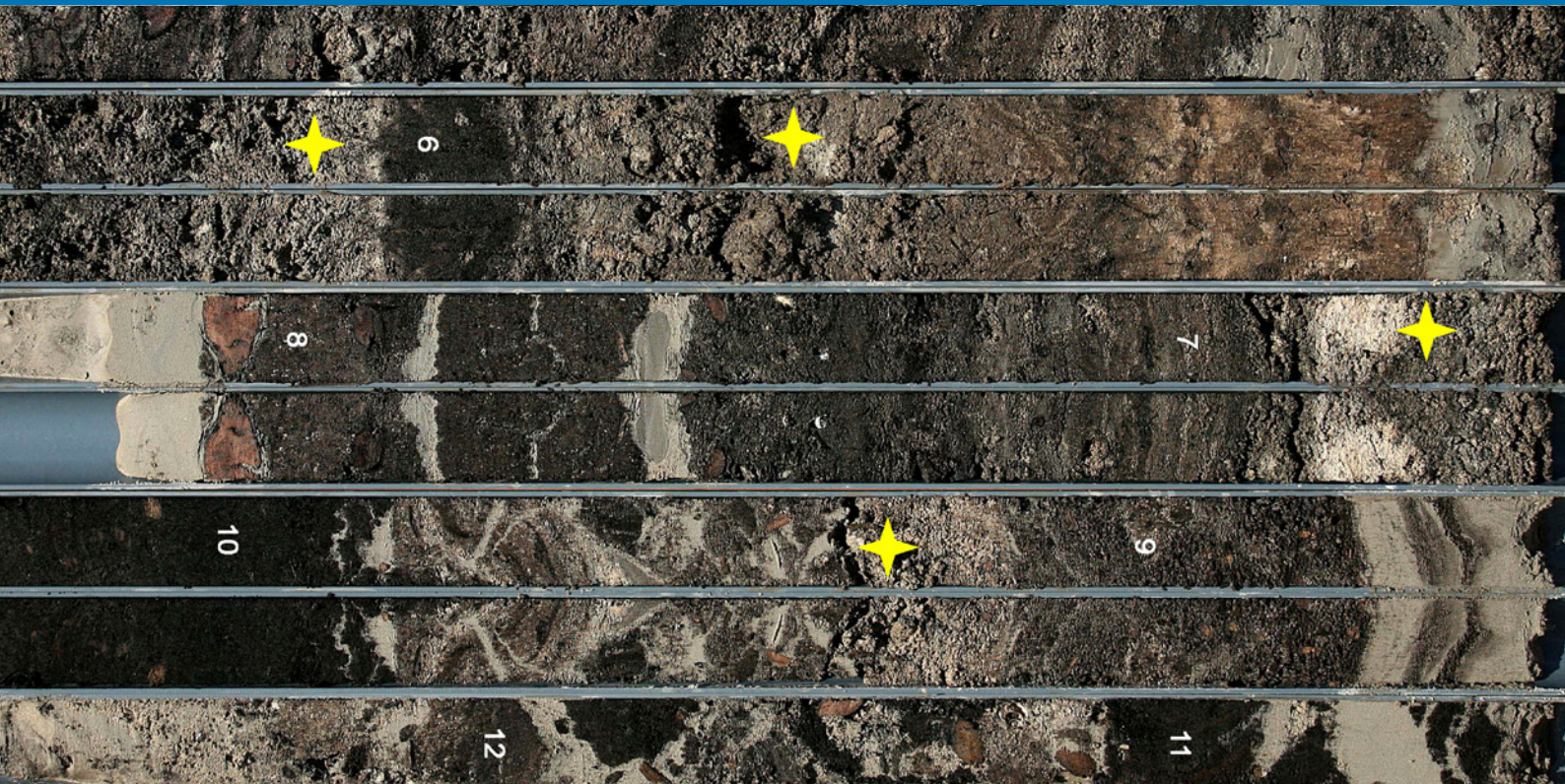


E&G

Eiszeitalter und Gegenwart
Quaternary Science Journal



Vol. 65
No 2
2016

MORÄNEN VERSUS TILL: EMPFEHLUNGEN FÜR DIE BESCHREIBUNG, INTERPRETATION UND KLASSIFIKATION GLAZIALER LANDFORMEN UND SEDIMENTE

