südsüdost um. Die Niederung hat eine Breite von ca. 0,5 km und eine Länge von ca. 1,2 km. Sie zeigt eine südwestliche Fortsetzung in den Bereich des Lütjensees, bzw. der entsprechenden Niederung. In nordöstlicher Verlängerung ist ein tief eingeschnittenes, ausgesprochen geradliniges, schmales Tal vorhanden, welches eine Verbindung zur östlich anschließenden Niederung der heutigen Schönau bildet. Randlich zu diesem Tal sind NW-SE-gerichtete Senken und Hohlformen vorhanden, die – analog zu den für Teilbereich 3 beschriebenen Rinnen im eigentlichen Untersuchungsgebiet – senkrecht zur Vorstoßrichtung des Weichsel-Eises gebildet wurden. Das Moor hat eine absolute Höhe von bis zu ca. 45 m NHN.

In der Hohlform des heutigen NSG Kranika wurden ca. 15 m mächtige Mudden (überwiegend kalkhaltig) und Torfe erbohrt, deren Sedimentation im Spätglazial beginnt (14.000–13.500 Jahre vor heute). Eine zusammen mit Dr. Hartmut USINGER (Kiel) durchgeführte Bohrung im Zentrum des Kranika-Moores erbrachte eine Abfolge aus glazialen Sanden, spätglazialen (prä-Alleröd-zeitlichen) kalkreichen Schluff-/Tonmudden, verschiedenen Algen- und Schluffmudden des Alleröd-/Bölling-Komplexes, Schluff- und Kalkmudden der Jüngerer Dryas, Algen- und Detritusmudden des Postglazials sowie Niedermoor torfen des Postglazials (Abb. 5). Die Kohlenstoffgehalte (C<sub>ges</sub>) betragen zwischen 2,56 und 38,7 cg/g bzw. 8 und 14 Masse-%. Die Karbonatgehalte liegen zwischen 7,75 und 53,6 Masse-%. Der pH liegt im Durchschnitt bei 6.

Teilbereich 2 ist ebenfalls als Niederungsbereich zu bezeichnen (Höhe: +45 bis +52 m NHN). Er zeigt eine halbkreisartige Ausdehnung und wird südlich und östlich von Teilbereich 3 eingerahmt (Abb. 4). Im Südwesten ist ein kleiner, flacher Übergang in die benachbarte Hohlform (eigentlicher Lütjensee) vorhanden, während die Westseite von einem Moränenzug gebildet wird.

Teilbereich 2 ist teilweise durch unregelmäßige Oberflächenformen sandig-kiesiger Ablagerungen gekennzeichnet, es kommen jedoch auch zahlreiche Rücken und längliche Kuppen vor. Diese Vollformen zeigen häufig eine NE-SW-Orientierung, die auch der Hauptachsen des Moorebereiches Kranika, bzw. der Morphologie der entsprechenden Hohlform insgesamt entspricht (Längsspalten im abtauernden Eis). Daneben tritt häufig eine NW-SE-Richtung

auf, welche der Ausrichtung entspricht, die auch mehrere Rinnen in Teilbereich 3 charakterisieren.

Markante, Krater-artige Formen treten ungefähr im Zentrum dieses glazifluviatil gebildeten, bzw. geprägten Bereiches auf. Die größte Struktur zeigt einen umgebenden Wall von bis nahezu 5m Höhe und einen Durchmesser von ca. 150 m (Abb. 6). Die höchsten Bereiche liegen auf der der Niederung zu gewandten Seite. Neben dieser großen Struktur sind noch zwei weitere, kleinere, ringförmige Formen sowie eine große und flache in der Nähe der Kranika-Niederung vorhanden. Auch diese ungewöhnlichen ringförmigen Strukturen (Abb. 4, 6, 7) bestehen aus sandig-kiesigem Material (überwiegend Grobsande), wobei die größte Struktur insgesamt eine grobkörnigere Zusammensetzung aufweist. Die Strukturen sind offenbar mehrere Meter tief in den Untergrund eingeschnitten.

Die sandigen Rücken besitzen Längen von bis zu ca. 100 m sowie Höhen von bis zu ca. 6 m (Abb. 4, 7). An der Basis folgen häufig Geschiebelehme / Geschiebemergel und lokal auch Beckensedimente (Beckenton, Beckenschluff). Die Kuppen und Rücken sind bezüglich der Korngrößenverteilung häufig verhältnismäßig einheitlich zusammengesetzt. Auf einem langgestreckten Rücken (E1 in Abb. 4) findet sich Geschiebelehm oberhalb der Kiessande. Die Entkalkungstiefe verläuft sehr unregelmäßig, liegt meist jedoch mit mehreren Metern verhältnismäßig tief. Westlich des Hochbereiches setzt sich die Niedertaulandschaft in einem Zwickel zwischen den Hochflächen fort. Hier sind sichelförmige sandige Rücken und ein ebenso geformtes Moor vorhanden, in dem bei Bohrungen Sumpfgas-Austritte (brennbar) beobachtet wurden (Nr. M1 in Abb. 4).

Die Moore dieses Teilbereiches sind unterschiedlich ausgebildet. In den zentralen Bereichen der ringartigen Strukturen (Abb. 4, 6, 7) sind Kesselmoore vorhanden, deren Oberfläche bis zu ca. 2 m über dem Niveau der Moorflächen des NSG Kranika liegen. Diese Kesselmoore zeigt eine Abfolge von Torfen (geringmächtige Einschaltung von Torfmudde oder Grobdetritusmudde) im Hangenden von Tonen, Schluffen und Sanden mit einer Moormächtigkeit von bis zu mehreren Metern. Zahlreiche andere, meist rundliche Hohlformen in der unruhigen Oberfläche des Teilbereiches 2 beherbergen heute kleine Moore. Sie sind aufgrund ihres Vorkommens in einem durch glazifluviatile Ablagerungen charakterisierten Eiszerfallsbereiches überwiegend als Toteisformen zu interpretieren.

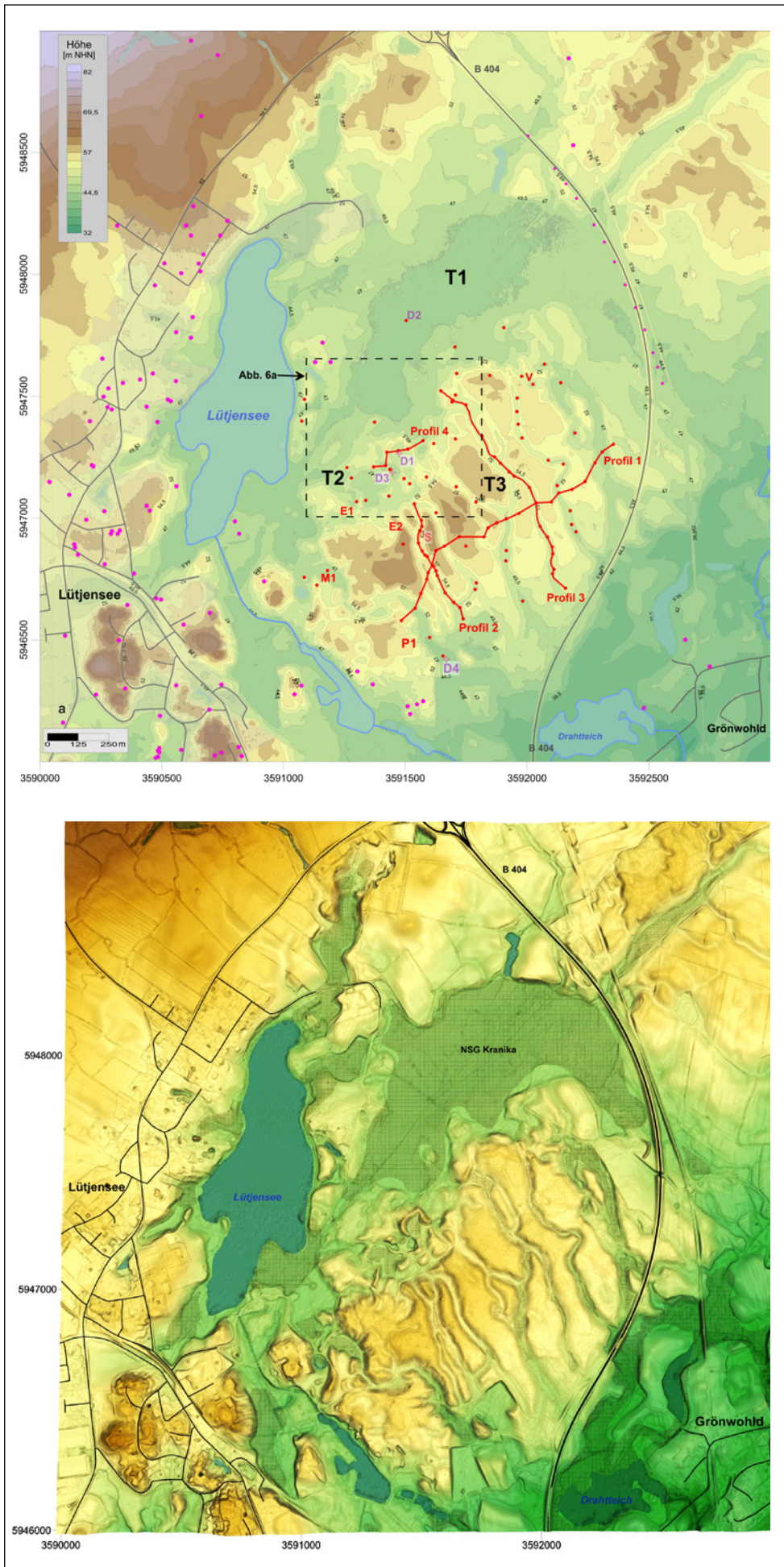


Abb. 4: Geländemodell auf Basis des DGM1 (Datengrundlage Topographie: LVerGeo-SH, stark überhöht) mit Angabe wichtiger Landschaftsteile und Objekte. A: Geländemodell mit Lage der Bohrungen (kleine Kreise: eigene Bohrungen, große K.: Bohrungen Archiv LLUR), Positionen der Datierungen (Sterne), dem Verlauf der Profilschnitte und der Lage des Schurfes (S) sowie einzelner Geländeformen (vgl. Text). B: 3-D-Geländemodell. Vermoorte Niederungen mit Kreuzsignatur dargestellt.

Fig. 4: Terrain model based on the DGM1 (data basis topography: LVerGeo-SH, strongly exaggerated vertical scale) with indication of important parts of the landscape and objects. A: Model with indication of drillings (small: own drillings; large: drillings Geological Archive LLUR), positions of datings (stars), course of the cross profiles, position of trench (S) and individual objects (see text). B: 3-D-terrain model. Depressions with peat shown with cross signature.

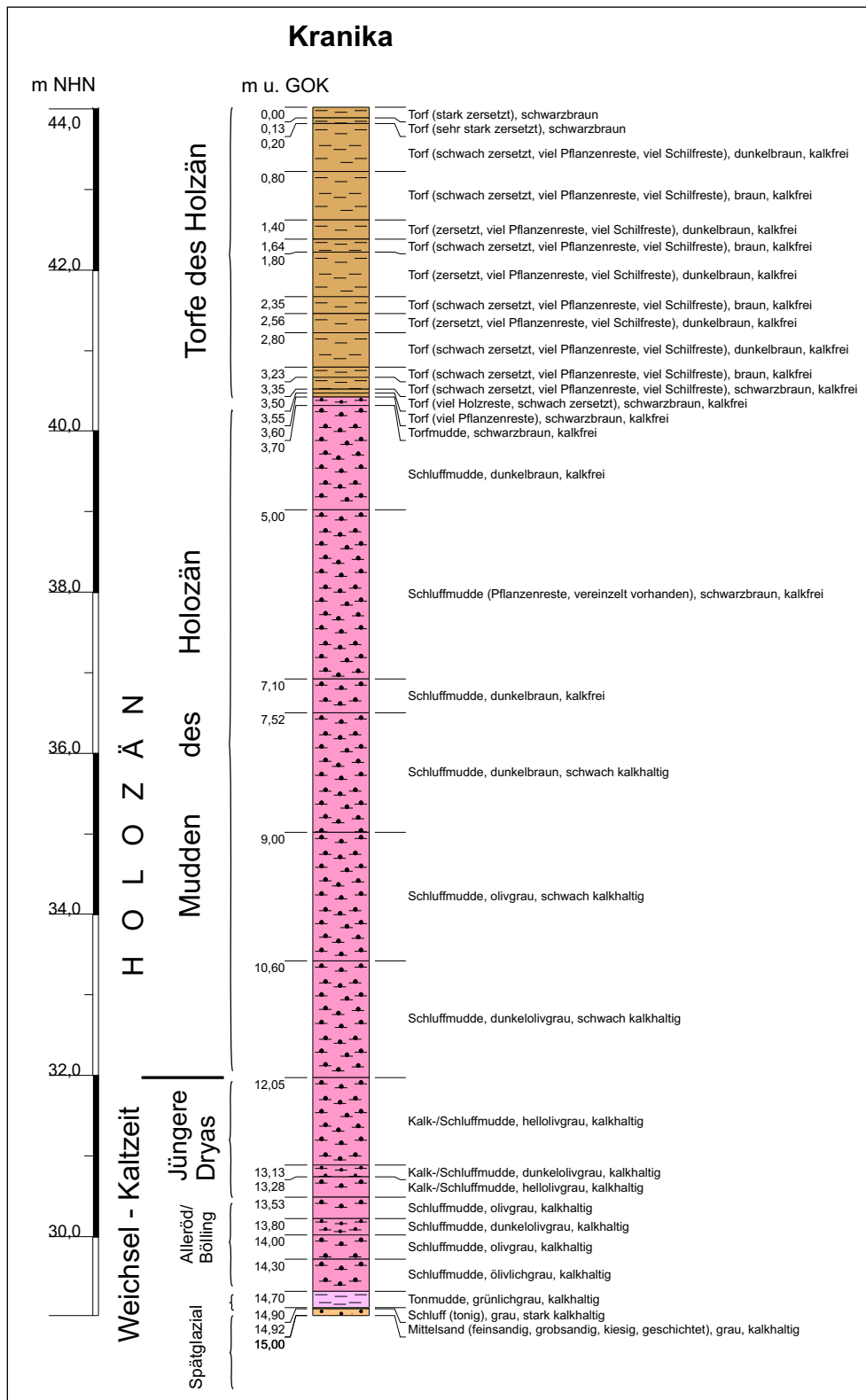


Abb. 5: Bohrsäule eines im zentralen Moorgebiet Kranika entnommenen Sedimentkernes (September 2012) mit einer chronostratigraphischen Einordnung auf Basis der visuellen petrographischen Ansprache sowie der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (Kernnahme: H. Usinger, A. Grube, M. Ottmar & F. Loerbrocks; Ansprache: A. Grube, H. Usinger).

Fig. 5: Soil profile of a drilling in the central bog area Kranika (September 2012) with a chronostratigraphical chart, based on the visual sediment determination and the  $^{14}\text{C}$ -datings (drilling: H. Usinger, A. Grube, M. Ottmar & F. Loerbrocks; interpretation: A. Grube, H. Usinger).

Teilbereich 3 wird morphologisch durch Hochflächen gebildet, die eine Höhe von ca. +61 m NHN erreichen. Der West-Teil der Hochflächen ist etwas homogener aufgebaut. Hier finden sich Geschiebelehne und Sande im Hangenden von teilweise oxidativ verfärbten Sanden. Im Profilschnitt 1 (Abb. 9) steht im westlichen Teil Till besonders hoch an. Die Tills sind im westlichen Bereich und im Zentrum der Hochfläche homogen ausgebildet und petrographisch kaum zu unterscheiden. Ausgehend von der Vorstellung einer weichselkaltzeitlichen Stauchung dürften die Weichsel-Tills eine

geringere glazitektonische Verstellung erfahren haben (vgl. Abb. 9, 10, 11). Aus den Bohrungen sind zur Tiefe hin glazitektonisch verstellte Schichten ableitbar, deren strukturelle Gestalt jedoch noch nicht genauer bekannt ist. Nach Osten werden die Lagerungsverhältnisse komplizierter, es treten teilweise mehrere Tills übereinander auf. Die Entkalkungstiefe liegt, wie in den Profilschnitten erkennbar, meist sehr tief (Till > 6 m, Ton > 4 m, Beckenablagerungen > 10 m).

Die ehemals zusammenhängende, bzw. nicht durch Rinnen zerschnittene Hochfläche fällt nach Süden und Osten

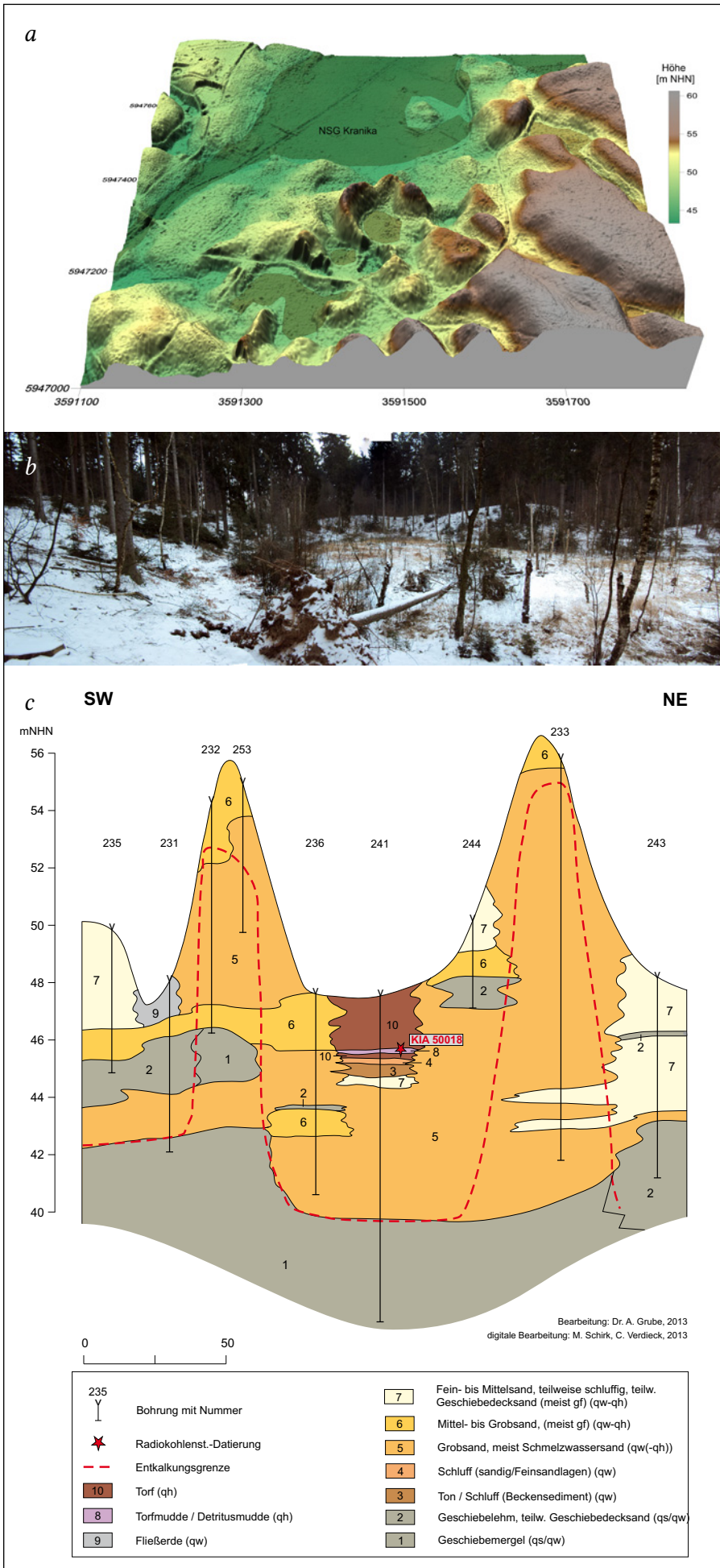


Abb. 6: Großer Subzirkular-Esker:  
 a.: Digitales Geländemodell (Datengrundlage Topographie: LVerGeo-SH); Moorflächen dunkel hinterlegt; b.: Photo, Aufnahme aus Richtung SW; c: Geologischer Profilschnitt 4. Erkennbar sind das tiefe Einschneiden der Struktur in den Untergrund, die geringe Entkalkungstiefe im Bereich der Umwallungen und eine Depression im Zentrum, in der sich während des Holozäns Mudden und Torfe bildeten.

Fig. 6: Large subcircular esker: a.: digital terrain model (data basis topography: LVerGeo-SH); bogs in dark; b.: photo, view from SW; c: geological cross section 4. Remarkable are the deep incision into the underground, the shallow depth of decalcification on the esker rims and a depression in the center with Holocene muds and peats.



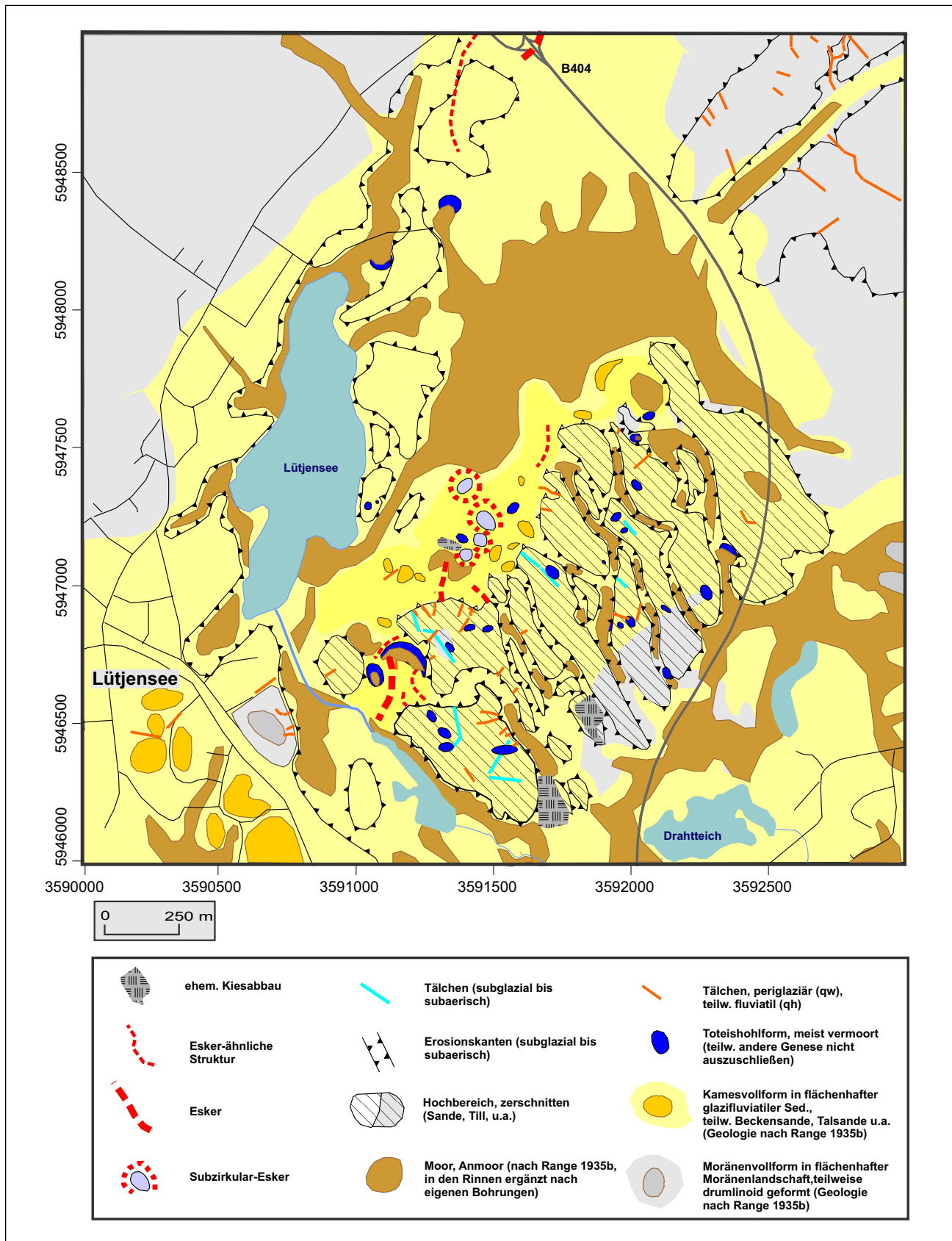


Abb. 7: Geomorphologische Übersichtskarte des Bereiches (Ausschnitt wie Abb. 4). Esker bei Dwerkatzen nach RANGE (1935a).

Fig. 7: Geomorphological outline map of the area (detail as fig. 4). Eskers at Dwerkatzen drawn after RANGE (1935a).

sowie nach Westen etwas ab. Sie wird in NW-SE-Richtung von Rinnen zerschnitten, die zwischen 30 und 80 m breit sowie bis zu ca. 9 m tief sind (Abb. 8). Die Rinnen sind i. d. R. trocken, kleine Bachbereiche führen episodisch et-

was Wasser. Die Länge der Rinnen liegt zwischen ca. 800 und 1.300 m. Die Westlichste und die östlichen Rinnen sind dabei etwas größer und tiefer eingeschnitten. Im Allgemeinen sind sie meist leicht gebogen, teilweise jedoch



Abb. 8: Photo zweier Rinnenbildungen mit mittig, bzw. randlich stehengebliebenem Hochflächenrest.

Fig. 8: Photo of two channel structures with plateau rest lying in between, respect. to the sides.

auch schnurgerade ausgebildet. Es finden sich auch abrupte, nahezu rechtwinklige Umbiegungen. Ihre Ausrichtung verläuft überwiegend in NW-SE-Richtung (morphologisch ermittelt), womit sie quer zur Hauptvorstoßrichtung des Eises liegen (vgl. STEPHAN, 1997). Es ist jedoch auch eine N-S-Orientierung erkennbar. Des Weiteren finden sich Rinnen, die quer zur Orientierung der großen Hohlformen verlaufen und meist kurz ausgebildet sind. Bei der Rinnenbildung sind zahlreiche kleinere Umlaufberge entstanden. Teilweise kann ein sich fortsetzender Verlauf der Rinnen in den nördlich gelegenen Niederungsbereich (Teilbereich 2) festgestellt werden. Nach Süden laufen sie in eine ausgehende Niederung hinein (Abb. 4).

Profilschnitt 1 (Abb. 9) zeigt einen SW-NE-gerichteten Profilschnitt, der den Großteil der Rinnenbildungen quer schneidet. Hier sind flächenhaft bis an der Oberfläche reichende Tills sowie im westlichen Bereich entsprechende Beckenablagerungen erkennbar. Die zerschnittene Hochfläche zeigt im westlichen Drittel des Profilschnittes eine Kumulation der Höhe. In den höchsten Bereichen ist die Tiefe der eingeschnittenen Rinnen am geringsten.

Profilschnitt 2 (Abb. 9) zeigt die Oberfläche einer Rinne, die bezüglich ihrer Höhenlage ein geringes Relief aufweist. Im Längsverlauf ist eine große Vertiefung mit besonders tief erodierter Till-Oberfläche zu erkennen. Diese Hohlform ist mit Beckentonen sowie mächtigen Mudden (kalkfrei) und Torfen gefüllt. Es sind mehrere geringmächtige Schluff- und Tonbänder in die Rinnensande eingeschaltet.

Profilschnitt 3 (Abb. 9) zeigt zwei Hohlformen in der Till-Oberfläche: (a) eine größere sowie (b) eine sehr kleinräumige und steil in den Till-Untergrund einschneidende. Beide sind mit mächtigen Beckentonen und hangenden Mudden (kalkfrei) und Torfen gefüllt. Die Beckensande, welche das Hangende der Beckentone in der großen Hohlform aufbauen bilden gemeinsam mit limnisch-telmatischen Ablagerungen dabei eine Kuppenposition im Längsschnitt aus (Profilschnitt 2). Das Längsprofil steigt von Norden und Süden im Rinnenverlauf an.

In den Fußbereichen der Rinnen vereinigen sich einige der länglichen Hohlformen, was zu einer Anlage von kleineren Kliffs führte. Es treten auch wannenförmige Verbreiterungen im Längsverlauf der Rinnen auf, die teilweise auf ein Niedertauen von Toteis zurückgehen könnte. Im Querprofil sind die Rinnen örtlich asymmetrisch ausgeformt, d. h. die stärker sonnenexponierten Hänge (Ost- und Nord-

seiten der Täler) sind flacher als die der gegenüberliegenden Flanke. Die Rinnen zeigen im Längsverlauf ein generell stetiges Abfallen von Norden nach Süden, bzw. Südosten (ausgehend von einem Kulminationspunkt). Der Höhenunterschied liegt zwischen +45 m NHN im Bereich des Kranika-Moores und ca. +38 m NHN in der südwestlich bis südöstlich gelegenen Niederung, in der auch der Mönchsteich u. a. liegen. Der Übergang in den Teilbereich 2 hinein zeigt ein leichtes rückwärtiges Gefälle, sodass ein domförmiges Längsprofil zu erkennen ist.

Neben den deutlich herausgebildeten Rinnen sind in das Hochplateau lokal längliche, flache Hohlformen eingeschnitten, die nur ca. 1–1,5 m tief werden (Abb. 7). Diese zeigen teilweise dieselbe Orientierung, wie die großen Rinnen, verlaufen aber auch quer dazu.

Die Sohle der großen Rinnen ist nach den abgebohrten Profilen durch ein Schwellen- und Senkenrelief gekennzeichnet. Die Abgrenzung der Rinnenbasis war nur im Bereich der Tills, ferner der Beckenablagerungen genauer möglich. Im Bereich der Sande blieb diese vielfach undeutlich. Den Großteil der Rinnenfüllungen machen feinkörnige Sande aus, die häufig schluffig-tonig ausgebildet sind. Neben diesen Beckenablagerungen kommen Geschiebesande, im oberflächennahen Bereich auch Mudden und Torfe vor (vgl. Abb. 9). Kriterien für die Unterscheidung von Till gegenüber Geschiebesand sind die geringe Festigkeit, eine geringere Geschiebeführung, ein kleineres Korngrößenspektrum und ein geringerer Ton-/Schluffgehalt des Geschiebesandes. In den oberen Bereichen aller Rinnen treten verbreitet feinkörnige Ablagerungen (Tone, Schluffe) auf, die als glazilimnische Beckenablagerungen zu interpretieren sind. Sie sind auf Übertiefungen konzentriert und bilden keinen durchgehenden Horizont über den gesamten Rinnenverlauf hinweg. Dennoch bilden sie einen Großteil der Rinnenfüllungen und kommen häufig vor: (a) im Bereich der breiteren Tal-Abschnitte sowie (b) im Bereich von Knickpunkten der Rinnen und (c) im Bereich der Kreuzungspunkte zweier Rinnen, die wiederum als Übertiefungen, bzw. lokale Auskolkungen durch Schmelzwässer oder als Toteishohlformen einzuordnen sind. Innerhalb der feinkörnigen Beckenablagerungen wurden Mächtigkeiten von bis zu mehreren Metern beobachtet. Offenbar sind die Mächtigkeiten dieser Ablagerungen in den östlichen Rinnen höher. Sie fehlen auf den Hochflächen. Auch im Bereich der Quer-Täler fehlen sie weitgehend, obgleich die

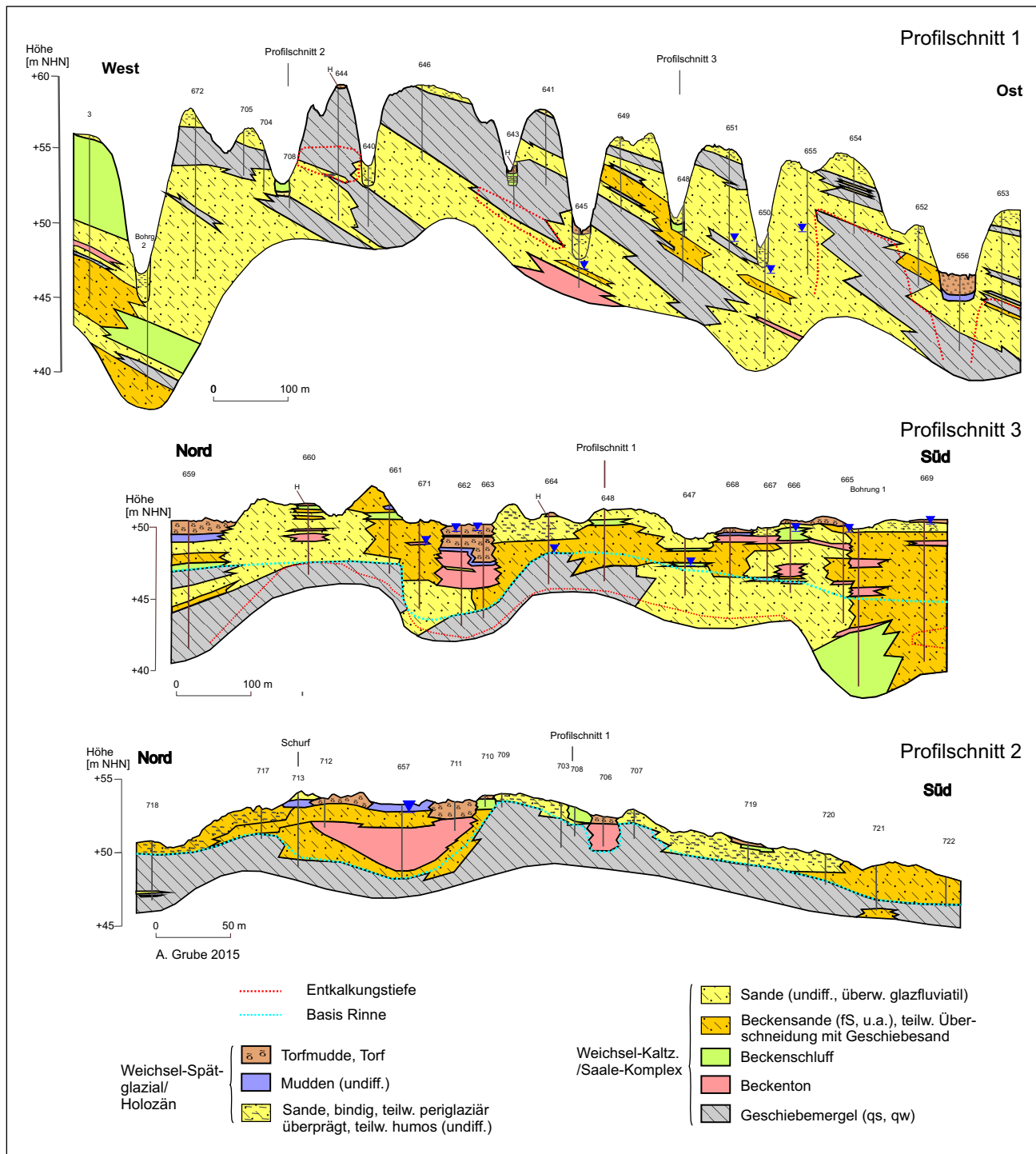


Abb. 9: Vereinfachte geologische Profilschnitte durch die Rinnenbildungen: A: Profil 1, W-E-Querschnitt; B: Profil 2, N-S-Längsschnitt (West); C: Profil 3, N-S-Längsschnitt (Ost). Basis Rinnen nur in Profilschnitten 2 und 3 dargestellt. Lage: siehe Abb. 4.

Fig. 9: Simplified geological cross sections of the channel structures: A: section 1, W-E-cross section; B: section 2, N-S longitudinal section (west); C: section 3, N-S longitudinal section (east). Basis of tunnel valleys only shown in profiles 2 and 3. Position: see fig. 4.

Beckensedimente randlich in diese übergreifen. Das Fehlen der Beckenablagerungen lässt sich mit dem höheren Lageniveau der Quartärer gegenüber den Hauptrinnen erklären. Die Beckenablagerungen in den Rinnen sind generell homogen ausgebildet. Sie bestehen meist aus schluffigen Tonen mit Übergängen zu Schluffen. Eingeschaltet finden sich örtlich dünne Lagen von Feinsanden. In der großen östlichsten Rinne fehlen die tonig-schluffigen Beckenablagerungen an der Oberseite der Rinnen. Hier sind verhältnismäßig grobe Sande dominant, die als niveofluviatil oder

glazfluviatil gedeutet werden. Besonders große Mächtigkeiten von Tonen und Schluffen sind am südlichen Ausgang z. B. der westlichen Rinnen zu erkennen. Hier wurde offenbar ein ausgedehntes System von Eisstauseen gebildet.

Im Hangenden der weichselkaltzeitlich gebildeten Rinnenfüllungen, einschließlich der tonig-schluffigen Beckenablagerungen, folgen periglaziär überformte Ablagerungen. Dabei handelt es sich vorwiegend um Decksande, Soliflukations- und Ablations-Material sowie Kolluvium. In einem

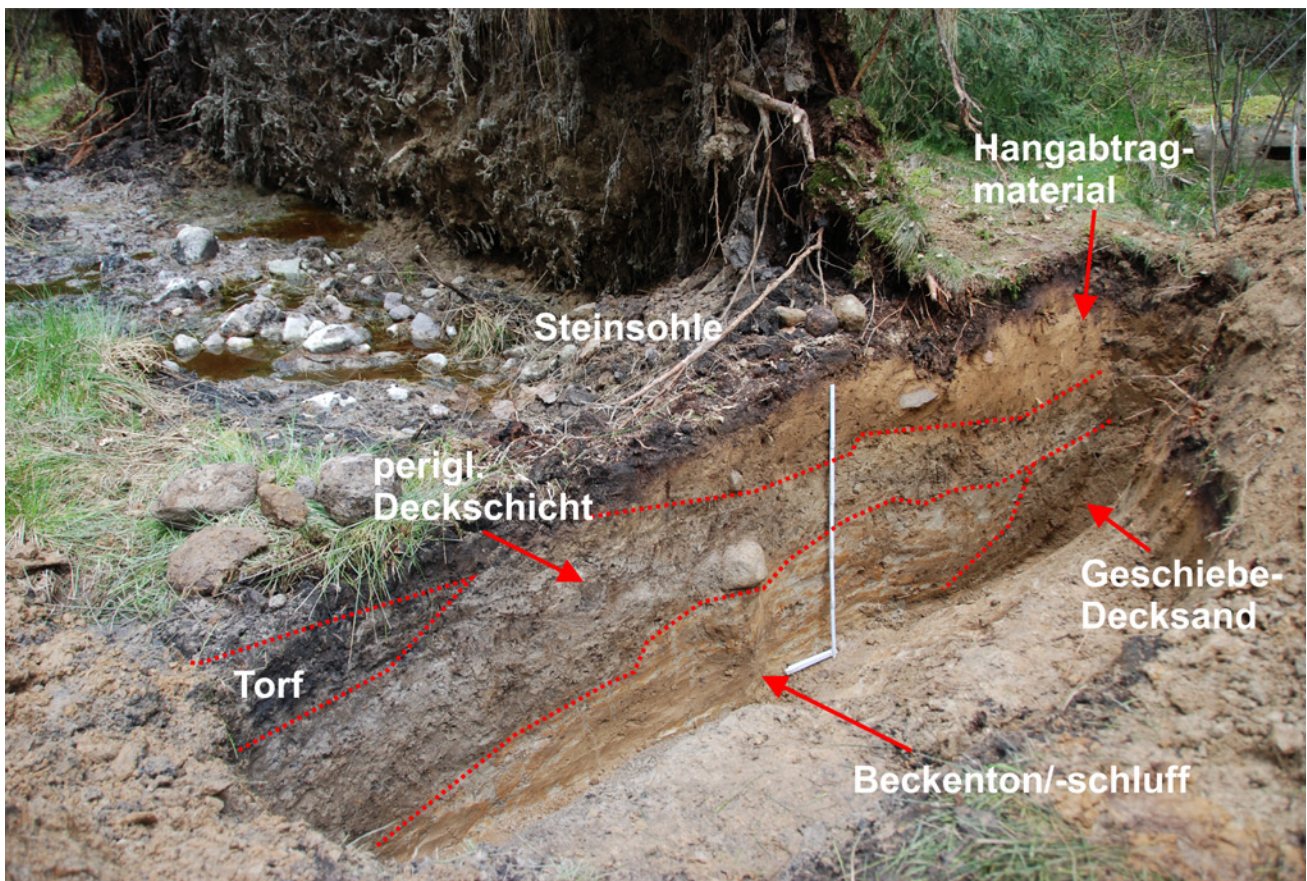


Abb. 10: Skizze des Schurfes (Talrand rechts, Tal-Inneres links). Erkennbar sind die liegenden Beckenablagerungen (hellgrau-braun gefleckt), die in Richtung Hang ausbleißenden humosen holozänen Ablagerungen des Talbereiches sowie das hangwärtige Solifluktsions- und Ablations-Material. An der Erdoberfläche flächenhafte Steinsohle mit großen Geschieben. Zollstock 1 m lang.

Fig. 10: Outline of trench (valley flanks to the right, valley to the left). Visible are the lower glacialimnic deposits (light gray-brown mottled), humic Holocene deposits of the valley (outcropping towards the slope), and the solifluction- and ablation material towards the slope. Cover of large boulders at the earth surface. Lengths of folding rule 1 m.

Schurf konnten diese Ablagerungen näher untersucht werden (Abb. 10). Die liegenden Beckentone sind hier verstellt, bzw. lokal aufgewölbt. Grund hierfür dürfte die periglaziäre Überprägung, bzw. Überlagerung (oberhalb und randlich am Hang) mit der Folge eines Grundbruches sein. Die im Schurf beobachteten ansatzweise diapirartigen Aufwölbungen sind nur wenige Dezimeter hoch. Im Hangenden folgen mehrere Lagen sandig-kiesiger Ablagerungen, die allesamt wechselnde Anteile bindigen Materials zeigen. Danach folgt eine Steinsohle, die aus flächenhaft verbreiteten, teilweise sehr großen Geschieben ( $d > 0,3$  m) besteht. Diese erinnert teilweise an eine Blockpackung. Gegen eine derartige Genese sprechen jedoch die Lage im Talbereich sowie die flächenhafte Verteilung der Geschiebe. In den Randbereichen und am Übergang zu den Rinnenflanken finden sich mächtigere sandige Ablagerungen, die sehr homogen sind und hier als holozäne Kolluvien gedeutet werden.

Die größeren Rinnen sind teilweise tiefgründig vermoort (Torfmächtigkeit bis 2,65 m), Torfe finden sich aber in fast allen Rinnen in geringer Mächtigkeit. Auf die Verbreitungsschwerpunkte der Torfe wurde bereits in Zusammenhang mit den liegenden glazilimnischen Ablagerungen hingewiesen. Die Torfe sind häufig – bei einer generell tief liegenden Grundwasseroberfläche – an liegende stauende Ablagerungen gebunden. Die Grenze zwischen den Tonen und den hangenden Torfen ist meist scharf. Im Bereich der

östlichsten Rinne bilden gröbere Sande die Basis der Torfe.

An einer Stelle sind auch zwei ungewöhnliche, sehr schmale und tief eingeschnittene Hohlformen zu erkennen, die über 60–70 m zunächst die Hochfläche und dann die westliche Flanke einer der Haupttrinnen zerschneiden („P1“ in Abb. 4). Der Talrand ist hier, im Vergleich zu den anderen Rinnenabschnitten, deutlich zurückgelegt. Vermutlich haben die beiden genannten Hohlformen die Erosion der Talflanke gefördert. Nach der Morphologie hat sich am Ausfluss der kleinen Rinnen an der Talsohle ein Schwemmfächer ausgebildet. Diese kleinen Rinnen sind jedoch leider stark anthropogen überprägt.

Am Nordrand des Hochgebietes sind markante runderliche Vertiefungen erkennbar („V“ in Abb. 4). Sie weisen Durchmesser von vielen Dekametern auf und zeigen Zu- und Abläufe aus Richtung Teilbereich 2, bzw. in Richtung der Rinnen des Teilbereiches 3. Die Oberfläche des Hochbereiches zeigt, wie bereits erwähnt (RESSKE 1968), zahlreiche Hohlformen, die Durchmesser von wenigen Dekametern erreichen. Es kommen auch viele Geschiebe bis hin zu Findlingen vor. Besonders viele Findlinge finden sich in den Rinnen, auffallend häufig im Bereich von Zweigstellen.

Die Talmoore in den Rinnen zeigen eine strangförmige Gestalt. Sie weisen Torfmächtigkeiten von bis zu wenigen Metern auf. Die größten Mächtigkeiten wurden dabei in den östlichen, breiteren Rinnen angetroffen.

Nach Süden schließt sich eine Sanderfläche an, deren Genese in späteren Untersuchungen geprüft werden sollte. Bei diesen vermutlich glazifluviatilen Ablagerungen spielt neben dem Abfluss aus den Rinnen auch der Zulauf von Schmelzwässern aus nördlicher Richtung eine Rolle.

## 5 Diskussion

Zusammenfassend können folgende Phasen bei der geologischen Entwicklung des Bereiches während der Saale- oder Weichselvereisung genannt werden: Ablagerung von glazigenen Sedimenten (Geschiebemergel, Tone, Schluffe, Sande) während der Saale-Vereisung (eine lithostratigraphische Untergliederung war nicht möglich), Stauchung evtl. während der Saale, Weichsel-Vereisung mit erneuter Sedimentation und Stauchung durch die Überfahrung des Gletschers, Abschmelzen des Weichsel-Gletschers, Bildung der Rinnen, glazifluviatile Sedimentation im Eiszerfalls-Bereich, Bildung der Beckensedimente in Rinnen in direktem Kontakt mit dem abtauenden Gletscher, periglaziäre Überformung (Solifluktion, Steinsohlenbildung, kleinräumige Rinnenbildung usw.) sowie spätpleistozäne/holozäne Überformung (Hangabtrag, See- und Moorbildung).

Beim Teilbereich 1 handelt es sich um eine großräumige, tiefe Hohlform. Diese erweckt insgesamt den Eindruck eines kleineren Gletscherschürfbeckens, das vermutlich durch Schmelzwässer überformt wurde. Wahrscheinlich hatte auch das Austauen von Toteis einen Einfluss, anders wäre die große Mächtigkeit der spätglazial-holozänen Sedimentfolge nicht zu erklären. Teilbereich 1 ist Teil einer großräumigen glazifluviatilen Schüttung, die von Norden, bzw. Nordosten her erfolgte. Nördlich finden sich nach RANGE (1935b) auch mehrere Esker-Strukturen (Dwerkatener Esker) als Hinweis auf eine subglaziale Genese, die leider inzwischen abgebaut wurden und daher heute im Landschaftsbild nicht mehr zu erkennen sind.