RECONSIDERING THE CURRENT STRATIGRAPHY OF THE ALPINE LATEGLACIAL: IMPLICATIONS OF THE SEDIMENTARY AND MORPHOLOGICAL RECORD OF THE LIENZ AREA [TYROL/AUSTRIA]

FIRST ³⁶CL EXPOSURE AGES FROM A MORaine IN THE NORTHERN CALCAREOUS ALPS

ZUR BILDUNG VON QUELLMOOR-KUPPEN MIT QUELLKALK-BILDUNGEN BEI HABERNIS UND CURAU [NÖRDLICHES UND MITTLERES SCHLESWIG-HOLSTEIN]

E & G

Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal

Volume 65 / Number 2 / 2016 / DOI: 10.3285/eg.65.2 / ISSN 0424-7116 / www.quaternary-science.net / Founded in 1951

EDITOR

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

EDITOR-IN-CHIEF

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

ASSISTANT EDITOR

DANIELA SAUER
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. 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

REORDER

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

PUBLISHING HOUSE

Geozon Science Media UG (haftungsbeschränkt)

Pettenkoferstr. 16-18

10247 Berlin

Germany

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

E-Mail: info [at] geozon.net

www.geozon.net

PRINT

Printed in Germany on 100% recycled paper climate neutral produced

COVER FIGURE

Bohrkern aus dem Bereich Habernis (Grube 8 Usinger, Abb. 6, Seite 165)

RIGHTS

Copyright for articles by the authors

LICENSE

Distributed under a Creative Commons Attribution License 3.0

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



Moränen versus Till: Empfehlungen für die Beschreibung, Interpretation und Klassifikation glazialer Landformen und Sedimente

Sven Lukas, Henrik Rother

How to cite:

LUKAS, S. & ROTHER, H. (2016): Moränen versus Till: Empfehlungen für die Beschreibung, Interpretation und Klassifikation glazialer Landformen und Sedimente. – E&G Quaternary Science Journal, 65 (2): 95–112. DOI: 10.3285/eg.65.2.01

Kurzfassung:

Die glazialgeomorphologische und -sedimentologische Terminologie hat in den vergangenen zwei Jahrzehnten international eine starke Weiterentwicklung erfahren und die Nutzung der Begrifflichkeiten folgt seit geraumer Zeit einheitlichen Richtlinien. Grundsätzlich ist bei der Aufnahme glazialer Ablagerungen auf eine saubere Trennung zwischen Beschreibung und Interpretation zu achten, insbesondere sollten geomorphologische Begrifflichkeiten stets klar von sedimentären Prozessen und den sedimentären Produkten unterschieden werden, um eine terminologisch-interpretative Vermengung von Form (Landform) und Inhalt (Sediment) zu vermeiden. Glaziale Sedimente sollten zunächst ausschließlich aufgrund ihrer lithofaziellen Eigenschaften und unter Nutzung strikt lithologischer Begriffe (wie Diamikton, schräggeschichtete Sande, laminierte Schluffe etc.) beschrieben werden. Erst im nächsten Schritt, und nach eingehender Untersuchung, sollten genetische Begriffe (wie Till, Schmelzwassersande, glaziolimnische¹ Warvensedimente etc.) zur Interpretation der zuvor beschriebenen Einheiten genutzt werden.

Die empfohlene Trennung glazialgeomorphologischer und -sedimentärer Begriffe ist bis heute im deutschsprachigen Raum nicht immer gewährleistet. Dies betrifft v.a. den Begriff der ‚Moräne‘, der einerseits als sedimentäre Sammelbezeichnung für glaziale Ablagerungen verschiedenster Herkunft dient (z.B. ‚Moränenmaterial‘), andererseits aber auch den durch den Gletscher aktuell transportierten Gesteinsschutt beschreibt (z.B. ‚Obermoräne‘). Desweiteren wird der Moränenbegriff gleichermaßen sowohl für die Ansprache glazialer Landformen (z.B. Endmoräne) als auch für die Beschreibung von Eigenschaften des Geschiebespektrums genutzt (z.B. Lokalmoräne). Diese Praxis führt nicht nur bei Einsteigern zu Verwirrungen, sondern erschwert auch die Verständigung unter Fachleuten, da diese multifunktionale Nutzung des Moränenbegriffs international seit geraumer Zeit nicht mehr üblich ist. Weitere terminologische Probleme ergeben sich aus den voneinander abweichenden Nomenklaturansätzen, die innerhalb der verschiedenen deutschsprachigen Staaten im Gebrauch sind, sowie der Praxis, dass z.B. in Deutschland quartärgeologische Aufnahmen in den Aufgabenbereich der einzelnen Bundesländer fallen und damit eigene begriffliche Traditionen fortbestehen.