Die Niederung des heutigen NSG ist bereits seit dem Spätglazial ein Sedimentationsraum für limnisch-telmatische Ablagerungen, die ältesten Sedimente des Kranika-Bereiches reichen bis in das Spätglazial zurück. Die Bildung des Kranika-Moores beginnt mit einer Seebildung, die durch verschiedene Mudden belegt ist. Hervorzuheben sind die Algen- und Kalkmudden des Alleröds (Einstufung aufgrund spezifischer Petrographie) mit klimatisch bedingten Seespiegelschwankungen an der Basis des ca. 15 m mächtigen Kerns mit limnisch-telmatischen Ablagerungen. Eine <sup>14</sup>C-Datierung an Muddenmaterial aus einer Teufe von 13,2 u. GOK (vgl. Tab. 1) belegt ein Alter von 10.553 Jahren vor heute (Boreal). Von Spätglazial / Frühholozän bis ca. Atlantikum / Subboreal fand eine limnische Sedimentation statt (<sup>14</sup>C-Datierung an Holz mit einem Alter von ca. 5.000 Jahren vor heute). Anschließend kam es zu einer Niedermoorbildung. Eine Hochmoorbildung fehlt, vermutlich weil die zu Setzungen neigenden Mudden im Untergrund das Aufwachsen eines Hochmoores über dem Grundwasser verhinderten.

Die im Teilbereich 2 befindlichen Kuppen, Rücken und Hohlformen sind Zeugnisse des Eiszerfalls. Sie sind meist als Kames, Spaltenbildungen, Esker usw. zu interpretieren, die beim Abschmelzen der Gletscher gebildet wurden (vgl. GRUBE 2010, 2014). Die kleinen, länglichen Rücken sind als

Esker oder Esker-artige Formen zu interpretieren. Teilweise sind Übergänge zu Kames-Rücken und Terrassen zu erkennen. Der am besten erhaltene Esker verläuft vom Niederungsbereich auf die südlich gelegene Hochfläche hinauf („E1“ in Abb. 4). Dieses spricht für eine subglaziale Entstehung dieser Struktur. An einer anderen Stelle ist eine flache Till-bedeckte Esker-Struktur vorhanden, die ggf. vor der Schmelzwasser-Zerschneidung mit einer nördlich gelegenen Struktur mit identischen Lagerungsverhältnissen zusammen hing. Da der Till auf dem Schmelzwassersand liegt, muss der Esker unter dem Eis gebildet worden sein.

Die ringförmigen, aus glazifluviatilem Material aufgebauten ringförmigen Strukturen (Abb. 6) können als Subzirkular-Esker interpretiert werden. Charakteristisch ist die hohe und regelmäßige Form der Wälle, die für die Bildung in einem Tunnel oder einer Spalte spricht. Generell ähnliche Strukturen sind aus Skandinavien beschrieben worden (LUNDQVIST 1969, 1979; vgl. JOHANSSON 1934), bisher jedoch nicht aus Norddeutschland. Allerdings sind die Strukturen LUNDQVISTS deutlich größer und vergesellschaftet mit eindeutigen Esker-Strukturen. Ihre Entstehung ist noch nicht hinreichend geklärt. LUNDQVIST (1979) sieht einen möglichen Zusammenhang mit einer verringerten Eismächtigkeit an sanft ansteigenden Hängen. Er schließt einen Zusammenhang von subglazialen und supraglazialen Bildungsbedingungen nicht aus. Diese Grundannahmen treffen auch im Untersuchungsgebiet zu. Die zirkularen Strukturen im Untersuchungsgebiet befinden sich in zentraler Lage, am Übergang zwischen der Eiszerfallsfläche und der Hochfläche, d. h. an einer geomorphologischen Grenze. Möglicherweise ist ein Zusammenhang mit den sich anschließenden Abflussrinnen gegeben. Hier wird ein Zusammenhang der Bildung mit den speziellen hydraulischen Verhältnissen vor dem Hochbereich vermutet, vor allem mit dem Aufstau oder der Konzentration von Schmelzwässern. Dieses dürfte auf die verringerten Abflussmöglichkeiten über die Rinnen, ggf. auch auf eine Plombierung mit (Tot-)Eis zurückzuführen sein. Denkbar wäre eine Schüttung in Zwickeln um einen Toteisblock herum, ggf. unterstützt durch den Aufstau von Schmelzwässern vor dem Hochbereich. Das an der großen Struktur aufragende höchste Seitenteil spricht für einen Zufluss von Seiten der Niederung. Eine weitere Arbeitshypothese wäre der siphonartige Austritt von aufwärtsgerichteten Wässern bei Einschürung der Schmelzwässer vor dem Hochbereich. In diesem Fall könnte es zu einer Sedimentation von Kiessanden an der Außenkante des Siphons gekommen sein. Diese Vorstellung wird durch die Beobachtung des Einschneidens der Struktur, bzw. durch die offensichtliche Erosion der Tills im Liegenden der oberflächlich aufgeschlossenen Struktur unterstützt.

Eine Deutung der Ringstrukturen als Pingos (De GANS 1988) erscheint möglich, da der Bereich morphologisch tief liegt und mit entsprechenden günstigen hydrogeologischen Verhältnissen für die Bildung von Pingos zu rechnen wäre. Allerdings ist die Umrandung erheblich höher ausgebildet, als dies bei fossilen Pingos üblich ist. Auch das Verhältnis zwischen der Umrandung und dem Inneren der Hohlform ist untypisch, d.h. die Reliefenergie ist in Lütjensee deutlich höher. Das Volumen der Umrandung liegt deutlich über demjenigen der zentralen Hohlform, aus dem

das Material des Ringwalles hätte stammen können. Die vielleicht eindeutigsten Hinweise für den Zusammenhang bei der Bildung der Strukturen mit Schmelzwasseraktivität liefern die Bohr-Informationen. Die Bohrungen zeigen ein Einschneiden in den Untergrund. Der hangende Till ist dabei offenbar erosiv zerschnitten worden, der liegende Till ausgekolkt worden. Eine Eislinse müsste sich zudem im kompakten Till gebildet haben. Der auf diese Weise abgehobene Till-Bereich müsste im Hangenden erkennbar sein. Die hangenden bindigen Lagen müssten bei einer Eislinnenbildung stärker verformt worden, bzw. in die Wallbildung einbezogen worden sein. Insgesamt würde man bei einer Pingo-Genese eine kompliziertere Verteilung der verschiedenen Ablagerungen erwarten.

Alternativ denkbar wäre weiterhin eine Entstehung der Zirkular-Strukturen als Kames-Bildung mit zentraler Toteishohlform. Hierbei handelt es sich jedoch klassischerweise um rundliche bis längliche, oder um sehr unregelmäßige Oberflächenformen. Zudem sind Kames i. d. R. homogener aufgebaut als die hier kartierten Strukturen. LUNDQVIST (2010) reinterpretiert vormals als subzirkulare Esker gedeutete Formen nun als debris-flow-Strukturen. Entsprechende Strukturen treten jedoch an Hängen auf, nicht wie im vorliegenden Fall in einer Ebene. Der Vergleich mit den andernorts zu beobachtenden Subzirkular-Strukturen (DeKalb-Formen, doughnut mounds, vgl. IANNICELLI 2013) passt ebenfalls nicht. Diese Formen, die z. B. im Bereich Russland (Schwansen) sowie der Moorsee-Niederung südlich Kiel beobachtet wurden (enthalten im Geotop-Kataster des Landes SH), werden vorwiegend in Till-Oberflächen angelegt und besitzen eine deutlich geringere Reliefenergie, bzw. breitere Wälle. Strudeltöpfe sind normalerweise in eine verhältnismäßig flache Oberfläche eingefräst und besitzen keinen Ringwall.

Für den gesamten oberflächenahnen Bereich muss eine intensive periglaziäre Überformung angenommen werden. So wurden geringmächtige Fließerdien sowie äolische Umlagerungen in den Bohrungen erfasst.

Eine Altersdatierung (Proben-Nummer KIA50018, Tab. 1) der untersten Schichten des Kesselmoores innerhalb eines Subzirkular-Eskers (Abb. 4a, 6c) zeigt mit  $1.870 \pm 25$  a BP ein recht junges Alter im Vergleich zur westlich benachbarten Niederung des NSG Kranika. Eine weitere Probe wurde aus dem westlich gelegenen Subzirkular-Esker gezogen, sie zeigt ein Alter von ca. 5.000 a BP. Demnach setzte die Bildung der Torfmudde (Entnahmetiefe 2,20–2,21 m u. GOK; Torfpflanze aus Torfmudde, Labornummer KIA50018 Lütjensee) erst im ausgehenden Subatlantikum, bzw. frühen Subboreal ein, d. h. während des Klimaoptimums. Eine erosive Abtragung älterer Sedimente kann in der Hohlform weitgehend ausgeschlossen werden, eine Mineralisierung ehemals vorhandener organischer Ablagerungen allerdings nicht.

Teilbereich 3 stellt einen glazitektonisch gestauchten Moränenbereich dar. Er ist durch exarative Prozesse zu einer Art Plateau geformt worden. Dieser Bereich wurde durch Schmelzwässer intensiv zerschnitten. Die flache, verhältnismäßig ebene Oberfläche des Moränenbereiches spricht für eine subglaziale Genese, da vor oder unter dem Eis gebildete, gestauchte Randlagen i. d. R. unregelmäßiger gestaltet sind. Dieses spricht auch gegen eine Interpreta-

tion der Voll- und Hohlformen als (Jahres-)Moränen-ähnliche Bildung (vgl. GRUBE 1996–2000, Hofmann 1956). Eine glazitektonische Verstellung wird hier angenommen aufgrund (1) älterer Beobachtungen von RESSKE (1968) in den großen ehemaligen Aufschlüssen im Südteil der Rinnen (Lage in Abb. 7), (2) dem abrupten, tief reichenden Wechsel zwischen Till und Beckenschluff, (3) der kleinräumigen Zerschierung der Till-Abschnitte, (4) den deutlichen Heterogenitäten des Tills in den Bohrungen sowie den sehr unterschiedlichen Grundwasserständen in den Bohrungen. Glazitektonische Verstellungen sind auch nach den großräumigen Auswertungen von STEPHAN (2004) anzunehmen. Das Ausmaß dieser Verstellungen ist dabei aus den Bohrungen zum derzeitigen Zeitpunkt noch nicht exakt anzugeben. Sie dürften jedoch intensiver gewesen sein, da auch im angrenzenden Bereich Dwerkatzen, wo in der Ziegelei Eozän in Form von fettem, graugrünen bis schwärzlichem Ton abgebaut wurde (RANGE 1928) sowie in Lütjensee GRIPP (1964) entsprechende Verstellungen nachgewiesen werden konnten.

Eine Betrachtung der großen Anzahl von Rinnen auf einer kleinen Fläche hinsichtlich einer quantitativen Bilanzierung, deutet auf einen massiven Zufluss von Schmelzwasser hin. Dieses spricht für eine Funktion des nördlich gelegenen Beckens als Schmelzwasser-Rinne, die wiederum aus den nördlichen und / bzw. nordöstlichen Bereichen gespeist wurde. Denkbar erscheint in diesem Zusammenhang eine Plombierung der südlichen Teile der Großensee-Rinne durch die Moräne oder Toteis, die zu einem konzentrierten Schmelzwasserabfluss im Bereich Seebergen führte.

Die Rinnen sind überwiegend als subglaziale Schmelzwasser-Rinnen zu interpretieren, in denen das Schmelzwasser aus dem Beckenbereich der nördlich gelegenen Hohlform (Teilbereiche 1 und 2) in östlicher bis südlicher Richtung abfloss. Als Hauptindiz für eine subglaziale Genese kann das nachgewiesene Schwellen-Senken-Relief gelten. Die fehlende komplette Verfüllung der Rinnen könnte mit einer nur noch geringmächtigen Eisdecke erklärt werden. Denkbar wäre auch eine Bildung von Rinnen bei einem plötzlichen Auslauf eines Gletscherstausees. Entsprechende glazilimnische Ablagerungen, die im Beckenbereich (Teilbereich 2) vorhanden sein müssten, fehlen jedoch weitgehend. Zudem wäre in diesem Fall eher mit einer oder zwei Abflussrinnen zu rechnen und nicht mit zahlreichen. Da die Rinnen einen hoch gelegenen Bereich zerschneiden, müssen sie in einer Phase unter Anwesenheit eines höher aufragenden, vermutlich im Abtauen begriffenen Eiskörpers gebildet worden sein. Eine Niedertaulandschaft auf der Hochfläche hätte zu unregelmäßigen Vollformen geführt. Die vorherrschende NW-SE-Orientierung der Rinnen deutet auf einen Zusammenhang mit Querklüften eines aus NE vorstoßenden Inlandeises hin (Abb. 2). In wie weit die Anlage der Rinnen durch eine glazialtektonische Vorzeichnung gesteuert wurde, bleibt offen. Ein weiteres Indiz für eine subglaziale Genese ergibt sich aus den meist kurzen, quer zu den Rinnen verlaufenden Längstälern, die sich allerdings nicht über mehrere Rinnen hinweg fortsetzen. Sie besitzen kein einseitiges Gefälle. Die Quertäler dürften nach ihrer Orientierung als subglaziale Bildungen an Längsklüften im Eis angesehen werden. Die Rinnenbildung scheint in drei Bereichen besonders wirksam gewe-

sen zu sein: (1) Ausbissbereiche von Beckensedimenten (geringe bodenmechanische Festigkeit), (2) Kontaktbereiche von Till zu Sand und (3) sandige Bereiche. Die Rinnen zeigen ihre größte Ausdehnung, bzw. Breite in (3) im Ostteil des Untersuchungsgebietes, ihre größte Tiefe in (1). Die geringste Ausdehnung ist im Westteil mit meist festen und gegenüber Erosion widerstandsfähigeren Tills vorhanden.

Im Bereich der westlichsten Rinne wurde eine Probe in einer Bohrung aus einer Tiefe von 4,40 m u GOK entnommen und <sup>14</sup>C-datiert (vgl. Tab. 1). Diese Probe erbrachte ein Alter von ca. 11.000 Jahren vor heute. Demnach setzte hier die Sedimentation bereits im Präboreal ein.

Es deutet sich an, dass die Rinnenbildung vornehmlich in den Bereichen mit vorwiegend Sanden und Beckenablagerungen stattgefunden hat (Abb. 9). Die Tills mit ihrer größeren Standfestigkeit bilden den am höchsten aufragenden Moränenbereich. Die bei einigen Rinnen zu beobachtende Asymmetrie im Querprofil (Abb. 9) geht auf eine periglaziäre Überprägung in Form von Ablation, Solifluktion sowie ferner einer holozänen Kolluvien-Bildung zurück. Die Talformen sind verhältnismäßig frisch, bzw. zeigen eine hohe Reliefenergie, daher ist die Leistung der periglaziären Abtragungen nicht sehr groß. Dieses ist auch an den hoch liegenden, hochglazial gebildeten Beckentonen und -schluffen, die wiederum periglaziär überprägt wurden, zu erkennen. Der Hauptabtrag auf den westlich exponierten Hängen dürfte vorwiegend auf Ablation im Sinne LIEDTKE's (1983) zurückgehen, da vorwiegend sandige Ablagerungen vorhanden sind. Die rinnenartige Bildung am Hangfuß spricht für eine kaltzeitliche Genese, zumal keine organischen Einschaltungen vorhanden sind. Die Bildung von Kolluvien tritt daher in den Hintergrund. Die Verbreitung der Tone in Oberflächennähe spricht für eine Bildung in offenen Spalten, da sonst beim Abschmelzen des darüberliegenden Eises eine Sedimentation erfolgt wäre. Eine Abtragung dieses Materials erscheint unwahrscheinlich. In der Abschmelzphase erfolgte dann bereits die Sedimentation der Tone in einem offenen Spaltensystem.

Randlich zu den Hauptrinnen finden sich kurze, sehr tief eingeschnittene Seitentälchen, die vermutlich periglaziär angelegt wurden. Eine holozäne Überformung ist zumindest nicht ausgeprägt, weil keine Deltabildungen am Ende der Rinnen vorhanden sind, zumindest nicht an der Oberfläche.

Die Oberfläche der Hochbereiche ist weiterhin durch flache, breite Hohlformen geprägt, welche die gleiche Orientierung wie die eigentlichen Rinnen besitzen. Dieses spricht ebenfalls für eine subglaziale Genese. Die Zerkerbung in flachen Hohlformen dürfte subaerisch, teilweise periglaziär als Trockentalbildung (besonders die genannten zwei sehr tief eingeschnittenen Hohlformen) und örtlich auch während des Holozäns erfolgt sein.

Die in dem Schurf erfassten Sedimente dokumentieren die periglaziäre Veränderung der Rinnen nach der Sedimentation der glazilimnischen Ablagerungen. Die periglaziäre Überprägung reicht bis in die Beckentone hinein. Die unregelmäßige Oberkante der Beckenablagerungen, bzw. deren teilweise diapirartige Verstellungen dürfte durch komplizierte, mehrphasige Ereignisse unter Beteiligung periglaziärer Prozesse (Aufbau hoher Druckgradienten unter der Frostdecke, solifluidale Umlagerung von Hangma-

terial – hierdurch teilweise folgende laterale Einengung und Stauchung der Sedimente im Rinnenzentrum, Setzungsvorgänge durch eine sich ausbildende flächenhafte Periglazialdecke usw.) zustande gekommen sein. Innerhalb der im Hangenden der Beckenablagerungen auftretenden, teilweise schluffigen, insgesamt jedoch recht groben Ablagerungen ist eine intensive Solifluktion dokumentiert. Die solifluidal umgelagerten und abgespülten Sedimente sind in einer späteren Phase durch Kryoturbation und/oder Frost-/Eiskeilbildung überformt worden. Es deutet sich eine stärkere holozäne Überprägung an (mächtige Kolluvien), jedoch ist eine Abgrenzung zwischen periglaziär und holozän umgelagerten Sedimenten aufgrund des Fehlens von organischen Bestandteilen schwierig. Ein quantitativer, bzw. flächenhafter Nachweis der mächtigen Kolluvien steht zudem noch aus.

Die markanten rundlichen Hohlformen am südlichen Rand des Teilbereiches 2 („V“ in Abb. 4a) sind als Strudeltöpfe, bzw. Kolkbildungen abfließende Schmelzwässer aus dem Toteis der Niederungen zu interpretieren. Von diesen Kolken aus erfolgte ein Abfluss in die großen Rinnen. Gegen eine Interpretation als Toteis-Hohlformen sprechen die große Tiefe sowie die Zu- und Abflüsse zum Becken, bzw. zu den Rinnen. Eine nähere Untersuchung steht allerdings noch aus. Die rundlichen Hohlformen an der Oberfläche des Hochbereiches sind dagegen als Toteisformen zu deuten (vgl. WEISSE 2007).

Eine Vermoorung ist innerhalb der Rinnen auf die ausgeprägten Niederungen konzentriert. Nur wenige Rinnen zeigen eine durchgehende, flächenhafte Vermoorung. Aufgrund der tief liegenden Grundwasseroberfläche konnte es nur im Bereich von stauenden Sedimenten zu einer Moor-/Torf-Bildung kommen. Dieses sind ganz überwiegend die Beckentone (untergeordnet Beckenschluffe) in den Über-tiefungen der Rinnen.

## Danksagung

Die Arbeiten wurden vom Autor teilweise im Rahmen seiner Tätigkeit beim Geologischen Dienst Schleswig-Holstein im LLUR durchgeführt. Der Forstverwaltung, besonders Herrn Körber (Staatl. Försterei Lütjensee), der Unteren Naturschutzbehörde (Kreis Stormarn), Sabine Kaldler und Joachim Schulz sei für die Unterstützung bei den Feldarbeiten gedankt. Weiterhin geht Dank an: Labor des Straßenbauamtes, besonders Frau Barbara Kaczirek und den Mitarbeitern des Landeslabors in Neumünster für die Untersuchung von Bodenproben, dem Leibniz-Labor in Kiel, besonders Herrn Dr. Alexander Dreves, für die <sup>14</sup>C-Datierung von Proben, den Herren Mevs, Krug, Preuß und Peters sowie Florian Grube für den unermüdlichen Einsatz bei den Bohrarbeiten sowie Maike Schirk und Christina Verdick für die Hilfe bei der Erstellung von Zeichnungen. Herrn Dr. habil. H. Usinger (Kiel, †) möchte ich herzlich für die Kooperation und die Diskussion der Ergebnisse danken. Herrn Prof. emer. Jan Lundqvist (Stockholm) danke ich für die Diskussion zu zirkularen Strukturen. Frau Dipl.-Geol. Cornelia Ruhland (Hamburg) danke ich herzlich für die Durchsicht des Manuskriptes. Den beiden Gutachtern sei für das konstruktive Review gedankt, Herrn Dr. Phil Gibbard (Cambridge, UK) für die Korrektur des Abstracts.

## Literatur

- AGSTER, G. (1999): Endbericht zum Untersuchungsprogramm zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebotes im schleswig-holsteinischen Nachbarraum zu Hamburg (Südost-Holstein). – Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek, 121 S., Anhang, Anlagenband [unveröff.].
- ALAI-OMID, M., CHRISTENSEN, S., KOSACK, B. & LANGE, W. (1988): Grundzüge der Geologie des Kreises Stormarn. – Die Heimat, 95: 18–31.
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S., KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. – Geologisches Jahrbuch, A 153: 3–95.
- CHRISTIER, H. (2001): Erfassung des aktuellen Zustandes der Riepswiesen, einem Teilbereich des Naturschutzgebietes Kranika im südöstlichen Schleswig-Holstein (Kreis Stormarn). – Diplomarbeit, Universität Hamburg, 144 S. + Anhang [unveröff.].
- DE GANS, W. (1988): Pingo scars and their identification. – PhD thesis, Vrije Universiteit te Amsterdam, 132 pp.
- EGGERS, W. (1933): Karte der geologischen Landschaftsformen der Umgebung von Hamburg. – Verlag J. Köhler; zu Wanderkarte Großhamburg und Umgebung, Hamburg (Boyens).
- EHLERS, J., GRUBE, A., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2011): Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results. – Developments in Quaternary Science, 15: 149–162.
- GRIPP, K. (1933): Geologie von Hamburg und seiner näheren Umgebung. – Gesellschaft der Freunde des Vaterländischen Schul- und Erziehungswesens, Hamburg, 154 S.
- GRIPP, K. (1934): Diluvialmorphologische Untersuchungen in Süd-Holstein. – Zeitschrift deutsche Geologische Gesellschaft, 86 (2): 73–82.
- GRIPP, K. (1938): Eine geologische Reise durch Stormarn. – In: C. BOCK VON WÜLFINGEN & W. FRAHM [Hrsg.]: Stormarn – Der Lebensraum zwischen Hamburg und Lübeck. – 33–52; Hamburg (Hartung).
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – 411 S.; Neumünster (Wachholtz).
- GRUBE, A. (1996–2000): Geotopschutz in Schleswig-Holstein – Untersuchungen im Kreise Stormarn. – Die Heimat, 103 (9/10), 190–216; (11/12): 244–251; 105 (7/8): 146–165; 107 (9/10): 157–179.
- GRUBE, A. (2010): Stülfelder Tannen – eine einmalige Niedertau- und Kames-Landschaft der Weichsel-Kaltzeit (Kreise Stormarn und Segeberg). – Natur- und Landeskunde 117 (7–9): 93–101.
- GRUBE, A. (2011): Zur Struktur von Eskern in Schleswig-Holstein, unter besonderer Berücksichtigung des „Esker-Kames-Systems Forst Steinburg“ in morphologischer Hochlage. – E&G Quaternary Science Journal 60 (4): 425–433.
- GRUBE, A. (2014): Die Eiszerfalls-Landschaft Hevenbruch im Stadtwald Lübeck (Kreis Herzogtum Lauenburg, Schleswig-Holstein). – Verhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Hamburg, 48: 203–220.
- GRUBE, F. (1969): Zur Geologie der weichselzeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf. – Abhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Hamburg, 13: 141–194.
- HINSCH, W. (1991): Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein 1:200.000. – Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel.
- HOFMANN, J. (1956): Diluvialmorphologische Untersuchungen in der Umgebung der Hahnheide (Kreis Herzogtum Lauenburg). – Unveröff. Diplomarbeit, Universität Kiel, 43 S.
- IANNICELLI, M. (2013): Misconceivment about the formation of true DeKalb Mounds in DeKalb County, Illinois. – Journal of Geography and Geology, 5 (2): 31–42.
- ILLIES, H. (1955): Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. – Mitteilungen Geographische Gesellschaft Hamburg, 51: 7–54.
- JOHANNSEN, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein. – Geologisches Jahrbuch, C28: 3–586.
- JOHANSSON, E. (1934): Studien im Gebiete zwischen Torp und Snickaregården, der Kamelandschaft von Valle Häråd, Västergötland, Schweden. – Geografiska Annaler, 16: 125–145.
- KAUFHOLD, H. (2012): Geologische Übersichtskarte von Schleswig-Holstein 1:250.000. – Unter Mitarbeit von BURBAUM, B. & GRUBE, A.; Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein.
- KOCH, E. (1931): Der Untergrund im Gebiet des Großensees und des Mönchteichs bei Trittau im südlichen Holstein. – Mitteilungen Mineralogisch-Geologisches Staatsinstitut Hamburg, 12: 15–48.
- LIEDTKE, H. (1983): Periglacial sloopewash and sedimentation in Northwestern Germany during the Würm (Weichsel-) Glaciation. – Proc. Fourth Intern. Permafrost Conf., Fairbanks, Alaska: 715–718; Washington D.C. (National Academy Press).
- LOERBROCKS, F. W. (2012): Quartärgeologische Kartierung im Bereich Staatsforst Bergen Trittau. – Diplomarbeit, Department Geowissenschaften, Universität Hamburg, 56 S. + Anhang [unveröff.].
- LUNDQVIST, J. (1969): Beskrivning till jordartskarta över Jämtlands län. – Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ca 45: 418 S.
- LUNDQVIST, J. (1979): Morphogentic classification of glaciofluvial deposits. – Sveriges Geologiska Undersökning, Avhandlingar och Uppsatser, 73 (8): 3–72.
- LUNDQVIST, J. (2010): Deposits from landslides and avalanches triggered by seismic activity in Swedish Lapland. – Geografiska Annaler, 92A (3): 411–419.
- MINGRAM, J., NEGENDANK, F. W., BRAUER, A., BERGER, D., HENDRICH, A., KÖHLER, M. & USINGER, H. (2007): Long cores from small lakes – recovering up to 100 m-long lake sediment sequences with a high-precision rod-operated piston corer (Usinger-corer). – Journal of Paleolimnology, 37: 517–528.
- OTTMAR, M. A. (2012): Quartärgeologische Kartierung östlich Lütjensee. – Diplomarbeit, Department Geowissenschaften, Universität Hamburg, 59 S. + Anhang [unveröff.].
- PFEFFERLE, R. (1935): Zur Morphologie des Talsandterassentäler in der Umgebung von Hamburg. – Dissertation, Hamburg, 77 S.; Würzburg (Triltsch).
- PROCHASKA, S. & VOSS, K. (1988): Gutachten Riepswiesen, Trittau (Landkreis Stormarn). – DIERSSEN, K. im Rahmen des Forschungsprojektes „Grundlagenerhebung und Erarbeitung eines Entwicklungskonzeptes im Bereich forstfiskalischer Flächen“. – PROCHASKA, S.; VOSS, K. [Bearb.], 64. S. [unveröff.].
- RANGE, P. (1928): Zur Geologie der Umgebung von Trittau im südlichen Holstein. – Jahrbuch Preußische Geologische Landesanstalt, 49 (1): 248–251.
- RANGE, P. (1935a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Blatt Trittau. – Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin, 37 S.
- RANGE, P. (1935b): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25.000, Blatt 2328 (Trittau). – Bearbeitet von P. RANGE (1925, 1926); Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- RESSKE, F. (1968): Topographie, Morphologie und Morphogenese einer Eisrandlage – Die Notwendigkeit einer großmaßstäblichen topographischen Aufnahme für glazialmorphologische Studien am Beispiel der Würm-Eisrandlage im Bereich des Lütjensees, südliches Holstein. – Hamburger Geographische Studien, Sonderheft. 122 S.
- SIMON, W. G. (1937): Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. – Mitteilungen Geographische Gesellschaft und Naturhistorisches Museum Lübeck, 39: 13–33.
- STEPHAN, H.-J. (1997): Wie weit reichte die Vergletscherung der letzten Eiszeit in Schleswig-Holstein? – Die Heimat, 104: 52–57.
- STEPHAN, H.-J. (2004): Karte der Stauchgebiete und Haupt-Gletscherrandlagen in Schleswig-Holstein 1:500.000. (Map of glacio-tectonics and main glacier-margin lines in Schleswig-Holstein 1:500,000). – Meyniana, 56: 149–154.
- TODTMANN, E. M. (1954): Die würmzeitlichen Eisrandschwankungen im Bereich der Hahnheide bei Trittau östlich von Hamburg. – Mitteilungen Geologisches Staatsinstitut Hamburg, 23: 142–149.
- WEISSE, R. (2007): Glaziäre Kleinsenken des Potsdamer Gebietes. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 14 (1): 51–63.
- WETZEL, W. (1929): Geologischer Führer durch Schleswig-Holstein. – 179 S.; Berlin (Borntraeger).



# Multiproxy-Untersuchungen zur Paläoökologie und -hydrologie eines spätglazial- bis frühholozänen Flachsees im nordost-deutschen Küstengebiet (Glowe-Paläosee/Insel Rügen)

Reinhard Lampe, Wolfgang Janke, Manuela Schult, Stefan Meng, Matthias Lampe

**How to cite:** LAMPE, R., JANKE, W., SCHULT, M., MENG, ST. & LAMPE, M. (2016): Multiproxy-Untersuchungen zur Paläoökologie und -hydrologie eines spätglazial- bis frühholozänen Flachsees im nordostdeutschen Küstengebiet (Glowe-Paläosee/Insel Rügen). – E&G Quaternary Science Journal, 65 (1): 41–75. DOI: 10.3285/eg.65.1.03

**Kurzfassung:** Vorgestellt werden die Ergebnisse von Multiproxy-Untersuchungen an einem 3 m langen Sedimentprofil des Glowe-Paläosees, welches den Zeitraum Prä-Bölling bis mittleres Präboreal umfasst. Die spätglazial-frühholozäne Landschaftsentwicklung, die Klimaschwankungen, Gewässerentwicklung, Seespiegelvariation und Vegetationsgeschichte umfasst, wird mit Hilfe von Pollen-, Diatomeen-, Makrorest-, Mollusken- sowie sedimentologisch-geochemischen Analysen und <sup>14</sup>C-Datierungen rekonstruiert. Der Paläosee entstand mit Schwinden des Permafrostes im Bölling und entwickelte sich im Allerød zu einem 3–4 m tiefen, artenarmen, makrophytenreichen Stillgewässer. Die Vegetationsbedeckung ging in der Jüngeren Dryas stark zurück, um im Präboreal schnell mit höherer Dichte zurückzukehren. Phasen kühleren Klimas können mit der Gerzensee-Schwankung, der Jüngeren Dryas sowie der Rammelbeek-Schwankung parallelisiert werden, die palynologisch jeweils zweigeteilt sind. Eindeutige Hinweise auf die Ältere Dryas fanden sich dagegen nicht. Die kühlen Phasen waren mit verstärkten allogenen Materialeinträgen in den See verbunden, wobei in der Jüngeren Dryas überwiegend solifluidale, in der Gerzensee- und in der Rammelbeek-Schwankung fluviale Transportprozesse dominierten. Die markanteste Veränderung der paläoökologischen Parameter des Paläosees wurde durch die schnelle Erwärmung zu Beginn des Präboreals verursacht. In den wärmeren Klimaphasen wurde die Vegetationsentwicklung beeinflusst durch die Nähe des Baltischen Eissees, die zu einer gegenüber südlicheren Gebieten verzögerten Ausbreitung der Kiefer führte. Die länger andauernden Klimawechsel bestimmten auch die Variation in der chemischen Zusammensetzung der Sedimente, der Diatomeenflora und der Makrophytenvegetation. Kleinskalige Schichtwechsel vor allem im älteren Teil des Profils können bisher nicht erklärt werden. Aus dem aufgeschlossenen Schichtenverlauf wird eine Kurve der Seespiegelentwicklung abgeleitet, die einen schnellen Anstieg im frühen Allerød und einen verlangsamten Anstieg bis zum Höchststand in der Jüngeren Dryas erkennen lässt. Im frühen Präboreal setzte eine schnelle Senkung des Seespiegels ein, die im mittleren Präboreal zur Verlandung des Sees führte.

**Multiproxy investigations on the palaeoecology and -hydrology of a Lateglacial to Early Holocene shallow lake at the north-east German Baltic Sea coast (Glowe Palaeolake/Rügen Island)**

**Abstract:** The paper presents results of multiproxy-investigations of a 3 m long sediment section from the Glowe Palaeolake, covering the period Pre-Bölling to the middle of the Preboreal. The Lateglacial and early Holocene landscape development comprising climate fluctuations, lake evolution, lake-level variations and vegetation history is reconstructed using pollen, diatom, macrofossil, molluscs as well as sedimentological and geochemical data based on <sup>14</sup>C-dating. The palaeolake appeared due to the decay of the permafrost during the Bölling and developed in the Allerød into a 3–4 m deep, species-poor and macrophyte-rich stillwater. The submerse vegetation and fauna decreased during the Younger Dryas, but returned fast and with higher density in the Preboreal. Phases of cooler climate can be parallelized with the Gerzensee oscillation, the Younger Dryas and the Rammelbeek oscillation, which each are palynologically bipartite. In contrast, indications for the Older Dryas were only scarce. The cooler phases were characterized by intensified allochthonous clastic input into the lake. During the Younger Dryas the input was dominated by solifluction processes, while during the Allerød and the Preboreal predominantly fluvial processes occurred. The most significant changes in the palaeoecology of the lake were caused by the rapid warming at the onset of the Preboreal. During the phases of warmer climate the vegetation development was influenced by the vicinity to the Baltic Ice Lake, which caused – compared to more southerly regions – a delayed spread of *Pinus*. Also, the long term climate changes determined the alterations in the chemical sediment composition, the diatom flora and the macrophyte vegetation. Short term variations, which caused the closely spaced sediment layering mainly in the older part of the sediment section cannot be explained so far. The course of the outcropping stratigraphic units was used to construct a lake-level curve. It shows a rapid rise in the early Allerød and a subsequent slower rise until the highstand in the Younger Dryas. In the early Preboreal, a fast lake-level fall occurred, the palaeolake silted up and dried out in the middle of the Preboreal.

**Keywords:** Late Glacial, Early Holocene, northern Central Europe, palaeolake, pollen, diatoms, macrofossils, molluscs, geochemistry, radiocarbon dating, lake sediments, climate fluctuation, vegetation history, lake-level variation

**Addresses of authors:** R. Lampe\*, M. Schult, St. Meng, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, 17487 Greifswald, Germany, E-Mails: lampe@uni-greifswald.de, schultm@uni-greifswald.de, stefan.meng@uni-greifswald.de; W. Janke, K.-Liebknecht-Ring 23, 17491 Greifswald, Germany, E-Mail: wofajanke@web.de; M. Lampe, Zöllnerstr. 4, 99423 Weimar, Germany, E-Mail: lampe@math.uni-leipzig.de; \*corresponding author

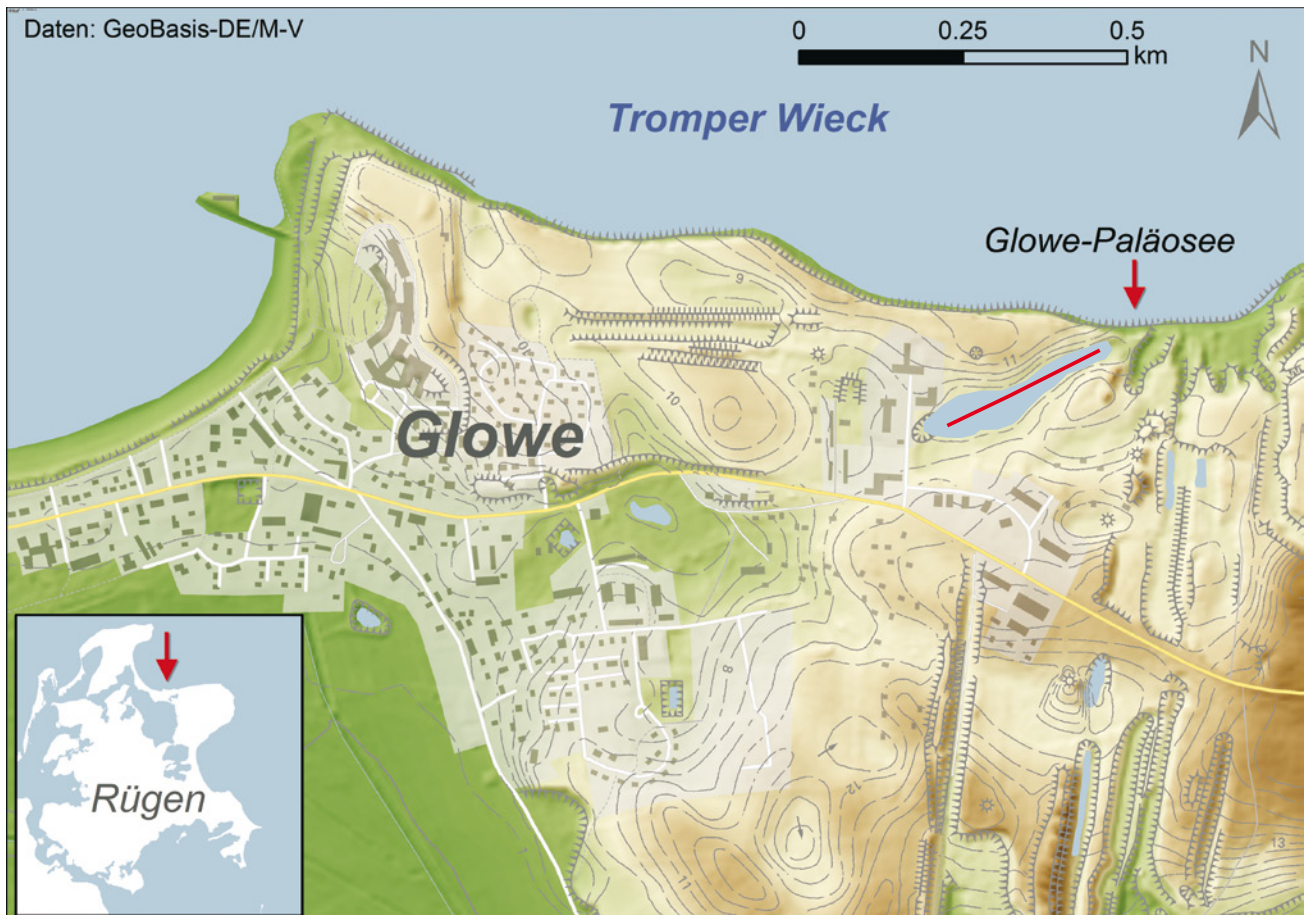


Abb. 1: Karte zur Lage des Untersuchungsgebietes östlich der Ortschaft Glowe. Erkennbar ist die NE-SW streichende Rinne eines Flachsees, in dessen nördlicher Verlängerung sich das Profil des GP am Steilufer befindet (roter Pfeil). Bohrungen entlang der Rinnenachse (rote Linie) haben gezeigt, dass die beiden Seen zu keinem Zeitpunkt miteinander in Verbindung standen.

Fig. 1: Map of the study area east of the village Glowe showing a NE-SW trending elongate shallow lake depression. The basin sediments of the Glowe palaeolake (GP, red arrow) are exposed along the cliff face in the NE extension of the depression. Drill cores taken along the axis of the lake depression (red line) indicated that both lakes were never connected.

## 1 Einleitung

Die Bildung und Akkumulation von Seesedimenten ist von vielen internen und externen Faktoren abhängig. Beckenmorphologie, Trophie, Mischungsverhältnisse und Ionengehalt des Seewassers, Relief und Reliefstabilität des Einzugsgebietes sowie weitere Parameter bestimmen maßgeblich, welche Sedimente mit welcher Akkumulationsrate abgelagert werden (HÅKANSON & JANSSON 1983). Mehrere der genannten Parameter werden ihrerseits vom Klima kontrolliert. Wasserbilanz, Temperatur und Windverhältnisse steuern den seeinternen Stoffumsatz sowie die Stoffeinträge aus dem Einzugsgebiet. Seesedimente sind deshalb ideale Geoarchive, anhand derer mit geeigneten Multiproxy-Analysen paläoökologische und paläoklimatische sowie anthropogene Eingriffe in den Naturhaushalt erschlossen werden können (DIGERFELDT 1986). Flachseen reagieren mit ihren geringen Wasservolumina und kleinen Einzugsgebieten besonders schnell auf veränderte Umweltbedingungen. Ihre Sedimente erfassen wegen des sehr begrenzten Akkumulationsraumes nur relativ kurze Zeitabschnitte. Wegen der meist intensiven Bioturbation und strömungsinduzierter Umlagerungen der Sedimente ist die erreichbare zeitliche Auflösung geringer als in Sedimenten

tiefer Seen, doch wird dies zum Teil kompensiert durch höhere Akkumulationsraten. Flachseen eignen sich in besonderem Maße zur Rekonstruktion von Seespiegelschwankungen, die wiederum Indikatoren der klimaabhängigen Landschaftswasserbilanz sind (DEARING 1997).

Im nordmitteleuropäischen Jungmoränengebiet sind Flachseen ein weitverbreitetes Phänomen der Grundmoränenlandschaften. Nach dem Abschmelzen des weichselzeitlichen Inlandeises entstanden sie zumeist in der Zeit zwischen Bølling und frühem Präboreal durch senkenbildenden Permafrostzerfall oder Toteisaustau (NITZ 1984, KAISER et al. 2012). In seltenen Fällen sind im südbaltischen Küstengebiet inzwischen verlandete Flachseen durch den holozänen Meeresspiegelanstieg und den damit verbundenen Rückgang der Steilküsten (UŚCINOWICZ 2006, HOFFMANN & LAMPE 2007, LAMPE et al. 2010a) angeschnitten worden und stellen leicht zugängliche Archive der spätpleistozän-frühholozänen Umweltverhältnisse dar. In der Literatur finden sich entsprechende Untersuchungsergebnisse von Seeprofilen bei Niechorze (KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA et al. (1984), vom Żarnowiec-See (LATAŁOWA 1982), von Meschendorf (LORENZ & JANKE 2012), Ahrenshoop (KAISER 2001) sowie vom Niedersee (KOSSLER & STRAHL 2011, MENZEL-HARLOFF & STRAHL 2012) und Credner-See (KLEWE 1969), wobei die

Rekonstruktion der Vegetationsentwicklung im Umland meist im Mittelpunkt dieser Analysen stand. Insbesondere wegen der Nähe zum spätglazialen Baltischen Eissees (BJÖRCK 1995, LAMPE 2005) und dessen Klimaeinfluss sowie der Nähe zur Grenze des kontinuierlichen Permafrostes (ISARIN 1997) haben diese Profile das Potenzial, Unterschiede in der Landschafts- und Klimaentwicklung im Vergleich zu südlicheren oder kontinentaleren Bereichen aufzuzeigen.

## 2 Untersuchungsgebiet und Voruntersuchungen

Seit Ende der 1990er Jahre werden am Steilufer der Tromper Wiek, ca. 1300 m östlich des Königshörn in der Gemeinde Glowe/Insel Rügen (54° 34,335 N, 13° 29,330 E) Sedimente eines verlandeten Sees (im Folgenden GP = Glowe-Paläosee) durch den Küstenrückgang freigelegt (Abb. 1). Der Aufschluss liegt in der nordöstlichen Fortsetzung eines etwa 250 m langen, SW-NE orientierten, rinnenförmigen und in starker Verlandung begriffenen Sees östlich des Glower Kreidesattels (PANZIG 1995, LUDWIG 2005). Im Winter 2014 durchgeführte Sondierungen entlang der Rinnenachse (Abb. 1) haben gezeigt, dass der GP durch eine breite Geschiebemergelschwellen von dieser Rinne getrennt ist und somit ein kleineres, separates Becken darstellt. 2001 betrug die Länge des Aufschlusses am Steilufer etwa 20 m, die Seesedimente hatten in ihrem Zentrum eine Mächtigkeit von ca. 1,5–2 m (Aktennotiz v. 26.1.2001, Landkreis Rügen, Bauamt-Bodendenkmalpflege), 2011 betrug die entsprechenden Werte bereits 27 m und 3,0 m, 2015 waren es 44 m und 2,4 m. Das Einfallen der Schichten der Seesedimente in Richtung Land und die beobachtete rasante Erweiterung des Aufschlusses lassen vermuten, dass das aufgeschlossene Profil sich dem Zentrum des GP nähert und die Ausdehnung des Aufschlusses sich in absehbarer Zeit verringern wird.

Das ehemalige Einzugsgebiet lässt sich nicht mehr bestimmen, muss aber relativ klein gewesen sein. Oberirdische Zu-, Ab- oder Durchflüsse sind nicht bekannt. Die

Fläche des GP betrug zur Zeit der größten Ausdehnung vermutlich kaum mehr als 0,2 ha, die maximale Tiefe kann, dem gegenwärtigen Relief nach zu urteilen, kaum mehr als 4 m betragen haben. Die geringe Ausdehnung der Seefläche und die Windabschattung durch die Ufervegetation haben zur Sedimentation von Mudde schon in Wassertiefen von wenigen Dezimetern geführt (vgl. HÅKANSSON & JANSSON 1983).

Die Sedimentfolge des GP lagert einem spätweichselzeitlichen Till auf. Bei 2009 erstmals durchgeführten Untersuchungen (Profil Glowe 2, LAMPE et al. 2010b) begann sie mit einem nur wenige Zentimeter mächtigen holzreichen Humushorizont (Erl-14741: 11842 ± 39 <sup>14</sup>C BP), der von einer karbonathaltigen Organosilikatmudde überlagert wurde. Beide Sedimente waren auf einen rinnenartig stärker eingesenkten Zentralteil des Aufschlusses beschränkt und keilten lateral nach wenigen Metern aus (Abb. 2). Auffällig waren starke Schichtverwürgungen, die auf Kryoturbation zurückgeführt wurden (Detaildarstellung in Abb. 2). Ein Schwemmtorf in der Mitte des Profils legte nahe, dass es eine Phase deutlich verringerter Wassertiefe gab (Abb. 9 in LAMPE et al. 2010b).

Mit erweitertem Methodenspektrum wurde 2011 das Profil Glowe 3 bearbeitet. Bis dahin hatten sich infolge des Küstenrückgangs die Aufschlussverhältnisse geändert: relativ zum Meeresspiegel liegt seitdem die Basis des Seeprofiles etwas höher, die rinnenartige Vertiefung mit dem holzreichen Horizont und den Schichtverwürgungen sind verschwunden. Im Schichtverband zeigen die jüngeren Lagen nun eine gegen das Ufer gerichtete, transgressive Tendenz, so dass bis kurz vor der Verlandung des GP von einem Anstieg des Wasserspiegels und einer Vergrößerung der Seefläche ausgegangen werden kann. Der Ausbiss der Schichten war 2011 wegen voluminöser, dicht bewachsener Kliffhalden nicht einsehbar.

Seit 2011 beginnt das Profil mit einer geringmächtigen Humusanreicherung auf Till (Abb. 3). Mit unscharfem Übergang schließt sich im Hangenden eine ± paral-

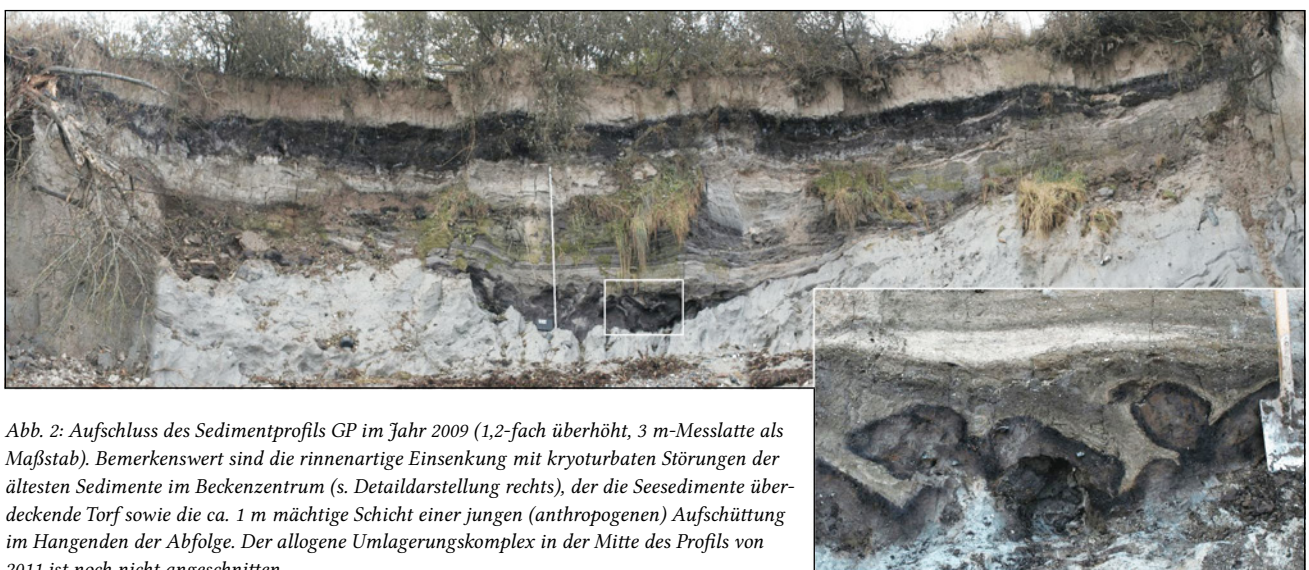


Abb. 2: Aufschluss des Sedimentprofils GP im Jahr 2009 (1,2-fach überhöht, 3 m-Messlatte als Maßstab). Bemerkenswert sind die rinnenartige Einsenkung mit kryoturbaten Störungen der ältesten Sedimente im Beckenzentrum (s. Detaildarstellung rechts), der die Seesedimente überdeckende Torf sowie die ca. 1 m mächtige Schicht einer jungen (anthropogenen) Aufschüttung im Hangenden der Abfolge. Der allogene Umlagerungskomplex in der Mitte des Profils von 2011 ist noch nicht angeschnitten.

Fig. 2: Exposed GP lake sediments along the Glowe cliff in 2009 (exaggeration factor 1.2, 3 m rod for scale). Note the channel-like depression in the centre of the basin with cryoturbation structures in the oldest sediments (cf. close-up on the right side), the peat layer which covers the lake sediments, and the ca. 1 m thick unit of younger (anthropogenic) infill at the top of the sequence. The allogenic redeposition complex, later recognized in the central portion of the section (2011), was not yet exposed.

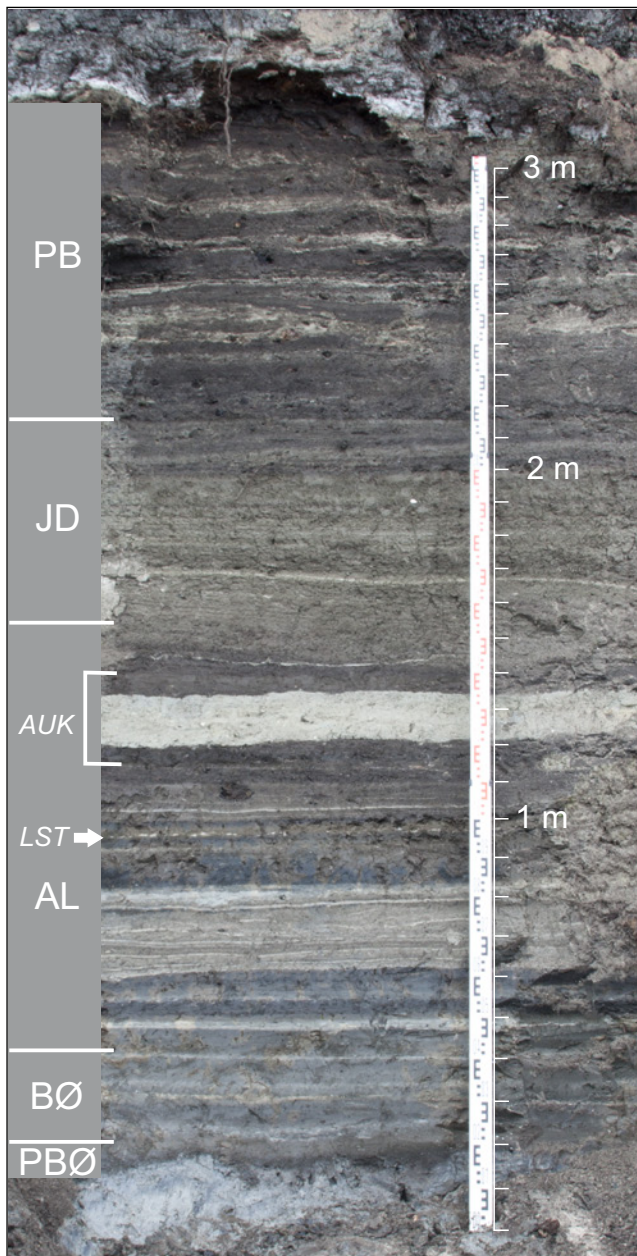


Abb. 3: 2011 untersuchtes Profil (zur Lage vgl. Abb. 13). Deutlich erkennbar ist der subparallel-schichtige Aufbau aus abwechselnd stärker organisch bzw. karbonatisch geprägten Sedimentlagen. In der Mitte des Profils befindet sich ein allogener Umlagerungskomplex (AUK), bestehend aus einem Diamikton und einhüllenden holzreichen Mudden. Etwa 25 cm unter dem Diamikton des AUK ist die Laacher See-Tephra (LST) erkennbar. Die palynostratigraphische Zuordnung entspricht den in Kap. 4.3 mitgeteilten Ergebnissen und war 2011 durch Voruntersuchungen in den Grundzügen bekannt.

Fig. 3: Sediment section investigated in the 2011 study (for position see fig. 13). The sequence architecture is dominated by clearly visible subparallel laminae with alternating levels of organic and calcareous content. Also note the allogenic redeposition complex (AUK), consisting of a diamicton and associated wood-rich mud beds exposed in the middle portion of the profile. About 25 cm below the diamicton of the AUK the Laacher See Tephra (LST) can be seen. The pollen stratigraphy corresponds to the results described in 4.3 and was known with its basic features from preliminary investigations.

lel geschichtete Wechselfolge von molluskenführenden Kalk- und Organosilikatmudden an. In den unteren 65 cm überwiegen stärker karbonatisch, darüber mehr organisch geprägte Ablagerungen. Die Schichtmächtigkeit nimmt

aufgrund des Trichtereffekts („sediment focusing“, LEHMAN 1975) in Richtung des Beckeninneren zu. Die Neigung der ehemaligen Unterwasserhänge ist gering, Störungen der subparallel-horizontalen Schichtlagerung sind – mit einer Ausnahme – nicht zu beobachten: Im Zentrum des Profils ist der holzreiche Schwemmtorf ersetzt durch holzärmeres, organikreiches, muddeartiges Sediment. Zwischen diesem tritt zusätzlich ein markantes diamiktisches Sediment auf (Abb. 3), das seitlich nach wenigen Metern auskeilt. Es liegt nur im zentralen Teil des Profils schichtkonkordant, insbesondere am westlichen Ende des Aufschlusses (Abb. 4) ist eine deutlich diskordante Lagerung erkennbar, die zeigt, dass das Diamikton nach oben in höher gelegene Schichten ausstreicht, die zum Zeitpunkt der Diamikton-Ablagerung bereits existiert haben müssen. Offenbar stellt das Diamikton ein allogenes Sediment dar, das – aus dem Uferbereich des Sees kommend – bis in den Zentralbereich des GP abgelagert wurde und aufgrund seiner hohen Dichte unter Verdrängung bereits abgelagerten Sedimentes akkumulierte.

Genese und Charakter des muddeartigen Sediments unmittelbar unter und über dem Diamikton waren zunächst unklar. Es wurde deshalb, im Gegensatz zum Diamikton, in alle Analysen einbezogen. Die dabei erhaltenen Daten sowie die bessere Aufschlussituation in den Nachfolgejahren haben gezeigt, dass beide Sedimente zusammen einen allogenen Umlagerungskomplex (AUK, Abb. 3) bilden, der in diesem Bereich eine Störung des stratigraphischen Zusammenhangs verursacht. In den Diagrammen ist der AUK deshalb als Sedimentabschnitt besonders hervorgehoben, wobei der muddeartige Teilkomplex grün, das Diamikton sandfarben markiert sind.

Einen stratigraphischen Leithorizont bildet die Tephra des Laacher See-Ausbruchs (LST, Abb. 3), die bereits 2009 gefunden und mikroskopisch (LAMPE et al. 2010) und geochemisch (S. WULF, GFZ Potsdam, pers. Mitt.) identifiziert wurde. Sie liegt als makroskopisch erkennbare Lage ca. 25 cm unter dem Diamikton des AUK, ist im Zentrum des GP bis 0,5 cm mächtig und teilweise linsenförmig aufgelöst. Die Lage dünnt uferwärts aus und ist in den Randbereichen nicht mehr sichtbar.

In den Seesedimenten sind häufig Hölzer zu finden, von denen einige Bissspuren des Bibers tragen (frdl. Mitt. R. SOMMER, Rostock, heute Kiel). Die  $^{14}\text{C}$ -AMS-Datierung eines 2009 ca. 80 cm über Profilbasis entnommenen Holzes ergab  $11413 \pm 38$   $^{14}\text{C}$  BP (Erl-14742, Abb. 9 in LAMPE et al. 2010b). Die Folge von stärker organisch geprägten Mudden endet am Beginn des oberen Profildrittels. Sie geht in einen, die weitgehende Füllung des Beckens anzeigenden, stärker siliziklastisch geprägten Abschnitt über, in den an den Beckenrändern sandig-kiesige Sedimente (oberer Schwemmfächer) und Fließerden eingeschaltet sind. Danach endet das Seeprofil abrupt und geht mit einem nur wenige Zentimeter breiten Übergang in einen Holztorf über.

In dem ca. 1 m mächtigen Holztorf sind zahlreiche Baumstümpfe und Stammstücke erhalten geblieben. Die Datierung eines einzelnen Holzstückes aus dem untersten Bereich des Torfes ergab ein Alter von  $9444 \pm 38$   $^{14}\text{C}$  BP (Erl-14743), das wegen Übereinstimmung mit dem palynologisch bestimmten Alter als zuverlässig angesehen wird. Unter Berücksichtigung des oben genannten Datums von



Abb. 4: Diskordante Lagerung des nach Westen aufwärts in jüngere Schichten auskeilenden Diamiktons des AUK, Winter 2012.

Fig. 4: Western part of the allogenic redeposition complex (AUK), where the diamicton dwindles upwards into younger sediments, winter 2012.

11842 ± 39 <sup>14</sup>C BP (Erl-14741) aus dem untersten Humushorizont standen damit für die Ablagerung der 3 m mächtigen Mudden des Profils Glowe 3 ca. 2400 <sup>14</sup>C-Jahre (3000 Kalenderjahre) zur Verfügung.

Ein an Holz ermitteltes Datum aus dem obersten Bereich des Torfes lieferte ein Alter von 3016 ± 38 <sup>14</sup>C BP (Erl-14744). Aus den Untersuchungen von 2009 (LAMPE et al. 2010b) ist bekannt, dass das Torfwachstum zwischen jüngerem Präboreal und dem jüngeren Abschnitt des Älteren Atlantikums unterbrochen war und danach durch zunehmenden Grundwasseranstieg ein Versumpfungsmoor aufwuchs. Torf aus der Slawenzeit, der Zeit der deutschen Ostkolonisation und jüngeren Entwicklungsabschnitten konnte nicht nachgewiesen werden, was sich auch im fast völligen Fehlen von FAGUS, CARPINUS sowie Getreide- und Unkrautarten in den pollenanalytischen Befunden widerspiegelt. Etwa 1,30–1,35 m unter der Oberfläche von 2009 wurde im Torf eine artefaktführende Fundschicht identifiziert, die vermutlich neolithischen Alters ist (Aktennotiz v. 26.1.2001, Landkreis Rügen, Bauamt-Bodendenkmalpflege). Auf den Torf folgte eine 2009 noch ca. 1 m mächtige Schicht sandig-lehmigen Materials, dessen Herkunft vermutlich auf Erdarbeiten aus den Jahren 1938 und 1953 zurückgeht, als in diesem Gebiet ein Kanal von der Tromper Wieck zum Großen Jasmunder Bodden gebaut werden sollte (vgl. N-S verlaufende Gruben südlich des GP in Abb. 1). 2011 war diese Schicht nur noch etwa 0,6 m mächtig und könnte bei weiterem Küstenrückgang ganz verschwinden.

Im Frühjahr 2015 war nach umfangreichen winterlichen Küstenabbrüchen der Aufschluss des Paläosees bis zu einer Breite von 44 m angewachsen und die Kliffhalden waren weitgehend aufgearbeitet. Damit ergab sich erstmals die Möglichkeit, die für die Rekonstruktion der Seespiegelent-

wicklung erforderliche Ausbisshöhe der stratigraphischen Einheiten einzumessen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind im Folgenden denen von 2011 hinzugefügt und der Gesamtdatensatz für die vorliegende Darstellung neu interpretiert worden.

### 3 Methodik

2011 erfolgte die Beprobung am geputzten Aufschluss (Abb. 3) mittels überlappender Stechkästen, aus denen im Labor nach Fotodokumentation 77 sich an Schichtgrenzen orientierende Proben (jeweils parallel zwei Volumenproben für die Bestimmung der Rohdichte (10 ml) und die palynologische Analyse (2 ml) sowie zwei weitere Proben für die sedimentologisch-geochemische und die Diatomeenanalyse) entnommen wurden. Für die Makrorestanalyse wurden aus dem Aufschluss 22 sich an Schichtgrenzen orientierende und deshalb unterschiedlich mächtige Proben entnommen. Die Mächtigkeit des 2011 beprobten Profilteils beträgt 300 cm und erfasst den liegenden Humushorizont (n=1), das gesamte Seeprofil (n=74) und den untersten Abschnitt des hangenden Holztorfes (n=2). Der auf einen Hiatus folgende obere Abschnitt des etwa 1 m mächtigen Torfes sowie die auflagernde Aufschüttung wurden nicht beprobt.

#### 3.1 Pollenanalyse

In den Aufbereitungsprozess der Pollenproben mit HCl, KOH und Acetolyse wurde zwecks Reduzierung der silikatischen Beimengungen eine 24-stündige HF-Behandlung einbezogen. Den Proben wurden zur Bestimmung der Pollendichte *Lycopodium*-Sporen zugesetzt (STOCKMARR 1971). Die Pollenzählung erfolgte ausnahmslos an Flüssigpräparaten bei in der Regel 400-facher bzw. bei Detailuntersuchungen erforderlichenfalls 1000-facher Vergrößerung in Glycerin bzw. Ölimmersion. Als Ansprachehilfen bei schwer zu bestimmenden Pollen- und Sporentypen standen die Kompendien von MOORE, WEBB & COLLINSON (1991), BEUG (2004) und RELLE (1995, 1998, 1999) zur Verfügung. Die in den Proben enthaltenen Grünalgenarten, Schwammnadeln und sonstigen Schwammreste sowie Chironomidenreste wurden mit ausgezählt und bewertet. Auch Glühverlust (Gehalt an organischer Substanz = OS) und Kalkgehalt (KG) wurden für die Interpretation wie üblich herangezogen. Die Ansprache der PEDIASTRUM-Arten erfolgte nach KOMÁREK & JANKOVSKÁ (2001). Dem Vorschlag von DE KLERK & JOOSTEN (2007) folgend werden die lateinischen Bezeichnungen der Pollen- und Sporentypen mit Kapitälchen und die der Pflanzentaxa kursiv gekennzeichnet.

Der Aufbau des Pollendiagramms folgt im Wesentlichen IVERSEN (1954). Die den statistischen Auszählungen zugrunde liegende Grundsumme entspricht dabei der als 100 % gesetzten Summe der Baumpollen (BP), Strauchpollen (Str.) und terrestrischen Nichtbaumpollen (NBP), d. h.  $\Sigma$  (BP + Str. + terrestrische NBP) = 100 %. Alle dazu gehörenden sowie auch die weiteren Parameter – höhere Wasser-, Ufer- und Sumpfpflanzen als Lokalelemente sowie Farne, Moose, Algen und umgelagerte präquartäre Sporomorphen – werden auf diese Grundsumme bezogen. Letztere werden

im Diagramm getrennt von den Parametern der Grundsumme dargestellt. Als BP treten Kiefern, baumförmige Birken und Pappeln auf, als Sträucher dagegen Weiden, Wacholder, Sanddorn und Strauchbirken. Im Diagramm ist zusätzlich eine Rubrik „Pollen wärmeliebender Gehölze“ enthalten. In ihr sind die Pollen von Eiche, Linde, Ulme, Hainbuche, Hasel, Fichte und Tanne zusammengefasst, die als aus älteren Interglazialen umgelagert oder als durch äolischen Ferntransport herangeführt aufgefasst werden. Zusätzlich in den Text als Parameter einbezogen sind die Pollensumme je 1/10 mm<sup>3</sup> Sediment (Pollendichte) und der PINUS ganze-Wert (= % PINUS-Pollen mit zwei Luftsäcken von PINUS gesamt, JANKE 2000). Liegt dieser Wert aufgrund erster regionaler Erfahrungen über 70 %, kann man von zusammenhängenden Wäldern ausgehen, deren Kiefernpollen zumeist relativ störungsarm in benachbarten Mooren und Seen zur Ablagerung kamen. Beträgt er weniger als 55 %, ist von vermehrten Störfaktoren vor bzw. während des Sedimentationsprozesses wie älteren glazialzeitlichen Umlagerungen, Hangrutschungen, Fernflug und erhöhter Gewässerdynamik auszugehen.

Die biostratigraphische Untergliederung des Profils folgt den Kriterien von IVERSEN (1942, 1954) und FIRBAS (1949 und 1952). Trotz verbleibender Unsicherheiten in der Parallelisierung werden die biostratigraphischen Zonen den von LITT et al. (2007) beschriebenen chronostratigraphischen Einheiten des Spätglazials und Frühholozäns gleichgesetzt und deren Terminologie übernommen. Die vorzustellende Gliederung des GP-Profiles in Palynozonen (PZ) erfolgt auf der Grundlage bisher publizierter Pollendiagramme des nordostdeutschen und nordpolnischen Tieflandes (u. a. LANGE et al. 1986, RALSKA-JASIEWICZOWA 1989, DE KLERK et al. 2001, DE KLERK 2002, ENDTMANN 2004, STRAHL 2005, KOSSLER & STRAHL 2011) und eines Pollendiagramms aus den Voruntersuchungen des GP (LAMPE et al. 2010b). Die PZ sind in der Regel scharf und durch vergleichbare Kriterien voneinander abgrenzbar. Dies sind 1. deutliche Wechsel im Verhältnis von BP + Str. zu NBP, 2. Häufigkeitswechsel von Baumbirke und Kiefer sowie 3. Stetigkeit und Häufigkeit des Auftretens von Sanddorn, Weide, Zwergsträuchern und lichtbedürftigen Krautpflanzen (z. B. ARTEMISIA und HELLIANTHEMUM). Die Pollensubzonen PSZ lassen sich hingegen, vor allem infolge regionaler bis lokaler Besonderheiten, noch nicht vereinheitlichen. Ihre Abgrenzung erfolgt in der Regel aufgrund standortspezifischer Trennmerkmale. Die Diagrammdarstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007).

### 3.2 Diatomeenanalyse

Für die Diatomeenanalysen wurden ein bzw. zwei cm<sup>3</sup> Sediment durch Glühen im Muffelofen bei 550 °C von organischer Substanz und durch zehnmütiges Kochen in 10%iger Salzsäure von Kalk sowie weitgehend auch von Verkrustungen befreit. Es folgte das Kochen in 10%igem Wasserstoffperoxid zwecks weiteren Abbaus organischer Substanz und Sedimentdispersion. Nach mehrmaligem Waschen mit Aqua dest. wurden die Proben in Kanadabalsam eingebettet. Bei Sedimenten mit einem nur geringen Anteil potenziell diatomeenführender Korngrößenfraktionen wurden die Diatomeen zuvor durch mechanisches

Fraktionieren angereichert. Das angewandte Aufbereitungsverfahren ermöglicht auch den Nachweis von Tephren. Die Auszählung der Diatomeen erfolgte bei 1000-facher Vergrößerung unter Immersionsöl. In der Regel wurden Pollen und Diatomeen der gleichen Tiefe ausgezählt, bei Materialmangel musste in Einzelfällen auf Nachbarproben zurückgegriffen werden.

Zum Verständnis der Interpretation und der Abb. 6 ist Folgendes zu beachten. In fast allen Proben des Profils sind nur grobschalige und lösungsresistentere Diatomeenarten und Spongien vollständig erhalten geblieben, leichter lösliche bzw. zerbrechliche hingegen treten als Schill auf bzw. sind nicht mehr nachweisbar. Zu ersteren gehören neben größeren, zumeist rundlichen und elliptischen Arten vor allem die Schalen von Klein-Fragilarien (KF) der Untergattung *Staurosira* (nach KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1986–1991)). Im Folgenden wird vereinheitlichend nur von KF gesprochen, unter denen im gesamten Profil *Fragilaria construens* f. *venter* vorherrscht. Untergeordnet vertreten sind *Fr. construens* f. *construens*, *Fr. pinnata* und *Fr. lapponica*. Die meisten Arten/Gattungen treten fast ausschließlich als Diatomeenschill auf, jedoch sind infolge starker Fragmentierung und Lösung vermutlich weniger als 50 % des erwarteten Artenspektrums in bestimmbar Zustand erhalten. Um die Überbewertung gegenüber komplett erhaltenen Arten zu reduzieren, wurde im Rahmen der statistischen und graphischen Auswertung die ausgezählte Anzahl von Frusteln aller typischen Schill-Arten halbiert. Trotzdem dürfte deren wirklicher Anteil noch etwas geringer gewesen sein als in Abb. 6 dargestellt. Die Autoren sind sich der Schwächen dieser Darstellungsmethode bewusst. Sie wird in dieser Arbeit erstmals angewandt und kommt der Realität näher als die Gleichsetzung vollständig erhaltener Frusteln robuster Arten mit Schalenresten leicht zerstörbarer Arten.

Der Schwerpunkt der Diatomeenauswertung lag in der Erfassung des Lebensmilieus, um daraus Hinweise auf die Seespiegel- und eventuell auch Klimaentwicklung zu erhalten. Die bestimmbar Individuen wurden dazu folgenden vier Milieugruppen zugeordnet: Klein-Fragilarien (*Staurosira*-Typ), epipelische und große epilithisch-epipsammische, epiphytische sowie planktische Arten. Die Zuordnung zu den Milieugruppen erfolgt dabei vorwiegend nach KRAMMER & LANGE-BERTALOT (1986–1991), PANKOW (1990) und SNOEIJNS et al. (1993–1997). Unsicherheiten verbleiben insofern, als dass einige der Arten (vor allem Gallerthafer) in mehreren der aufgeführten Lebensräume anzutreffen sind. Bei Dominanz mittel- bis grobschaliger Arten wurden 300 Exemplare je Probe ausgezählt, bei Vorherrschen der KF im Mittel 500 bis 1500. Schwammnadeln wurden sowohl bei der Pollen- als auch bei der Diatomeenanalytik miterfasst, ihr Anteil fällt aufgrund unterschiedlicher Bezugsgrößen zum Teil sehr verschieden aus. Die Bestimmung der Schwämme erfolgt nach EGGERS & EISELER (2007) sowie PRONZATO & MANCONI (2001). Die Diagrammerstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007).

### 3.3 Makrorestanalyse

Die Proben mit einem Ausgangsvolumen von 30–52 ml wurden in 5%iger Kalilauge ca. 5 Minuten lang gekocht, um das Material zu lockern und Huminstoffe zu lösen. Danach

wurde mit Wasser gespült und mit Hilfe von Sieben in drei Fraktionen ( $\geq 1$  mm,  $\geq 0,5$  mm,  $\geq 0,25$  mm) geteilt.

Die beiden größeren Fraktionen wurden mit einem Auflichtbinokular (ZEISS, bis 40fache Vergrößerung) und einem Durchlichtmikroskop (Zeiss Axiolab, 100–400fache Vergrößerung) vollständig nach Früchten und Samen durchgesehen, die kleinere zu einem Drittel. Diasporen sind als Stückzahlen ( $n$ ), Gewebereste in Volumenprozent angegeben, jeweils berechnet auf 100 ml Sediment. Die Volumenprozent der einzelnen Makrofossilgruppen wurden von 5–100 % Anteil des Typs an der Probe auf 5 % Abstände geschätzt. Bei Anteilen unter 5 % erfolgte die Klassifizierung in 0,1 %, 1 % oder 2 %-Schritten. Die Diagrammerstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007). Die Stufendarstellung verdeutlicht die unterschiedliche Mächtigkeit der einzelnen Proben (s. Kap. 4.3 und Abb. 7).

Zur Bestimmung der Makrofossiltypen wurde folgende Literatur verwandt: MATJUSCHENKO (1924), KATZ & KATZ (1933), BEIJERINCK (1947), KÖRBER-GROHNE (1964), KATZ et al. (1965), NILSSON & HELMQVIST (1967), GROSSE-BRAUCKMANN (1972), KATZ et al. (1977), SCHOCH et al. (1988), FRAHM & FREY (1992), GROSSE-BRAUCKMANN & STREITZ (1992) und MICHAELIS (2001).

### 3.4 Malakofauna-Analyse

Die Probennahmen für die Mollusken (Gastropoda, Bivalvia) erfolgten 2009 und 2015. Somit weichen die Tiefenangaben im Profil im Vergleich zur Aufnahme von 2011 wegen des fortschreitenden Kliffrückganges geringfügig ab, konnten aber nachträglich korreliert werden. Aus dem Profil wurden insgesamt 27 Proben mit jeweils etwa 1–3 l Sediment entnommen. Die Gewinnung der Schalenreste erfolgte im Wesentlichen nach den von LOŽEK (1964) beschriebenen Methoden durch Schlämmen, Sieben (0,5 mm Maschenweite) und Auslesen der Sedimentproben. Zur besseren Lösbarkeit der muddig-tonigen Sedimente wurden die Proben beim Schlammvorgang mit Wasserstoffperoxid versetzt.

### 3.5 Sedimentologisch-geochemische Analyse

Die sedimentologisch-geochemische Analyse umfasst die Bestimmung der Trockenrohichte TRD (Gewicht einer Volumenprobe nach Trocknung bei 105 °C), des Gehaltes an organischer Substanz (OS = Gewichtsverlust in % nach 2 h Glühen bei 550 °C), des Kalkgehaltes (KG in % nach Scheibler) sowie daraus berechnet der Menge der siliziklastischen Substanz (SIKLA in % = 100 % – OS % – KG %). Diese drei Fraktionen werden als Hauptbestandteile (HB) des Sedimentes bezeichnet. Die laserdiffraktometrische Bestimmung der Korngrößenverteilung in SIKLA (2 h Glühen bei 550 °C, 10 min Kochen in 10 % HCl) erfolgte nach Absiebung geringfügiger Kiesanteile ( $> 2$  mm) auf einer Analysette 22 MicroTech plus der Firma Fritsch. Die Bestimmung der Sedimentart wurde nach KAISER (2001, basierend auf SUCCOW 1988) vorgenommen.

Für die Röntgenfluoreszenzanalyse wurden Subproben auf Korngrößen  $< 63$   $\mu\text{m}$  abgesiebt. Der Informationsverlust, der durch die Entfernung der Sandfraktion auftritt, wird wettgemacht durch den Wegfall des Verdünnungs-

effektes vorwiegend des Quarzes. Die milieuindikativen geochemischen Unterschiede in der verbleibenden Schluff- und Tonfraktion werden so stärker betont. Zur Entfernung von organisch und karbonatisch gebundenem Kohlenstoff wurden die Proben 2h bei 1000 °C geblüht und der verbleibende Rest unter Zusatz von  $\text{LiBO}_2$  und  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$  zu Tabletten geschmolzen. Probe 53 fehlt wegen zu geringen Probenumfangs, die Proben 51 und 52 mussten zu einer vereinigt werden. Die Messung der Proben sowie der Standards (AGV-2; BHVO-2; RGM-1; FK; BCR-2) erfolgten auf einer W2404-Anlage der Firma Philips. Die Diagrammerstellung erfolgte mit der Software C2 (JUGGINS 2007).

### 3.6 Statistik

Um den Datensatz für die statistischen Berechnungen homogen zu gestalten und um den Einfluss allogener Faktoren einzuschränken, sind Proben, die überwiegend nicht-lakustrinen Prozessen zuzuordnen sind, nicht weiter berücksichtigt worden: der humose Boden an der Basis der Sedimentsäule, die LST, das Diamikton des AUK sowie die beiden obersten Proben, die den hangenden Torf repräsentieren. Ein fehlender Datensatz wurde linear aus den Nachbarproben interpoliert (Probe 23). In dem verbleibenden Datensatz mit 69 Proben wurden 15 Werte, die um mehr als die dreifache Standardabweichung  $\sigma$  nach oben oder unten vom Mittelwert  $\bar{x}$  eines Parameters abwichen (Ausreißer), auf  $\bar{x} \pm 3 \sigma$  gesetzt. Anschließend wurde der Gesamtdatensatz einer z-Transformation (Normierung auf den Mittelwert 0 und die Standardabweichung 1) unterzogen.

Die Hauptkomponentenanalyse (PCA) wurde mit SPSS Statistics vers. 21 (IBM Corp.), die depth-constrained Cluster Analysis (dcCA) mit ZONE, Modul SplitLSQ (JUGGINS 1991) durchgeführt.

### 3.7 $^{14}\text{C}$ -Datierung, Akkumulationsmodell und Sedimentationsrate

Makroreste, die für eine  $^{14}\text{C}$ -Datierung geeignet sind, konnten aufgrund der insgesamt geringen Konzentration an Makroresten nicht gleichmäßig über das Profil verteilt gesammelt werden. Um Verfälschungen durch einen Reservoir-Effekt zu umgehen, wurden ausschließlich Reste terrestrischen Ursprungs analysiert. Dabei musste in Kauf genommen werden, dass zwischen der Entstehung der Makroreste und ihrer Einbettung ins Sediment unterschiedlich lange Zeiträume gelegen haben können. Das Alter der datierten Sedimentschichten kann dadurch überschätzt werden.

Aus dem Profil von 2011 wurden fünf Makroreste datiert. Die Kalibrierung der konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter erfolgte mit OxCal v4.2.4 (BRONK RAMSEY 2009) unter Verwendung der Intcal13-Kurve (REIMER et al. 2013). Das Alter-Tiefe-Modell (ATM) basiert auf dem in OxCal bereitgestellten Akkumulationsmodell *P\_Sequence* (BRONK RAMSEY 2008, BRONK RAMSEY & LEE 2013), welches die Ablagerung eines Sedimentes als einen Poisson-Prozess modelliert. Der freie Parameter des Modells, die Zahl  $k$  der Ablagerungsereignisse pro Längeneinheit, wurde ohne Beschränkungen als variabel vorgegeben.

Die Ausgabe der dem ATM entsprechenden Sedimentationsrate (SR) war mit der aktuellen Version von OxCal

nicht möglich. Deshalb wurden die Punkte, welche durch die Lage der datierten Proben im Profil und die Mediane der modellierten Wahrscheinlichkeitsdichte der entsprechenden Alter definiert sind, mit einer glatten Kurve interpoliert und die SR durch deren Differentiation bestimmt. Die Kurve wurde mit der Funktion `splinefun` in R (R-Project Core Team) durch zwei natürliche kubische splines parametrisiert, wodurch sowohl eine robustere Abschätzung der SR als mit einem einfachen spline als auch die gesuchte Darstellung der SR in Abhängigkeit von der Tiefe erreicht wurden.

Die Sedimentakkumulationsrate (SAR), die angibt, wie viel g Sediment (oder g eines Sedimentbestandteils X = spezifische Sedimentakkumulationsrate SAR-X) pro m<sup>2</sup> und Jahr akkumulierten, wurde wie folgt berechnet:

$$\text{SAR (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) = \text{TRD (g cm}^{-3}) * \text{SR (mm a}^{-1}) * 10^3$$

$$\text{SAR-X (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) = \text{SAR (g m}^{-2} \text{ a}^{-1}) * \text{X (Gew.-%)} * 10^{-2}.$$

## 4 Ergebnisse und Diskussion

Im Folgenden werden zuerst die Ergebnisse der palynologischen, diatomologischen, malakologischen und der makrorestanalytischen Untersuchungen vorgestellt, da damit der zeitliche und klimatische Rahmen abgesteckt wird, in dem sich die Gewässerentwicklung vollzog. Danach werden die Ergebnisse der sedimentologisch-geochemischen Analysen beschrieben und interpretiert. Die folgenden statistischen Analysen zeigen, in welchem Maße ausgesuchte Parameter die klimatischen, geomorphologischen und hydrologischen Bedingungen zur Zeit der Ablagerung der Seesedimente widerspiegeln. Aus der Tiefenverteilung datierter Proben wird ein ATM abgeleitet, welches die Akkumulationsgeschichte von der Seebeckenentstehung bis zur finalen Verfüllung beschreibt, woraus durch Kombination mit den paläoökologischen Proxies und der Vermessung des Schichtverlaufes im Aufschluss die Seespiegelentwicklung abgeleitet wird.

### 4.1 Pollenanalyse

Im Profil Glowe 3 ist das **Prä-Bølling (PBØ)** nur durch ein 2 cm mächtiges Basalsediment (300–298 cm Profiltiefe) über Geschiebemergel – ein dunkelbrauner, kalkhaltiger Sand – vertreten. Dieses eventuell als schwach humoses Ufersediment anzusprechende Band hebt sich pollenanalytisch vom Bølling vor allem durch seine PINUS-Dominanz (56 % der BP + Str-Pollen) ab (Abb. 5). Der NBP-Anteil ist gegenüber dem Bølling jedoch nicht erhöht und lässt keine starke Beteiligung typischer spätglazialer Offenlandvegetationsgesellschaften erkennen. Auffallend ist der für ein Stadial nur geringe Anteil von ARTEMISIA, CHENOPODIACEAE und RUMEX. Zwergsträucher, HIPPOPHAE, JUNIPERUS und HELIANTHEMUM fehlen völlig, ebenso Pollen höherer Gewässer- und Uferpflanzen einschließlich EQUISETUM. Ein vor Ort in so hoher Menge produzierter PINUS-Pollenanteil ist aus klimatischer Sicht jedoch unwahrscheinlich, auch weil Kiefern in Nähe der polaren Baumgrenze nur in klimatisch besonders günstigen Jahren, also relativ selten, zur Pollen- und Samenbildung kommen. Der PINUS-Anteil muss eine Fernflug-Komponente enthalten, wofür auch der äußerst niedrige PINUS ganze-Wert von 37 % spricht. Solange pa-

rallel zu pollenanalytischen Birken- und Kiefern-Funden solche von Makroresten fehlen, müssen Fernflug und Pollenlagerungen aus älteren Sedimenten stark beteiligt gewesen sein (BIRKS & BIRKS 2000). Dieses Problem stellt sich in abgeschwächtem Maße auch für die Baumbirken. Der Spongienbesatz ist im Pollendiagramm unerwartet hoch und nur durch die gleichzeitig noch äußerst niedrige Pollendichte und durch Infiltration erklärbar.

Mit dem molluskenführenden **Bølling (BØ)** (298–273 cm) beginnt die Seephase, und zwar mit einem steilen Anstieg der OS- und KG-Werte bis auf 15 bzw. 25 %. Pollenanalytisch setzt es mit dem Umschlag von einer PINUS- zu einer BETULA-Dominanz ein, die die gesamte Pollenzone über erhalten bleibt (Abb. 5). PINUS fällt in ihrem Verlauf bis auf im Mittel 14 % ab und ist nur untergeordnet vertreten. Der NBP-Anteil ist im Mittel um 24 % höher als im PBØ und auch um 10 % höher als im nachfolgenden Allerød. CYPERACEAE und EQUISETUM als Besiedler der Uferzone erreichen schnell hohe Werte. HIPPOPHAE tritt nur sporadisch auf. ARTEMISIA, CHENOPODIACEAE, THALICTRUM, Pollen vom HELIANTHEMUM-Typ und vereinzelt schon FILIPENDULA unterstreichen eine noch nicht allzu geschlossene Bewaldung des Seeumlandes.

In der Mitte des BØ erfolgt ein Anstieg des EQUISETUM- und Farn-Anteils, darunter von Farnen des montan verbreiteten CRYPTOGRAMMA CRISPA-Typs. See-Makrophyten kommen erst vereinzelt vor. Characeae (Abb. 7, s. a. 4.3 Makrorestanalyse) bilden hingegen den Hauptbewuchs des Seebodens. PEDIASTRUM-Arten sind seit Beginn, Klein-Krebse erst ab der Mitte des BØ stark vertreten. Der Spongien-Anteil fällt gleich zu Beginn des BØ steil ab, wahrscheinlich im Zusammenhang mit zunehmender Pollendichte.

Zwischengeschaltet ist ein kurzer Abschnitt (292–285 cm) mit leicht erhöhtem PINUS- und leicht rückläufigem BETULA-Anteil bei ebenfalls zurückgehender PEDIASTRUM-Kurve. Die stratigraphische Wertigkeit dieses aus nur drei Proben bestehenden Intervalls muss offen bleiben. Insgesamt wird für das BØ ein weitständiger Birken-Bestand über austauendem Permafrost angenommen. Der Anteil der beiden Hauptgehölzarten entspricht in etwa auch den von STRAHL (2005) für die meisten brandenburgischen Profile beschriebenen Verhältnissen. Die Pollendichte war zu jener Zeit schon ähnlich hoch wie im anschließenden Allerød-a (AL-a). Ob der im oberen BØ auffallende Rückgang der PINUS ganze-Werte dem Zeitraum der **Älteren Dryas (ÄD)** entspricht, kann durch andere Parameter nicht ausreichend belegt werden.

Der Übergang vom BØ zum **Allerød (AL)** ist durch eine merkliche Zunahme des BP- und Sträucheranteils zuungunsten der NBP gekennzeichnet. Das AL wird – vor allem aufgrund von Schwankungen im Verlauf der BETULA-, PINUS- und NBP-Kurven – in vier Pollensubzonen (PSZ) unterteilt. Die BETULA-dominierte PSZ AL-a (273–248 cm) weist dabei die höchste BP- und Sträucherdichte sowie den niedrigsten NBP-Anteil des Spätglazials auf und entspricht dem frühallerødzeitlichen Wärmeoptimum. PINUS breitet sich zunehmend aus. Ihr Anteil ist zu Beginn noch ausgesprochen niedrig und steigt bis zur PSZ AL-b stark und in AL-b verlangsamt weiter an. SALIX nimmt deutlich zu und die JUNIPERUS-Kurve erreicht einen geschlossenen Verlauf. POACEAE und CYPERACEAE sowie ARTEMISIA sind



rückläufig. Der ARTEMISIA-Anteil ist der niedrigste des gesamten Spätglazials.

Hauptmerkmale der PSZ AL-b (248–229 cm) sind ein leichter Rückgang der BP-Kurve bei merklich erhöhtem NBP-Anteil mit Zunahme von ARTEMISIA. Birken- und Kieferkurve nähern sich einander an. Spezifisch für die PSZ AL-b sind eine Zunahme umgelagerter Pollen von wärmeliebenden Gehölzen, sehr niedrige Pollendichte sowie abschnittsweise sehr niedrige PINUS ganze-Werte. Parallel mit letzteren tritt der zweite Spongien-Peak des Profils auf, wohl als Folge der niedrigen Pollendichte. Diese Parameter belegen eine Klimaveränderung.

In PSZ AL-c (229–210,5 cm) erfolgt zunächst ein leichter Anstieg der Birke. Noch vor der Ablagerung der Laacher See-Tephra (LST, s. Kap. 2 und 4.5) kommt es im Pollenbild zu einer Phase besonders hoher Birken- und niedriger PINUS ganze-Werte. Dieses Birken-Maximum lässt auf feuchtere und kühlere Klimabedingungen schließen. Die Ablagerung der LST bleibt offenbar ohne einschneidende Folgen für die terrestrische Vegetation (s. a. THEUERKAUF (2002, 2003). Lediglich eine Verschiebung im Anteil einiger Parameter ist zu beobachten. Das pollenanalytisch erfassbare bisherige Krautpflanzenpektrum bleibt in etwa erhalten und die FILIPENDULA-Kurve erreicht Höchstwerte.

Nach dem LST-Fall erfolgt in PSZ AL-d (210,5–163 cm) ein leichter Birken-Rückgang zugunsten der Kiefer. Des Weiteren kennzeichnen diese PSZ ein steiler Anstieg der EQUISETUM- und ein Rückgang der PEDIASTRUM-Kurven sowie ein weiterhin hoher FILIPENDULA-Anteil. Diese Komponenten sprechen ebenso wie der erhöhte Holzanteil in dem mit dem Diamikton assoziierten organikreichen Sediment für eine Ablagerung in der Uferzone.

Vom klimatischen Regime her entsprechen die vier PSZ des AL einem Wechsel von warm-feuchter (AL-a), kühl-trockenerer (AL-b), kühl-feuchter (AL-c) und warm-trockener Phase (AL-d). Die beiden kühlen Subzonen korrelieren wir mit der aus den Alpen beschriebenen Gerzensee-Schwankung (EICHER 1980), die als synchron mit dem GI-1b der Grönland-Eiskerne angesehen wird (WICK 2000, siehe auch RASMUSSEN et al. 2014). Die Gerzensee-Schwankung soll 413 GRIP-Jahre von 13213 bis 12800 GRIP-Jahre und damit bis 36 Jahre nach dem LST-Fall (12836 GRIP-Jahre) gedauert haben. Sie umfasst im Gerzensee fast 60 % der Dauer des AL (WICK 2000). Nach unserem ATM (s. u.) umfassen AL-b und AL-c zusammen 45 % der Dauer des AL. Der LST legen wir ein Alter von 12880 cal BP (BRAUER et al. 1999) zugrunde. Sie liegt im GP 6 cm unterhalb der AL-c-Obergrenze, was bei einer SR von 1,1 mm a<sup>-1</sup> 55 Jahren entspricht. Im Rahmen der zeitlichen Toleranzen stimmt damit das Ende des AL-c im GP mit dem beschriebenen Ende der Gerzensee-Schwankung überein.

Die Jüngere Dryas (JD) ist pollenanalytisch zweigeteilt. Die kürzere PSZ JD-a (163–151 cm) trägt mit steigendem NBP- und abnehmendem Birkenanteil Übergangscharakter, der sich u. a. auch in zunächst noch erhöhten Werten von FILIPENDULA, THALICTRUM und MENYANTHES sowie noch niedrigen Werten von CHENOPODIACEAE und ARTEMISIA und dem Fehlen der Zwergsträucher äußert. Weiterhin auffallend ist ein erhöhter POLYPODIALES-Anteil, darunter Sporen des CRYPTOGRAMMA CRISPA-Typs, bei noch hohem EQUISETUM-Besatz. Daraus wird auf eine

gut entwickelte Vegetation des Ufersaumes geschlossen.