Der vorliegende Artikel hat das Ziel, einen systematischen Überblick über die Genese glazialer Sedimente zu liefern und Empfehlungen für die zukünftige Beschreibung, Benennung und Interpretation solcher Sedimente in der deutschsprachigen Literatur zu liefern, die den internationalen Definitionen entsprechen. Der Begriff ‚Moräne‘, einschließlich der Variante ‚Grundmoräne‘, sollte fortan lediglich für die Einordnung glazialer Landformen bzw. Landformenvergesellschaftungen verwendet werden, jedoch nicht für die Ansprache glazialer Sedimente. Letztere sollten künftig erst nach genauerer lithologischer Beschreibung und nach den hier definierten diagnostischen Kriterien benannt und geogenetisch interpretiert werden. Die in diesem Artikel präsentierte Zusammenstellung der wichtigsten Kriterien für eine sichere Unterscheidung diverser glazialer Diamikte richtet sich nach dem aktuellen internationalen Forschungsstand. Danach wird ein primärer Till als ein ausschließlich subglaziales und durch direkte Ablagerung vom Eis gebildetes Sediment definiert. Ein solcher in der ‚Traktionszone‘ eines basal gleitenden Gletschers entstandener Till wird als ‚subglazialer Traktionstill‘ (engl. *subglacial traction till*) bezeichnet. Traktionstills sind von gletscherüberfahrenen prä-existenten Sedimenten (z.B. deformierte Schmelzwassersande) zu unterscheiden, welche künftig als ‚Glaziotektonit‘ (engl. *glaciotectonite*) angesprochen werden sollten und nicht zu den primären Tills sensu stricto gerechnet werden. Eine Weiterverwendung der älteren, stark prozessspezifisch geprägten Till-Begriffe wie *Lodgement till* und *Deformation till* ist nach aktuellem Forschungsstand nicht mehr sinnvoll, da zwischen beiden Tilltypen in der Realität ein genetisches Prozesskontinuum besteht und keine gesicherten diagnostischen Kriterien für eine zuverlässige Einzelsprache im Gelände vorliegen.

Andere diamiktische Sedimente, die häufig in glazialen Ablagerungsräumen auftreten und meist supra- bzw. proglazialer Herkunft sind, sollten nicht als Till, sondern nach dem jeweils dominanten Ablagerungsprozess benannt werden (z.B. Schlammstrom(-ablagerung), *debris flow (deposit)*; Abtropfdiamikt, *dropstone diamict*). Unter Anwendung dieser Kriterien stellen die Autoren fest, dass subglazial gebildeter Till weit weniger verbreitet ist als bislang angenommen. Vor allem glaziale Landformen wie Endmoränen enthalten bei genauer Betrachtung nur selten größere Anteile primärer glaziale Sedimente (Till). Stattdessen setzen sie sich zumeist aus einer Vielzahl verschiedenartiger und deformierter Sedimente zusammen, die im ehemaligen Gletschervorfeld abgelagert und im Zuge eines Vorstoßes zusammengestaucht wurden.

¹Anmerkung zur Bildung von Wortderivaten des Stammes *glazi-*

In der deutschen und englischsprachigen Fachliteratur finden sich sowohl *glazi-* als auch *glazio-* als Wortderivate von lat. *glacies* ‚Eis‘ (z.B. *glazigen* / *glaziogen* und *glacitectonite* / *glaciotectonite*). In vielen Texten werden beide Formen gleichzeitig genutzt (z.B. *Glaziologie*, aber *glazigen*). Funktional dient das -o- in *Glaziologie* als Verbindungsvokal zwischen dem lateinischen Wortstamm *glazi-* und dem griechischen Suffix *-logie*. Da *glazi-* in einem Vokal endet, wäre das verbindende -o- streng genommen nicht nötig, es wird aber in vielen glazialen Termini genutzt (z.B. in *Glaziologie*, *glaziologisch*, *glaziofluvial*). Andererseits finden sich viele Textbeispiele von Wortzusammensetzungen bei denen die Autoren auf das -o- verzichten (z.B. *glazigen*, *glazilacustrin*, *glazifluvial*). Die verschiedenen Handhabungen in der Wortbildung sind verwirrend und sollten im Interesse einer einheitlichen