Ihren Höhepunkt erreicht die JD erst in der PSZ JD-b (151–104 cm). Der stete Anteil von Zwergsträuchern und die hohen NBP-Werte lassen auf eine strauchreiche Krauttundra bis äußerst lichte Waldtundra mit Birke als Haupt- und Kiefer als Zweitgehölz schließen. Als Leitparameter im Pollenbild von JD-b dienen des Weiteren der hohe ARTEMISIA-Anteil, das Vorkommen von Pollen des HELIANTHEMUM-, GENTIANA- und RUMEX-/OXYRIA-Typs sowie von Pollen wenigporiger feinkörniger CARYOPHYLLACEAE (cf. GYPSOPHILA REPENS-Typ) und das stetige Vorkommen von Zwergsträuchern bei Dominanz von EMPETRUM und *Betula nana* als Offenlandpflanzen (vgl. Abb. 7). Die ältere Hälfte von JD-b ist durch einen stark erhöhten Anteil umgelagerter Pollen wärmeliebender Gehölze gekennzeichnet, worin ein Beleg für eine Destabilisierung des Reliefs gesehen wird. JUNIPERUS zeigt erst ab Mitte JD erhöhte Werte und damit eine moderate Erwärmung an (WEBER et al. 2011). Ebenso wie im BØ dominieren die CYPERACEAE vor den POACEAE. POLYPODIALES und EQUISETUM sind stark rückläufig. Makrophyten tieferer Gewässer fehlen nahezu völlig. Eine Zunahme hingegen verzeichnen Pollen des RANUNCULUS ACRIS- und CALTHA-Typs sowie Steinkerne von *Potamogeton* und vereinzelt Blattstacheln von CERATOPHYLLUM. Die Pollendichte ist während der gesamten JD niedrig. Besonders auffallend sind der kräftige Anstieg der PEDIASTRUM-Kurve, die gegen Ausgang dieser Pollenzone die höchsten Werte des Profils erreicht, sowie ein stetig hoher Schwammnadelanteil. Aufgrund sehr niedriger Pollendichte sind ihre Anteile als überhöht aufzufassen. Auffallend hohe PEDIASTRUM-Werte für die JD beschreiben auch KARASIEWICZ et al. (2014). Eine Besonderheit bildet auch das Auftreten von Algen des RADIOCOCCUS NIMBATUS-Typs in der oberen Hälfte der JD. Sie treten vorwiegend im Plankton kleiner Wasseransammlungen (Tümpel und kleine Seen) auf (KOMAREK & FOTT 1983). Zuckmückenlarven sind fast während der gesamten JD vertreten und dabei häufiger als in den anderen Pollenzonen des Diagrammes (Abb. 7). Aus diesen Beobachtungen wird auf einen zunächst relativ niedrigen Wasserstand geschlossen, der erst gegen Ende der JD einen schnellen Anstieg erfährt. VAN ASCH et al. (2012) ermittelten anhand von Chironomiden-Bestimmungen für JD-zeitliche Diagrammabschnitte von Profilen aus der ca. 60 km südlicher gelegenen Friedländer Großen Wiese relativ hohe Juli-Mitteltemperaturen von ca. 14,0 bis 14,8 °C.

Der Vergleich mit südmecklenburgischen und brandenburgischen Profilen, z. B. anhand der dort höheren Kiefer- und niedrigeren NBP-Anteile (Serwest: MÜLLER 1967, Stinhorst: SCHOKNECHT 1996, Müritz: LAMPE et al. 2009) belegt, dass dort die Walddichte während der JD nicht so stark zurückging wie in den nördlicher gelegenen Profilen Mecklenburg-Vorpommerns, die einen höheren Anteil an Offenlandvegetation aufweisen. STRAHL (2005) zufolge zeigen etwa zwei Drittel der ausgewerteten brandenburgischen Pollendiagramme eine durchgehende Kieferndominanz während der JD. Als weitere Belege für „ein Überdauern der Kiefer in Teilen Berlin-Brandenburgs“ führt STRAHL Makrorestbelege aus dem Berliner Raum (BRANDE 1980; 1988) und Stammfunde aus dem Tagebau Cottbus-Nord (KÜHNER et al. 1999, SPURK et al. 1999) an. KOSSLER

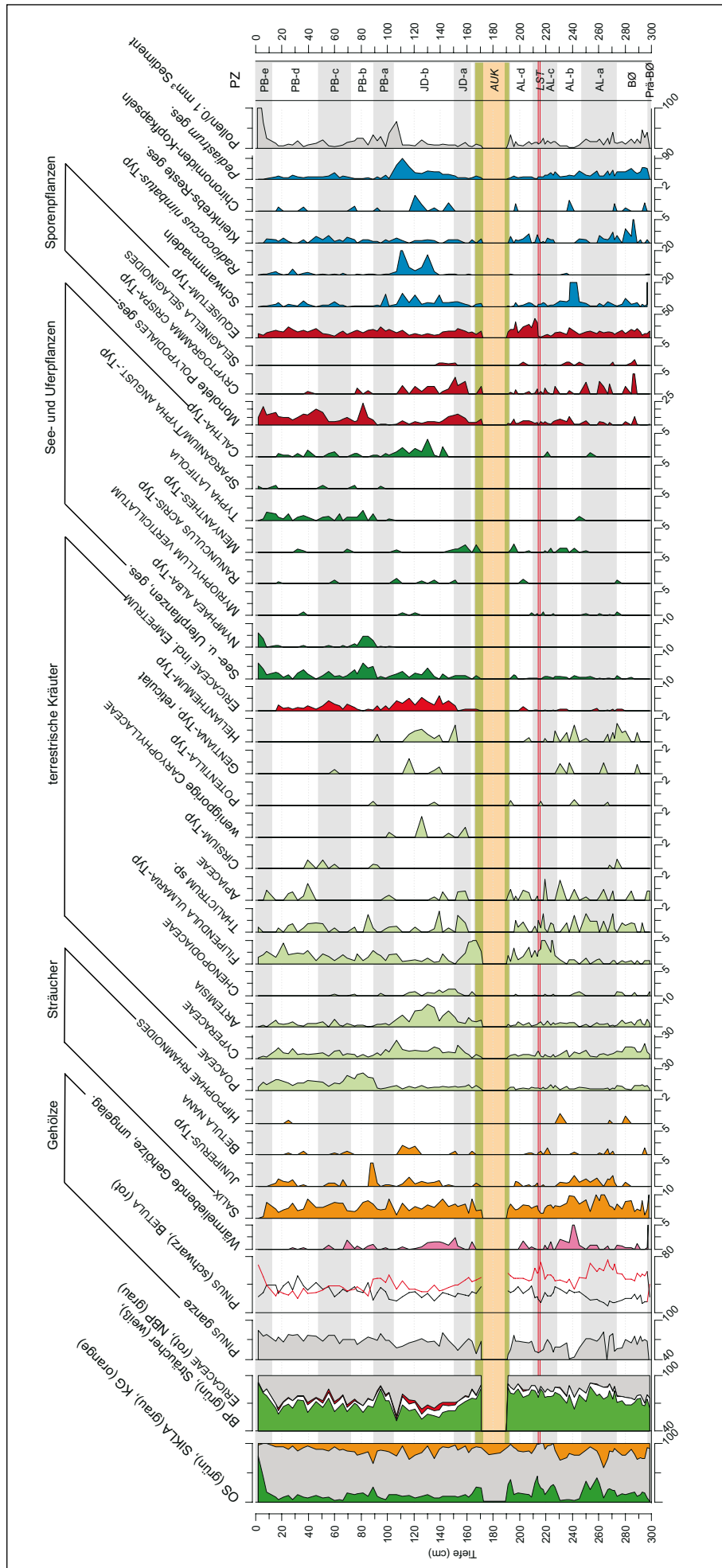


Abb. 5: Pollendiagramm des Profils Glowe 3, alle Angaben in % (außer Pollendichte). Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt. PZ = Pollenzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra. Fig. 5: Pollen diagram of the Glowe 3 sediment section, all values in % (except pollen density). Abscissa starts at 0, unless noted otherwise. PZ = pollen zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

(2010: 370) spricht aufgrund von Makrorestanalysen im Bereich des Paddenluchs sogar von einem durchgehenden Fortbestehen der „schon im Allerød etablierten lichten Wälder aus Baumbirken, Waldkiefern und Pappeln“. Die Glowe-Profilen im Vergleich mit Pollendiagrammen aus Süd-Mecklenburg und Brandenburg bestätigen in etwa die u. a. von BRANDE (1995), DE KLERK & STOLZE (2002) sowie TERBERGER et al. (2004) und VAN ASCH et al. (2012) für die JD postulierten pflanzengeographischen bzw. paläoklimatischen Unterschiede zwischen N-Vorpommern und dem zu jener Zeit wärmeren Brandenburg. THEUERKAUF & JOOSTEN (2012) geben 53° N als ungefähre nördliche Verbreitungsgrenze der Kiefer in Mitteleuropa an und sehen die Ursache vor allem im nach Norden hin zunehmenden Auftreten von Permafrost.

An der Wende Spätglazial/Holozän findet der markanteste Temperaturanstieg des gesamten Profils, stärker als der zum Beginn von AL-a, statt. Das ältere und mittlere **Präboreal (PB)** (104 cm bis Obergrenze) lässt sich dabei pollenanalytisch in fünf PSZ (PB-a bis PB-e) mit zwei wärmeren, Birken-dominierten Subphasen zu Beginn und am Ende des Profils (PB-a und PB-e), zwei mit vorherrschender Kiefer (PB-b und PB-d) und einer mittleren PSZ (PB-c) mit nur leichter Birkendominanz gliedern. Das jüngere PB ist im Profil nicht mehr vertreten.

Die Subzone PB-a (104–90 cm) entspricht der Friesland-Schwankung (BEHRE 1966). Sie ist durch den höchsten BP-Anteil des gesamten Profils bei weiter zunehmender BETULA-Dominanz, sehr niedrige NBP-Werte (u. a. BEHRE 1966, BOHNCKE & HOEK 2007, THEUERKAUF & JOOSTEN 2012) und hohe Pollendichte gekennzeichnet. Des Weiteren fallen der CYPERACEAE- und ARTEMISIA-Rückgang, die letztmals niedrige POACEAE-Kurve und der Anstieg von FILIPENDULA ULMARIA und EQUISETUM mit für das Präboreal typisch hohen Werten auf.

Mit Beginn der PSZ PB-b (90–72 cm) erfolgten eine schnelle Kiefern- und NBP-Zunahme sowie parallel dazu ein starker Rückgang der Birke, größtenteils vergleichbar mit der Vegetationsentwicklung während des AL-b. Der NBP-Anstieg könnte auf eine Vergrößerung des Verlandungsgürtels infolge fallenden Seespiegels hindeuten. Ab der jüngeren Hälfte des PB-b kommt im Seeumland zunehmend die Krähenbeere vor, während ARTEMISIA äußerst niedrige Werte aufweist. Die Zahl der Pflanzen der Uferflora (z. B. TYPHA LATIFOLIA), der POLYPODIALES und die der pollenanalytisch nachweisbaren Seemakrophyten, darunter vor allem NYMPHAEA ALBA, die bis zu 2 m tiefe Gewässer besiedelt (HANNON & GAILLARD 1997), steigt an. Das schlammigen Untergrund bevorzugende Hornkraut (CERATOPHYLLUM sp.) ist durchgehend in geringer Anzahl vertreten. Die Pollendichte bleibt weiterhin hoch. PEDIAS-TRUM fällt aufgrund der angestiegenen Pollendichte auf durchschnittliche Werte von 10–20 % zurück.

Pollenanalytische Hauptmerkmale der PSZ PB-c sind ein leichter Birkenanstieg, gegenüber PB-b erniedrigte POACEAE-Werte, das präboreale EMPETRUM-Maximum sowie eine Zunahme von ARTEMISIA. Die See- und Uferflora weist weiterhin relativ hohe Werte auf. PEDIAS-TRUM nimmt erneut zu, wohl als Folge erneut stark abnehmender Pollendichte. Des Weiteren rückläufig sind die Kurven von EQUISETUM und POLYPODIALES.

In den Niederlanden wird der Zeitabschnitt des kühleren und trockener-kontinentalen PB-b der Rammelbeek-Phase zugeordnet (u. a. BOHNCKE & HOEK 2007 sowie Bos et al. 2007, Namensgebung durch WIJMSTRA & VIN 1971). BOHNCKE & HOEK (2007) begründen den Birkenrückgang mit zunehmender Sommer trockenheit und die Zunahme der NBP, vorwiegend verursacht – wie auch beim GP – durch die Zunahme der POACEAE und der Uferpflanzen, mit einer Auflichtung der Wälder. Die gleichen Hauptmerkmale – PINUS-Dominanz und hoher POACEAE-Anteil – prägen auch die PZ IVb des Seeprofiles Müritz-2 (LAMPE et al. 2009) aus dem Süden von Mecklenburg-Vorpommern.

Alle aufgeführten Diagramme weisen für den Zeitraum, der im GP-Profil dem PB-b und PB-c entspricht, für Kiefer, Birke und NBP ähnliche Kurven auf: im PB-b hohe Kiefern- und NBP-Werte, im PB-c Zunahme der Birke und Rückgang der NBP. In den niederländischen Profilen und im Müritz-Profil fehlt EMPETRUM im gesamten Zeitraum nahezu völlig. Im GP-Profil setzt der EMPETRUM-Anstieg in der zweiten Hälfte des PB-b ein und erreicht in PB-c das Maximum. Im polnischen Profil Jezero Żarnowieckie (LATAŁOWA & TOBOLSKI 1989) ist die EMPETRUM-Dominanz auf das PB-c beschränkt. Das GP-Profil stellt aufgrund seiner geographischen Lage das Bindeglied zwischen den westlichen und den östlichen Profilen dar. Es bleibt aber derzeit unklar, ob sich in dem Unterschied der Vegetationsentwicklung ein West-Ost- oder nicht auch ein Nord-Süd-Gradient ähnlich wie bei der Kiefernverbreitung während der JD abbildet. Aufgrund der Zunahme der Offenlandvertreter sowie der sehr niedrigen Pollendichte ordnen die Autoren die PSZ PB-c ebenfalls der Rammelbeek-Phase zu.

Die PSZ PB-d (48,5–11,8 cm) weist die höchsten PINUS-Werte des gesamten Profils bei weiterhin geschlossener EMPETRUM-Kurve und zeitweise erhöhten JUNIPERUS-Werten auf. ARTEMISIA ist weiterhin stark erhöht. PB-d unterscheidet sich von PB-c außerdem durch höhere Seggen-, Farn- und Schachtelhalmanteile, die auf eine Zunahme der Ufervegetation und somit eine Beschleunigung des Verlandungsprozesses hinweisen.

Insgesamt gesehen handelt es sich bei den drei kiefernreichen PSZ PB-b bis PB-d um einen kontinentaleren, lichtereren und trockneren, bei PB-b und -c auch etwas kälteren Klimaabschnitt, in dessen Verlauf zunehmend Beckenzusandung und -verlandung stattfinden. In PSZ PB-e (11,8–0 cm) erfolgt die endgültige Gewässerverlandung und auf den Moor- und Verlandungsflächen entsteht bei extrem hoher Pollenproduktion für eine kurze Übergangszeit ein Birkenwald. ARTEMISIA, JUNIPERUS, EQUISETUM und PEDIAS-TRUM gehen stark zurück. Nur in der obersten Probe des Profils sind die wärmeliebenden Gehölze CORYLUS, QUERCUS und ULMUS mit je 0,4 % vertreten und weisen auf den Übergang zum jüngeren PB.

Der Zeitraum zwischen dem Trockenfallen des GP und der Neuvermoorung im Atlantikum (LAMPE et al. 2010b) betrug mindestens 2500 Jahre. Derartige, zumindest das ältere Boreal umfassende Zeitlücken sind aus mehreren Profilen Rügens, z. B. dem Herthamoor (LANGE et al. 1986) und der Bohrung KJB 3 aus dem Kleinen Jasmunder Bodden (LAMPE et al. 2002, LAMPE et al. 2010b) sowie aus Seen des NW-polnischen Küstenraumes (Družno, Żarnowieckie, Niechorze, Woryty, Gopło und Miłno: u. a. LATAŁOWA

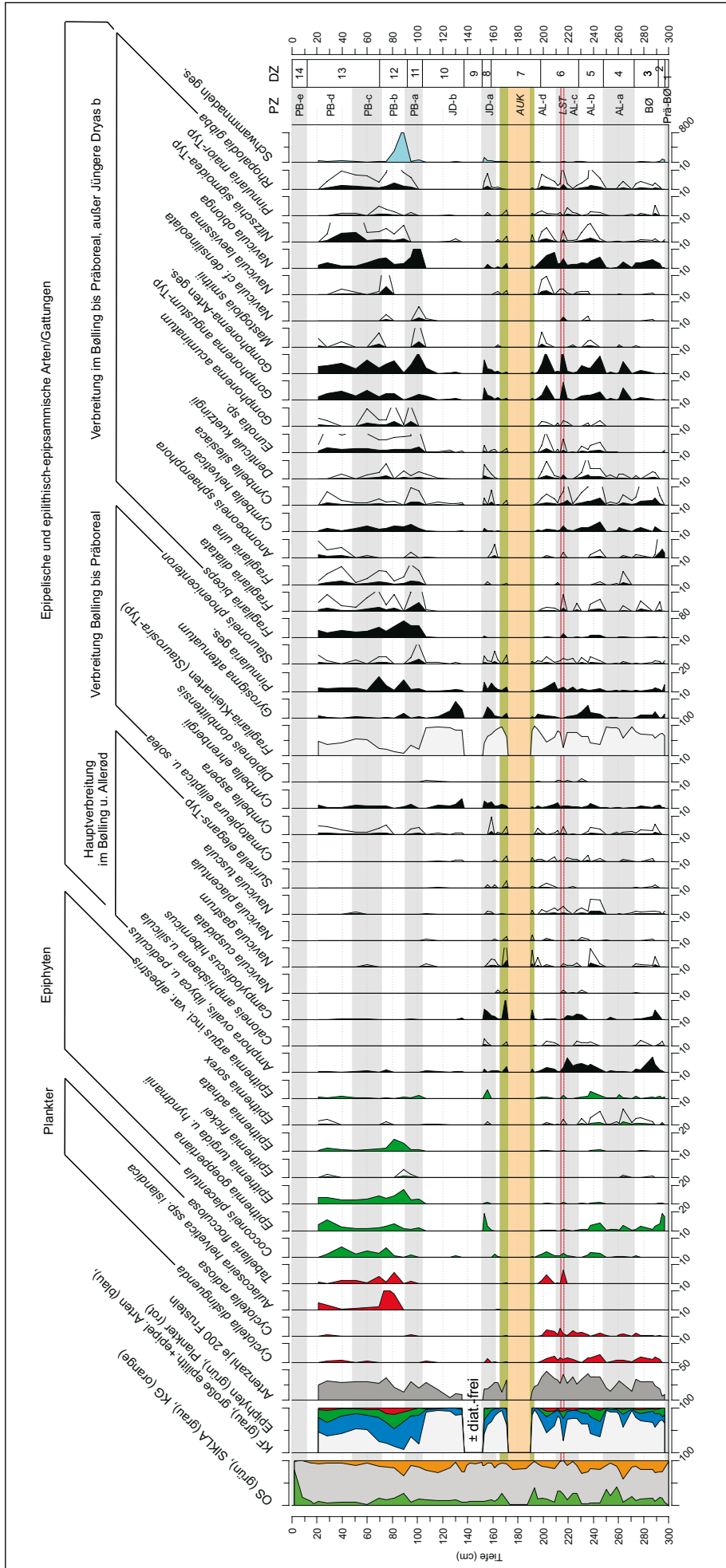


Abb. 6: Diatomeendiagramm des Profils Glowé 3, alle Angaben in % (außer Artenzahl). Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, Überhöhungen 5x. PZ = Pollenzonen, DZ = Diatomeenzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 6: Diatom diagram of the Glowé 3 sediment section, all values in % (except species number). Abscissa starts at 0, unless noted otherwise, exaggeration factor 5. PZ = pollen zones, DZ = diatom zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

1982, RALSKA-JASIEWICZOWA 1989, RALSKA-JASIEWICZOWA & RZĘTKOWSKA 1987) bekannt. Über eine fast das gesamte Boreal und das Atlantikum umfassende Sedimentationslücke berichten am Beispiel des Paddenluchs bei Rüdersdorf (Brandenburg) auch STRAHL (2005) und KOSSLER (2010). In einigen Pollendiagrammen mit Spätglazialanteil von Rügen reicht diese Sedimentationsunterbrechung jedoch noch viel weiter in Richtung Gegenwart, so bei den Diagrammen Rugar, Jarnitzer Gehege, Gingster Haide und Gingster Moor, während anderen wiederum jeglicher Hiatus fehlt, z. B. Credner-See und Rappin (LANGE et al. 1986). HELBIG (1999) beschreibt Flachbecken des küstennahen Raumes, deren minerogene Auffüllung schon während der Jüngerer Dryas so weit fortgeschritten war, dass sich darüber erst im Verlaufe des Subatlantikums eine Torfdecke ausbilden konnte. Vor allem in tieferen See- und Moorbecken sowie in einem Teil der größeren Seen fehlt dieser frühholozäne Hiatus, so auch im Zentrum des Herthamoors (ENDTMANN 2004), wo die spätglazial/frühholozäne Seephase im Verlaufe des mittleren Boreals in bis zur Gegenwart andauerndes Torfwachstum übergeht.

## 4.2 Diatomeenanalyse

Einleitend sei auf bestehende Wechselwirkungen zwischen wichtigen untersuchten Parametern hingewiesen. So korreliert im gesamten Diagramm (Abb. 6) hoher Karbonatgehalt mit hohen PEDIASTRUM-, Chara-, Spongien- und Epiphyten-Werten. Die drei Spongienmaxima des Profils fallen mit Maxima der Epiphyten-Verbreitung zusammen und dürften stärker beruhigten, wärmeren und vegetationsreicheren Seephasen entsprechen. Verstärktes Auftreten von Planktern lässt ebenfalls auf eine größere Wassertiefe und nicht zu kaltes Klima schließen. Des Weiteren korrelieren während des AL und der frühen JD höhere OS-Werte und Maxima der KF miteinander, letztere mit mindestens 5 dominanten Maxima. Die drei ausgedehnteren Maxima bestanden wahrscheinlich ohne Unterbrechung über mehrere Jahrzehnte hinweg.

Alle KF-Maxima gehen mit einer Artenverarmung einher und sind ärmer an Planktern als Profilschnitte mit Dominanz epipelischer und epiphytischer Arten. Die Zahl der Spezies mit über 2 % Frustelanteil erreicht in ihnen nur 1 bis 3 gegenüber 7 bis 12 bestimmbar erhaltenen Arten in an Großdiatomeen reicheren Abschnitten. *Fragilaria construens* var. *construens* und var. *venter* werden als an der Sedimentoberfläche lebende, sandiges bis schluffiges Substrat mit erhöhtem Organik-Anteil bevorzugende Substrathaft basischer oligo- bis mesotropher Flachseen beschrieben (WECKSTRÖM et al. 1997, SCHMIDT et al. 2004, BUCZKO et al. 2009, SIENKIEWICZ 2013). So sind auch die von HÜBENER et al. (2009) für den Zeitraum Mittelalter bis Gegenwart vom Bistensee, Kleinen Plöner See und Gudower See (Schleswig-Holstein) beschriebenen *Fragilaria construens* var. *venter*- (= *Staurosira venter*-) Vorkommen an organogenreichere Sedimente gebunden. KF vertragen BUCZKO et al. (2009) zufolge offensichtlich stärkere Gewässertrübung mit dadurch reduzierter Lichtversorgung. SOLOVIEVA & JONES (2002) sowie LARSEN et al. (2006) zufolge treten KF in den frühen Phasen der spät- und postglazialen Seentwicklung oft als dominierende Pionierarten in

artenarmen Diatomeengesellschaften auf, insbesondere in der Uferzone arktischer Seen.

Im Einzelnen weist die Diatomeenzone (DZ-1) des PBØ (300–298 cm) acht nur sehr vereinzelt auftretende litorale Diatomeenarten auf. Die Probe ist quantitativ nicht auszählbar und eine Infiltration von Frusteln aus den darüber folgenden Seesedimenten nicht auszuschließen. Der anschließende frühböllingzeitliche Seespiegelanstieg erfolgte sehr schnell. Zwischen 298 und 292 cm Profiltiefe (älterer Teil des BØ; DZ-2) entwickelt sich eine Litoral-Gesellschaft des Uferbereichs eines elektrolytreichen Sees mit hohem PEDIASTRUM-, Spongien- u. Epiphyten-Anteil bei sich verdoppelnder Artenzahl. Unter den Epiphyten dominiert bis einschließlich DZ-5 (PSZ AL-b) *Epithemia goeppertiana*, eine Art mit montanem und borealem Verbreitungsschwerpunkt. Die hohe Epiphyten-Beteiligung spricht für eine aus Makrophyten bestehende Ufer- u. Wasservegetation mit deutlichem Characeae-Anteil. Gegen Ende dieses Abschnitts treten erste Plankter auf. In der zweiten Hälfte des BØ (292–273 cm, DZ-3) besteht erstmals eine artenreichere Litoral-Gesellschaft mit hohem Anteil epipelisch und epiphytisch lebender Arten. Plankter sind nur in geringer Anzahl vertreten.

Zu Beginn und während der gesamten zweiten Hälfte der DZ-4 (273–248 cm = PSZ AL-a) dominieren KF-Arten bei Rückgang des epipelischen, epiphytischen und planktischen Anteils sowie auch der Artenzahl. In der ersten Hälfte der DZ-4 ist ein kürzerer Abschnitt mit erhöhtem Anteil epiphytisch und epipelisch lebender Arten zwischengeschaltet. Die PSZ AL-b entspricht in etwa der DZ-5 (248–229 cm) mit dem höchsten Anteil epiphytischer und epipelischer Arten im Spätglazial des GP bei deutlichem Rückgang der KF. Die Artenzahl ist hoch und bleibt es im weiteren Verlauf des AL. Gegen Ende der DZ-5 erfolgt erneut eine kräftige Zunahme der KF bei gleichzeitig starkem Rückgang der Epiphyten, die ab jetzt im gesamten jüngeren AL nur noch untergeordnet vertreten sind. Plankter sind weiterhin nur geringfügig präsent. DZ-6 (229–198 cm = PSZ AL-c und teilweise AL-d) beginnt mit einer weiteren Zunahme der KF bei in etwa gleich bleibendem Anteil epipelisch und sehr starkem Rückgang epiphytisch lebender Arten sowie leichtem Anstieg der Plankter auf 4–7 % der Individuen. Die KF-Dominanz setzt sich bis etwas über die LST (213,5 cm) hinaus fort und wird im Bereich nur einer Probe (215–217 cm) von einem kurzen KF-Rückgang auf nur 18 % unterbrochen. Im oberen Drittel von DZ-6 (unterster Teil der PSZ AL-d) dominieren wieder epipelische Arten bei gleichzeitig auftretendem spätglazialen Plankter-Maximum. Die DZ-7 (198–158 cm = PSZ AL-d bis Anfang JD-a) umfasst eine KF-dominierte Phase von kurz unter bis oberhalb des oben beschriebenen AUK. Epiphyten und Plankter fehlen nahezu und die Artenzahl geht auf ca. 2/3 der DZ-5 und -6 zurück. Dominante epipelisch lebende Arten/Artengruppen sind *Campylodiscus hibernicus*, *Cymbella ehrenbergii* sowie *Pinnularia*-Arten. Die DZ-8 (1,58–1,52 m = Übergang PSZ AL-d/JD-a) fällt durch starken Rückgang der KF bei gleichzeitiger Epiphyten-Zunahme und sehr hohen Werten glatter Makroskleren auf. Insgesamt weist das AL-zeitliche Diatomeenbild des GP infolge des mehrfachen Wechsels von KF-Dominanz einerseits sowie epipelischer und epiphytischer Großarten andererseits einen unruhigen Verlauf auf.

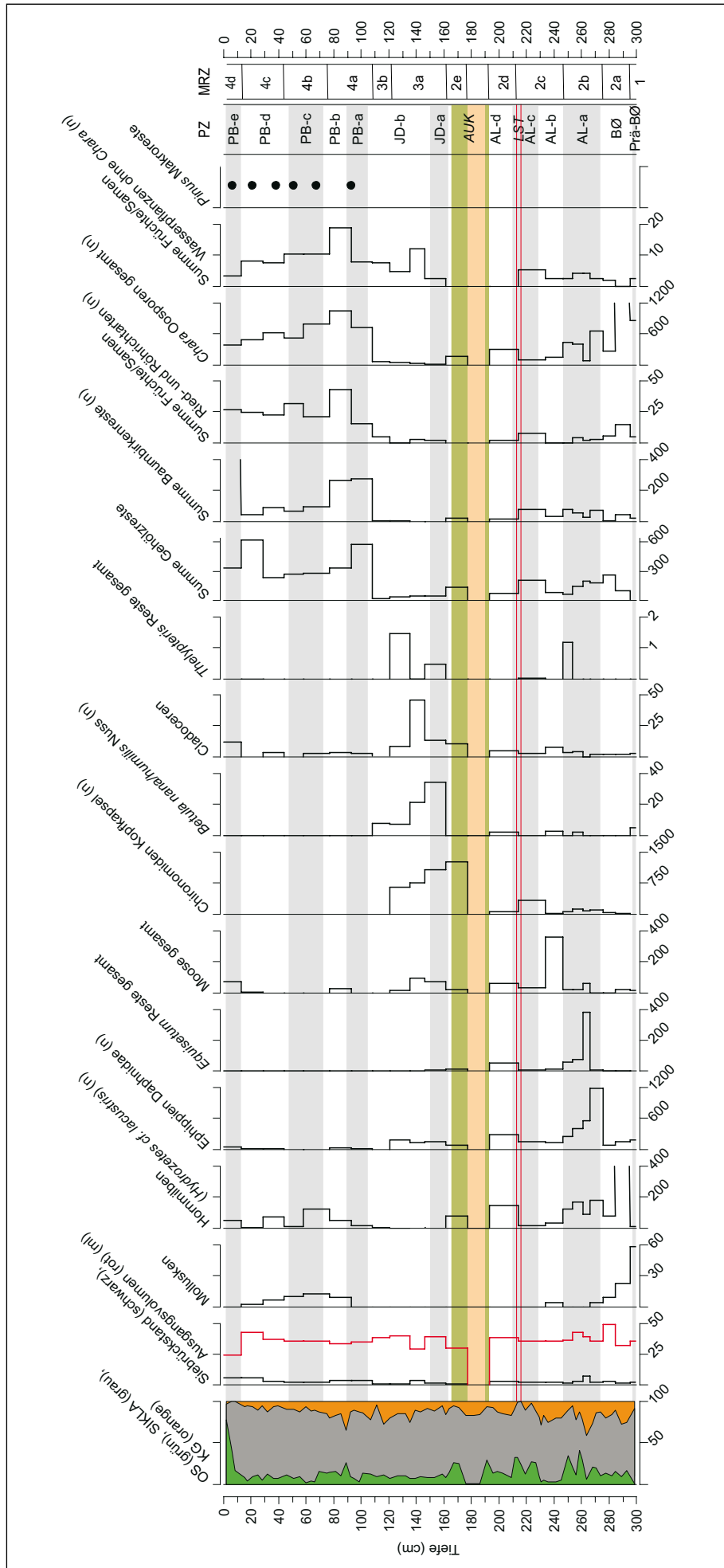


Abb. 7: Makrorestdiagramm des Profils Glowe 3, berechnet auf 100 ml Sediment. Summe Gehölzreste: Holz, Blattfragmente, Gehölzradizellen, Periderm; Summe Baumrindkerne: Nüsse, Frucht- und Knospenschuppen; Summe Früchte/Samen Ried- und Röhrichtarten: *Carex* spec., *C. curta*, *C. rostrata*, *Comarum palustre*, *Juncus*, *Lycopus europaeus*, *Menyanthes trifoliata*, *Poaceae*, *Sparanium*, *Triglochin*, *Typha*, *Urtica dioica*, *Viola palustris*; Summe Früchte/Samen Wasserpflanzen ohne Chara: *Batrachium*, *Ceratophyllum demersum*, *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Potamogeton*; Angaben für Diasporen als Stückzahl, für Gewebereste in Vol.-%, gefüllter Kreis = Nachweis von MR. Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, Überhöhung 100x. PZ = Pollenzonen, MRZ = Makrorestzonen, AUK = allgener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephira.

Fig. 7: Macrofossil diagram of the Glowe 3 sediment section, calculated to 100 ml sediment. Summe Gehölzreste = sum of wood remains (wood, leaf fragments, wood radicles, periderm); Summe Baumrindkerne = sum of *Betula pubescens/pendula*: nuts, bud scales, female catkin scales; Summe Früchte/Samen Ried- und Röhrichtarten = sum of diaspores of reed plants: *Carex* spec., *C. curta*, *C. rostrata*, *Comarum palustre*, *Juncus*, *Lycopus europaeus*, *Menyanthes trifoliata*, *Poaceae*, *Sparanium*, *Triglochin*, *Typha*, *Urtica dioica*, *Viola palustris*; Summe Früchte/Samen Wasserpflanzen ohne Chara = sum of diaspores of aquatic plants without Chara: *Batrachium*, *Ceratophyllum demersum*, *Najas marina*, *Nymphaea alba*, *Potamogeton*; values for diaspores as number of items, for tissue in vol.-%, filled circle = proof of macro remains. Abszisse starts at 0, unless noted otherwise, exaggeration factor 100. PZ = pollen zones, MRZ= macrofossil zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephira.

Die gesamte JD ist extrem artenarm bei fast ausschließlichem Auftreten von KF. Die abrupt einsetzende DZ-9 (152–137 cm = basaler Abschnitt der PSZ JD-b) ist nahezu diatomeenfrei und quantitativ nicht auszählbar. Gleichzeitig sind im Pollendiagramm jedoch Zuckmückenlarven, Kleinkrebse, glatte Schwammnadeln und PEDIASTRUM nachweisbar, die beiden letzteren sogar mit leichten Maxima. Das fast völlige Fehlen bestimmbarer Kieselalgen kann durch Si-Lösung im basischen Milieu verursacht sein (KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986–1991). Der durchgehend hohe Gehalt an allogenen Alumosilikaten (vgl. Kap. 4.5) lässt starke und häufige Trübungen wegen des (diskontinuierlichen?) Eintrags feinkörniger Substanz in Form von Fließerden als Ursache annehmen. Die DZ-10 (135–104 cm), die dem jüngeren Teil der PSZ JD-b entspricht, ist durch eine sehr niedrige Arten- und Individuenzahl sowie eine durchschnittlich 90,6 % betragende Dominanz der KF bei fast völligem Fehlen von Epiphyten und Planktern sowie dorniger Makro- und Mikrosklenen charakterisiert. In diesem Profilbereich treten – außer KF – nur wenige weitere epipelisch bzw. epipelisch/epilithisch lebende Diatomeenarten auf. Es sind dies insbesondere *Amphora ovalis*, *Cymbella ehrenbergii*, *Gyrosigma attenuatum* und *Pinnularia*-Arten. Das Pollenbild dieses Tiefenbereichs weist jedoch einen sehr hohen, zur Obergrenze hin ansteigenden PEDIASTRUM-Anteil sowie die planktisch lebende Grünalge *Radiococcus nimbatus* auf. Letztere kann ebenso wie die KF sehr flache Gewässer besiedeln (KOMÁREK & FOTT 1983). Während der gesamten JD zeigen KF Massenvorkommen und im Pollenbild tritt PEDIASTRUM überaus stark auf, während Schwämme – nur als glatte Makrosklenen nachweisbar – in geringer Anzahl ständig mitvertreten sind.

An der Grenze Spätglazial/Holozän (Grenze DZ-10 zu DZ-11) erfolgen die stärksten Änderungen in Artenspektrum und -häufigkeit. So gehen *Amphora*-Arten, *Campylo-discus hibernicus*, *Navicula gastrum* und *Navicula tuscula* sowie *Gyrosigma attenuatum* anteilmäßig stark zurück, während *Gomphonema*-Arten, *Fragilaria biceps*, *Fr. dilatata* und *Fr. ulna* an Häufigkeit zunehmen. Auch bei den Planktern erfolgte ein Artenwechsel, anstelle der Spätglazialart *Cyclotella distinguenda* tritt ab jetzt z. B. *Aulacoseira islandica* ssp. *helvetica* auf. Milieu- und Artenwandel erfolgen sehr schnell. In DZ-11 (104–92 cm = PSZ PB-a) kommt es zu einer starken Zunahme epipelischer und epiphytischer Diatomeen und in DZ-12 (92–70 cm = PSZ PB-b) zum höchsten Plankter-Anteil des gesamten Profils. KF fallen in den DZ-11 und DZ-12 auf unter 20 % zurück. Erstmals in größerer Individuenzahl treten z. B. *Cocconeis placentula*, *Epithemia turgida*, *E. adnata*, *Fragilaria biceps* (oligotroph lebende Art montaner Bereiche, KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986–1991), *F. ulna*, *Tabellaria flocculosa* und *Nitzschia sigmoidea* auf. Parallel dazu geht der prozentuale Anteil vieler epipelisch lebender Arten zurück, so von *Amphora* sp., *Campylo-discus hibernicus* und *Gyrosigma attenuatum*. DZ-11 und DZ-12 weisen die niedrigsten KF- und PEDIASTRUM-Werte des Profils auf. In DZ-12 werden die präborealen Maxima von Epiphyten, Planktern und Spongien erreicht. Die Epiphyten sprechen – ebenso wie NYMPHAEA (Abb. 5) und *Characeae* (Abb. 7) als deren Hauptwirtspflanzen – für reich entwickelten Makrophytenbewuchs.

In DZ-13 (70–12 cm = PSZ PB-c und PB-d) erfolgt ein

leichter Rückgang der Epiphyten und Plankter sowie zwischen 65 und 40 cm Profiltiefe zur Zeit der Rammelbeek-Oszillation (PSZ PB-c) eine Zunahme der KF bei gleichzeitig rückläufigem Plankteranteil. Die Artenzahl ist weiterhin hoch bei in etwa gleichem Artenspektrum wie bisher im PB. Die PEDIASTRUM-Werte hingegen sind merklich höher als in den DZ-11 und DZ-12 und oberhalb von 35 cm erfolgt nochmals eine leichte Epiphyten-Zunahme bei Rückgang der KF. DZ-14 (12–0 cm = PSZ PB-e) entspricht der Phase der endgültigen Seeverlandung mit abschließender geringmächtiger Torfbildung. Während in der gesamten DZ-14 fast keine Diatomeen mehr nachweisbar sind, klingen Spongien und PEDIASTRUM erst gegen Zonenende aus.

Die Diatomeen des GP-Profiles sind vorwiegend epiphytisch bis epipelisch/epilithisch lebende Arten des gemäßigten Klimabereichs und charakteristisch für das Litoral eines basischen, elektrolytreichen, oligo- bis mesotrophen Sees. Ein hoher Anteil von Epiphyten belegt einen relativ dichten Bewuchs durch submerse Makrophyten, vor allem durch *Characeen*. Auch die durchweg aus Kleinarten bestehende Molluskenfauna bestätigt für den Zeitraum Bølling-Allerød ein pflanzenreiches Flachgewässer. Ausschließlich arktische und subarktische Diatomeenarten konnten nicht festgestellt werden. Einige Arten haben ihren Verbreitungsschwerpunkt jedoch in subarktischen bis arktischen Gewässern wie die KF bzw. in montanen und borealen Gewässern, so *Fragilaria biceps*, *Pinnularia maior* und die auch im Präboreal noch stark vertretene *Epithemia goeppertiana* (KRAMMER & LANGE-BERTALOT 1986–1991). Die drei Schwammnadel-Maxima sind an Seephase mit niedrigerem KF-Anteil gebunden.

### 4.3 Makrorestanalyse

Die Ergebnisse der Analyse der Makroreste (MR) sind in Abb. 7 dargestellt. Die unterste Makrorestzone (MRZ-1) umfasst den Abschnitt von 300–295 cm und wird nur von einer Probe mit wenigen MR repräsentiert. Sie wird dominiert von Sand, der noch der Uferfazies angehört oder durch Wind oder Einschwemmungen eingetragen worden ist. Daneben treten Mollusken, Ostrakoden, Ephippien Daphnidae und *Chara*-Oosporen auf, die ein Gewässer belegen. In der Probe wurden außerdem *Homalothecium nitens* und *Carex rostrata*-Nüsse gefunden, die die Vegetation des nassen Ufersaums repräsentieren. *Carex rostrata* tritt an Ufern oligo- bis mesotropher Seen auf (ROTHMALER 1994). Diese Probe wird palynologisch an die Grenze PBØ/BØ gestellt und dokumentiert den Übergang vom terrestrischen in das lakustrine Milieu.

Die anschließende MRZ-2 (295–161,5 cm) wird durch verschiedene Gehölzreste wie Laubholzperiderm, Holz, Gehölzradizellen und Blattfragmente charakterisiert, sowie durch *Betula*-Frucht- und Knospenschuppen und -Nüsse. Sie belegen ein Birkenwachstum in unmittelbarer Nähe des GP im BØ und AL. In der Subzone MRSZ-2a (295–273,5 cm) sind mit Ostrakoden, Mollusken, *Batrachium*-Nüssen, *Chara*-Oosporen und Ephippien Daphnidae viele Gewässerindikatoren vertreten. *Chara*-Arten kommen je nach Lichtverhältnissen bis in eine Wassertiefe von 10 m und mehr vor (HAAS 1994). *Batrachium*-Arten wachsen bis zu einer Wassertiefe von 3 m (HANNON & GAILLARD 1997). *Carex*

*rostrata*-Nüsse und *Homalothecium nitens* weisen auf nährstoffarme, nasse Verhältnisse am Uferstrand hin (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). Diese MRSZ umfasst das BØ.

Die Zeit des AL wird von den MRSZ-2b bis MRSZ-2d widergegeben. Die MRSZ-2b (273,5–248 cm) wird durch zahlreiche Ehippien Daphnidae, Fischreste, Reste der Schlammfliegenlarve (*Sialis*, type 248 und 249), *Cristatella mucedo*, *Batrachium*-Nüsse, *Nitella*-Oosporen, *Potamogeton*-Steinkerne und *Chara*-Oosporen charakterisiert. Damit sind zahlreiche Vertreter einer Gewässerfauna und -flora gefunden worden. Das Auftreten von *Equisetum fluviatile*-Gewebe weist auf das Wachstum von Teich-Schachtelhalm in der Nähe des bearbeiteten Profils hin und zeigt eine geringe Uferentfernung an. Die Art tritt bis zu einer Wassertiefe von 1 m auf (HANNON & GAILLARD 1997). Es wurden *Aulacomnium palustre*, *Bryum neodamense*, *Helodium blandowii* und *Rhizomnium pseudopunctatum* nachgewiesen. Diese Moose wachsen im nassen Ufersaumbereich (ELLENBERG et al. 1992). In MRSZ-2c (248–214,5 cm) finden sich weniger *Chara*-Oosporen und Ehippien Daphnidae als in der vorherigen MRSZ. Bei Untersuchungen zum Verhältnis der Vegetation und der Diasporenbank von Küstengewässern zeigten die leichten *Chara*-Oosporen die Tendenz, aus Bereichen mit hoher Vegetationsbedeckung in größere Wassertiefen (> 2,5 m) verlagert zu werden, in geringer Anzahl aber auch in den Flachwasserbereich (< 0,25 m) (STEINHARDT & SELIG 2007). Als weitere Wasserpflanzen wurden *Batrachium* und *Potamogeton* nachgewiesen. Wasserhahnenfuß tritt bis in eine Wassertiefe von 3 m auf und Laichkrautarten bis 6 m (HANNON & GAILLARD 1997). Zum ersten Mal wurden *Populus*-Knospenschuppen im Profil nachgewiesen, womit eine Art belegt ist, deren Pollen wegen meist schlechter Erhaltung schwer nachzuweisen ist. Das Auftreten von *Aulacomnium palustre*, *Bryum spec. Climacium dendroides*, *Homalothecium nitens* und verschiedenen *Cyperaceae*-Resten weist auf eine nährstoffarme, braunmoosreiche Seggenflora als Ufersaumvegetation hin. Für die MRSZ-2d (214,5–193,5 cm) sind weniger Gehölzreste charakteristisch. Das könnte auf ein weiter entferntes Ufer hinweisen, also einen höheren Wasserstand. Eine große Anzahl an *Chara*-Oosporen unterstreicht diese Interpretation (STEINHARDT & SELIG 2007). In dieser Probe wurden keine weiteren Wasserpflanzen nachgewiesen, aber Ostrakoden, Ehippien Daphnidae, Fischknochen, *Plumatella* und Reste der Schlammfliegenlarve (*Sialis*) sind weitere Gewässerindikatoren. Das Auftreten von *Equisetum fluviatile*-Gewebe, *Menyanthes trifoliata*-Samen, *Aulacomnium palustre* und *Homalothecium nitens* belegt eine mesotrophe Ufervegetation (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). Die MRSZ-2e (177,5–161,5 cm) wird von den anderen Subzonen der MRZ-2 durch ein diamiktisches Sediment (als Teil des AUK) getrennt. Aufgrund ähnlicher Werte bei der Summe der Gehölzreste, dem Fehlen von Wasserpflanzen außer *Chara*, dafür aber dem Auftreten von Ostrakoden, Ehippien Daphnidae, *Plumatella* und Resten der Schlammfliegenlarve (*Sialis*) als Gewässerindikatoren wird diese Subzone zur MRZ-2 gezählt und somit dem AL zugeordnet.

Kennzeichnend für die MRZ-3 (161,5–108 cm) ist die geringe Anzahl an botanischen Makroresten. Baumbirkenreste fehlen bzw. treten nur mit geringen Werten auf, ebenso vegetative Gehölzreste. Charakterisiert wird diese Zo-

ne durch das Auftreten von *Betula nana/humilis*-Nüssen. Die Strauchbirken zeigen nasse, nährstoffarme Bedingungen an (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). *Chara*-Oosporen sind in dieser Zone mit den geringsten Werten des gesamten Profils vertreten, aber *Nitella*, *Potamogeton*, Ostrakoden, Cladoceren, Chironomiden-Kopfkapseln und Ehippien Daphnidae belegen die permanente Existenz eines Gewässers am Standort während der JD. Die allgemein im GP-Profil anzutreffende aquatisch lebende Hornmilbe *Hydrozetes cf. lacustris*, die zwischen Torfmoosen und submersen Pflanzenwuchs von Gewässern zahlreich auftritt (KNÜLLE 1978), ist in dieser MRZ kaum vertreten. Die JD wird darum als Phase mit ungünstigen Bedingungen für dichten Pflanzenbewuchs interpretiert. Als Ursache können das Gewässer trübende fluidale, solifluidale und/oder äolische Einträge feinkörnigen Sediments angesehen werden, die im Zusammenspiel mit den ungünstigen klimatischen Bedingungen während der JD den Pflanzenbewuchs limitierten. Verschiedene Moose, wie *Calliergon giganteum*, *Calliergonella cuspidata*, *Sphagnum teres* und *Homalothecium nitens* sowie bikarpellate *Carex*-Nüsse, *Menyanthes trifoliata*-Samen und *Thelypteris palustris*-Gewebe kennzeichnen die MRSZ-3a (161,5–120,5 cm) und belegen nasse mesotrophe Standortverhältnisse für den Uferstrand (ELLENBERG et al. 1992, ROTHMALER 1994). Für die MRSZ-3b (120,5–108 cm) ist das Fehlen von Moosen und das Auftreten von *Cyperaceae*-Blattscheidenepidermis, *Carex curta*-Nüssen und trikarpellaten *Carex*-Nüssen typisch. Sie zeigen eine Seggenvegetation am GP zum Ende der JD an, die an nährstoffarme und nasse Bedingungen gebunden ist (ELLENBERG et al. 1992).