Regelung (generell mit oder ohne Verbindungsvokal -o-) überdacht werden. Da das verbindende -o- in der Bezeichnung des Faches *Glaziologie* allgemein genutzt wird (die Alternative wäre ansonsten *Glazilogie*), empfehlen wir die Einfügung des Verbindungsvokals zukünftig auf alle mit *glazi-* zusammengesetzten Worte zu übertragen (d.h. *glaziofluvial*, *glaziogen*, *Glaziotektonik* etc.).

Moraines versus till: Recommendations for the description, interpretation and classification of glacial landforms and sediments

Abstract:

Internationally, the description and interpretation of glacial sediments and landforms largely follow a set of uniform guidelines and terminology. Sediments are normally described according to their lithofacies characteristics (e.g. diamicton, sorted sands), and only after closer inspection and investigation are genetic terms applied (e.g. till, glaciofluvial outwash). Mixing of sedimentological and geomorphological terminology does not occur. In German-speaking countries, however, the term *moraine* is used for glaciogenic sediments and landforms such as end moraines and also adopted for till plains ("ground moraine landscapes", "old/young morainic landscapes" etc.). Similar traditions of the latter kind are sometimes found as a relic in Scandinavian texts, and an equally profound mixing of terms is found in much of the French literature. The authors argue here that this mixture not only leads to unnecessary confusion for students but also makes international communication more difficult, especially when the terminological inconsistencies are as extensive and non-systematic as in the German community at present. The present paper presents a systematic overview of the state-of-the-art of till terminology, thereby providing the necessary background information for a useful description and interpretation of field evidence for communicating results in German and hopefully aiding more efficient communication of German Quaternary geologists and geomorphologists internationally. The aim is to provide a sedimentological terminology that is in agreement with international standards and can readily be distinguished from geomorphological vocabulary. The authors recommend that usage of the term ground moraine, for example, is restricted to certain landform associations encountered in NW Central Europe, and excluded from use when discussing sediments. For primary glaciogenic sediments *sensu stricto* the term till should be used only where appropriate sedimentological evidence exists. A process-based subdivision of till types (e.g. deformation, lodgement till) is not useful in most cases, because as a community we do not have the tools to reliably distinguish such processes at a macro-scale. This recognition has led to the creation of the highly useful umbrella term subglacial traction till and its distinction from overridden primary sediments that are termed glacioteconite. The present contribution translates the older terminology to the internationally-accepted terminology that follows the scientifically-robust approach of splitting descriptive terminology – based on a lithofacies approach (e.g. diamicton) – from the latter interpretative stage (e.g. subglacial traction till, debris flow deposit). The authors present translations of the different till schemes that have existed through time and link these to the current state of the art, citing several examples and clear diagnostic criteria to distinguish various types of diamictic sediments. This contribution stresses that the majority of diamictons encountered in glacial environments, especially in ice-marginal settings, are not usually and certainly not automatically subglacial traction tills.

Keywords:

Till, subglazialer Traktionstill, glaziale Sedimente, Sedimentologie, Quartärgeologie, Diamikton, Lithofaziesaufnahme, Moräne, Grundmoräne, Terminologie, subglacial traction till, glacial sediments, sedimentology, Quaternary Geology, diamicton, debris flow, lithofacies approach, moraines

Addresses of authors: Sven Lukas*, School of Geography, Queen Mary University of London, Mile End Road, London E1 4NS, UK. E-Mail: S.Lukas@qmul.ac.uk, Tel. +44 20 7882 8417; Henrik Rother, Institut für Geographie und Geologie, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahnstr. 17a, 17489 Greifswald, Germany. *corresponding author

1 Einleitung

Primäre glaziale Sedimente, im Englischen als ‚*Till*‘, im Deutschen bislang oft als ‚*Moräne*‘ bezeichnet, umfassen eine Reihe zumeist schlecht sortierter Diamikte mit Anteilen aus fast allen Korngrößenfraktionen. Diese höchst variable Zusammensetzung – keine zwei Tills sind identisch – erschwert die klare Definition dieser Sedimentgruppe und bedingt die z.T. sehr unterschiedlichen hydrogeologischen und baugrundgeologischen Eigenschaften dieser Ablagerungen (PIOTROWSKI 1992, BELL 2002, EVANS et al. 2006, GRIFFITHS & MARTIN 2016). Nichtsdestotrotz ist das Verständnis dieser Gruppe von Sedimenten von herausragender Bedeutung, nicht zuletzt weil glaziale Ablagerungen weltweit über 30 % der Kontinente bedecken (GOLDTHWAIT 1971, BENN & EVANS 1998, 2010).