Der oberste Abschnitt im Profil (MRZ-4, 108–2 cm) gehört palynostratigraphisch zum PB und wird durch zahlreiche *Chara*-Oosporen, Früchte und Samen von Wasserpflanzen, Ried- und Röhrricharten, Gehölzreste sowie das Auftreten von *Pinus*-Makroresten (Periderm und Zapfen) charakterisiert. Für die MRSZ-4a (108–76,5 cm) sind zahlreiche Reste von Baumbirken charakteristisch, die wieder verstärkt in der Umgebung des GP wachsen. Samen von *Juncus*, *Lycopus europaeus*, *Carex rostrata*, *Menyanthes trifoliata* weisen auf eine Ufervegetation hin, die einen fluktuierenden Wasserstand um 1 m toleriert (HANNON & GAILLARD 1997). Mit *Nymphaea alba* und *Najas marina* sind Wasserpflanzen nachgewiesen, die Flachwasser (< 2 m) bevorzugen (HANNON & GAILLARD 1997). *Najas marina* tritt in sommerwarmen mesotrophen Seen auf und *Nymphaea alba* in meso- bis eutrophen Seen (ROTHMALER 1994). In MRSZ-4b (76,5–45,5 cm) treten weniger *Betula*-Reste auf. Es wurden vermehrt *Populus*-Knospenschuppen gefunden, was auf Pappelwachstum im Uferbereich hinweist. *Batrachium*-Nüsse, *Potamogeton*-Steinkerne und *Nymphaea alba*-Samen, *Ceratophyllum demersum*-Früchte und Mollusken sind Gewässerindikatoren. Mit *Lycopus europaeus* und *Carex rostrata* sind typische Elemente des Uferbereichs eines Gewässers nachgewiesen. Die MRSZ-4c (45,5–13 cm) zeichnet sich durch Samen von *Juncus*, *Comarum palustre*, *Carex rostrata*, *Menyanthes trifoliata* und *Typha* aus, typischen Vertretern des Uferbereichs, die einen wechselnden Wasserstand tolerieren (HANNON & GAILLARD 1997). *Comarum palustre*, *Carex rostrata*, *Menyanthes trifoliata* sind kennzeichnend für mesotrophe Nährstoffverhältnisse (EL-



LENBERG et al. 1992). Außerdem treten folgende Wasserpflanzen auf: *Batrachium*, *Potamogeton* und *Nymphaea alba*. Des Weiteren wurden zahlreiche Statoblasten von *Cristatella mucedo*, einem im Wasser lebenden Moostierchen gefunden (KOSSLER 2010). Kennzeichnend für die MRSZ-4d (13–2 cm) sind sehr viele *Betula*-Reste, *Populus* und *Salix*-Knospenschuppen sowie *Pinus*-Makroreste. Sie repräsentieren das Gehölzspektrum im Präboreal. Das Auftreten von Ried- und Röhrichtarten, wie *Typha*, *Carex rostrata*, *Lycopus europaeus* und *Juncus* belegt eine gut ausgebildete Ufervegetation am GP.

#### 4.4 Malakofauna-Analyse

Während aus der mitteleuropäischen Region und dem nördlichen Europa zahlreiche Studien zur nacheiszeitlichen Entwicklung der Mollusken-Faunen bekannt sind (z.B. MANIA 1973, LOŽEK 1982, KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA et al. 1984, GEDDA 2001, MEYRICK 2001, MEYRICK & PREECE 2001, SANKO et al. 2008), liegen aus Mecklenburg-Vorpommern bisher nur verhältnismäßig wenige Daten vor

(z.B. JAECKEL 1949, KROLOPP et al. 1977, KOSSLER & STRAHL 2011, MENZEL-HARLOFF & STRAHL 2012). Im Kliffprofil von Glowé konnten mit der vorliegenden Bearbeitung vor allem das BØ, das AL und die JD malakologisch untersucht werden (Tab. 1). Die ÄD wurde dabei nicht belegt. Zudem liegen ausschließlich limnische Mollusken vor und die für die Klima- und Landschaftsgeschichte aussagekräftigeren terrestrischen Elemente fehlen bisher völlig.

In den kryoturbat gestörten Mudden des BØ (Abb. 2, zur stratigraphischen Einordnung s. Abb. 3 und 5) überwiegen vor allem Kleinmuscheln, wie z. B. *Sphaerium corneum*, *Pisidium nitidum*, *P. milium*, *P. hibernicum* sowie *P. obtusale* mit der kaltzeitlichen Reaktionsform *lapponicum*. Gastropoden werden nur vereinzelt mit *Radix* sp. oder *Gyraulus crista* belegt. Die kalkreichen Mudden aus dem AL enthalten arten- und individuenreichere Süßwasser-Faunen. Sehr häufig sind wieder die Kleinmuscheln, wie z.B. *P. nitidum*, *P. obtusale* f. *lapponicum*, *Sphaerium corneum* (Tab. 1). Zudem konnten auch Fragmente von Großmuscheln (Unionidae) nachgewiesen werden. Vermutlich handelt es sich dabei um stark zerfallene Reste der Teichmuschel *Anodon-*

Tab. 1: Mollusken und Fischreste aus dem Kliff-Profil von Glowé (Probennahmen von 2009 und 2015), Frg.: nur Fragmente erhalten.

Tab. 1: Molluscs and fish remains from the Glowé cliff section (sampled in 2009 and 2015), Frg.: only fragments preserved.

Zuordnung [nach Palynostratigraphie]	Bølling	Allerød	Jüngere Dryas	Präboreal
<b>Gastropoda</b>				
<i>Valvata cristata</i> O.F. MÜLLER 1774		X	X	
<i>Valvata</i> aff. <i>piscinalis</i> [O.F. MÜLLER 1774]		X	X	Frg.
<i>Radix</i> sp.	X	X		
<i>Gyraulus crista</i> [LINNAEUS 1758]	X	X		
<i>Gyraulus acronicus</i> [A. FÉRUSSAC 1807]		X		
<i>Gyraulus laevis</i> [ALDER 1838]		X		
<i>Hippeutis complanatus</i> [LINNAEUS 1758]		X		
<b>Bivalvia</b>				
Unionidae		Frg.		Frg.
<i>Sphaerium corneum</i> [LINNAEUS 1758]	X	X	X	
<i>Pisidium casertanum</i> [POLI 1791]		X		
<i>Pisidium hibernicum</i> WESTERLUND 1894	X	X	X	
<i>Pisidium milium</i> HELD 1836	X	X	X	
<i>Pisidium nitidum</i> JENYNS 1832	X	X		
<i>Pisidium obtusale</i> f. <i>lapponicum</i> CLESSIN 1877	X	X		
<i>Pisidium subtruncatum</i> MALM 1855	X	X	X	
<i>Pisidium</i> spp.	X	X	X	Frg.
<b>Pisces</b>				
Cyprinidae		X		
<i>Perca fluviatilis</i> LINNAEUS 1758	X	X		

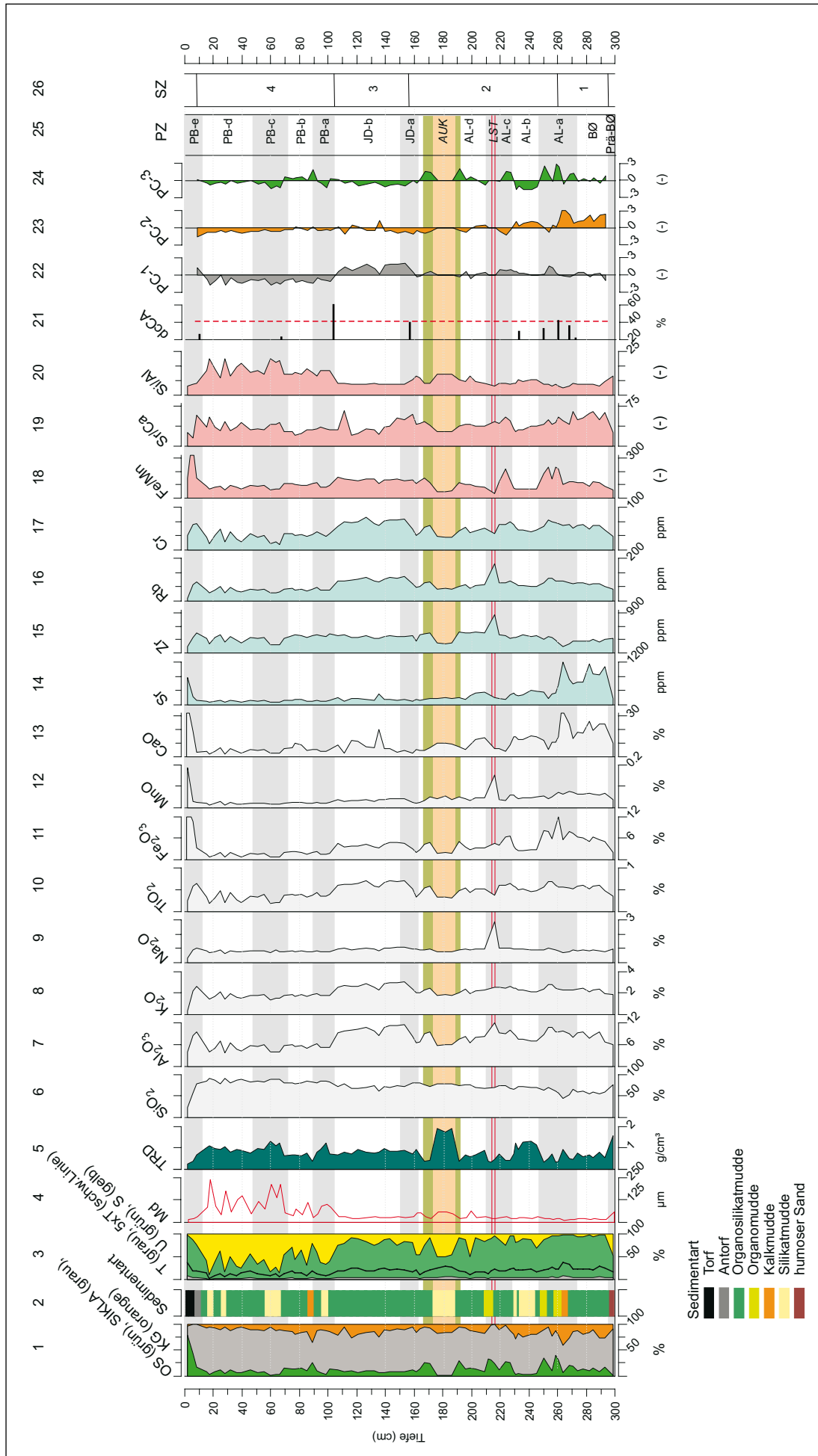


Abb. 8: Sedimentologisch-geochemische Parameter des Profils Glowe 3. Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt. OS = organische Substanz, SIKLA = siliziklastische Substanz, KG = Kalkgehalt, TRD = Trockenrohdichte, T = Ton, U = Schluff, S = Sand, Md = Median der Korngrößenverteilung in SIKLA, dcCA = Signifikanzniveau der Clustergrößen nach 'depth-constrained cluster analysis', PC = Hauptkomponente, SZ = Sedimentzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 8: Sedimentological-geochemical parameters from the Glowe 3 section. Abscissa starts at 0, unless noted otherwise. OS = organic material, SIKLA = siliciclastic material, KG = calcareous material, TRD = dry bulk density, T = clay, U = silt, S = sand, Md = median of the grain size distribution in SIKLA, dcCA = significance level of depth-constrained cluster limits, PC = principal component, SZ = sediment zones, SZ = sediment zones, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

*ta* sp. Die Gastropoden-Fauna wird jetzt durch *Valvata* aff. *piscinalis* dominiert. Die im GP vertretene Form mit stark gewölbten Umgängen ist im kaltzeitlichen Kontext Norddeutschlands weit verbreitet. Ihr Artstatus gilt bisher als unsicher (MENZEL-HARLOFF & MENG 2015). Weiterhin finden sich auch *Valvata cristata*, *Radix* sp., *Gyraulus crista*, *G. acronicus*, *G. laevis* sowie *Hippeutis complanatus*. Insgesamt ist die im GP nachgewiesene Mollusken-Gemeinschaft eine ausgesprochene Stillgewässer-Fauna. Häufig sind im BØ und im AL des GP auch isolierte Skelettelemente von Fischen zu finden (Tab. 1). Vor allem ist der Flussbarsch *Perca fluviatilis* mit Schuppen und Kieferresten vertreten. Im AL fanden sich zudem auch Schuppenreste von nicht näher bestimmten Karpfenähnlichen (Cyprinidae).

Die folgenden Mudden der JD enthalten nur in den stärker kalkhaltigen, unteren Bereichen zahlreiche Mollusken-schalen. Insgesamt ist die JD durch einen verstärkten Eintrag von allogenem Material geprägt, der sich auf das Ökosystem durch stärkere Gewässertrübung offenbar negativ auswirkte. Im Vergleich zum AL sind die individuenreichen Faunen der unteren JD relativ artenarm. Möglicherweise steht dies in Zusammenhang mit einer Verringerung der Wassertemperaturen. Die Fauna wird jetzt ganz überwiegend von *Valvata* aff. *piscinalis* und *Pisidium hibernicum* dominiert. Besonders die Kleinmuschel *P. hibernicum* bevorzugt Gewässer mit schlammigen Gründen (ZETTLER & GLÖER 2006).

Aus dem Bereich des PB liegen nur einige Fragmente von *Sphaerium corneum* und *Valvata piscinalis* vor, die keine näheren Aussagen zulassen.

#### 4.5 Sedimentologisch-geochemische Analyse

Seesedimente können grundsätzlich in drei Fraktionen gegliedert werden, die sich ihrer Herkunft nach unterscheiden: die allogene Fraktion, deren Quelle außerhalb des Sees liegt (Ufererosion, Oberflächenabfluss, äolischer Eintrag), die endogene Fraktion, die Prozessen in der Wassersäule und am Gewässerboden entstammt (v. a. der Bioproduktion mit phyto- bzw. zooendogener Subfraktion) und die authigene Fraktion, die innerhalb der Sedimentsäule infolge einsetzender Diagenese gebildet wird (Porenwassertransport, Neubildung von Mineralphasen). Die unterschiedlichen Anteile der beiden erstgenannten Fraktionen spiegeln sich v. a. in den HB OS, SIKLA und KG (Abb. 8, Sp. 1) wider und zeichnen sich auch makroskopisch im Profil ab (Abb. 3). Aus den Konzentrationen der HB wird die Sedimentart ermittelt (Abb. 8, Sp. 2). Es handelt sich überwiegend um Organosilikat- und Silikatmudden, die 70% bzw. 15% aller Proben ausmachen. Organo- (6%) und Kalkmudden (3%) sind auf wenige, nur einige Zentimeter mächtige Sedimentlagen beschränkt. Der die Seesedimente unterlagernde Protoboden wird durch humosen Sand, die Verlandung des Gewässers durch eine Antorf- und zwei Torfproben am oberen Ende des Profils angezeigt. Die Korngrößenverteilung des siliziklastischen Anteils (< 2 mm) wird durch Tongehalte zwischen 0,5 und 7 %, Schluffgehalte zwischen 15 und 85 % und Sandgehalte zwischen 1 und 95 % bestimmt, wobei der Anteil der größeren Fraktionen von unten nach oben zunimmt. Markante Änderungen v. a. in den Schluff-/Sand-Anteilen sind an die Grenzen zwischen den PSZ AL-

a/-b und JD-b/PB-a gebunden. Die im Mittel feinsten silikatischen Bestandteile sind im BØ/AL-a zu finden (durchschnittlicher Median  $Md_0 = 17 \mu\text{m}$ , Abb. 8, Sp. 4), wo der SIKLA-Anteil aber insgesamt am geringsten ist ( $\emptyset 61,8 \%$ ). Ab dem AL-b – das überwiegend als Silikatmudde ausgebildet ist (Abb. 8, Sp. 2) – treten signifikante Sandanteile auf, die auf allogene Einträge hindeuten. Ein möglicher Zusammenhang mit einem am Westrand des Profils seit 2015 sichtbarem fluvialen Schwemmfächer kann auf Grund der ungenügenden Aufschlussituation bisher nur vermutet werden (Abb. 12, vgl. auch Kap. 5). Der Abschnitt der JD ist v. a. durch vergleichsweise gering variierende Korngrößenverteilungen ( $Md_0 = 30 \mu\text{m}$ ) bei gleichzeitig höherem SIKLA-Anteil im Sediment ( $\emptyset 75,7 \%$ ) ausgezeichnet. Der Ton-/Feinschluffanteil im Sediment der JD erreicht dadurch ähnliche Werte wie im BØ/AL-a (11–12 %). Das PB ist durch einen schlagartig einsetzenden hohen, zunehmend grobkörnigeren und auf einzelne Sedimentlagen konzentrierten Sandanteil ( $Md$  bis  $250 \mu\text{m}$ , Abb. 8, Sp. 4) ausgezeichnet, der vor allem in den PSZ PB-c und PB-d auf Anteile von durchschnittlich 65 % in SIKLA und 55 % im Gesamtsediment ansteigt. Die Sandlagen lassen sich lateral in einen Schwemmfächerkomplex verfolgen, der am Westrand des GP aufgeschlossen ist (oberer Schwemmfächer, Abb. 12) und auf die vorwiegend (hang-)fluviale Herkunft des Materials verweist.

Die Trockenrohdichte TRD (Abb. 8, Sp. 5) ist invers eng korreliert mit dem Parameter OS (Abb. 8, Sp. 1). Da Kalk eine ähnliche Dichte wie Quarz besitzt, sollten sich Phasen erhöhter SIKLA-Konzentration kaum von denen unterscheiden, die sich durch erhöhten KG auszeichnen. Dass sich das AL-b, das Diamikton des AUK, das PB-a und PB-c dennoch deutlich durch höhere TRD auszeichnen, verweist auf den in diesen Fällen überwiegenden Einfluss von SIKLA. Das kalkreiche AL-a zeichnet sich dagegen wegen auch erhöhter OS-Anteile kaum ab.

Die HB (Abb. 8, Sp. 1), Haupt- und Spurenelemente (Abb. 8, Sp. 6–17) sowie ausgewählte Elementverhältnisse (Abb. 8, Sp. 18–20) können als Proxies der folgenden Prozesse gelten: Si steht für die Gegenwart von Quarz und/oder anderen Silikaten (Alumosilikate) sowie für den Bio-Opal der Kieselalgen, wobei letzterer wegen der relativ geringen Konzentration unberücksichtigt bleibt. Al, Fe, Ti, K, Cr und Rb zeigen zusammen mit Si Alumosilikate an; Fe, Ti, Cr und Zr können auch Bestandteil von Schwermineralen sein. Sie alle werden durch Erosion der Ufer, der Flachwasserbereiche oder aus dem Umland eingetragen (z.B. HOŠEK et al. 2014) und sind im Parameter SIKLA zusammengefasst, der die allogenen-detritische Komponente repräsentiert. Ca ist zwar ebenfalls Bestandteil der Alumosilikate, zeigt aber ganz überwiegend die endogen gebildete karbonatische Komponente KG an, an die außerdem auch Sr und teilweise Mn gebunden sind. KG ist wie OS ein Indikator für die Produktivität des Gewässers. Das Si/Al-Verhältnis zeigt den relativen Anteil von Quarz (und Bio-Opal) und Alumosilikaten in SIKLA an. Bei hohen Werten ist Quarz die dominierende Komponente im silikatischen Detritus. Das Fe/Mn-Verhältnis ist wegen der redoxpotenzialabhängigen Löslichkeit der jeweiligen Verbindungen als Indikator der Paläo-Redoxbedingungen (DAVISON 1993, STUMM & MORGAN 1996) im See sowie in den Böden

des Einzugsgebietes nutzbar. ZHANGDONG JIN et al. (2015) beschreiben einen Zusammenhang zwischen den Sr- und Ca-Konzentrationen in Seesedimenten und den Zuflussverhältnissen aus dem Einzugsgebiet. LAND et al. (2000) und DARLING et al. (2013) nutzen das Sr/Ca-Verhältnis als Proxy für die Intensität des Ionenaustausches in den Böden des Einzugsgebietes. WEGWERTH et al. (2014) nutzen das Sr/Ca<sub>bulk</sub>-Verhältnis in Sedimenten des Schwarzen Meeres, um das Auftreten der Karbonatspezies Aragonit (Sr/Ca \* 10<sup>4</sup> > 100) und Kalzit zu trennen. Sie schlussfolgern aus dem Zusammenhang zwischen dem Sr/Ca-Verhältnis im Sediment auf entsprechende Schwankungen im Salzgehalt (mariner Einfluss).

Entsprechend dem subparallel-schichtigen Aufbau der Sedimentfolge aus stärker organisch oder karbonatisch geprägten Lagen im unteren Teil (BØ bis Beginn der JD) und mehr oder weniger klastisch geprägten Schichten im oberen Teil (ab Beginn der JD bei 162,5 cm) sind abschnittsweise starke Werteschwankungen zu konstatieren. Jedoch ist am Konzentrationsverlauf von OS eine leichte Abnahme des vermutlich überwiegend endogenen Organik-Anteils zum Hangenden hin zu beobachten. Einen besonders klaren Trend zur generellen Zunahme zum Hangenden hin zeigen SIKLA sowie SiO<sub>2</sub>, das zusammen mit einem erhöhten Si/Al-Verhältnis einen größeren Quarzanteil in der siliziklastischen Komponente vor allem im PB anzeigt. Auch die rasch zunehmende Korngröße ist charakteristisch für den Prozess der finalen Auffüllung des Beckens im mittleren PB (Abb. 8, Sp. 4). Die JD zeichnet sich dagegen bei vergleichsweise geringen Sandanteilen v. a. durch deutlich höhere Gehalte von Al, Ti, K, Cr und Rb ab. KG durchläuft im Profil mehrere relative Maxima; vor allem im älteren BØ, im AL-a und AL-b, sowie zwischen der oberen JD-b und dem ausgehenden PB-b (135–74 cm) sind höhere Konzentrationen anzutreffen. Dabei ist im älteren Teil des Profils bis zum Beginn der JD der KG mit dem Auftreten makroskopisch erkennbarer Schalenreste von Mollusken verbunden, die im jüngeren Bereich nicht mehr nachweisbar sind (vgl. Kap. 4.4).

Besonders auffällig ist eine ca. 25 cm unter dem Diamikton auftretende, etwa 0,5 cm mächtige, z. T. in Linsen aufgelöste Lage der Laacher See-Tephra (LST), deren Glaspartikel infolge von Turbationsprozessen auch in den unmittelbar benachbarten Proben zu finden sind. In den RFA-Analysen lässt sich die Tephra als Maximum-Peak von Na, Mn und Rb (Abb. 8) identifizieren und wegen des prominenten Zr-Peaks überwiegend der ersten Phase (LLST) des Ausbruchs des Laacher See-Vulkans zuordnen (WÖRNER & SCHMINKE 1984, SCHMINKE et al. 1999, WULF et al. 2013).

Die Ausgliederung von Sedimentzonen (SZ) ist auf der Basis der Sedimentartbestimmung nach KAISER (2001) nicht möglich, da dabei der stratigraphische Zusammenhang nicht berücksichtigt werden kann. Für die Identifikation von SZ ist die ‚depth-constrained cluster analysis‘ (dcCA, GRIMM 1987, JUGGINS 1991) geeignet, bei der nur unmittelbar benachbarte Proben zu Clustern vereint werden. In Abb. 8, Sp. 21 ist die Abgrenzung derartiger Cluster dargestellt, deren Trennung durch das vom Zuwachs an erklärter Varianz bestimmte Niveau und damit durch den Kontrast in der Zusammensetzung der SZ (Abb. 8, Sp. 26) bestimmt wird. Danach kommt der Grenzziehung bei 104 cm (Grenze

zwischen JD und PB) das größte Gewicht zu, gefolgt von den Abgrenzungen bei 260 cm und 156 cm. Diese vier Cluster gliedern das Profil in eine unterste, organik- und karbonatreichste SZ-1 die den Bereich des BØ und des unteren AL-a umfasst. Die ähnlich zusammengesetzte, aber etwas silikatreichere SZ-2 nimmt den restlichen Bereich des AL sowie den unteren Teil der Übergangscharakter tragenden JD-a ein. Die SZ-2 endet damit deutlich oberhalb der bei 168 cm palynologisch bestimmten Grenze zwischen AL und JD. Die SZ-3 mit höheren Kalkgehalten sowie erhöhten Konzentrationen vorwiegend silikatisch gebundener Elemente wie Al, K, Ti und Cr ist nahezu ausschließlich auf die PSZ JD-b beschränkt. Die oberste, quarzreiche, organik- und kalkärmste SZ-4 repräsentiert den präborealen Teil des Profils. Eine weitergehende Gliederung würde zur Ausweisung mehrerer geringmächtiger SZ im unteren Teil des Profils führen (Abb. 8, Sp. 21) und wird nicht für sinnvoll erachtet.

Die Sedimentzonierung zeichnet auf diesem Verallgemeinerungsniveau die Stadien der Vegetations- und damit die klimagesteuerte Landschaftsentwicklung im Umfeld des Paläosees nach. Die Schwankungen in der Sedimentzusammensetzung innerhalb der ausgewiesenen SZ werden dagegen nicht als klimabedingt interpretiert, sondern als durch seeinterne Variationen des Stoffhaushalts verursacht angesehen (vgl. Kap. 5). Eine Sonderstellung nimmt der AUK ein. Während das Diamikton eindeutig nichtlakustriner Natur ist, sind in dem assoziierten organikreichen Sediment Hölzer, Pollen, Diatomeen und lakustrine Makroreste nachgewiesen. Es handelt sich offensichtlich um subaerisches bis subaquatisches Sediment der Uferzone aus der Zeit des AL-d, das beim Eintrag des Diamiktons mitgerissen wurde. Es bestehen deshalb nur undeutliche geochemische und paläoökologische Unterschiede zu den „echten“ Seesedimenten. Auch die Übergänge zu diesen sind teilweise fließend. 2015 gefundene Spuren mehrfach gradiert Lagerung deuten darauf hin, dass es sich bei dem Eintrag um ein mehrphasiges Ereignis handelte. Welche Prozesse letztlich zur Bildung des Umlagerungskomplexes geführt haben – hangfluviale, solifluidale oder fluviale Erosion, Kollaps eines Steilhangs oder ähnliches – war nicht Gegenstand der Untersuchung. Dieses Extremereignis war für den Stoffhaushalt und die Biozönose des Sees trotz der damit verbundenen starken Trübung vermutlich nur kurzfristig von Bedeutung. Wichtiger ist die Beobachtung, dass der AUK das augenfälligste Ergebnis zahlreicher Umlagerungsvorgänge darstellt, deren Ablagerungen in den Randbereichen des Sees seit 2015 aufgeschlossen sind.

Die funktionalen Abhängigkeiten der einzelnen Sedimentparameter untereinander werden mit Hilfe einer Hauptkomponentenanalyse (PCA) auf Basis der Korrelationsmatrix und anschließender Varimax-Rotation auf wenige Hauptkomponenten (PC) zurückgeführt. Bei Berücksichtigung der in Tab. 2 aufgeführten Parameter wurden in einer ersten PCA drei Hauptkomponenten (PC-1 bis -3, Abb. 8, Sp. 22–24) identifiziert, die 90,3 % der Gesamtvarianz erklären. Parameter, deren Verteilung wesentlich durch die jeweilige Hauptkomponente erklärt werden (Grenzwert +/- 0,66), sind darin farblich unterlegt.

Die 43,0 % der Gesamtvarianz erklärende Komponente PC-1 zeigt hohe Parameter-Scores für Ti, Al, K, Mg, Na,

Cr und Rb, wie sie für Silikatminerale erwartet werden (Tab. 2). Diese bilden zusammen mit Quarz den Parameter SIKLA. Da die PC-1 aber nahezu unabhängig von SIKLA ist und für SiO<sub>2</sub> sogar ein (nicht signifikant) negativer Score vorliegt, muss sie innerhalb von SIKLA einen Antagonisten zu Quarz repräsentieren. Zudem weist der negative Score für Md auf feinkörniges Material hin. Der Einfluss der PC-1 ist in der JD besonders stark und im PB besonders niedrig (Abb. 8, Sp. 22). Wir schließen daraus, dass hohe Scores für allogene, feinkörnige Alumosilikate stehen, die vorwiegend in der JD in den See gelangten. Die Herkunft des Materials wird deshalb überwiegend in der Aufarbeitung und Umlagerung von hauptsächlich solifluidal in den GP gelangenden Fließerden gesehen. Auch eine untergeordnete fluviale oder äolische Komponente ist in Betracht zu ziehen. Damit verbunden war vermutlich eine starke Wassertrübung, die das Wachstum der submersen Vegetation und der damit assoziierten Fauna eingeschränkt haben muss (vgl. Kap. 4.2 und 4.3). Der Rückgang der Besiedlung des Sees in der JD ist deshalb vielleicht kein rein klimatisch verursachtes Phänomen. Die im PB beobachteten negativen Scores repräsentieren dagegen deutlich gröbere, quarzbetonte Klastika, die im PB durch hangfluviale oder fluviale Prozesse eingetragen wurden. Dieser Wechsel im Eintragsgeschehen wird sehr klar auch durch das Si/Al-Verhältnis (Abb. 8, Sp. 20) abgebildet.

Die 28,4 % der Gesamtvarianz erklärende PC-2 (Abb. 8, Sp. 23) wird durch die die karbonatische Komponente repräsentierenden Parameter KG, CaO, MnO und Sr auf der einen Seite und eine SiO<sub>2</sub>-Komponente auf der anderen Seite bestimmt (Tab. 2). Die PC-2 besitzt hohe Ladungen vor allem im BØ und unteren AL-a (= SZ-1), ist während des restlichen AL und in der JD (= SZ-2 und SZ-3) durch ohne erkennbaren Trend um den Mittelwert schwankende Ladungen und im PB (= SZ-4) durch fast ausnahmslos negative Ladungen ausgezeichnet. Die Zusammensetzung der Sedimente wird daher in der Frühphase der GP-Entwicklung verstärkt durch kalkfallende Prozesse des seeinternen Stoffwechsels, v. a. die Photosynthese, bestimmt, während die negative Ladung im PB einen überwiegenden Einfluss quarzreicher Einträge aus dem Umland signalisiert. Damit erfolgen – wie auch durch PC-1 angedeutet – die größeren, quarzreicheren Sedimenteinträge nicht während der reliefinstabilen JD, sondern erst während des PB, für das gewöhnlich eine schnelle Reliefstabilisierung durch die Vegetation angenommen wird.

Die noch 18,9 % der Gesamtvarianz erklärende PC-3 (Abb. 8, Sp. 24) repräsentiert v. a. die Verteilung der organischen Komponente OS, die sich antagonistisch zu SIKLA, jedoch indifferent zu KG verhält (Tab. 2). Die sich gegenseitig ersetzenden Komponenten OS und SIKLA spiegeln die relative Bedeutung endogener bzw. allogener Stoffe (und

Tab. 2: Ergebnisse der PCA (rot/blau – signifikante positive/negative Ladungen).

Tab. 2: PCA results (red/blue – significant positive/negative scores).

Parameter	PC-1	PC-2	PC-3	PC-1a	PC-2a	PC-3a
TRD	-0,22	-0,06	-0,92			
SIKLA	-0,12	-0,58	-0,68	-0,15	-0,57	-0,70
OS	0,14	-0,02	0,98	0,16	-0,05	0,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,41	0,62	0,58	0,36	0,66
SiO <sub>2</sub>	-0,51	-0,81	-0,25	-0,54	-0,79	-0,26
KG	0,02	0,80	-0,08	0,03	0,81	-0,05
CaO	0,13	0,97	0,06	0,16	0,96	0,08
Sr	0,09	0,90	0,15	0,13	0,89	0,16
MnO	0,45	0,74	0,35	0,47	0,71	0,38
Md	-0,70	-0,42	-0,34			
TiO	0,94	0,24	0,20	0,95	0,21	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,95	0,22	0,18	0,96	0,18	0,16
K <sub>2</sub> O	0,98	0,11	0,11	0,99	0,08	0,09
MgO	0,82	0,51	0,21			
Na <sub>2</sub> O	0,89	-0,28	0,01			
Cr	0,93	0,23	0,24	0,95	0,20	0,20
Rb	0,94	0,20	0,18	0,96	0,16	0,15
Erklärte Varianz [%]	43,0	28,4	18,9	61,1	19,9	10,7

entsprechende Prozesse wie seeinterne Primärproduktion bzw. Erosionseinträge aus dem Umland) im Stoffhaushalt des GP wider. OS und KG ersetzen sich dagegen nicht, sie sind beide überwiegend endogener Natur und an den Einfluss photosynthetischer Prozesse gebunden. Dieser ist hoch im wärmeren AL-a, -c und -d, negativ im vergleichsweise kühlen AL-b (welches auch einen etwas höheren allogenen Quarzeintrag zeigt, s. PC-1 in Abb. 8), sehr niedrig während der kalten JD (SZ-3), aber auch niedrig ab dem PB-b, ab dem sich allogene Stoffeinträge aus dem Uferbereich stärker bemerkbar machen. Die hohe negative Ladung für TRD erklärt sich aus dem starken Dichtekontrast zwischen OS einerseits und den anorganischen Kompo-

nenten SIKLA und KG andererseits, die annähernd gleiche Dichte aufweisen. Die TRD eines Sedimentes wird deshalb ganz überwiegend vom OS-Anteil variiert.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ist wegen der effektiven sulfidischen Bindung in stark organisch geprägten Sedimenten etwas mehr durch PC-3 repräsentiert als durch die beiden anderen PC.

Wenn Parameter, deren Beitrag zur Erklärung seeinterner Prozesse als gering eingeschätzt wird (z. B. Md, TRD u. a.), nicht in die PCA einbezogen werden, wächst der Anteil erklärter Varianz weiter an. Eine PCA mit Varimax-Rotation unter Einbeziehung der Parameter OS, KG, SIKLA,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Rb}$  und  $\text{Sr}$  liefert ebenfalls drei PC, die 91,7 % der Gesamtvarianz er-

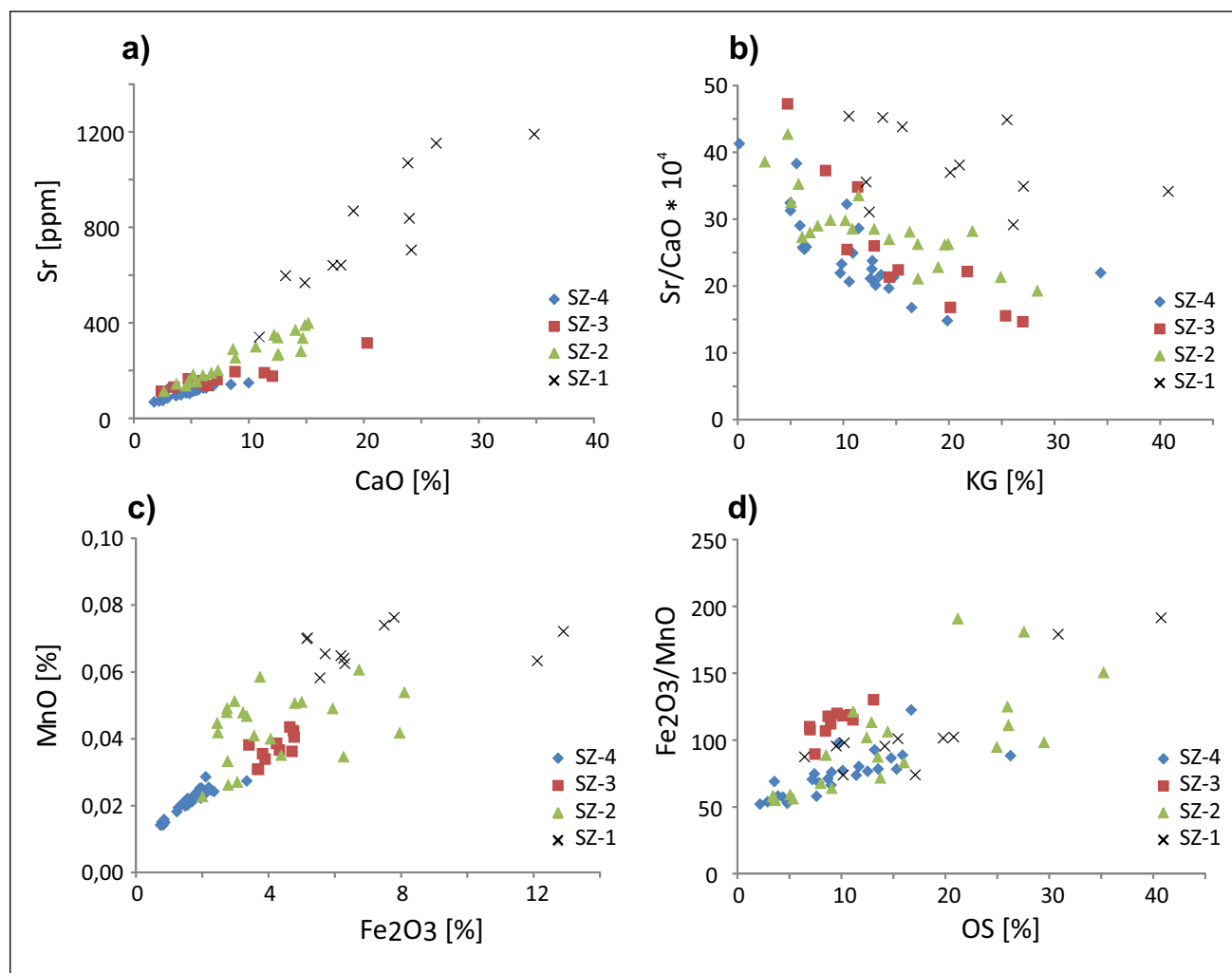


Abb. 9: Sr-CaO- und Sr/CaO-KG-Verhältnisse sowie  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -MnO- und  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ -OS-Verhältnisse in den vier Sedimentzonen SZ entsprechend dcCA.

a) Das abweichende Sr/CaO-Verhältnis im BØ und unteren AL-a (SZ-1) wird durch einen stärkeren Zufluss alten Grundwassers erklärt.

b) Das Sr/CaO-Verhältnis sinkt mit steigendem KG: bei sehr geringem KG entspricht das Verhältnis dem in siliziklastischer Substanz, bei hohem KG dem in Karbonaten.

c) Die hohen  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und MnO-Werte des BØ und unteren AL-a (SZ-1) werden auf den Eintrag durch altes, anaerobes Grundwasser zurückgeführt.

d) Das höhere  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ -Verhältnis in den Sedimenten der JD (SZ-3) wird mit dem Eintrag feinkörniger Alumosilikate (solifluidal und/oder äolisch) erklärt.

Fig. 9: Sr-CaO and Sr/CaO-KG ratios as well as  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -MnO and  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$ -OS ratios in four sediment zones SZ according to dcCA.

a) The deviating Sr/CaO ratio during the Bølling and lower Allerød-a period (SZ-1) is probably due to a stronger influx of fossil ground water into the basin during these times.

b) The Sr/CaO ratio decreases with increasing carbonate content KG; at very low KG the ratio is equal to the ratio in siliciclastic materials, at high KG it is equal to the ratio in carbonates.

c) High  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  and MnO concentrations during the Bølling and lower Allerød-a (SZ-1) are explained by an influx of fossil oxygen-free ground water.

d) The higher  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MnO}$  ratio in the sediments of the Younger Dryas JD (SZ-3) originates from a strong influx of fine grained alumosilicates (by solifluction and/or aeolian input).

klären. Die rotierte Komponentenmatrix ist in den Spalten 5–7 in Tab. 2 dargestellt. Die Interpretation der Hauptkomponenten PC-1a bis 3a ist identisch mit der ersten PCA.

Für die Rekonstruktion seeinterner wie auch von Umland-See-Relationen ist darüber hinaus die Diskussion der beiden Verhältnisse Sr/Ca und Fe/Mn interessant, die durch die PCA nicht abgebildet werden. An den Daten aus dem GP fällt auf, dass die SZ jeweils verschiedene Sr/Ca-Verhältnisse besitzen (Abb. 8, Sp. 19 und Abb. 9a), wobei sich die drei jüngeren SZ aus dem AL, der JD und dem PB stark ähneln, obwohl eine schwache Tendenz zu immer weniger Sr-Einbau zu erkennen ist, je jünger die SZ sind. Die ältesten Sedimente (SZ-1: BØ - unteres AL-a) aus der Phase des initialen Wasserspiegelanstiegs und der See-Entstehung weisen dagegen eine andere, durch wesentlich höhere Sr-Konzentrationen geprägte Verteilung auf. In der Literatur hat sich nur bei GOSLAR et al. (1999: Abb. 6) eine vergleichbare Beobachtung finden lassen, allerdings wird sie nicht interpretiert. Ein artspezifischer Einbau in Molluskenschalen (BÖRNER et al. 2013) o. ä. kann wegen der gleichbleibenden Zusammensetzung der Fauna im GP als Ursache ausgeschlossen werden. Auch eine den Sr-Einbau fördernde Aragonitbildung, die in der Frühphase der Seebildung infolge der höheren Ionenkonzentrationen im zufließenden Grundwasser stattgefunden haben könnte, wird auf Grund der im Sediment gemessenen niedrigen Verhältnisse von Mg/Ca ( $< 0,5$ , MÜLLER et al. 1972) sowie Sr/C  $\cdot 10^4$  ( $< 75$ , WEGWERTH et al. 2014) vorerst ausgeschlossen.

Die folgende Interpretation muss deshalb als erster Versuch gewertet werden, das Phänomen zu deuten: DARLING et al. (2013) beobachteten in südeinglichen Glazialsedimenten, die über Kreide lagern, eine starke Erhöhung der Sr-Konzentration im Grundwasser, wenn dieses langsam durch unverwitterten Till perkoliert, während im schneller fließenden Grundwasser in verwittertem, oxidierten Till die Sr-Konzentration gering ist. Übertragen auf die Situation des GP wird für das erhöhte Sr/Ca-Verhältnis in der Phase der Seeentstehung deshalb ein Zufluss aus gealtertem Grundwasser aus auftauendem, noch unverwittertem Till als Ursache angenommen. Spätere Perioden sind durch schnellere Grundwassererneuerung, damit geringeren Ionenaustausch, relativ stärkeren Oberflächenabfluss und soweit entwickelte Böden ausgezeichnet, dass sich das Sr/Ca-Verhältnis auf einen niedrigeren Wert einpegelt (Abb. 9a). In allen SZ sinkt das Sr/Ca-Verhältnis mit steigendem KG (Abb. 9b). Bei sehr geringem KG entspricht es dem in siliziklastischer Substanz, bei sehr hohem KG dem in Karbonaten (end-member, vgl. LIXIN JIN et al. 2012).

Auch die erhöhten Fe- und Mn-Konzentrationen in den Mudden des BØ und frühen AL-a (SZ-1, Abb. 8) lassen sich mit einem solchen Zufluss von altem Grundwasser mit niedrigem Redoxpotenzial aus dem tieftauenden Permafrost und nachfolgender Bindung als Oxyhydrat oder Sulfid in den Organosilikatmudden erklären. Ein hohes Fe/Mn-Verhältnis zeigt potenziell reduzierende Bedingungen an, da Fe-Verbindungen bei gegebenem pH-Wert bei niedrigeren Redoxpotenzialen ausfallen als die entsprechenden Mn-Verbindungen. Allerdings ist in Betracht zu ziehen, dass das Verhältnis a) auch von der Zufuhr aus den Böden des Einzugsgebietes abhängig ist und b) wegen der unter reduzierenden Bedingungen hohen Fe- und Mn-

Mobilität postsedimentär verändert sein kann (TYLMANN 2005). In den GP-Sedimenten wird das nur mäßig erhöhte Fe/Mn-Verhältnis in der SZ-1 auf primär höhere Fe-, vor allem aber sehr hohe Mn-Einträge über mäßig anaerobes Grundwasser und deren nachfolgende Festlegung im Sediment zurückgeführt (Abb. 8, Sp. 11, 12, 18, Abb. 9c). In den nachfolgenden SZ gehen im Mittel sowohl die Fe- als auch die Mn-Konzentrationen zurück, wenn auch in unterschiedlichem Maße. Das Fe/Mn-Verhältnis ist besonders niedrig in den Teilen des AL und PB, die auch niedrige OS-Konzentrationen haben, d.h. durch höheres Redoxpotenzial charakterisiert sind. Die Sedimente der JD (SZ-3) zeigen dagegen ein höheres Fe/Mn-Verhältnis, obwohl das Verhältnis Fe/Mn zu OS nahezu das gleiche ist wie im AL oder PB (Abb. 9d). Hier macht sich der höhere Eintrag von Fe bemerkbar, das an Alumosilikate gebunden ist (PC-1 in Abb. 8, Sp. 22). Die höchsten Werte werden in wenigen, besonders organikreichen Lagen des AL-a und -c beobachtet, die stark reduzierende Bedingungen im Sediment anzeigen. Die erhöhten Fe/Mn-Werte an der Schichtgrenze unterhalb des Torfs am oberen Profilende werden dagegen als junge sekundär-oxidative Fe-Anreicherung aus perkolierendem Niederschlagswasser gedeutet (Abb. 8, Sp. 22). Damit werden die Sr/Ca- und Fe/Mn-Verhältnisse stark auch durch allogene Faktoren beeinflusst.

#### 4.6 $^{14}\text{C}$ -Datierungen, Akkumulationsmodell und Sedimentationsrate

Aus den Voruntersuchungen standen drei AMS- $^{14}\text{C}$ -Daten von Holzresten zur Verfügung, die den pedogenen Humushorizont an der Basis des Profils (Erl-14741, Nr. 11 in Tab. 3), den organikarmen Sedimentabschnitt bei 230 cm (Erl-14742) und die basale Lage des hangenden Torfs (Erl-14743) datieren (LAMPE et al. 2010b, Nr. 1 in Tab. 3). Das 2011 beprobte Profil lag infolge des Küstenabbruchs etwa 2 m landeinwärts. Der mittleren Probe konnte darin keine exakte Position zugeordnet werden. Die untere und die obere Probe entstammen nicht den Seesedimenten, so dass mit zu jungem (Nr. 1) bzw. zu hohem (Nr. 11) Alter zu rechnen ist. Die Position der Daten im AT-Diagramm unterstreicht diese Vermutung. Die Alter dieser Proben grenzen aber den Zeitraum der Seeentwicklung ein.

Aus dem GP-Profil konnten fünf Makroreste für Datierungen gesammelt werden (Nr. 2, 3, 5, 8, 10 in Tab. 3), wovon zwei für die Formulierung des ATM nicht berücksichtigt wurden. Im Fall der Datierung 3 ist dies durch die Altersinversion begründet. Datierung 8 hingegen ergäbe zusammen mit den benachbarten Datierungen eine unrealistisch hohe Sedimentationsrate von  $\sim 3 \text{ mm a}^{-1}$  im AL-a, so dass auch in diesem Fall von einem zu alten Datum auszugehen ist.

Wegen der verbleibenden geringen Zahl an Datierungen wurden als zusätzliche Stützstellen für das ATM folgende Alter angenommen: für die LST 12880 cal BP (BRAUER et al. 1999) sowie für den Beginn des AL 13350 cal BP, der JD 12680 cal BP und des PB 11590 cal BP (LITT et al. 2001). Unter Berücksichtigung realistischer Unsicherheiten konnte die Übertragbarkeit der beiden letztgenannten Werte auf den Raum Nord-Rügens an dem nur wenige Kilometer entfernt gelegenen und durch 31  $^{14}\text{C}$ -Daten eng datierten

Pollenprofil Hertha-See (Profil HM 95/1, ENDTMANN 2004) bestätigt werden.

Da der insgesamt 27 cm mächtige AUK (Diamikton und assoziierte Mudde) innerhalb des AL-d das Modell in diesem Abschnitt stark verzerren würde, wurde er unter der Annahme, dass es sich bei der Akkumulation zwar um ein mehrphasiges, aber dennoch singuläres, nicht in das normale Sedimentationsgeschehen gehörendes Kurzzeitereignis handelt, bei den nachfolgenden Berechnungen nicht berücksichtigt. Für die Berechnung des ATM wurde deshalb den über dem AUK gelegenen Proben eine 27 cm größere Tiefenlage zugeordnet (Tab. 3: Sp. 3). Bei der Formulierung des Modells wurden für die Alter der PZ-Grenzen sowie das Alter der LST eine Normalverteilung mit Standardabweichungen von 100 a bzw. 10 a angenommen. Diese Werte reflektieren auch die Unsicherheiten der Positionen im Profil, die als solche nicht direkt in dem Modell berücksichtigt werden können. Das ATM wurde mit den Datierungen 2, 4, 5, 6, 7, 9 und 10 (Tab. 3) berechnet (Abb. 10).

Generell sind ATM mit Vorsicht zu interpretieren (TEL-

FORD et al. 2004), da zahlreiche Fehlerquellen und Unsicherheiten und nicht zuletzt die Wahl der Methodik verschiedene Lösungen zulassen. Entsprechendes gilt auch für die aus dem ATM abgeleitete SR. Außerdem ist die post-sedimentäre Kompaktion zu berücksichtigen, wodurch die SR in älteren, lithostatisch stärker belasteten Schichten geringer ausfällt. Unterschiedliche Zeitabschnitte innerhalb der Sedimentsäule sind dadurch schlecht miteinander vergleichbar. Das Problem lässt sich durch Bestimmung der SAR bzw. der SAR-X umgehen, bei der die Kompaktion über die TRD berücksichtigt wird.

Die Stützpunkte sowie die Graphen des ATM und der SR sind in Abb. 11 in Sp. 2 und 3 dargestellt. Die Sedimentation setzt im BØ mit hoher Rate von  $\sim 1,8 \text{ mm a}^{-1}$  ein, die im AL-a bis AL-c langsam auf Werte um  $1,1 \text{ mm a}^{-1}$  zurückgeht. Ein schneller Rückgang setzt im AL-d ein, der in einem ausgeprägten, schmalen Minimum in der JD-a mündet ( $\sim 0,4 \text{ mm a}^{-1}$ ). Danach steigt die SR im Verlauf der JD-b erneut auf Werte um  $1,1 \text{ mm a}^{-1}$  am Beginn des PB an, um im PB-d das absolute Maximum von fast  $2 \text{ mm a}^{-1}$  zu

Tab. 3: Radiokarbondatierungen und ergänzende Alter als Grundlage des Alter-Tiefe-Modells. Die Kalibrierung der  $^{14}\text{C}$ -Alter erfolgte mit OxCal v4.2.4 (BRONK RAMSEY 2009, <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>) unter Verwendung des IntCal13-Datensatzes (REIMER et al. 2013). Als kalibriertes Alter ist der Median der kalibrierten Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion angegeben. Die angegebenen Abweichungen entsprechen dem  $1\sigma$ -Bereich. Für die übrigen Alter wurde eine Normalverteilung angenommen und die Standardabweichung geschätzt.

Tab. 3: Radiocarbon dates and additional ages which form the basis for the presented age-depth model. The  $^{14}\text{C}$ -ages were calibrated with OxCal v4.2.4 (BRONK RAMSEY 2009, <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>) using the IntCal13 data set (REIMER et al. 2013). The median together with the  $1\sigma$ -range of the calibrated probability density function is shown as the calibrated age. All other ages were assumed to have a normal distribution and their standard deviations were estimated.

Nr.	Tiefe [cm]	korrigierte Tiefe [cm]	Lab Code	$^{14}\text{C}$ -Alter [ $^{14}\text{C}$ BP]	kalibriertes Alter [cal BP]	Material	Bemerkung
1	6	33	Erl-14743	$9444 \pm 38$	$10676 +53/-81$	Holz	paludales Milieu
2	28	55	Poz-60069	$9850 \pm 50$	$11251 +33/-45$	Pinus Zapfen	
3	93	120	Poz-60085	$10460 \pm 50$	$12398 +140/-160$	Holz	zu alt
4	101	128			$11590 \pm 100$		palynol. Beginn PB
5	155	182	Poz-60084	$10440 \pm 50$	$12329 +192/-157$	Holz	
6	164	191			$12680 \pm 100$		palynol. Beginn JD
7	213,5	213,5			$12880 \pm 10$		LST
8	246	246	Poz-60083	$11500 \pm 60$	$13348 +62/-58$	Nüsse von <i>Betula</i> , <i>Carex</i> , <i>Urtica</i> , <i>Betula</i> Fruchtschuppen, Knospenschuppen	zu alt
9	271	271			$13350 \pm 100$		palynol. Beginn AL
10	296	296	Poz-60082	$11630 \pm 50$	$13461 +83/-50$	Holz	
11	299	299	Erl-14741	$11842 \pm 39$	$13660 +60/-55$	Holz	terrestrisches Milieu



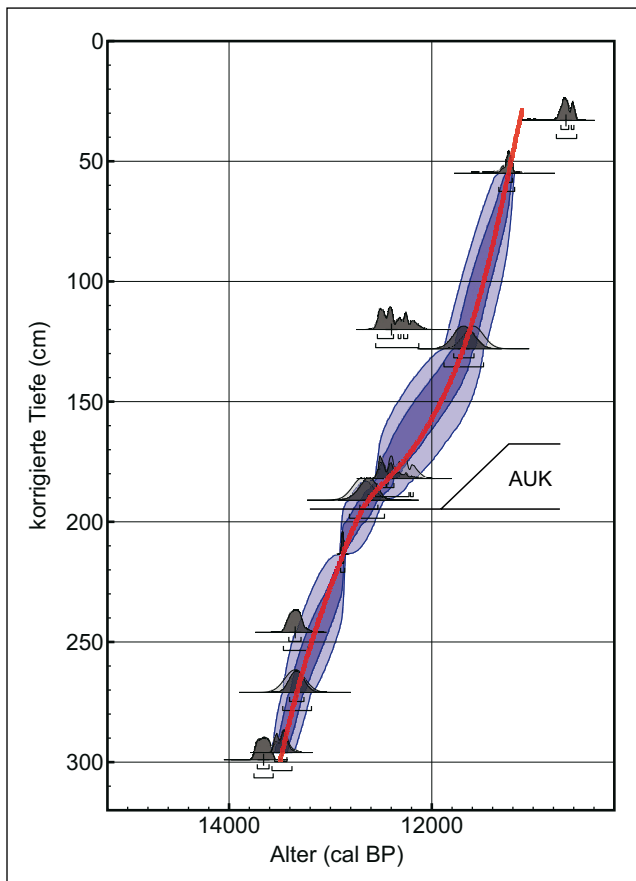


Abb. 10: Alter-Tiefe-Modell des Profils Glowe 3, erstellt mit OxCal (zur Datengrundlage s. Tab. 3). Die dunkel- bzw. hellblauen Bänder zeigen den 1 $\sigma$ - bzw. 2 $\sigma$ -Bereich. Die Ableitung der interpolierenden Kurve (rot) innerhalb des 1 $\sigma$ -Bereichs ergibt die Sedimentationsrate SR.

Fig. 10: Age-depth-model of the sediment section Glowe 3, calculated using OxCal (for data base see tab. 3). The dark resp. light blue shadings show the 1 $\sigma$  resp. 2 $\sigma$  range. The derivative of the interpolating curve (red) within the 1 $\sigma$  range gives the sedimentation rate SR.

erreichen. Der Verlauf dieser Kurve ist stark von der Verteilung der Stützpunkte abhängig und kann die Entwicklung bestenfalls tendenziell wiedergeben. So könnte die SR im AL-a auch ein ausgeprägtes Maximum erreicht haben, wenn man das Alter 8 (Tab. 3) als realistisch ansehen würde. Auch darf angenommen werden, dass im gesamten Verlauf der JD die SR niedrig war und am Beginn des PB weit schneller anstieg, als durch die Kurve nahegelegt wird. In jedem Fall bleibt aber die Tendenz bestehen, dass im BØ bis frühen AL sowie im PB die höchsten, in der JD die niedrigsten SR erreicht wurden. Wir interpretieren das als eine Klimasteuerung des Stoffhaushaltes des GP mit hohen SR in Warmphasen und geringen SR in Kaltphasen.

Die Graphen für die SAR und die SAR-X der Hauptbestandteile OS, KG und SIKLA sind in Abb. 11, Spalten 3–6, dargestellt. Generell müssen die SAR- und SAR-X-Kurven dem Verlauf der SR-Kurve folgen, wobei die SAR-SIKLA-Kurve entsprechend des hohen Anteils von SIKLA am Aufbau des Sediments der SAR-Kurve am ähnlichsten ist. SAR-OS zeigt ebenfalls einen ähnlichen Kurvenverlauf, im Detail ist aber eine Koinzidenz zwischen Maxima der SAR und Minima der SAR-OS im AL-b, -c sowie im PB-a, -b und -c zu beobachten. Hinter dieser negativen Korrelation verbirgt sich der Einfluss der Reliefinstabilität im Umland des

GP, d. h. der Eintrag allogener Substanz, die verdünnend auf den im See gebildeten organischen Sedimentanteil OS wirkt. Die SAR-KG-Kurve zeigt eine derartige Korrelation nicht, wohl aber die beiden generellen Maxima. Infolge der starken Konzentration des KG auf einzelne Lagen ist der Verlauf der Kurve im BØ/AL besonders unruhig. Auffällig ist die hohe SAR-KG im AL-b, die nicht aus der Produktivität des Makrophytobenthos (geringe Zahl der MR, geringe SAR-OS) hergeleitet werden kann. Die geringe Pollendichte, der höhere Anteil umgelagerter wärmeliebender Pollen sowie die hohe SAR-SIKLA lassen eher auf eine teilweise allo gene Herkunft des Karbonats schließen. Dass die o. g. negative Korrelation zwischen SAR-SIKLA und SAR-OS zwischen SAR-SIKLA und SAR-KG nicht beobachtet wird, lässt sogar eine ständige Beteiligung allo genen Karbonats am Eintrag aus dem Umland vermuten. Die unmittelbare Nähe des GP zum Glower Sattel (LUDWIG 2005), in dem oberkretazische Kreide bis auf wenige Meter unter die Relief oberfläche aufgefaltet ist, liefert dafür ein starkes Argument.

Besonders hervorzuheben sind zwei lokale Maxima der SAR-SIKLA. Das erste findet sich im AL-b, das zweite im PB-c/-d. Beide sind mit kühlen Phasen assoziiert, der Gerzensee- bzw. der Rammelbeek-Phase. Beide sind auch durch stärkeren Sandeintrag charakterisiert, der in der weit kälteren JD etwas geringer ausgeprägt ist. Wir deuten diesen Umstand so, dass die allo genen Einträge im AL und PB (und verstärkt in den genannten kühlen Phasen) durch überwiegend hangfluviale Prozesse, in der trockeneren JD dagegen weit überwiegend durch solifluidale Vorgänge erfolgten. Erstere sind mit Sedimentsortierung und dem Eintrag von Sanden verbunden, letzteren fehlt die Sortierung des Sedimentes, so dass vorrangig feinmaterialreiche Umlagerungsprodukte den GP erreichen.

#### 4.7 Seespiegelentwicklung

Aus dem Relief der Umgebung, dem Sedimentcharakter, den Makrorest-, Malakofauna- und Diatomeenanalysen kann lediglich abgeleitet werden, dass der See nach kurzer Phase terrestrischer Bodenbildung im PBØ schnell an Wassertiefe gewonnen hat und dabei Tiefen von 4 m kaum überschritten worden sind. Bis zur Verlandung im PB ist der See im Bereich des Untersuchungspunktes niemals trocken gefallen.

2015 wurden durch den Küstenrückgang erstmals die ufernahen Schichtausbisse der stratigraphischen Einheiten aufgeschlossen. Nicht alle Subzonen konnten zweifelsfrei vom untersuchten Profil Glowe 3 bis an die Peripherie des GP verfolgt werden, aber die Haupteinheiten waren mit nur geringen Höhenunterschieden auf beiden Seiten des Aufschlusses einsehbar (Abb. 12). Am Ostende schnitt ein künstlich verändertes Hangprofil die Sedimentfolge ab, am Westende begrenzten umfangreiche, mehrphasige Schwemmfächer die Schichtfolge. Die Ausstriche waren teilweise erodiert, im Westen aber soweit erhalten, dass daraus eine Seespiegelkurve rekonstruiert werden konnte. Der Fehler, der infolge der Erosion auftritt, wird auf maximal wenige Dezimeter geschätzt. Unbekannt bleibt, zu welchem Zeitpunkt innerhalb einer stratigraphischen Einheit der Wasserspiegel den höchsten Stand erreicht hat. Pauschal ist deshalb der Mindestwasserstand mit der Ober-

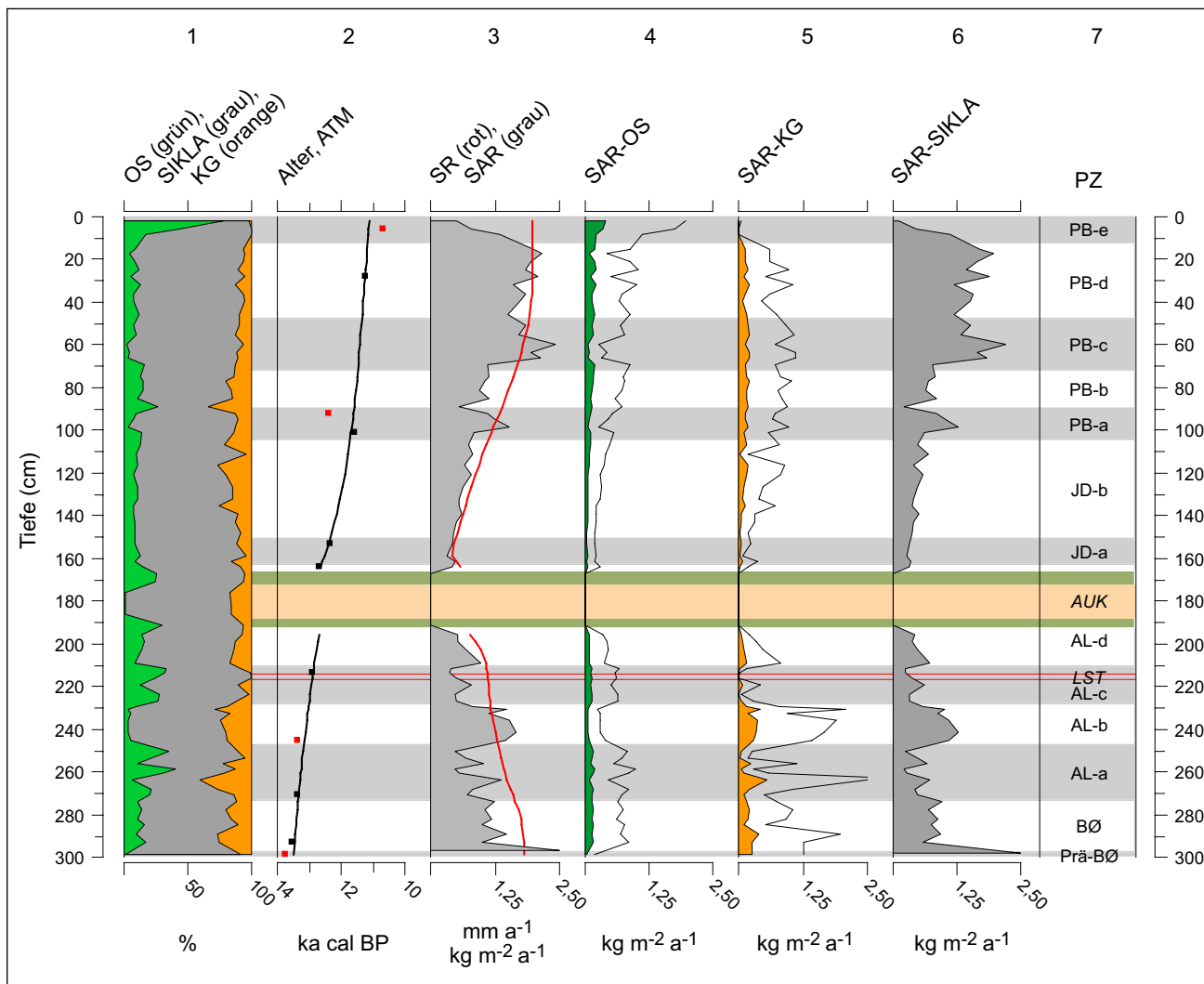


Abb. 11: Sedimentakkumulation im GP. Spalte (Sp.) 1: Hauptbestandteile; Sp. 2: Alter-Tiefe-Modell (ATM) mit Stützpunkten (vgl. Tab. 3, nicht verwendete Alter sind rot markiert); Sp. 3: Sedimentationsrate (SR, rote Linie) und Sedimentakkumulationsrate (SAR); Sp. 4–6: spezifische Sedimentakkumulationsraten (SAR-X) für die Hauptbestandteile OS, KG und SIKLA. Beachte die 5-fache Kurvenüberhöhung in SAR-OS und SAR-KG; Sp.7: Palynostratigraphie; Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 11: Sediment accumulation in the GP. Column (Col.) 1: Main components; col. 2: age-depth model (ATM) and supporting age data (for data base cf. tab. 3, not considered ages in red); col. 3: sedimentation rate (SR, red line) and sediment accumulation rate (SAR); col. 4–6: specific sediment accumulation rates (SAR-X) for main components OS, KG, and SIKLA. Note the 5-fold exaggeration of SAR-OS and SAR-KG; col. 7: palynostratigraphy, abscissa starts at 0, unless noted otherwise, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

kante der ausstreichenden Einheit (= Höhe Ausbiss 2015) gleichgesetzt worden. Bezogen auf den höchsten Punkt des untersuchten Seeprofiles von 2011 (NP11) ergibt sich die in Abb. 12 dargestellte Entwicklung des Seespiegels (SSP). Die Entwicklung der Wassertiefe (WT) unter Berücksichtigung der Sedimentakkumulation ist ebenfalls aus Abb. 12 zu entnehmen. Dabei zeichnen die SOF-Kurven die Position der Sedimentoberflächen (SOF) nach, wie sie sich nach dem ATM (SOF 2011) bzw. der Position der stratigraphischen Einheiten im Profil von 2015 (SOF 2015) ergeben. Die Kurve der WT ergibt sich aus der Differenz von Höhe Ausbiss 2015 – SOF 2015.

Wir interpretieren die Entwicklung so, dass vom BØ bis in das erste Drittel des AL ein schneller SSP-Anstieg erfolgte. Nach verlangsamt weiterem SSP-Anstieg wird die größte WT im Verlauf des AL-d erreicht. In der JD setzt sich der SSP-Anstieg abermals verlangsamt fort (eine Diskriminierung der Anstiegsraten innerhalb der JD ist bislang nicht möglich) und führt gegen Ende der JD zum

höchsten Wasserstand in der Entwicklung des GP. Der von USINGER (1981) von mehreren Seeprofilen Norddeutschlands beschriebene Hiatus am Übergang AL-JD und der ihn verursachende Wasserspiegelabfall können für den GP damit nicht bestätigt werden. Allerdings beginnt die WT infolge der zunehmenden Beckenfüllung in der JD bereits zu schrumpfen. Dieser Prozess verstärkt sich deutlich mit Beginn des PB. Noch in den obersten Zentimetern des Seeprofiles wird *Nymphaea* nachgewiesen, die auf eine Wassertiefe von mehreren Dezimetern hinweist. Die nachfolgende Verlandung ist offenbar sehr schnell verlaufen. Die Geschwindigkeit des Vorgangs erklärt sich durch ein schnell einsetzendes, massives Defizit in der klimatischen Wasserbilanz. Infolge des Mangels an datierbaren Makroresten wird die Rasanze der Verlandung im ATM trotz der hohen SAR vermutlich unterschätzt.

Die Kurve der SSP- bzw. WT-Entwicklung (Abb. 12) zeigt deutliche Übereinstimmung mit den Wasserstandsschwankungen im nahegelegenen Profil Niedersee (Koss-

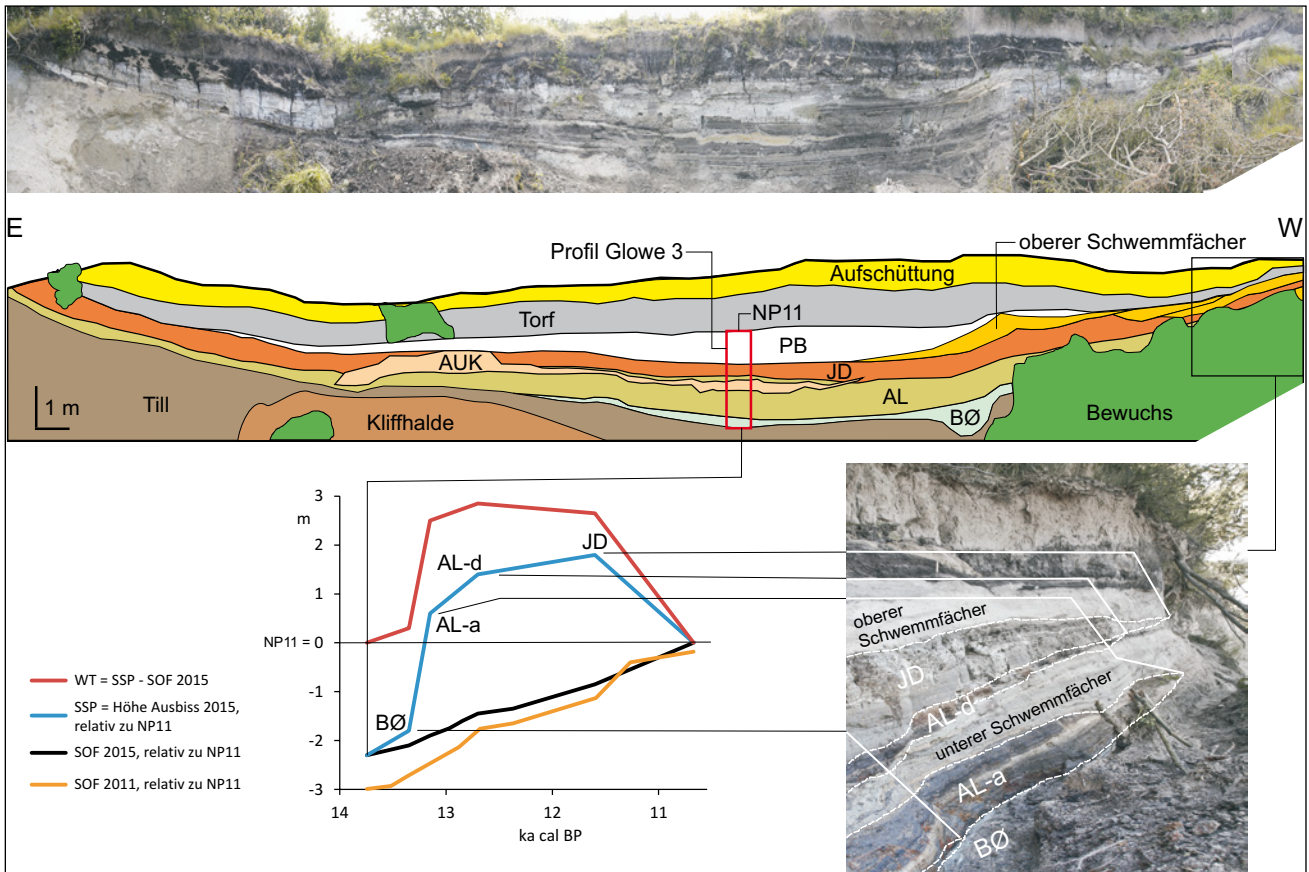


Abb. 12: Seespiegel- (SSP-) und Wassertiefen- (WT-) Entwicklung im GP nach Höhenlage der Schichtausbisse 2015. Die Panoramadarstellung (1,2-fach überhöht) zeigt den GP-Aufschluss im Juni 2015. Die rechte (westliche) Seite - wegen des Bewuchses der Kliffhalde frontal nicht einsehbar - ist im unteren Foto von Osten her gesehen dargestellt. Die ungefähre Lage des 2011 entnommenen Profils Glowe 3 wird durch den rot gezeichneten Rahmen im Zentrum des Aufschlusses angedeutet. Der Nullpunkt des Profils von 2011 (NP11) entspricht der Torfunterkante im Zentrum des GP.

Die Sedimentoberfläche SOF 2011 am Profil Glowe 3 ergibt sich aus der Einmessung der stratigraphischen Einheiten 2011 in Bezug auf NP11, die SOF 2015 aus der Einmessung 2015 an gleicher Stelle. Das Seeprofil 2015 ist wegen der Verlegung der Aufschlusswand durch den Küstenrückgang 0,7 m kürzer als das Seeprofil von 2011.

Die blaue Kurve SSP gibt die 2015 gemessene höchste Position des Auftretens einzelner stratigraphischer Einheiten wieder (bezogen auf NP11), die mit der Minimumhöhe des Wasserspiegels in dieser Zeit gleichgesetzt wird. Die rote Kurve WT ist gleich der Differenz SSP-SOF 2015 und gibt die Entwicklung der Wassertiefe wieder.

Fig. 12: Water table and water depth development within the GP reconstructed based on altitudinal positions of outcropping strata in 2015. The panoramic view (vertical exaggeration factor 1.2) shows the GP exposure in June 2015. From the distance the western end of the section is obscured by dense vegetation, but the sediments can be accessed at the cliff face (see right hand image photographed from an easterly direction). The approximate position of the sediment section sampled in 2011 is marked by the red frame in the centre of the outcrop. The base-line of the GP sediment section in 2011 (NP11) corresponds to the bottom edge of the cover peat in the centre of the GP outcrop.

(Till = till, Aufschüttung = landfill material, Bewuchs = vegetation, AUK = allogenic redeposition complex, Torf = peat, PB = Preboreal, JD = Younger Dryas, AL = Allerød, BØ = Bølling, oberer Schwemmfächer = upper alluvial fan).

The sediment surface SOF 2011 at the Glowe 3 section is based on a survey of the stratigraphic positions of the exposed strata in 2015 referenced to NP11, the SOF 2015 from the survey in 2015 at the same position. As a result of continuing coastal retreat the total thickness of exposed lake sediments has decreased from 3.0 m in 2011 to 2.3 m in 2015.

The blue curve ('SSP') connects the uppermost limits of individual stratigraphic units and provides information on the minimum lake level height during the period they represent. The benchmarks were surveyed in 2015, relative to NP11. The red curve ('WT') equals the difference SSP-SOF 2015 and shows the development of the water depth in the basin.

LER & STRAHL 2011). Dort ist das gesamte AL nach der See-phase im Meiendorf/BØ allerdings eine Phase mit „woody fen peat“, weil der – wie im GP – nur noch langsam steigende Wasserstand die Verlandung des kleinen Gewässers nicht verhindern konnte. Die JD weist wieder eine Gewässerphase mit merklichem Wasserspiegelanstieg in der jüngsten Phase auf. Das PB bildet eine, im Unterschied zum GP, deutlich länger anhaltende Seephase. Auf einen noch im PB einsetzenden Hiatus erfolgte eine Neuvertorfung im Atlantikum (vgl. Kap. 2).

Weiterhin berichtet KOSSLER (2010) auf der Grundlage von Makrorestanalysen über Wasserspiegelschwankungen

vom Paddenluch (bei Rüdersdorf, Brandenburg). Sie unterscheidet eine „Phase ausreichender Wasserführung“ im ersten Teil des AL, gefolgt von einer Phase niedriger Wasserstände sowie einer Phase „zunehmender Wasserzufuhr“ im jüngsten AL oberhalb der LST. Ein ähnliches Seespiegel-Schwankungsmuster beschreiben auch HOEK & BOHNCKE (2002) und BOS et al. (2006) für Seen aus den Niederlanden. Die bei KAISER et al. (2012) zusammenfassend dargestellten Seespiegelkurven norddeutscher Gewässer zeigen Unterschiede zum GP vor allem für den Zeitraum des AL, welches dort durch tiefere Wasserstände als im BØ gekennzeichnet ist. Das Maximum des Wasserstandes wird nach

KAISER et al. (2012) in der Mitte der JD erreicht, gefolgt von einem schnellen bis in das frühe PB reichenden Rückgang des Wasserspiegels.

## 5 Synthese

In der folgenden Zusammenschau aller Untersuchungsergebnisse soll ein konsistentes Bild der spätglazialen Landschaftsentwicklung an der Nordküste Rügens abgeleitet werden, wie es sich in den Sedimenten des GP widerspiegelt. In Abb. 13 wurden dazu die Verteilungen der dargestellten Parameter gegen das aus dem ATM abgeleitete kalibrierte Alter aufgetragen, wodurch der auf ein kurzes Ereignis zurückgehende AUK nur noch durch eine Linie angedeutet wird. Wenn nicht anders angegeben, beziehen sich alle nachfolgenden Spaltenverweise auf diese Abbildung.

Wie in den meisten Seen des mitteleuropäischen Tieflands beginnt die Entwicklung des GP im BØ/AL (BER 2006, KAISER et al. 2012, BŁASZKIEWICZ et al. 2015). Während sich in vielen norddeutschen Seen ein Basistorf nachweisen lässt, der eine Entstehung der Hohlformen infolge von tief-tauendem Toteis erst während des AL anzeigt (u. a. KAISER et al. 2012), ist die Hohlform des GP offenbar nicht durch begrabenes Eis versiegelt gewesen. Eine PBØ-zeitliche initiale Bodenbildung (Tab. 3, Nr. 11: 13660 +60/-55 cal BP) erfolgt zunächst störungsfrei direkt in dem Substrat eines hochweichselglazialen Tills. Der hohe BP-Anteil, vor allem von PINUS, weist auf Ferntransport und Umlagerungen hin und überdeckt den vorherrschenden Offenlandcharakter. Schwammnadeln, Pediastron und erste Diatomeen werden als aus dem Hangenden infiltriert aufgefasst. Der zunehmend hydromorphe Standort ist damit als noch terrestrisch anzusehen.

Mit dem einsetzenden Zerfall des Permafrostes im BØ beginnt die Entwicklung des Sees infolge eines erhöhten Grundwasserzulaufs in die Depression des GP. Die nur 2009 in einem sehr begrenzten, rinnenartig eingetieften Bereich angetroffenen kryptoturbaten Lagerungsstörungen (Abb. 2) müssen im älteren Teil des BØ entstanden sein, da die Verwürgungen die Bodenbildung und BØ-zeitliche Seesedimente einschließen bzw. von ihnen umgeben sind und von jungbøllingzeitlichen Seeablagerungen störungsfrei horizontal überlagert werden. Der Seespiegel kann in dieser Zeit nur unwesentlich über den Bereich der rinnenartigen Eintiefung hinausgereicht haben (Sp. 11). Noch im BØ muss sich der SSP-Anstieg beschleunigt haben, da sich die jungbøllingzeitlichen Sedimente lateral über den weiteren Bereich der Hohlform ausbreiten. Das gesamte BØ ist durch kalkreiche Organosilikatmudden (Sp. 1) gekennzeichnet, deren erhöhte Sr-, Mn- und Fe-Gehalte die unveränderte hohe Beteiligung von gealtertem Grundwasser am SSP-Anstieg erkennen lassen (DARLING et al. 2013). Die artenarme, aber individuenreiche Kleinmolluskenfauna und Diatomeenflora belegen einen makrophytenreichen, kalkoligo- bis kalkmesotrophen See, in dem der Makrorestanalyse nach Characeen dominierten (Sp. 3–5). Auch Fischreste werden regelmäßig angetroffen. Die Malakofauna wird ausschließlich von Stillwasserarten charakterisiert, die überwiegend durch Kleinmuscheln (z.B. *Pisidium*) und die Süßwasserschnecke *Valvata* aff. *piscinalis* dominiert wer-

den. Mit *Pisidium obtusale* f. *lapponicum* wurde für das BØ (und das nachfolgende AL) auch die einzige kaltzeitliche Reaktionsform des Profils nachgewiesen. Die Vegetation des Seeumlandes besteht aus einem sehr lockeren Birkenwald mit hohem Anteil an Krautpflanzen. Der Kälterückfall der ÄD im Übergang zwischen BØ und AL-a deutet sich nur in einem ersten Maximum der KF (Sp. 3), einem Minimum der PINUS ganze-Werte und einem Minimum der die Karbonatakkumulation anzeigenden Hauptkomponente PC-2 an (Sp. 8), ist aber sonst durch keinen weiteren der untersuchten Parameter zu belegen. Vielmehr setzt sich die Akkumulation der kalkreichen Organosilikatmudden bis in die Mitte des AL-a fort, in dem die Phase des schnellen SSP-Anstiegs (Sp. 11) und die SZ-1 enden.

Das palynologisch in vier PSZ zu unterteilende AL (vgl. KOSSLER & STRAHL 2011) ist durch stärkere Variationen in den Ablagerungsbedingungen charakterisiert, wobei überwiegend organisch bzw. karbonatisch geprägte Sedimentlagen abwechseln. AL-a, AL-c und das jüngere AL-d sind durch höhere OS-Konzentrationen gekennzeichnet, die darauf hinweisen, dass sich der GP spätestens ab dieser Zeit in einem mesotrophen Zustand befand. Das AL-b fällt v. a. durch höhere SIKLA-Werte (Sp. 1) und Sandgehalte auf. Signifikant ist die Abnahme des KG zugunsten von OS ab Mitte des AL-a sowie eine überproportionale Abnahme des mit KG korrelierten Sr-Gehalts (Abb. 8, 10a, 10b). Diese Änderungen führen zur Abtrennung der das restliche AL umfassenden SZ-2. Im AL variieren die HB (Sp. 1) sowie die TRD nahezu konform mit den Grenzen der PSZ (Sp. 12), woran eine entsprechende Variation der SAR (Sp. 10) gekoppelt ist. Eine ebensolche Variation ist bei der Verteilung der Diatomeengruppen zu erkennen, wobei die KF eine mit OS gleichlaufende Variation zeigen. Die Großdiatomeen, vor allem die Epiphyten, weisen dagegen eine Korrelation mit erhöhtem Karbonatgehalt auf (Sp.1 u. 3). Planktische Diatomeen treten verstärkt im AL-c und unteren AL-d auf. Die Malakofauna des AL ist mit 7 Gastropoden-Arten und 9 Arten von Bivalven artenreicher als alle anderen stratigraphischen Einheiten. Palynologisch ist v. a. das AL-b durch den Rückgang der BP und eine niedrige Pollendichte auffällig. Makroreste von Wasserpflanzen (ohne *Chara*) treten verstärkt in AL-a und AL-c auf (Sp. 5). Als Ursache dieser komplexen Wechselwirkung werden nachfolgend erläuterte Änderungen des Wasserhaushaltes vermutet.

Im AL-a nehmen die Bewaldung und damit zunächst die Landschaftsverdunstung zu, wodurch der Grundwasserspiegel fällt und der unterirdische Zufluss zum GP geringer wird. Parallel zum sinkenden Grundwasserspiegel wächst der Anteil der Kiefer, die die zunehmende Trockenheit besser verträgt als die Birke. Im AL-b nimmt wegen zurückgehender Temperaturen der Einfluss der Verdunstung zunächst ab. Inwieweit das auch durch geringeren Niederschlag kompensiert wird, lässt sich nicht belegen. Höhere SIKLA- und Sandanteile sowie die Zunahme umgelagerter Pollen wärmeliebender Arten, niedrige PINUS ganze-Werte und eine sehr niedrige Pollendichte verweisen auf Erosionsprozesse im Umland. Eventuell wurde auch der untere Schwemmfächer am W-Ufer des Aufschlusses (Abb. 12, Foto rechts unten) in dieser Zeit gebildet. Die Zunahme der Uferpflanzen im Pollendiagramm (Abb. 5) deutet einen fallenden Wasserstand an. In der Diatomeenflora hingegen

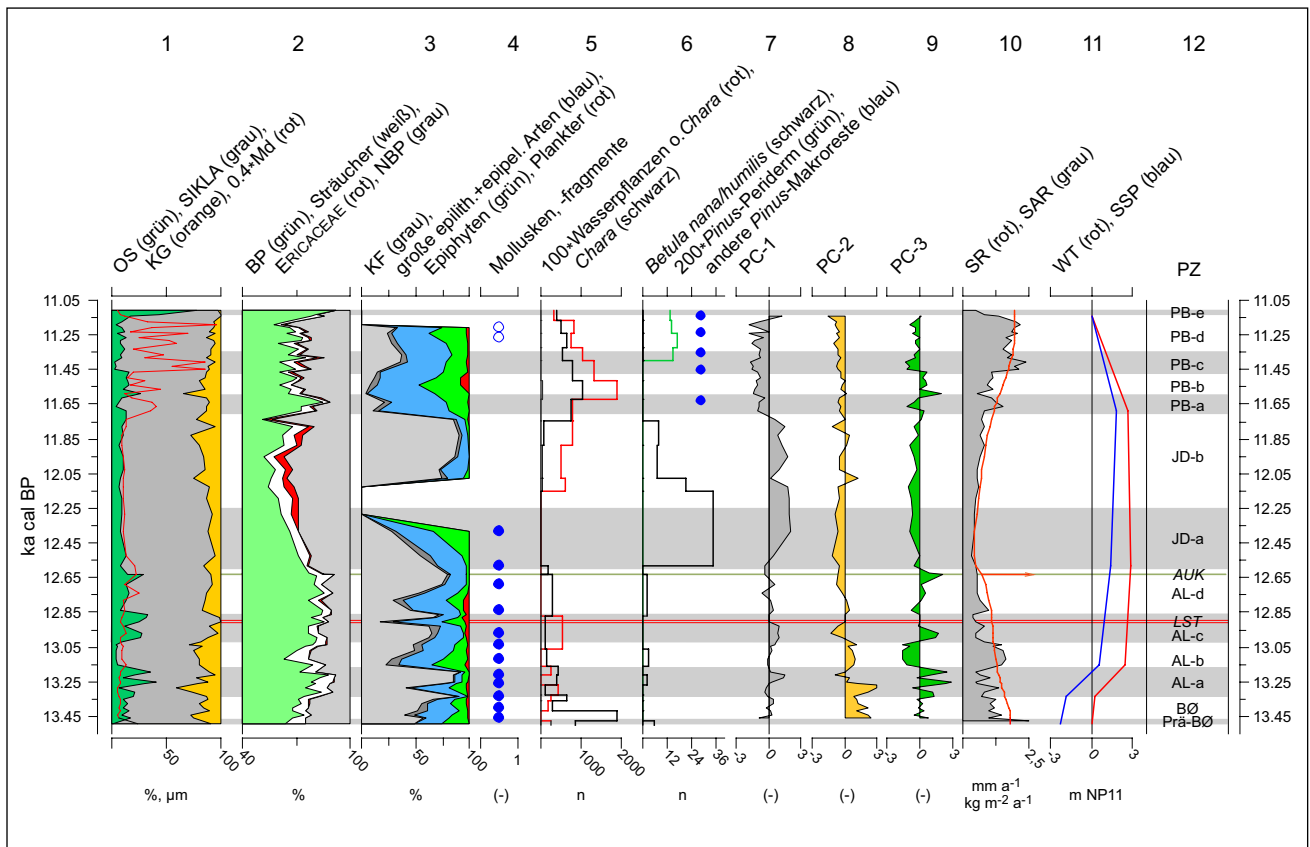


Abb. 13: Zusammenfassende Darstellung der Untersuchungsergebnisse, bezogen auf kalibriertes Alter der Ablagerungen. Sp. 1: HB der Sedimente in %, Md in  $\mu\text{m}$  (Faktor 0,4, rote Linie). Die liegende Bodenbildung, die Laacher See-Tephra (LST), der allogene Umlagerungskomplex (AUK) sowie der Übergang in den hangenden Torf sind nur hier untersucht worden, in allen folgenden Parametern bleiben sie als nichtlakustrine Ablagerungen unberücksichtigt; Sp. 2: prozentuale Anteile der Pollen der Bäume (BP), der Sträucher (Str), der ERICACEAE (Eric) sowie der Kräuter (NBP) an der Summe der Pollen dieser Gruppen; Sp. 3: prozentuale Anteile der Frusteln von Klein-Fragilarien (KF) sowie von epilithisch+epipellic, epiphytisch sowie planktisch lebenden Diatomeen an der Summe der Frusteln dieser Gruppen; Sp. 4: Auftreten von Molluskenschalen (gefüllte Kreise) und von Molluskenschalenfragmenten (offene Kreise); Sp. 5: Anzahl der Makroreste von Wasserpflanzen ohne Chara-Reste ( $100 \cdot \text{WPfl}$ , 100-fache Überhöhung, rote Linie) sowie von Chara-Oosporen (schwarze Linie); Sp. 6: Anzahl der Makroreste von *Betula nana/humilis* (schwarze Linie), von *Pinus-Periderm* (200-fach überhöht, grüne Linie) sowie Nachweis anderer *Pinus*-Makroreste (blaue Kreise); Sp. 7–9: sample scores von drei Hauptkomponenten nach PCA mit Varimaxrotation, PC-1 beschreibt im Wesentlichen die Verteilung der Alumosilikate, PC-2 die von Karbonat (+) vs.  $\text{SiO}_2$  (-), PC-3 die von organischer (+) vs. siliziklastischer (-) Substanz; Sp. 10: Sedimentationsrate SR in  $\text{mm a}^{-1}$  (rote Linie) und Sedimentakkumulationsrate (SAR in  $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$ ); Sp. 11: Entwicklung der Wassertiefe WT (rote Linie) und der Seespiegelhöhe SSP (blaue Linie), relativ zum Profilmullpunkt NP11; Sp. 12: Palynostratigraphie. Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt, AUK=allogener Umlagerungskomplex, LST = Laacher See-Tephra.

Fig. 13: Overview diagram showing a summary of all study results related to the calibrated age of the accumulations. Col. 1: Main components of the sediments in %, median Md in  $\mu\text{m}$  (factor 0.4, red line). Data for the soil below the lake sediments, the Laacher See Tephra (LST), the allogenic redeposition complex (AUK) and the upward transition into the higher peat are only shown here, in all other investigations they were not included as they are non-lacustrine sediments; col. 2: Percentage of arboreal (BP), shrub (Str), ERICACEAE (Eric) and nonarboreal (NBP) pollen related to BP+Str+Eric+NBP; col. 3: Occurrence of complete mollusk shells (filled circles) and mollusk shell fragments (open circles); col. 4: Percentage of valves of small *Fragilaria* species (KF - grey), of epilithic+epipellic (white), epiphytic (green) and planktonic (red) living diatoms related to KF+eL+eP+ePh+Pl; col. 5: number of macro remains of aquatic plants without Chara remains (exaggeration factor 100, red line) and of Chara oospores (Chara, black line); col. 6: number of macro remains of *Betula nana/humilis* (black line), of *Pinus periderm* (exaggeration factor 200, green line), and proof of other *Pinus* macro remains; col. 7–9: sample scores of three principal components acc. to PCA and varimax rotation, PC-1 describes mainly the distribution of alumosilikates, PC-2 the distribution of carbonate (+) vs.  $\text{SiO}_2$  (-), PC-3 the distribution of organic (+) vs. siliciclastic (-) material; col. 10: sedimentation rate in  $\text{mm a}^{-1}$  and sediment accumulation rate in  $\text{kg m}^{-2} \text{a}^{-1}$ ; col. 11: development of water depth (WT, red line) and lake level position (SSP, blue line) relative to the base line NP11; col. 12: palynostratigraphy. Abscissa starts at 0, unless noted otherwise, AUK = allogenic redeposition complex, LST = Laacher See Tephra.

nehmen – zumindest in der ersten Hälfte von AL-b – die Großarten erneut zu, was eher für einen leichten SSP-Anstieg und eventuell auch erhöhte Nährstoffzufuhr spricht. Durch die Lage der Schichtausbisse lässt sich dieser Widerspruch nicht klären, da sie eine Rekonstruktion der SSP-Entwicklung innerhalb des AL bisher nicht zulassen. Im AL-c herrschen immer noch kühle, jedoch wieder feuchtere Bedingungen, weshalb die Birke erneut stark über die Kiefer dominiert. Die das AL-b und AL-c umfassende kühle Phase entspricht höchstwahrscheinlich der Gerzensee-

Schwankung, die im GP aufgrund unterschiedlicher hygrischer Verhältnisse weiter untergliedert werden kann (vgl. Kap. 4.1). Im Ergebnis des überwiegend positiven Landschaftswasserhaushalts steigt der SSP weiter an. Die größte WT wird vermutlich im ausgehenden AL-c bis mittleren AL-d erreicht, wo verstärkt planktisch lebende Diatomeen (Sp. 4) und zahlreiche *Chara*-Oosporen (Sp. 5) auftreten. Der Höhe der Schichtausbisse nach zu urteilen wird dagegen die größte WT erst am Ende des AL erreicht. Palynologisch ist das AL-d durch einen markanten Anstieg der Kie-

fer charakterisiert mit erneut trockeneren Bedingungen. Die Birke bleibt aber dominierende Baumart.

Zusammenfassend und im regionalen Vergleich wird erkennbar, dass Schwankungen des Birken- und Kiefernanteils im Weichselspätglazial Nordostdeutschlands in erster Linie klimatische Ursachen haben, die dominierende Baumart jedoch edaphisch bestimmt wird (THEUERKAUF & JOOSTEN 2009, 2012). Im Bereich der geschiebemergelreichen Grundmoränenplatten dominiert im BØ und AL die Baumbirke, so im GP und in den Profilen Frankenthal (LANGE et al. 1986), Reinberg (DE KLERK et al. 2001) und Endingen (DE KLERK et al. 2002). Im Unterschied dazu herrscht in großflächigen Sandgebieten, z. B. im Bereich des Haffstausees (BRAMER 1975, DE KLERK 2004, LAMPE et al. 2011, VAN ASCH et al. 2012) sowie seiner Abflüsse im Raum Friedland und Demmin (JANKE 1978), zeitweise die Kiefer mit über 75 % Pollenanteil vor.

Der kleinskalige Sedimentwechsel zwischen mehr organisch geprägten Mudden, die mit KF, und stärker karbonatischen Mudden, die mit dem verstärkten Auftreten von Mollusken und „Großdiatomeen“ korrelieren, ist nicht mit der eben beschriebenen Klimavariation zu erklären. Hier könnten eher alternierende ökologische Stabilitätszustände eine Rolle spielen. Dabei wechseln Perioden, in denen der Stoffhaushalt eines Sees von planktischen Lebensgemeinschaften dominiert wird, ab mit solchen, in denen die Stoffproduktion von karbonatfällendem, von zahlreichen Mollusken besiedeltem Makrophytobenthos beherrscht wird. Derartige Aspektwechsel sind von rezenten Flachseen gut belegt (alternative stable state-Modell, BEISNER et al. 2003, SCHEFFER & VAN NES 2007). Inwieweit ein solcher Erklärungsansatz auch auf das Spätglazial übertragbar ist, müssen zukünftige Forschungen zeigen. Eine kurzfristige Vegetationsänderung, die durch die Akkumulation der LST verursacht wurde, kann, wie schon durch THEUERKAUF (2002, 2003) beschrieben, nicht nachgewiesen werden.

In der JD-a kommt es zur Ausbildung deutlicher Minima der SR und der SAR (Sp. 10), die Malakofauna verarmt und verschwindet am Ende der PSZ (Sp. 4), die Unterwasservegetation (Sp. 5), KF (Sp. 3) und BP (Sp. 2) gehen stark bis sehr stark zurück, *Betula nana/humilis* erreicht das absolute Maximum (Sp. 6). Änderungen innerhalb der JD-a zeichnen sich auch bei PC-1 (Auftreten von Alumosilikaten, Sp. 7) und PC-3 (organische Substanz, Sp. 9) ab und es erfolgt der Wechsel von SZ-2 zu SZ-3. Die JD-a hat damit den Charakter einer Übergangszone, die mit der Rückkehr des Permafrostes einen Umschwung im Stoffhaushalt des GP einleitet. Allo gene Substanzen, vorwiegend als solifluidale Fließerden aus dem Umland des GP stammend (Sp. 7), dominieren in der JD-b die vermutlich stark diskontinuierliche Akkumulation (vgl. die nahezu diatomeenfreien DZ-9 in Sp. 3), begleitet von häufigen Gewässertrübungen, an denen auch fluviale oder äolische Komponenten beteiligt sein könnten (vgl. NEUGEBAUER et al. 2012).

Aufgrund des hohen NBP- und Zwergstrauch-Anteils wird die JD-b pollenanalytisch als strauchreiche Kraut tundra bis Waldtundra aufgefasst. Nur in dieser Zone treten auch *Betula humilis/B. nana*-Nüsse gehäuft auf. Makrorestanalytisch sind *Pinus* nicht und Baumbirke selten nachgewiesen, der Großteil der *Pinus*-Pollen wird deshalb als durch äolischen Ferntransport verursacht angesehen. Der

geringere Anteil dieser Taxa hängt vermutlich mit dem nur wenige Kilometer vom GP entfernt existierenden Baltischen Eissee (BJÖRCK 1995, LAMPE 2005) zusammen, dessen Wasserfläche das Umland klimatisch geprägt haben muss (VAN ASCH et al. 2012). Zur Zeit der JD befand sich NE-Rügen offenbar in einem vegetationsgeographischen Übergangsgebiet zwischen Gebieten mit – zumindest auf ausgedehnten Sandflächen – schon mehr oder weniger geschlossenen Kiefernbeständen südwärts des 53. Breitengrades (THEUERKAUF & JOOSTEN 2009) und Tundravegetation im Bereich der jütländischen Geest (MORTENSEN & HOEK 2011, MORTENSEN et al. 2014). Die dänischen Autoren beschreiben die Unterschiede zwischen der Spätglazialvegetation der dänischen Geest und den östlicheren Bereichen mit Geschiebemergeldecke als bemerkenswert deutlich und gehen davon aus, dass Dänemark bis zum PB frei von Kiefern und die Geest auch frei von Baumbirken war.

Diatomeenflora und Makroreste belegen eine dauerhafte Wasserfläche, die zunehmende SR (Sp. 10) sowie die Höhe des Schichtausbisses der JD indizieren einen steigenden SSP (Sp.11), wie er allgemein in der als milder und feuchter identifizierten Spätphase der JD beobachtet wird (MAGNY 2001, BOS et al. 2007, WEBER et al. 2011). Trotz des SSP-Anstiegs beginnt sich die WT langsam zu verringern (Sp. 11). Die Änderung der Wasserzufuhr zum GP wird auch durch eine Änderung im Verhältnis der redoxsensiblen Elemente Fe und Mn angezeigt. In SZ-1 werden Fe und vor allem Mn (Abb. 9c) mit dem überwiegend anaeroben Grundwasser eingetragen. Im jüngeren AL-a bis AL-d (SZ-2) verliert dieser Eintrag an Bedeutung. In der JD (SZ-3) verringert sich der Grundwasserzstrom stark infolge des einsetzenden Permafrostes, wodurch nun weniger Mn in den GP gelangt. Die Zufuhr von Fe (Abb. 8 und 10d), aber auch von nicht redoxsensiblen Elementen wie Cr und Rb (Abb. 8) erhöht sich dagegen, erfolgt aber vorrangig subaerisch-solifluidal und partikulär gebunden an feinkörnige Alumosilikate (Sp. 7). Mit dem Schwinden des Permafrostes geht mit Beginn des PB dieser Eintragungspfad verloren. Fallender Grundwasserspiegel und damit einhergehende oxidierende, Fe- und Mn-fixierende Verhältnisse in den Böden des Einzugsgebietes führen zu den niedrigsten Fe- und Mn-Gehalten im Profil.

Der Übergang zwischen JD und PB stellt die markanteste Grenze innerhalb des Profils dar (Grenze zwischen SZ-3 und SZ-4). Die Sedimente des PB sind deutlich sandiger (Sp. 1), der Einfluss der Alumosilikate geht zugunsten von Quarz merklich zurück (Sp. 7), ebenso der von OS und KG zugunsten von SIKLA (Sp. 1, 8 und 9). Am Westrand des Profils sind mehrere PB-zeitliche, ineinander verschachtelte Sandschüttungen erkennbar (Abb. 12, oberer Schwemmfächer). Die rasche Ausbreitung des Waldes, insbesondere der Birken, und das Verschwinden der Zwergsträucher (Sp. 2) belegen einen sehr schnellen Anstieg der Temperaturen im PB-a, der Wasserstand des GP beginnt zu sinken (Sp. 11). Besonders kontrastreich ist in dieser Subzone der Wechsel im Diatomeenbild (Sp. 4) hin zu einem makrophytenreichen Klarwassersee, in dem im Artenspektrum zusätzlich boreal-montane Spezies und ein Artenwechsel bei den Planktonern auftreten. Die Characeenbedeckung steigt rapide an und bleibt das ganze PB über auf hohem Niveau (Sp. 5). Das auf das *BETULA*-dominierte PB-a folgende PB-b mit leichter *PINUS*-Dominanz wird als Phase verstärkter

Wiedereinwanderung der Kiefer aufgefasst. Erst im PB ist die Kiefer auch mit Makroresten belegt (Sp. 6).

Die Vegetationsentwicklung im Umland des GP zeigt damit Parallelen zu jener in den PSZ AL-a und AL-b. Mit dem Übergang zur PINUS-Dominanz im PB-b mit NBP-Zunahme und dem Wiederauftreten von Zwergsträuchern (Sp. 2) wird das Klima kontinentaler und die Verdunstung nimmt zu. Bei weiter fallendem Wasserstand wird im PB-b die höchste Dichte der Unterwasservegetation (Sp. 5) beobachtet, die mit einem Maximum planktischer Diatomeen (Sp. 3) und einer Massenentwicklung von *Nymphaea alba* koinzidiert. Diese Art gilt als Indikator für Wassertiefen von maximal 2 m (HANNON & GAILLARD 1997). Diese PSZ entspricht weitgehend dem Artenspektrum der Rammelbeek-Oszillation niederländischer Standorte (s. u. a. BOHNCKE & HOEK 2007 sowie Bos et al. 2007).

Die nachfolgende PSZ PB-c mit kurzzeitiger Birkendominanz, dem präborealen EMPETRUM-Maximum und sehr niedriger Pollendichte spricht für eine weiter zunehmende Offenheit der Wälder bei hoher Kontinentalität. Im Diatomeenbild entspricht ihr ein leichter Anstieg der KF (Sp. 4), im ATM ein prominenter SAR-Peak (Sp. 10). BEHRE (1966) und LATAŁOWA (1982) zufolge wird – im Unterschied zu genannten niederländischen Autoren – die präboreale Kälteschwankung durch Kiefern-Rückgang und hohe EMPETRUM-Werte gekennzeichnet. Aus unserer Sicht dürften deshalb die beiden PSZ PB-b und PB-c der Rammelbeek-Oszillation zuzuordnen sein.

Nach der Rammelbeek-Oszillation gewinnt die Kiefer die Dominanz zurück, die Zwergsträucher gehen anteilmäßig zurück, treten jedoch bis zum Ende des PB-d auf. Es besteht weiter ein trocken-kontinentales Klima. Im PB-d erfolgt bei weiterer Abnahme der WT die finale Auffüllung des Akkumulationsraumes. Bis zum Ende der Subzone bleibt aber das Artenspektrum der Diatomeen, submersen Makrophyten und Characeen erhalten. Die Verlandung des GP ist am Ende dieser Phase sehr schnell erfolgt. Die nur mit wenigen Proben belegte Subzone PB-e zeigt bereits semiterrestrische Verhältnisse an. Vermoorung mit Birken dominanz und Resten der ehemaligen Seeflora und -fauna in verbliebenen Blänken kennzeichnen diesen Abschnitt. Es folgt ein für viele Profile des südlichen Küstenraumes der Ostsee typischer Hiatus, der am GP besonders früh einsetzt, mindestens 2500 Jahre umfasst und durch eine längere Trockenperiode mit fallenden Grundwasserspiegeln verursacht ist.

## 6 Schlussfolgerungen

Das untersuchte Profil des GP liefert umfassende Einsichten in die Umweltverhältnisse des Spätglazials und Frühholozäns des nördlichen Mitteleuropas. Die Interpretation der Ergebnisse bestätigt insgesamt die bekannten Zusammenhänge zwischen Klima-, Landschafts- und Vegetationsentwicklung. Im Detail zeigen sich aber bemerkenswerte Besonderheiten, wie sie im Abschnitt Synthese beschrieben sind. Für weiterführende Arbeiten ergeben sich daraus nachstehende Schlussfolgerungen:

Der GP stellt ein exzellentes Archiv spätglazial-frühholozäner Sedimente dar, das in äußerster Nähe zum Baltischen Eissees und zum skandinavischen Inlandeis den nörd-

lichsten Vorposten und damit das Endglied im N-S-Gradienten der jungquartären Landschaftsentwicklung Mitteleuropas darstellt.

In dem stratigraphisch ungestörten Abschnitt des BØ/AL-Komplexes konnte die ÄD bisher nicht nachgewiesen werden. Zu klären bleibt, ob in dieser durch die Nähe des Baltischen Eissees ohnehin kühleren Region die Zeit wie auch die Temperaturschwankung ausgereicht haben, um eine merkliche Änderung der Vegetation und der Malakofauna zu generieren.

Die postulierte Viergliederung des Allerød ist weiter zu untersuchen, da das AL-d durch den AUK massiv gestört ist. Ein weiteres Problem bildet die palynologisch deutliche Zweiteilung der Gerzensee-Oszillation in AL-b und AL-c im Vergleich mit anderen mitteleuropäischen Profilen. Ein ähnlicher Sachverhalt ist bei der Rammelbeek-Schwankung im PB zu beobachten. Auch hier lässt sich im GP eine Zweiteilung nachweisen, die zwischen den niederländischen und den polnischen Profilen vermittelt. Hier sollten regionale Studien zeigen, ob es sich dabei um ein lokales oder regionales und damit klimatisch und/oder biogeographisch verursachtes Phänomen handelt.

Die Vegetationsentwicklung passt zu dem von THEUERKAUF & JOOSTEN (2012) beschriebenen N-S-Gradienten. Während BØ, AL-a, JD und PB-a einen hohen Ferntransport-Anteil der Kiefer aufweisen, stellen AL-b und PB-b Phasen verstärkter Einwanderung dar, in abgeschwächtem Maße eventuell auch AL-d. Da die Kiefer durch Makroreste erst im PB nachgewiesen ist, bleibt für alle spätglazialen Phasen zu klären, wie hoch ihr standörtlicher Anteil tatsächlich war.

Auffällig ist die im Vergleich zu anderen Profilen geringe Akkumulationsrate in der JD, die durch vorwiegend solifluidale Einträge gekennzeichnet ist. Auch entsteht die Frage, ob es sich um ein durch niedrige Reliefunterschiede verursachtes lokales Phänomen handelt oder ob nicht in Folge der unmittelbaren Nähe zum Baltischen Eissees eine kürzere Auftauphase des Permafrostbodens die Ursache war. Ungewöhnlich ist der hohe klastische Eintrag im frühen PB, der trotz der erwarteten Reliefstabilisierung durch die Vegetation auf intensiviertere hangfluviale Prozesse verweist.

Die Seespiegelschwankungen des GP können aufgrund der Aufschlussituation präziser rekonstruiert werden, als das mit Hilfe von Bohrtransekten an anderen Seen der Fall ist. Dabei ist für den Zeitraum BØ bis JD-a tendenzielle Übereinstimmung mit den von anderen Seen beschriebenen Fluktuationen erkennbar. Der Seespiegelhöchststand wird im GP in der JD-b erreicht, wo die bei KAISER et al. (2012) gezeigten Seespiegelkurven bereits wieder fallen. Die weitere Entwicklung im PB hin zu niedrigeren Wasserständen stimmt mit den regionalen Befunden wieder überein.

Einige der untersuchten Parameter lassen Rückschlüsse auf bisher wenig berücksichtigte Zusammenhänge zu, die in ihrer Aussagekraft schwer einzuschätzen sind:

Bei der Interpretation der chemischen Zusammensetzung der Sedimente sind see-externe Vorgänge stärker zu berücksichtigen. Z. B. sind bei der Deutung der Fe/Mn- und Sr/Ca-Verhältnisse nicht allein die Bedingungen im See, sondern auch verschiedene Mobilisierungspfade im Einzugsgebiet einzubeziehen. Für eine bessere Interpretation

der Mn-, Mg- und Sr-Verteilungen sind Untersuchungen zur Mineralogie und Provenienz der Karbonate erforderlich.

Auffällig ist die Koinzidenz bzw. Nichtkoinzidenz von palyno- und chemostratigraphischen Grenzen, die auf unterschiedliches bzw. unterschiedlich verzögertes Reagieren von Umland und See hinweisen.

Klärungsbedarf besteht auch zu den Ursachen der gegenläufigen SAR von OS und KG im Allerød, die mit korrespondierenden Wechseln in der Diatomeenflora einhergehen und einen ‚alternative stable state‘-Mechanismus repräsentieren könnten.

## Danksagung

Diese Studie ist ein Beitrag zum Virtuellen Institut für integrierte Klima- und Landschaftsentwicklungsanalyse ICLEA der Helmholtz-Gemeinschaft (Fördernummer VH-VI-415). Die Autoren danken dem Landkreis Vorpommern-Rügen für die Genehmigung der Arbeiten am Kliff und den Mitarbeitern und Studenten der AG Physische Geographie der Universität Greifswald für tatkräftige Unterstützung bei der Gewinnung und Bearbeitung der Proben. Die Autoren danken S. Lauterbach und einem weiteren anonymen Gutachter für zahlreiche wertvolle Hinweise.

## Beiträge der Autoren

RL und WJ regten die Untersuchungen an. Analyse, Interpretation und Diskussion der Pollen und Diatomeen erfolgten durch WJ, der Makroreste durch MS, der Malakofauna durch SM, der sedimentologisch-geochemischen Parameter und der Wasserstandsentwicklung durch RL. RL und ML führten die statistischen Berechnungen aus, ML berechnete das ATM und die SR. RL und WJ schrieben Einführung und Synthese und überarbeiteten zusammen mit den Koautoren das Review. Die Abbildungen wurden durch RL in Zusammenarbeit mit den Koautoren erstellt, Abb. 1 verdanken wir J. Hartleib.

## Literatur

- BEHRE, K.E. (1966): Untersuchungen zur spätglazialen und frühpostglazialen Vegetationsgeschichte Ostfrieslands. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 17: 69–84.
- BEIJERINCK, W. (1947): Zadenatlas der Nederlandsche flora. – 316 S.; Wageningen (Backhuys & Meesters).
- BEISNER, B.E., HAYDON, D.T. & CUDDINGTON, K. (2003): Alternative stable states in ecology. – *Frontiers in Ecology and the Environment*, 1(7): 376–382.
- BER, A. (2006): Pleistocene interglacials and glaciations of northeastern Poland compared to neighbouring areas. – *Quaternary International*, 149: 12–23.
- BEUG, H.-J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – 542 S.; München (Friedrich Pfeil).
- BIRKS, H.H. & BIRKS, H.J.B. (2000): Future uses of pollen analysis must include plant macrofossils. – *Journal of Biogeography*, 27: 31–35.
- BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea 13.0–8.0 ka BP. – *Quaternary International*, 27: 19–40.
- BLASZKIEWICZ, M., PIOTROWSKI, J.A., BRAUER, A., GIERSZEWSKI, P., KORDOWSKI, J., KRAMKOWSKI, M., LAMPARSKI, P., LORENZ, S., NORYSKIEWICZ, A.M., OTT, F., SŁOWIŃSKI, M., TYSZKOWSKI, S. (2015): Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland. – *Quaternary Science Reviews*, 109: 13–27.
- BÖRNER, N., DE BAERE, B., QICHAO YANG, JOCHUM, K.P., FRENZEL, P., ANDREAE, M.O., SCHWALB, A. (2013): Ostracod shell chemistry as proxy for paleoenvironmental change. – *Quaternary International*, 313/314: 17–37.
- BOHNCKE, S.J.P. & HOEK, W.Z. (2007): Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in a calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands. – *Quaternary Science Reviews*, 26: 1965–1974.
- BOS, J.A.A., BOHNCKE, S.J.P. & JANSSEN, C.R. (2006): Lake-level fluctuations and small-scale patterns during the late glacial in the Netherlands. – *Journal of Paleolimnology*, 35: 211–238.
- BOS, J.A.A., VAN GEEL, B., VAN DER PLICHT, J. & BOHNCKE, S.J.P. (2007): Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high resolution multi proxy records. – *Quaternary Science Reviews*, 26: 1927–1950.
- BRAMER, H. (1975): Über ein Vorkommen von Allerød-Torf in Sedimenten der Ueckerländer Heide. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 24: 11–15.
- BRANDE, A. (1980): Pollenanalytische Untersuchungen im Spätglazial und Postglazial Berlins. – *Verhandlungen des Botanischen Vereins der Provinz Brandenburg*, 115: 21–72.
- BRANDE, A. (1988): Zum Stand der palynologischen Forschung im Berliner Quartär. – *Documenta naturae*, 44: 1–7.
- BRANDE, A. (1995): Younger Dryas vegetation gradient in northeast Germany. – *Terra Nostra, Schriften der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung [Abstracts zum 14. INQUA-Kongress 1995 in Berlin]*, 2 (95): 35.
- BRAUER, A., ENDRES, C. & NEGENDANK, J.F.W. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. – *Quaternary International*, 61: 17–25.
- BRONK RAMSEY, C. (2008): Deposition models for chronological records. – *Quaternary Science Reviews*, 27(1–2): 42–60.
- BRONK RAMSEY, C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. – *Radiocarbon*, 51(1): 337–360.
- BRONK RAMSEY, C. & LEE, S. (2013): Recent and Planned Developments of the Program OxCal. – *Radiocarbon*, 55(2–3): 720–730.
- BUZKÓ, K., MAGYARI, E.K., SORÓCZKI-PINTÉR, É., HUBAY, K., BRAUN, M. & BÁLINT, M. (2009): Diatom-based evidence for abrupt climate changes during the Late Glacial in the Southern Carpathian Mountains. – *Central European Geology*, 52: 249–268.
- DARLING, W.A., DARBYSHIRE, D.P.F., HEATON, T.H.E. (2013): Investigating recharge through a glacial till using sulphur and strontium isotopes: an example from East Anglia, UK. – *Procedia Earth and Planetary Science*, 7: 191–194.
- DAVISON, W. (1993): Iron and manganese in lakes. – *Earth Science Reviews*, 34: 119–163.
- DE KLERK, P. (2002): Changing vegetation patterns in the Ender Bruch area (Vorpommern, NE-Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene. – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 119: 275–309.
- DE KLERK, P. (2004): Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams by Franz Fukarek. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 54: 71–94.
- DE KLERK, P., HELBIG, H., HELMS, S., JANKE, W., KRÜGEL, K., KÜHN, P., MICHAELIS, D. & STOLZE, S. (2001): The Reinberg researches: Palaeoecological and geomorphological studies of a kettle hole in Vorpommern (NE Germany), with special emphasis on a local vegetation during Weichselian Pleniglacial/Lateglacial transition. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 23: 43–131.
- DE KLERK, P. & JOOSTEN, H. (2007): The difference between pollen types and plant taxa: a plea for clarity and scientific freedom. – *E&G Quaternary Science Journal*, 56: 162–171.
- DE KLERK, P. & STOLZE, S. (2002): Unterschiede in Vegetation und Sedimentation zwischen N-Vorpommern und S-Mecklenburg: Ein spätglazialer Klimagradient? – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 161–165.
- DEARING, J.A. (1997): Sedimentary indicators of lake-level changes in the humid temperate zone: a critical review. – *Journal of Paleolimnology*, 18: 1–14.
- DIGERFELDT, G. (1986): Studies on past lake-level fluctuations. – In: BERGLUND, B.E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 127–144; New York (Wiley).
- EGGERS, T. & EISELER, B. (2007): Bestimmungsschlüssel der Süßwasser-Spongillidae (Porifera) Mittel- und Nordeuropas. – *Lauterbornia*, 60: 52 S.
- ELLENBERG, H., WEBER, H.E., DÜLL, R., WIRTH, V., WERNER, W. & PAULISSEN, D. (1992): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa. – *Scripta Geobotanica*, 18: 1–258.
- ENDTMANN, E. (2004): Die spätglaziale und holozäne Vegetations- und



- Siedlungsgeschichte des östlichen Mecklenburg-Vorpommern. Eine paläoökologische Studie. – 181 S.; Diss. Univ. Greifswald.
- FIRBAS, F. (1949 u. 1952): Waldgeschichte Mitteleuropas. – 2 Bände; Jena (Gustav Fischer).
- FRAHM, J.-P. & FREY, W. (1992): Moosflora. – 528 S.; Stuttgart (UTB).
- GEDDA, B. (2001): Environmental and climatic aspects of the early to mid-Holocene calcareous tufa and land mollusk fauna in southern Sweden. – LUNDQUA Thesis, 45: 1–50; Lund.
- 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: 13–35.
- GOSLAR, T., BALAGA, K., ARNOLD, M., TISNERAT, N., STARNAWSKA, E., KUŹNIARSKI, M., CHRÓST, L., WALANUS, A. & WIĘCKOWSKI, K. (1999): Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Perespilno (eastern Poland). – *Quaternary Science Reviews*, 18: 899–911.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1972): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe: I. Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Merkmale. – *Telma*, 2: 19–55.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. & STREITZ, B. (1992): Pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe: III. Früchte, Samen und einige Gewebe (Fotos von fossilen Pflanzenresten). – *Telma*, 22: 53–102.
- HAAS, J.N. (1994): First identification key for charophyte oospores from central Europe. – *European Journal of Phycology*, 29 (4): 227–234.
- HÅKANSON, L. & JANSSON, M. (1983): Principles of Lake Sedimentology. – 316 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- HANNON, G.E. & GAILLARD, M.-J. (1997): The plant-macrofossil record of past lake-level changes. – *Journal of Paleolimnology*, 18: 15–28.
- HELBIG, H. (1999): Die periglaziäre Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. – *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 143: 373–386.
- HOEK, W.Z. & BOHNCKE, S.J.P. (2002): Climatic and environmental events over the Last Termination recorded in The Netherlands: a review. – *Netherlands Journal of Geosciences/Geologie en Mijnbouw*, 81: 123–137.
- HOŠEK, J., POKORNÝ, P., KUBOVČÍK, V., HORÁČEK, I., ŽÁČKOVÁ, P., KADLEC, J., ROJÍK, F., LISÁ, L. & BUČKULIAKOVÁ, S. (2014): Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396: 155–172.
- HOFFMANN, G. & LAMPE, R. (2007): Sediment budget calculation to estimate Holocene coastal changes on the southwest Baltic Sea. – *Marine Geology*, 243 (1–4): 143–156.
- HÜBENER, T., ADLER, S., WERNER, P., SCHULT, M., ERLKENUSER, H., MEYER, H. & BAHNWARD, M. (2009): A multi-proxy paleolimnological reconstruction of trophic state reference conditions for stratified carbonate-rich lakes in northern Germany. – *Hydrobiologia*, 631 (1): 303–327.
- IBM Corp.: SPSS Statistics vers. 21. – <http://www-01.ibm.com/software/analytics/spss/products/statistics/>
- ISARIN, R.F.B. (1997): Permafrost distribution and temperatures in Europe during the younger Dryas. – *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 313–333.
- IVERSEN, J. (1942): En pollenanalytisk Tidfæstelse af Ferskvandslagene ved Nørre Lyngby. – *Meddelelse Dansk Geologisk Forening*, 10: 130–151.
- IVERSEN, J. (1954): The Late-Glacial Flora of Denmark and its relation to climate and soil. – *Danmarks Geologiske Undersøgelse, II. Række*, 80: 87–119.
- JAECKEL, S. (1949): Die Molluskenfauna des postglazialen Quellkalkes an der mecklenburgischen Küste bei Meschendorf. – *Archiv für Molluskenkunde*, 77 (1/6): 91–97.
- JANKE, W. (1978): Untersuchungen zu Aufbau, Genese und Stratigraphie küstennaher Talungen und Niederungen Nordost-Mecklenburgs als Beitrag zu ihrer geökologischen und landeskulturellen Charakteristik. – 185 S.; Diss. B. Univ. Greifswald.
- JANKE, W. (2000): 6.1 Biostratigraphie. – In: BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. (Hrsg.): *Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie*: 367–395; Gotha (Perthes).
- JUGGINS, S. (1991): Zone – An MS-DOS Program Zoning (Constrained Clustering) of Stratigraphic Data, User Guide Version 1.2. University of Newcastle.
- JUGGINS, S. (2007): C2, Software for Ecological and Palaeoecological Data Analysis and Visualisation. User Guide Version 1.5. University of Newcastle.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern: Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 24: 208 S.
- KAISER, K., LORENZ, S., GERMER, S., JUSCHUS, 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.
- KARASIEWICZ, M.T., HULICZ, P., NORYSKIEWICZ, A.M., KRZEŚAK, I. & SWITONIAK, M. (2014): The record of hydroclimatic changes in the sediments of a kettle hole in a young glacial landscape (north-central Poland). – *Quaternary International*, 328/329: 264–276.
- KATZ, N.J. & KATZ, S.W. (1933): Atlas rastitelnyh ostatkov v torfe (Atlas of plant remnants in peat). – Gosudarstvennoe izdatelstvo kolhoznoj i sovhoznoj literatury: Moskva (in Russian/German).
- KATZ, N.J., KATZ, S.V. & KIPIANI, M.G. (1965): Atlas i opredelitel plodov i semân, vstrečaûshisa v četvertičnyh otloženiah SSSR (Atlas and keys of fruits and seeds occurring in the Quaternary deposits of USSR). – Moskva (Nauka) (in Russian).
- KATZ, N.J., KATZ, S.W., SKOBEJEWA, E., (1977): Atlas rastitelnyh ostatkov v torfah. (Atlas of plant remnants in peat). – 736. S.; Moskva (Nedra) (in Russian).
- KLIEWE, H., 1969: Zur Pleistozän-/Holozängrenze im südlichen peribaltischen Raum. – *Geologie en Mijnbouw*, 48 (4): 401–408.
- KOMÁREK, J. & FOTT, B. (1983): Chlorophyceae (Grünalgen) Ordnung Chlorococcales. – In: HUBER-PESTALOZZI, G. (Hrsg.): *Das Phytoplankton des Süßwassers*. In: THIENEMANN, A.: *Die Binnengewässer Mitteleuropas*, Bd. 16, Teil 7, 1. Hälfte: 398–402; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOMÁREK, J. & JANKOVSKÁ, V. (2001): Review of the Green Algal Genus *Pediastrum*; Implication for Pollenanalytical Research. – *Bibliotheca Phycologica*, 108: 127 S.
- KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA, K., CIEŚLA, A. & SKOMPSKI, S. (1984): Evolution of fossil Lake Basins of the Late Glacial and Holocene in the Cliff near Niechorze (Pomeranian Lakeland, Poland). – *Quaternary Studies in Poland*, 5: 39–58.
- KÖRBER-GROHNE, U., (1964): Bestimmungsschlüssel für subfossile Juncus-Samen und Gramineen-Früchte. – *Probleme der Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet*, 7: 1–47.
- 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: 434–454.
- KOSSLER, A. (2010): Faunen und Floren der limnisch-telmatischen Schichtenfolge des Paddenluchs (Brandenburg, Rüdersdorf) vom ausgehenden Weichselhochglazial bis ins Holozän. – *Berliner paläobiologische Abhandlungen*, 11: 422 S.
- KRAMMER, K. & LANGE-BERTALOT, H. (1986–1991): *Bacillariophyceae*. – 4 Teile; Stuttgart, Jena (Fischer).
- KROLOPP, E., LOZEK, V., JÄGER, K.-D. & HEINRICH, W.-D. (1977): Die Konchylien aus dem fossilen Tierbautensystem von Pisede bei Malchin. – *Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Math.-nat. Reihe*, 26 (3): 257–274.
- KÜHNER, R., HILLER, A. & JUNGE, F.W. (1999): Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ersten <sup>14</sup>C-Daten an Hölzern. – *Quartär*, 49/50: 8–20.
- LAMPE, R. (2005): Lateglacial and Holocene water-level variations along the NE German Baltic Sea coast: review and new results. – *Quaternary International*, 133/134: 121–136.
- LAMPE, R., ENDTMANN, E., JANKE, W., & MEYER, H. (2010a): Relative sea-level development and isostasy along the NE German Baltic Sea coast during the past 9 ka. – *E&G Quaternary Science Journal*, 59 (1/2): 3–20.
- LAMPE, R., JANKE, W., TERBERGER, T., KOTULA, A. & KRIENKE, K. (2010b): Exkursion F. Die Insel Rügen [II] – Meeresspiegelanstieg, Nehrungsentwicklung und frühe Siedler. – In: LAMPE, R.; LORENZ, S. (Hrsg.): *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern*. – Exkursionsführer zur 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Greifswald: 112–131.
- LAMPE, R., JANKE, W., ZIEKUR, R., SCHURICHT, R., MEYER, H. & HOFFMANN, G. (2002): The Late glacial/Holocene evolution of a barrier spit and related lagoonal waters – Schmale Heide, Kleiner Jasmunder Boden und Schmachter See. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 27: 75–88.
- LAMPE, R., LORENZ, S., JANKE, W., MEYER, H., KÜSTER, M., HÜBENER, T. & SCHWARZ, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. – *Forschung und Monitoring*, 2: 92 S.
- LAMPE, R., LORENZ, S. & JANKE, W. (2011): Glazifluviale Sedimente, Peri-

- glazialerscheinungen und fossile Böden im Haffstausee-Becken zwischen Hammer und Müggenburg. S. 14–18. – In: BÖRNER, A., JANKE, W., LAMPE, R., LORENZ, S., OBST, K. & SCHÜTZE, K.: Geowissenschaftliche Untersuchungen an der OPAL-Trasse in Mecklenburg-Vorpommern – Geländearbeiten und erste Ergebnisse. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 18: 9–28.
- LAND, M., INGRI, J., ANDERSSON, P.S. & ÖHLANDER, B. (2000): Ba/Sr, Ca/Sr and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in soil water and groundwater: implications for relative contributions to stream water discharge. – Applied Geochemistry, 15: 311–325.
- LANGE, E., JESCHKE, L. & KNAPP, H.D. (1986): Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen. – Schriften zur Ur- und Frühgeschichte, 38: 175 S.; Berlin (Akademie Verlag).
- LARSEN, J., BJUNE, A.E. & DE LA RIVA CABALLERO, A. (2006): Holocene Environmental and Climate History of Trettetjørn, a Low-alpine Lake in Western Norway, Based on Subfossil Pollen, Diatoms, Oribatid Mites, and Plant Macrofossils. – Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 38(4): 571–583.
- LATAŁOWA, M. (1982): Postglacial vegetational changes in the eastern Baltic coastal zone of Poland. – Acta Palaeobotanica, 22: 179–249.
- LATAŁOWA, M. & TOBOLSKI, K. (1989): Type Region P-u: "Baltic Shore". – Acta Palaeobotanica, 29: 109–114.
- LEHMAN, J.T. (1975): Reconstructing the rate of accumulation of lake sediment: the effect of sediment focusing. – Quaternary Research, 5: 541–550.
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. – E&G Quaternary Science Journal, 56 (1/2): 7–65.
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M., NEGENDANK, J.F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. – Quaternary Science Reviews, 20: 1233–1249.
- LIXIN JIN, MUKASA, S.B., HAMILTON, S.K. & WALTER, L.M. (2012): Impacts of glacial/interglacial cycles on continental rock weathering inferred using Sr/Ca and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in Michigan watersheds. – Chemical Geology, 300/301: 97–108.
- LORENZ, S. & JANKE, W. (2012): Kliffabschnitt Meschendorf – Fossile Seebecken im Kliffaufschluss. Sedimentations- und Siedlungsgeschichte am Rand der Wismarbucht. – In: LAMPE, R.; LORENZ, S. (Hrsg.) (2010): Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern. – Exkursionsführer zur 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Greifswald: 6–10.
- LOŽEK, V. (1964): Die Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Rozprawy UUG, 31: 374 S.; Prag.
- LOŽEK, V. (1982): Faunengeschichtliche Grundlinien zur spät- und nach-eiszeitlichen Entwicklung der Molluskenbestände in Mitteleuropa. – Academia Praha, 92 (4): 106 S.
- LUDWIG, A.O. (2005): Zur Interpretation des Kliffanschnitts östlich Glowe/ Insel Rügen (Ostsee). – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 33 (4/5): 263–272.
- MAGNY, M. (2001): Palaeohydrological changes as reflected by lake level fluctuations. – Global and Planetary Change, 30: 85–101.
- MANIA, D. (1973): Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet aufgrund von Molluskengesellschaften. – Geologie, Beiheft, 78/79: 155 S.
- 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.
- MENZEL-HARLOFF, H. & STRAHL, J. (2012): Die weichselglaziale bis holozäne Schichtenfolge des Niedersees (Jasmund, Insel Rügen) – Teil 2: Die holozäne Molluskenfauna unter besonderer Berücksichtigung der terrestrischen Gastropoden. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 19 (1): 49–56.
- MEYRICK, R.A. & PREECE, R.C. (2001): Molluscan successions from two Holocene tufas near Northampton, English Midlands. – Journal of Biogeography, 28: 77–93.
- MEYRICK, R.A. (2001): The development of terrestrial mollusk faunas in the 'Rheinland region' (western Germany and Luxembourg) during the Lateglacial and Holocene. – Quaternary Science Reviews, 20: 1667–1675.
- MICHAELIS, D. (2001): Schlüssel zur Bestimmung von Braunmoosen aus Torfen anhand einzelner Blättchen. – Telma, 31: 79–104.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A. & COLLINSON, M.E. (1991): Pollen Analysis. – 216 S.; Oxford (Blackwell).
- MORTENSEN, M.F., BIRKS, H.H., CHRISTENSEN, C., HOLM, J., NOE-NYGAARD, N., ODGAARD, B.V., OLSEN, J. & RASMUSSEN, K.L. (2011): Lateglacial vegetation development in Denmark. – New evidence based on macrofossils and pollen from Slotseng, a small-scale site in southern Jutland. – Quaternary Science Reviews, 30: 2534–2550.
- MORTENSEN, M.F., HENRIKSEN, P.S. & BENNIKE, O. (2014): Living in the good soil: relationships between soils, vegetation and human settlement during the late Allerød period in Denmark. – Vegetation History and Archaeobotany, 23(3): 195–205.
- MÜLLER, G., IRION, G. & FÖRSTNER, U. (1972): Formation and Diagenesis of Inorganic Ca – Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. – Naturwissenschaften, 59(4): 158–164.
- MÜLLER, H.M. (1967): Das Pollendiagramm „Serwest“, ein Beitrag zur Wechselwirkung natürlicher und anthropogener Faktoren in der Vegetationsentwicklung. – Feddes Repertorium, 74: 123–137.
- NEUGEBAUER, I., BRAUER, A., DRÄGER, N., DULSKI, P., WULF, S., PLESSEN, B., MINGRAM, J., HERZSCHUH, U., BRANDE, A. (2012): A Younger Dryas varve chronology from the Rehwiess palaeolake record in NE-Germany. – Quaternary Science Reviews, 36: 91–102.
- NILSSON, Ö. & HELMQVIST, H. (1967): Studies on the nutlet structure of South Scandinavian species of *Carex*. – Botaniska Notiser, 120: 460–485.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. – Petermanns Geographische Mitteilungen, 128: 133–142.
- PANKOW, H. (1990): Ostsee-Algenflora. – 648 S.; Jena (Fischer).
- PANZIG, W.-A. (1995): The tills of NE Rügen – lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. (Eds.): Glacial Deposits in North-East Europe: 521–533; Rotterdam (Balkema).
- PRONZATO, R. & MANCONI, R. (2001): Atlas of European freshwater sponges. – Annali del Museo Civico di Storia Naturale di Ferrara, 4: 3–64.
- R CORE TEAM (2015): R – A Language and Environment for Statistical Computing. – R Foundation for Statistical Computing, Vienna.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. & RZĘTKOWSKA, A. (1987): Pollen and macrofossil stratigraphy of fossil lake sediments at Niechorze I, W Baltic Coast. – Acta Palaeobotanica, 27: 153–178.
- RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1989): Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13,000 years. – Acta Palaeobotanica, 29: 1–120.
- RASMUSSEN, S.O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S.P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S.L., CLAUSEN, H. B., CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S.J., FISCHER, H., GKINIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W.Z., LOWE, J.J., PEDRO, J.B., POPP, T., SEIERSTAD, I.K., STEFFENSEN, J.P., SVENSSON, A.M., VALLELONGA, P., VINTHER, B., WALKER, M.C.J., WHEATLEY, J.J. & WINSTRUP, M. (2014): A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records. Refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. – Quaternary Science Reviews, 106: 14–28.
- REILLE, M. (1995 u. 1998): Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. – Supplement 1 u. 2, 327 bzw. 521 S., Marseille (Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie).
- REILLE, M. (1999): Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. – 2. Aufl., 535 S., Marseille (Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie).
- REIMER, P.J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., BRONK RAMSEY, C., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATT, E.C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON, J.R., STAFF, R.A., TURNER, C.S.M. & VAN DER PLICHT, J. (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. – Radiocarbon 55: 1869–1887.
- ROTHMALER, W.[Begr.], SCHUBERT, R. (Hrsg.) (1994): Exkursionsflora von Deutschland. Band 4. Gefäßpflanzen. Kritischer Band. – 766 S.; Jena, Stuttgart (Fischer).
- SANKO, A., GAIGALES, A., RUDNICKAITĖ & MELEŠYTĖ, M. (2008): Holocene malacofauna in calcareous deposits of Dūkšta site near Maišiagalai in Lithuanian. – Geologija, 50: 4(64), 290–298.
- SCHAEFFER, M. & VAN NES, E.H. (2007): Shallow lakes theory revisited: various alternative regimes driven by climate, nutrients, depth and lake size. – Hydrobiologia, 584: 455–466.

- SCHMIDT, R., KAMENIK, C., LANGE-BERTALOT, H. & KLEE, R. (2004): *Fragilaria* and *Staurosira* (Bacillariophyceae) from sediment surfaces of 40 lakes in the Austrian Alps in relation to environmental variables and their potential for palaeoclimatology. – *Journal of Limnology*, 63(2): 171–189.
- SCHMINCKE, H.-U., PARK, C., HARMS, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. – *Quaternary International*, 61: 61–72.
- SCHOCH, W.H., PAWLIK, B. & SCHWEINGRUBER, F.H. (1988): Botanische Makroreste. – 227 S.; Bern, Stuttgart (Paul Haupt).
- SCHOKNECHT, T. (1996): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Siedlungs- und Landschaftsgeschichte in Mittelmecklenburg. – Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, 29: 68 S.
- SIENKIEWICZ, E. (2013): Limnological record inferred from diatoms in sediments of lake Skalska (north-eastern Poland). – *Acta Palaeobotanica*, 53(1): 99–104.
- SNOEIJIS, P., VILBASTE, S., POTAPOVA, M. & KASPEROVIČIENĖ, J. (eds., 1993–1997): Intercalibration and distribution of diatom species in the Baltic Sea. – 5 Bde.; Uppsala (Opulus Press).
- SOLOVIEVA, N. & JONES, V. (2002): A multiproxy record of Holocene environmental changes in the central Kola Peninsula, northwest Russia. – *Journal of Quaternary Sciences*, 17(4): 303–318.
- SPURK, M., KROMER, B. & PESCHKE, P. (1999): Dendrochronologische, palynologische und Radiokarbon-Untersuchungen eines Waldes aus der jüngeren Tundrenzeit. – *Quartär*, 49/50: 34–38.
- STEINHARDT, T. & SELIG, U. (2007): Spatial distribution patterns and relationship between recent vegetation and diaspore bank of a brackish coastal lagoon on the southern Baltic Sea. – *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74: 205–214.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – *Pollen et Spores*, 13: 615–621.
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. – *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge*, 12: 87–112.
- STUMM, W. & MORGAN, J.J. (1996): Aquatic chemistry chemical equilibria and rates in natural waters. – 1022 S.; New York (Wiley).
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (2014): Calib Radiocarbon Calibration Program, 1986–2014. <http://calib.qub.ac.uk/calib/download/>
- SUCCOW, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. – 340 S.; Jena (Fischer).
- TELFORD, R.J., HEEGAARD, E. & BIRKS, H.J.B. (2004): All age-depth models are wrong: but how badly? – *Quaternary Science Reviews*, 23: 1–5.
- TERBERGER, T., DE KLERK, P., HELBIG, H., KAISER, K. & KÜHN, P. (2004): Late Weichselian landscape development and human settlement in Mecklenburg-Vorpommern (NE Germany). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 54: 138–175.
- THEUERKAUF, M. (2002): Die Laacher See Tephra in Nordostdeutschland: Paläoökologische Untersuchungen mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 26: 171–174.
- THEUERKAUF, M. (2003): Die Vegetation NO-Deutschlands vor und nach dem Ausbruch des Laacher See-Vulkans (12 880 cal. BP). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 29: 143–189.
- THEUERKAUF, M. & JOOSTEN, H. (2009): Substrate dependency of Lateglacial forests in north-east Germany: untangling vegetation patterns, ecological amplitudes and pollen dispersal in the past by downscaling regional pollen. – *Journal of Biogeography*, 36: 942–953.
- THEUERKAUF, M. & JOOSTEN, H. (2012): Younger Dryas cold stage vegetation patterns of central Europe – climate, soil and relief controls. – *Boreas*, 41: 391–407.
- TYLMANN, W. (2005): Lithological and geochemical record of anthropogenic changes in recent sediments of a small and shallow lake (Lake Pusty Staw, northern Poland). – *Journal of Paleolimnology*, 33: 313–325.
- UŚCINOWICZ, S. (2006): A relative sea-level curve for the Polish Southern Baltic Sea. – *Quaternary International*, 145/146: 86–105.
- USINGER, H. (1981): Ein weit verbreiteter Hiatus in spätglazialen Sedimenten: Mögliche Ursache für Fehlinterpretationen von Pollendiagrammen und Hinweis auf klimatisch verursachte Seespiegelbewegungen. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 31: 91–107.
- VAN ASCH, N., KLOOS, M.E., HEIRI, O., DE KLERK, P. & HOEK, W.Z. (2012): The Younger Dryas cooling in northeast Germany: summer temperature and environmental changes in the Friedländer Große Wiese region. – *Journal of Quaternary Science*, 27: 531–543.
- WEBER, M.-J., GRIMM, S.B. & BAALES, M. (2011): Between warm and cold: Impact of the Younger Dryas on human behavior in Central Europe. – *Quaternary International*, 242: 277–301.
- WECKSTRÖM, J., KORHOLA, A. & BLOM, T. (1997): Diatoms as quantitative indicators of pH and water temperature in subarctic Fennoscandian lakes. – *Hydrobiologia*, 347: 171–184.
- WEGWERTH, A., DELLWIG, O., KAISER, J., MENOT, G., BARD, E., SHUMILOV-SKIKH, L., KLEINHANN, I.C., WILLE, M. & ARZ, H.W. (2014): Meltwater events and the Mediterranean reconnection at the Saalian-Eemian transition in the Black Sea. – *Earth and Planetary Science Letters*, 404: 124–135.
- WICK, L. (2000): Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 231–250.
- WÖRNER, G. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Mineralogical and Chemical Zonation of the Laacher See Tephra Sequence (East Eifel, W. Germany). – *Journal of Petrology*, 25 (4): 805–835.
- WULF, S., OTT, F., SŁOWIŃSKI, M., NORYSKIEWICZ, A.M., DRÄGER, N., MARTIN-PUERTAS, C., CZYMZIK, M., NEUGEBAUER, I., DULSKI, P., BOURNE, A.J., BŁASZKIEWICZ, M. & BRAUER, A. (2013): Tracing the Laacher See Tephra in the varved sediment record of the Trzechowskie palaeolake in central Northern Poland. – *Quaternary Science Reviews*, 76: 129–139.
- ZETTLER, M.L. & GLÖER, P. (2006): Zur Ökologie und Morphologie der Sphaeriidae der Norddeutschen Tiefebene. – *Heldia*, 6 (8): 1–61, Taf. 1–18.
- ZHANGDONG JIN, ZHISHENG AN, JIMIN YU, FUCHUN LI & FEI ZHANG (2015): Lake Qinghai sediment geochemistry linked to hydroclimate variability since the last glacial. – *Quaternary Science Reviews*, 122: 63–73.

## THESIS ABSTRACT

# Late Holocene glacier fluctuations in the eastern Nyainqêntanglha Range, southeastern Tibet

David Loibl

Email: [info@davidloibl.de](mailto:info@davidloibl.de)

University: Department Geography, RWTH Aachen University, Germany

Supervisors: Frank Lehmkuhl, Achim Bräuning

Dissertation Online: <http://publications.rwth-aachen.de/record/480415/files/480415.pdf>

The eastern Nyainqêntanglha Range is located at the southeastern fringe of the Tibetan Plateau, representing one of the major pathways of monsoonal moisture from the foreland to the plateau. Owing to the combination of a rugged high mountain topography and abundant moisture, more than 8000 km<sup>2</sup> of the eastern Nyainqêntanglha Range are covered by monsoonal temperate glaciers. Previous studies have shown that these glaciers are particularly sensitive to climate change. The eastern Nyainqêntanglha Range's glaciers thus provide an important archive of past and present climate dynamics. The interplay of glaciers, topography and climate in this region is, however, hardly constrained to date. Furthermore, a consistent late Holocene glacial chronology, combining dating results with geomorphologi-

cal and sedimentological evidence, is still lacking. Several recent studies aimed to contribute to bridging these gaps by improving the understanding of spatial and temporal patterns of late Holocene glacier fluctuations in the eastern Nyainqêntanglha Range and identifying relevant climatic forcing mechanisms. Focus was put on the Little Ice Age (LIA) because its maximum glacier advance represents the last major turning point from an advancing to a retreating glacier regime, implying a transient state of glacial equilibrium. Aiming to achieve a consistent and well-constrained overall result, the study was conducted by application of a multi-proxy approach including glaciological, geomorphological, sedimentological and dendrochronological methods, aided by optically stimulated luminescence and

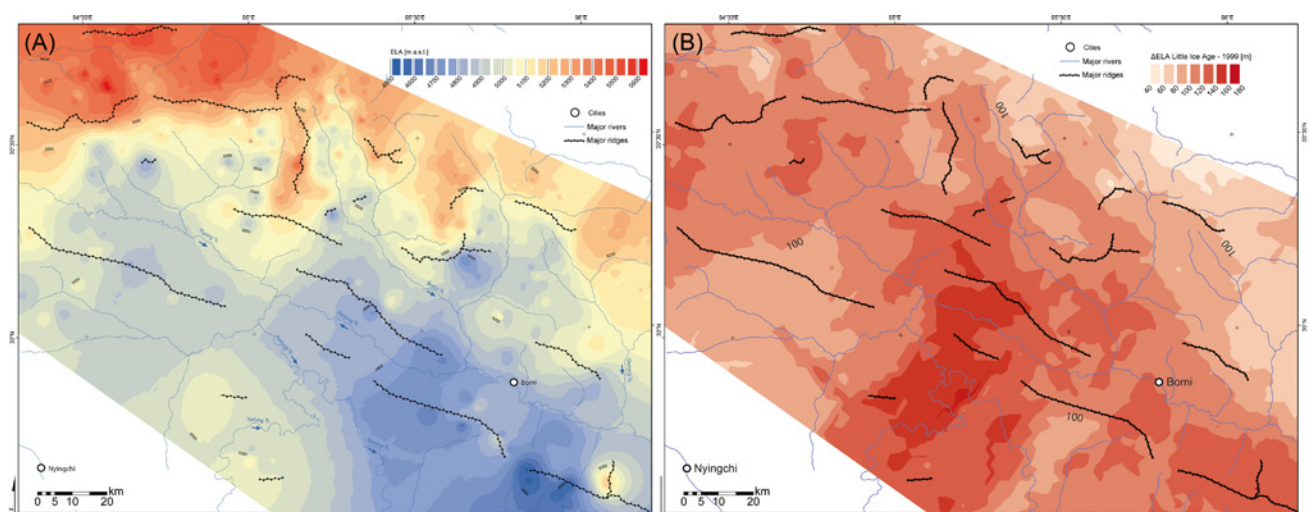


Fig. 1: High resolution spatial distribution patterns of glacier equilibrium line altitudes (ELAs) in the eastern Nyainqêntanglha Range, southeastern Tibet, as calculated by the 'refined toe-to-ridge altitude method' (rTRAM; cf. Loibl, Lehmkuhl & Griesinger, 2014). (A) Calculated rTRAM ELA results. ELA peaks and troughs are closely linked to topography, i.e., valley system and major ridges, indicating control exerted by orographic precipitation and leeward shelter, respectively. Note that the overall distribution of ELAs roughly traces the valley system on different scales, regional to catchment. (B) Difference between rTRAM values for the Little Ice Age (LIA) and modern stages ( $\Delta$ ELA). The pattern vaguely resembles the distribution of precipitation in the study area, indicating that glaciers in continental/oceanic climates are reacting less/more sensitively to post-LIA climate change.

radiocarbon dating. In a remote sensing study, 1964 glaciers were mapped from a Landsat ETM+ scene and subsequently parameterized by DEM-supported measurements (LOIBL, LEHMKUHL & GRIESSINGER 2014). Analysis of the geomorphological evidence provided the basis to investigate patterns of modern glaciation and post-LIA changes quantitatively, revealing substantial retreat. An evaluation of different methods to calculate equilibrium line altitudes (ELAs) showed that a specifically developed refined toe-to-ridge altitude method (rTRAM) was more suitable than other methods in the study area's configuration of complex topography, lacking mass balance measurements, and error-prone hypsographic data. The results of the rTRAM studies provided insights into the complex topography–climate–glacier coupling and revealed the underlying patterns (Fig. 1). These included a combination of distinct insolation effects, channeling of moisture by the valley system, foehn effects in lee positions, orographic precipitation in luv positions, and large-scale hygric and thermal gradients (LOIBL & LEHMKUHL 2015). Additionally, analysis of glacier length and ELA changes showed that the sensitivity of the glacier's reaction to climatic changes is positively correlated to both size of the glacier and the grade of continentality (LOIBL, LEHMKUHL & GRIESSINGER 2014). Field-work-based work focused on the creation of a consistent morphosequence (LOIBL et al. 2015). The results yielded similar configurations and numbers of moraines at all studied settings, implying that similar climatic events affected the

whole region since the LIA. The geomorphological settings of the glacier forelands were, however, remarkably different, showing the substantial impact of the local topography–climate–glacier configurations. A critical evaluation of different relative and numerical dating methods provided constraints for a conceptual chronosequence. They suggest that the LIA comprised several distinct glacier advances, particularly an early advance before ~ 1500 CE and a succession to the maximum advance from the mid-17<sup>th</sup> to mid-18<sup>th</sup> century. After the LIA maximum, continued retreat that was only interrupted by short phases of stability followed, as evidenced by 2–3 recessional moraines in the investigated settings. The studies are synthesized and complemented in LOIBL (2015).

- LOIBL, D. (2015): Late Holocene glacier change in the eastern Nyainqêntanglha Range, SE Tibet. – 169 S.; Dissertation an der RWTH Aachen University, Aachen.
- LOIBL, D., HOCHREUTHER, P., SCHULTE, P., HÜLLE, D., ZHU, H., BRÄUNING, A., & LEHMKUHL, F. (2015): Toward a late Holocene glacial chronology for the eastern Nyainqêntanglha Range, southeastern Tibet. – *Quaternary Science Reviews* 107: 243–259. DOI:10.1016/j.quascirev.2014.10.034
- LOIBL, D., LEHMKUHL, F. & GRIESSINGER, J. (2014): Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation. – *Geomorphology* 214: 22–39. DOI:10.1016/j.geomorph.2014.03.018
- LOIBL, D. & LEHMKUHL, F. (2015): Glaciers and equilibrium line altitudes of the eastern Nyainqêntanglha Range, SE Tibet. – *Journal of Maps* 11: 575–588. DOI:10.1080/17445647.2014.933451

## THESIS ABSTRACT

# The aeolian sedimentary system along the transition between the Qilian Shan and northern Chinese drylands during the late Quaternary

Veit Nottebaum

Email: [veit.nottebaum@geo.rwth-aachen.de](mailto:veit.nottebaum@geo.rwth-aachen.de)

University: Department of Geography, RWTH Aachen University

Supervisors: Frank Lehmkuhl, Bernhard Diekmann

Dissertation Online: <https://publications.rwth-aachen.de/record/567364/files/567364.pdf>

Central Asia hosts different large-scale wind systems (i.e., Westerlies, the Asian monsoon system) which interact along the transition between the Tibetan Plateau, the Chinese Loess Plateau, and northern Chinese deserts. This study focuses on the distribution of (mainly) aeolian sediments, involved geomorphological processes, and palaeoenvironmental implications in this transition zone between high mountains and deserts during the late Quaternary. A sample set of almost 800 sedimentological samples and 58 Optically Stimulated Luminescence (OSL) samples was obtained from the Qilian Shan mountain range and its northern foreland. Different geomorphological settings were sampled to assess spatial and temporal distribution patterns and evaluate geomorphological influences and palaeoenvironmental changes among sediment properties.

Between the Qilian Shan (<5700 m asl) and its foreland basins (Hexi Corridor; <2000 m asl), a sediment classification based on grain size analysis yields six major sediment types which are distributed in three major sedimentological landscape units along an altitudinal cross section: I) Periglacial debris and glaciofluvial sediments above 3800 m asl. II) Primary loess is dominantly preserved between 3800 and 2000 m asl. III) Below 2000 m asl aeolian sands alternate with lacustrine deposits and gravel gobi surfaces (Nottebaum et al., 2014). Focusing on loess grain size, a significant fining trend is evident with increasing altitude. An increased contribution from far distant dust sources caused by stronger Westerly influence in altitudes >3000 m asl leads to a larger fine silt proportion. Additionally, steep mountain topography restricts the fluvial sand supply compared to flat foreland topography where rivers tend to aggradation (NOTTEBAUM et al. 2014).

Loess deposition started during the Pleistocene-Holocene transition at around 12 ka (ZHANG et al. 2015). Statistical decomposition of loess grain size distributions

resulted in three contributing end-members, which were used to reconstruct the relative contribution from different transport processes: I) short-distance transport from mainly fluvial storages, II) dust storm contribution and III) long distance transport in high suspension clouds (NOTTEBAUM et al. 2015a). As the relative proportion of each of these transport processes is depending on the surrounding geomorphological and environmental setting, a reconstruction of landscape conditions can be approached. Although bulk grain size variations were only slight, a consistent reconstruction of environmental conditions, with respect to spatial geomorphologic variability, is presented. During the onset of loess deposition the foreland areas exhibited vast alluvial fan surfaces providing large sand amounts for deflation, which is represented in the local transport component of loess deposits. This observation reflects a rather instable landscape state, still influenced by the glacial time's sediment supply. The mid-Holocene loess exhibits the highest proportion of fine materials, indicative for far-travelled dust (NOTTEBAUM et al. 2015a). This implies that surrounding surfaces were relatively stable and sand availability was low as a result of the yet developed loess cover on alluvial fan surfaces and dense vegetation covers. As a prerequisite for dust-trapping, a rather dense vegetation cover existed which implies moist climatic conditions. The late Holocene records exhibit a declining trend of long-distance contribution and an enhanced dust storm input. This reflects higher availability of dust particles in source- and bypassing areas (e.g., lacustrine and fluvial deposits of northerly deserts and lower Hexi Corridor).

Aeolian sand accumulation frequently occurred during the Holocene in the central Hexi Corridor, while deflation dominated in its western part. The comparison of OSL ages shows high accumulation in the western part during the Pleistocene-Holocene transition. In contrast, the central

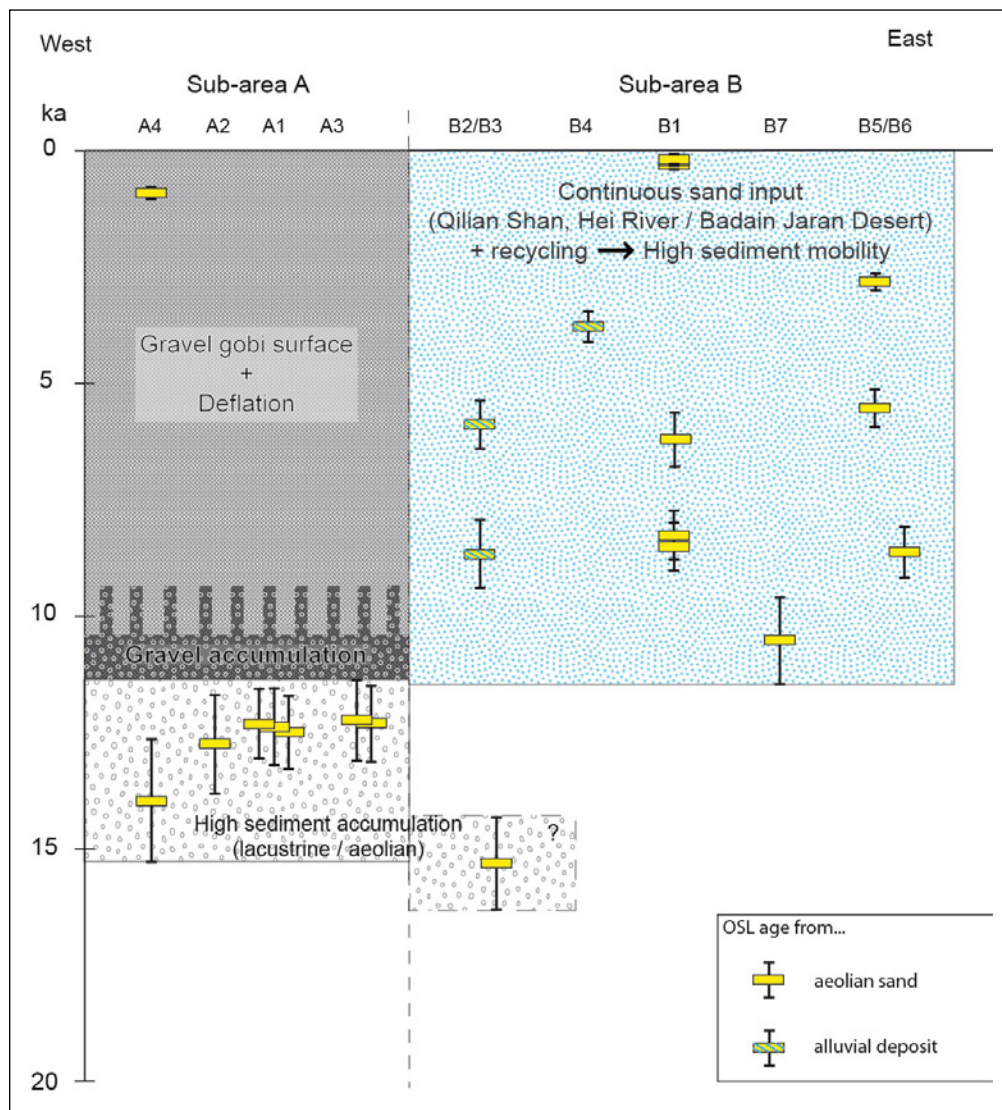


Fig. 1: Interpretation of geomorphologic, sedimentologic, and chronologic evidence for landscape evolution in western and central Hexi Corridor (NOTTEBAUM et al., 2015b).

Hexi Corridor exhibits aeolian sand ages throughout the entire Holocene (Fig. 1). The difference in this sedimentologic behaviour is attributed to a shortage in sediment supply in western parts, while the central Hexi Corridor receives higher precipitation and is crossed by several perennial streams providing material from fluvial storages for deflation (NOTTEBAUM et al. 2015b).

A comparison of loess and aeolian sand deposits show considerable differences in their reaction to environmental change, also because the hosting geomorphological settings differ. This study presents an approach of studying the comprehensive aeolian sedimentary system. As such, loess deposits are preserved on stable terrace surfaces and in upper regions during periods of relatively moist climatic conditions causing river incision and fluvial reworking of storages. In contrast, aeolian sands located in lowland regions are fed and reworked by enhanced fluvial activity.

Sediment supply is identified as the limiting factor for the formation of aeolian sand deposits in the Hexi Corridor. The same applies to the sand fraction in loess deposits. For loess accumulation, however, a stable geomorphologic surface and a dust-trapping vegetation cover are required. The investigation of adjacent geomorphological units exhibiting loess and aeolian sand is promising, because both archives reflect different behaviours in a geomorphologic

and temporal context. A diverse set of surface samples allows a better evaluation of medium-scale geomorphologic influences on transport processes, which is also useful for the interpretation of long vertical sections. Comparing sedimentological and geochronological observations in aeolian sediments is found promising for the reconstruction of I) sedimentary processes as part of a greater sediment cascade and II) for the reconstruction of palaeoenvironmental conditions.

NOTTEBAUM, V., LEHMKUHL, F., STAUCH, G., HARTMANN, K., WÜNNEMANN, B., SCHIMPF, S. & LU, H. (2014): Regional grain size variations in aeolian sediments along the transition between Tibetan highlands and north-western Chinese deserts – the influence of geomorphological settings on aeolian transport pathways. – *Earth Surface Processes and Landforms* 39, 1960–1978.

NOTTEBAUM, V., STAUCH, G., HARTMANN, K., ZHANG, J. & LEHMKUHL, F. (2015a): Unmixed loess grain size populations along the northern Qilian Shan (China): relationships between geomorphologic, sedimentologic and climatic controls. – *Quaternary International* 372, 151–166.

NOTTEBAUM, V., LEHMKUHL, F., STAUCH, G., LU, H. & SHUANGWEN, Y. (2015b): Late Quaternary aeolian sand deposition sustained by fluvial reworking and sediment supply in the Hexi Corridor – An example from northern Chinese drylands. – *Geomorphology* 250, 113–127.

ZHANG, J., NOTTEBAUM, V., TSUKAMOTO, S., LEHMKUHL, F. & FRECHEN, M. (2015): Late Pleistocene and Holocene loess sedimentation in central and western Qilian Shan (China) revealed by OSL dating. – *Quaternary International* 372, 120–129.

## THESIS ABSTRACT

# The tablelands in the Puli Basin (central Taiwan) – a geochronological and geomorphological approach to Late Quaternary fluvial sedimentary and erosional processes

Chia-Han Tseng

Email: [chtseng@earth.sinica.edu.tw](mailto:chtseng@earth.sinica.edu.tw)

University: Institute of Geographical Sciences, Freie Universität Berlin, Germany

Present affiliation: Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan

Supervisors: Margot Böse, Manfred Frechen, Sumiko Sukamoto, Christopher Lüthgens, Robert Hebenstreit

Dissertation Online: [http://www.diss.fu-berlin.de/diss/receive/FUDISS\\_thesis\\_000000096921](http://www.diss.fu-berlin.de/diss/receive/FUDISS_thesis_000000096921)

The island of Taiwan has been formed by the orogeny resulting from the convergence of the two tectonic plates, the Eurasian Plate and the Philippine Sea Plate. Modern climate in Taiwan is influenced by the East Asian Monsoon because of its geographic position offshore to the south-east of the Eurasia Continent. In the tectonic and climatic contexts, Taiwan is characterized by a diverse topography, i.e. high mountains, foothills, tablelands, basins, and plains.

A group of intramontane basins with areas larger than 1 km<sup>2</sup> exist in central Taiwan, namely the Puli Basin, the Yuchih Basin, the Sun Moon Lake, and the Toushe Basin (Figure 1). This study focuses on the Puli Basin and aims at linking the tableland formation in the Puli Basin to paleoclimatic conditions and to shed light on the tectonic framework and its possible influences on the tableland formation. The objectives of this study are to find answers to the following main research questions: 1. Does the tableland formation in the Puli Basin link to climate changes in the past? 2. Is the tectonic framework a factor that influences the tableland formation? 3. Is the Puli Basin a sole situation in Taiwan?

This study relies on various methods, such as topographical interpretations from aerial photos and digital terrain models (DTMs, 2 and 20 m/pixel), sedimentological analyses including element, mineral, and grain size measurements, and burial age estimation by applying optically stimulated luminescence (OSL) and radiocarbon (<sup>14</sup>C) dating techniques.

On the basis of the results, arguments and evidence for conclusions are stated as follows:

1. Formation of the tablelands being composed of the alluvial fan deposits in the Puli Basin indeed links to climate changes in the past during the transition from the

Late Pleistocene to the Holocene (14–9 ka). The precursor of the old Taomi River was longer than the present-day river, originating west of the Yuchih Basin collected sediments created by erosional processes in the drainage basin. Increasing river discharge owing to heavy precipitation transported the sediment loads downstream. These sediments were then deposited as an alluvial fan in the Puli Basin.

2. In addition, local and intermittent tectonic activities and resultant river incision created several levels of tablelands and terraces in the Puli Basin. The tectonic activities are proposed as downwarping, a process which curved down the crust within the Puli Basin. The upper Taomi catchment was truncated and deviated to the Nankang River resulting in less sediment transport by the shorter Taomi River.

3. Resultant landform changes due to the climate shift could prevail in Taiwan, so that mass wasting and alluvial fan formation were active from high mountains to low-altitude areas during the same period. According to the dating results and paleoclimatic records (Figure 2), geomorphic and climatic processes in each time period from the Late Pleistocene to late Holocene are further described:

- From 14 ka to 7 ka: erosional processes affecting the landforms, e.g. mass wasting and fluvial transport, caused by increased precipitation during the climatic transition between 14 ka and 7 ka can prevail over Taiwan.

- From 4 ka to 1.5 ka: a period of aggradation between 2.5 ka and 1.5 ka following a long-term period of stream incision over Taiwan. This change in geomorphic process is interpreted as the consequence of increasing precipitation or typhoon frequency and thus triggering slope failures increasing sediment yield, possibly supporting the



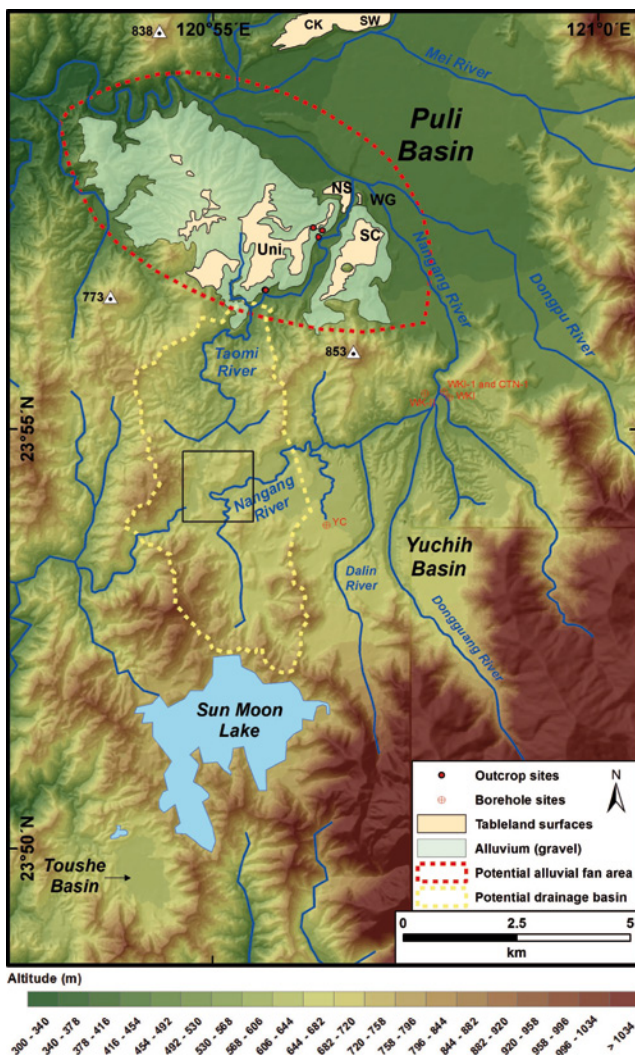
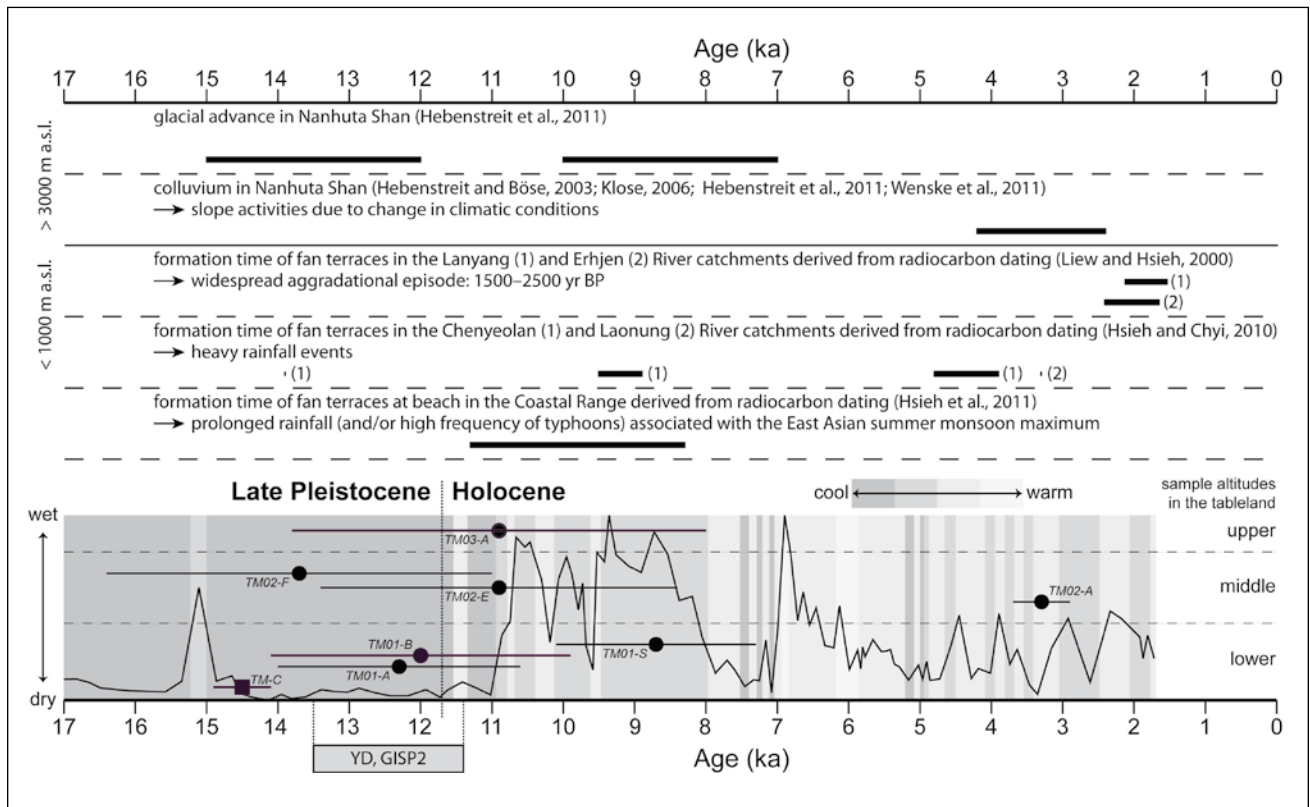


Fig. 1: The intra-mountainous basins in central Taiwan and the tablelands, consisting of fluvial deposits, in the Puli Basin. The black rectangle marks the truncation area of the Taomi River.

slope failure in the Taomi River ( $3.3 \pm 0.4$  ka). The processes also probably had influenced areas in high mountain areas (above 3000 m a.s.l.). In central northern Taiwan, sediments dated between 3.7 ka and 3.1 ka are assumed to result from slope movements caused by climate change (i.e. turned into much wetter conditions). However, reports on geomorphic units or events during 7 ka to 4 ka are rare, so the geomorphic processes in the period are still an open question.

Erosion created several levels of tablelands and fluvial terraces in the Puli Basin.

TSENG, C.-H., LÜTHGENS, C., TSUKAMOTO, S., REIMANN, T., FRECHEN, M. & BÖSE, M. (2016): Late Pleistocene to Holocene alluvial tableland formation in an intra-mountainous basin in a tectonically active mountain belt – A case study in the Puli Basin, central Taiwan. – *Quaternary Science Reviews* 132, 26–39. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.006>

TSENG, C.-H., WENSKE, D., BÖSE, M., REIMANN, T., LÜTHGENS, C. & FRECHEN, M. (2013): Sedimentary features and ages of fluvial terraces and their implications for geomorphic evolution of the Taomi River catchment: A case study in the Puli Basin, central Taiwan. – *Journal of Asian Earth Sciences* 62, 759–768.

Fig. 2: Comparison between the burial ages of the studied sediments (black solid circles with uncertainties) and the paleoclimatic record in the Toushe Basin. The dry/wet curve is derived from the pollen and spores record, whereas variations in temperature are derived from forest types. Black bars show ages including uncertainties for respective geomorphological events.

## Articles

---

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](http://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:

1. Short but concise title
2. Full names, full address and e-mail
3. 5 to 10 keywords that describe the contents of your paper
4. An abstract of up to 200 words in German and English. The translated abstract should carry the translated title in square brackets,
5. Clearly structured text. For chapter numbering use Arabic numerals.
6. The reference list has to be arranged alphabetically and should conform to the examples given below.

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

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

Do not justify your text, use a ragged left alignment.

Do not use automatic hyphenation.

Do not use any automatic formatting.

Do not use pagination.

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

## Illustrations

---

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

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

## References [examples]

---

### Papers:

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

EISSMANN, L. & MÜLLER, A. (1979): Leitlinien der 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.

## License

---

The contributions to *E&G Quaternary Science Journal* are published under Creative Commons Attribution License (CC-BY). The copyrights remain with the authors.

---

## Thesis Abstracts

---

The manuscript shall be submitted in electronic form. Please use a standard word processor in .rtf, .odt or .doc-format. As character set please use the standard fonts Times Roman, Helvetica or Courier with 1.5 line spacing.

The acceptable languages are English and German. The rules of the new German spelling reform apply to German texts.

Texts should be arranged in the following order:

1. The title of the thesis
2. Full name and e-mail address
3. Affiliation of the institution where the thesis was supervised
4. Present affiliation
5. Name of the main supervisor and the co-supervisors
6. Http link (if available) referring to the electronic form of the thesis
7. The main abstract text should not exceed 1500 words including references and captions. In case of chapter numbering use Arabic numerals.
8. The reference list has to be arranged alphabetically and should conform to the standard rules for full-text manuscripts of the E&G Quaternary Science Journal.

Illustrations and tables have to be submitted separately and may not exceed the total number of two.

For figure, table and reference style see the standard rules of the E&G Quaternary Science Journal published online.

---

## Express Reports

---

*Express Reports* are short, quickly published papers on innovative aspects of Quaternary research. They are not equivalent to a full article and hence need no abstract or an extensive description of the state of research. A short and concise introduction to the topic or the underlying research question is sufficient. The reports should cover no more than four pages in print, which equals to approx. 3000 words (excl. references and figure captions). They may contain a maximum of ten references and three tables/figures. Exceptions may be possible upon request.

The scope of the *Express Reports* are the following aspects of Quaternary research:

- Unusual or ambiguous discoveries which are provided to the public for discussion or comment.
- Interesting but perhaps incomplete results, which are not sufficient for a full article.
- Technical reports on lab or field methods, which foster Quaternary research but which are not sufficient for a full article.
- Status reports on (small) finished research projects or surveys.
- Reports on field surveys.
- Results with difficult, limited or complex chronology.

After submission, an *Express Report* will run through a quality check by a selected member of our board of experts. This is not meant to be an in-depth review process, but should guarantee a certain quality regarding scientific content and formal criteria. In case no major modifications of the manuscript are requested, online publication is anticipated within a couple of weeks after submission.

## Artikel

---

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](http://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:

1. Kurze, aber prägnante Überschrift
2. Ausgeschriebener Vor- und Nachname, Post- und E-Mail-Adresse
3. 5 bis 10 englische Keywords, die den Inhalt des Manuskriptes widerspiegeln.
4. 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.
5. Klar gegliederter Text. Kapitelnummerierungen sind mit arabischen Ziffern zu versehen.
6. 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.

## Rechte

---

Die Beiträge in E&G Quaternary Science Journal werden unter einer Creative Commons Attribution License (CC-BY) veröffentlicht. Die Urheberrechte verbleiben beim Autor.

## Thesis Abstracts

---

Der Abstrakttext ist grundsätzlich in elektronischer Form über unser Submission-System einzureichen. Bitte benutzen Sie eine Standard-Textverarbeitung im .rtf, .odt oder .doc-Format. Als Zeichensatz verwenden Sie bitte die Standard-Fonts Times Roman, Helvetica oder Courier mit einem 1,5-fachen Zeilenabstand und Zeilennummerierung. Akzeptierte Sprachen sind Deutsch und Englisch. Bei deutschen Einreichungen ist die neue deutsche Rechtschreibreform zu verwenden.

Der Text sollte wie folgt aufgebaut sein:

1. Titel der Doktorarbeit
2. Name und Emailadresse
3. Anschrift der Institution an der die Arbeit betreut wurde
4. Aktuelle Anschrift
5. Name des Betreuers und der Ko-Betreuer
6. Link (falls verfügbar) zur elektronischen Form der Doktorarbeit
7. Der Abstrakttext sollte 1500 Wörter nicht überschreiten. Diese Zahl inkludiert die Referenzen sowie Bild- und Tabellenunterschriften. Im Falle der numerischen Gliederungen des Textes sind arabische Ziffern zu verwenden
8. Referenzen sind alphabetisch zu gliedern und müssen mit den Richtlinien von E&G Quaternary Science Journal konform sein

Abbildungen und Tabellen müssen separat eingereicht werden. Die Anzahl von zwei darf insgesamt nicht überschritten werden.

Für Abbildungen, Tabellen und bezüglich der Referenzrichtlinien siehe die online publizierten Standardrichtlinien von E&G Quaternary Science Journal.

## Express Reports

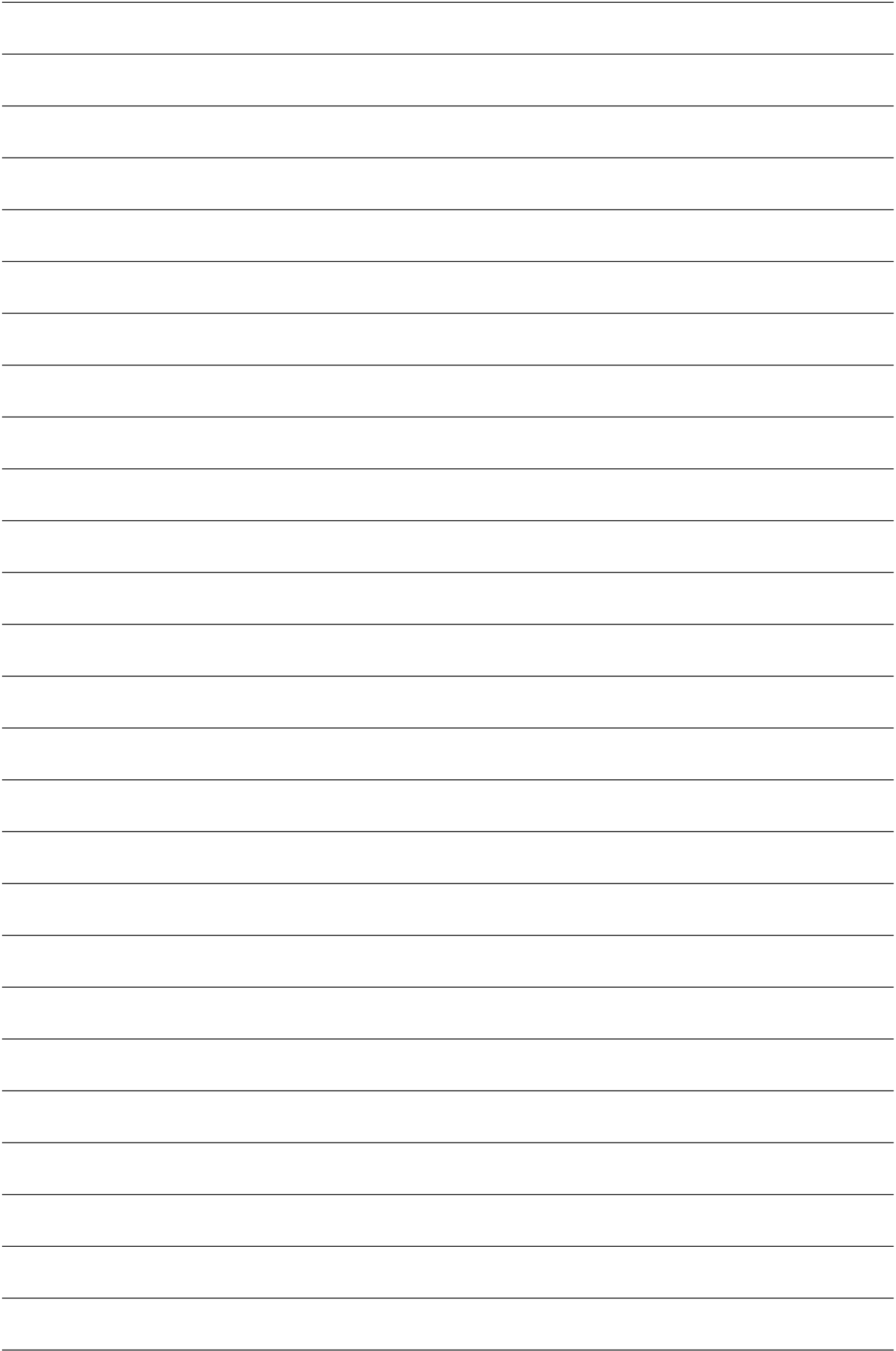
---

*Express Reports* sind kurze, schnell veröffentlichte Texte zu innovativen Aspekten der Quartärforschung. Sie sind keine vollständigen Artikel und benötigen daher weder eine Zusammenfassung noch einen umfangreichen Überblick über den Forschungsstand. Es genügt eine kurze und prägnante Hinführung auf das Thema oder die entsprechende Fragestellung. Die Artikel sollen im Druck in der Regel vier Seiten (ca. 3000 Wörter, exkl. Referenzen und Abbildungstexte) nicht überschreiten, weshalb eine maximale Anzahl von zehn Referenzen und drei Tabellen/Abbildungen nicht überschritten werden soll. Ausnahmen sind nach Rücksprache möglich.

Im Rahmen von *Express Reports* können folgende Aspekte der Quartärforschung vorgestellt werden:

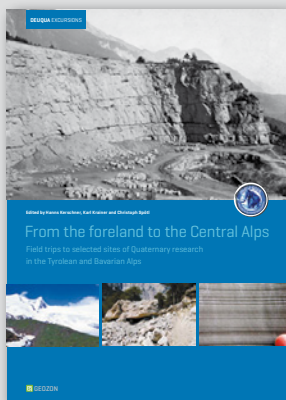
- Ungewöhnliche oder uneindeutige Befunde, die zur Diskussion gestellt werden.
- Interessante aber vielleicht unvollständige Befunde, die in dieser Form nicht für einen umfassenden Artikel ausreichen.
- Technische Notizen zu Labor- oder Feldmethoden, welche die Quartärforschung weiterbringen aber nicht umfassend genug für einen eigenständigen Artikel sind.
- Sachstandsberichte zu (kleinen) abgeschlossenen Forschungsvorhaben oder Untersuchungen.
- Berichte von Feldbegehungen
- Befunde mit schwieriger, limitierter oder komplexer Chronologie oder Datierbarkeit

Ein eingereichter *Express Report* wird einer Qualitätsüberprüfung durch ein Mitglied einer Gutachtergruppe unterzogen. Dies soll kein tiefgreifender Review-Prozess sein, sondern ein gewisses Maß an Qualität hinsichtlich Inhalt und formaler Passfähigkeit garantieren. Nach einer möglichen Korrekturphase sollte der Report wenigen Wochen nach Eingang der korrigierten Fassung online verfügbar sein.





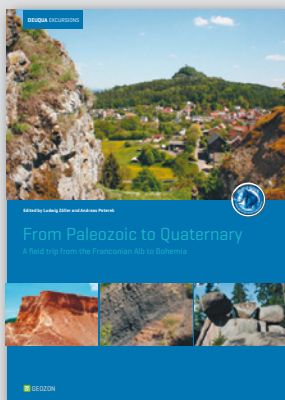
# DEUQUA EXKURSIONSFÜHRER



**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

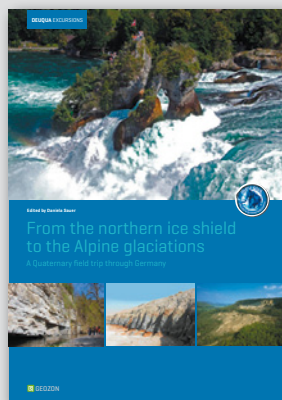
160 Seiten, A4, 34,- Euro



**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

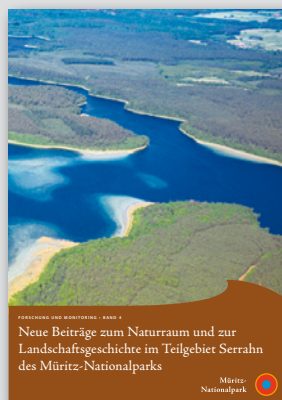
78 Seiten, A4, 22,- Euro



**Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz**

ISBN 978-3-941971-00-4

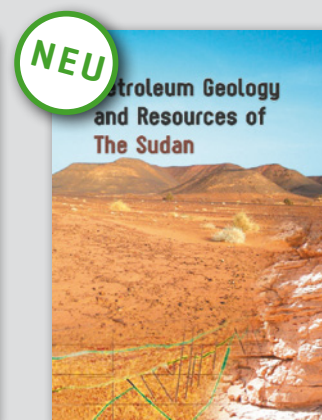
94 Seiten, A4, 29,- Euro



**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  
Pettenkofenstr. 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](mailto:info@geozon.net)  
Online: [www.geozon.net](http://www.geozon.net)



# Aim higher with the radiocarbon partner you can trust



- ✓ Expert technical consultation
- ✓ Unbeatable customer service
- ✓ Results reported in 3-14 days
- ✓ ISO/IEC 17025:2005-accredited

[www.radiocarbon.com](http://www.radiocarbon.com)



**RADIOCARBON DATING**

Consistent accuracy  
Delivered on time

## 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]beg.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.luethgens[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  
Georg-August-Universität Göttingen  
Goldschmidtstr. 5  
D-37077 Göttingen, Germany  
Tel.: +49 [0] 551 / 39-8011  
Fax: +49 [0] 551 / 39-8006  
E-Mail: daniela.sauer[at]geo.uni-goettingen.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](http://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-Iller, 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,- €
Vol. 64 No 2	Northern Vosges/France, Jeetzel Valley, Kratzeburg, Klein Klütz Höved, Iserlohn/NRW	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  
web: www.geozon.net

## Contents

- DOI 10.3285/eg.65.1.01
- 4 **Subaqueous conglomerates above pre-LGM basal till: Another element of the 'classic' interglacial mountain-flank succession (Hötting Breccia Auct.) north of Innsbruck, Austria**  
*Diethard Sanders, Sabine Pernreiter*
- DOI 10.3285/eg.65.1.02
- 24 **Eiszerfallsformen, Esker sowie subglaziale und subaerische Talbildungen am Lütjensee / Forst Seebergen (Stormarn, Schleswig-Holstein)**  
*Alf Grube*
- DOI 10.3285/eg.65.1.03
- 41 **Multiproxy-Untersuchungen zur Paläoökologie und -hydrologie eines spätglazial- bis frühholozänen Flachsees im nordostdeutschen Küstengebiet (Glowe-Paläosee/Insel Rügen)**  
*Reinhard Lampe, Wolfgang Janke, Manuela Schult, Stefan Meng, Matthias Lampe*
- DOI 10.3285/eg.65.1.th1
- th 1 **THESIS ABSTRACT Late Holocene glacier fluctuations in the eastern Nyainqêntanglha Range, southeastern Tibet**  
*David Loibl*
- DOI 10.3285/eg.65.1.th2
- th 3 **THESIS ABSTRACT The aeolian sedimentary system along the transition between the Qilian Shan and northern Chinese drylands during the late Quaternary**  
*Veit Nottebaum*
- DOI 10.3285/eg.65.1.th3
- th 5 **THESIS ABSTRACT The tablelands in the Puli Basin (central Taiwan) – a geochronological and geomorphological approach to Late Quaternary fluvial sedimentary and erosional processes**  
*Chia-Han Tseng*