Aus Sicht der internationalen Quartärgemeinschaft ist die korrekte Ansprache und Interpretation sedimentärer Merkmale sowie der Genese glazialer Sedimente von großer Wichtigkeit für die Rekonstruktion glazialer Prozesse, wobei eine einheitliche und klar definierte sedimentologische Terminologie unabdingbar ist (DREIMANIS 1988, PIOTROWSKI 1992, VAN DER MEER et al. 2003, EVANS et al. 2006, BENN & EVANS 2010, GRIFFITHS & MARTIN 2016). Die Not-

wendigkeit der Entwicklung einer modernen Nomenklatur auf Basis des aktuellen glazialgeologischen Kenntnisstandes besteht auch für den deutschen Sprachraum. Ziel dieser Bestrebung ist es, Beiträge der deutschsprachigen Forschung zu internationalen quartärwissenschaftlichen Projekten zu erleichtern, und durch die Schaffung einheitlicher Kriterien für die regionale Quartärkartierung zu einer effektiveren Verständigung zwischen z.B. geologischen Landesbehörden und universitären Einrichtungen beizutragen.

Die Untersuchung glazialer Sedimente hat eine fast zweihundertjährige Tradition in den Geowissenschaften, wobei sich über diesen langen Zeitraum ganz unterschiedliche Ansätze in den verschiedenen geologischen Teildisziplinen und Nationalstaaten entwickelt haben. Im Hinblick auf die Beschreibung und Interpretation glazialer Ablagerungen orientiert sich die Quartärgeologie im deutschsprachigen Raum zwar durchaus an glazialsedimentologischen Ansätzen, jedoch folgt die Terminologie in vielen Fällen nicht den international üblichen Standards. Gleichzeitig findet in der Physischen Geographie häufig eine aus der deutschen Bodenkunde entlehnte Methodik und Terminologie zur Beschreibung und Interpretation Anwendung, was u.a. zur Folge hat, dass die von der deutschsprachigen Quartärgemeinschaft derzeit genutzte sedimentologische

Nomenklatur nach wie vor mit stark geomorphologischen Konnotationen behaftet ist (Tabelle 1). Anhand dieser Beispiele wird deutlich, dass der Begriff ‚Moräne‘, bzw. verschiedene davon geformte Derivate, bis heute sowohl für glaziale Landformen als auch für primär an der Gletscher-*sohle* gebildete Sedimente genutzt wird, obwohl die klare begriffliche Trennung seit nunmehr über zwei Jahrzehnten empfohlen wird (z.B. PIOTROWSKI 1992, LUKAS 2004, WINKLER 2009, EHLERS 2011). Die daraus resultierende begriffliche Dichotomie führt nicht nur zu Schwierigkeiten in der fachlichen Kommunikation zwischen benachbarten Disziplinen, sondern auch dazu, dass sich deutsche und internationale Fachleute terminologisch voneinander entfernt haben und im Gelände, z.B. vor glazialen Aufschlüssen, nur unter Schwierigkeiten präzise miteinander kommunizieren können.

Mit dem vorliegenden Beitrag möchten die Verfasser auf eine Reihe von Problemen hinweisen, die sich aus der in Deutschland noch üblichen Vermischung geomorphologischer und sedimentologischer Termini ergibt, und gleichzeitig einen konstruktiven Vorschlag für eine zukünftige Nomenklatur unterbreiten. Um damit sowohl fortgeschrittene Wissenschaftler als auch praktisch arbeitende Geologen und Studenten der Quartärgeologie und Quartärwissenschaften allgemein zu erreichen, beginnen wir mit einer kurzen Darstellung der historischen Entwicklung der Tillforschung. Im folgenden Hauptteil des Beitrages fassen wir dann, veranschaulicht anhand von Beispielen, den aktuellen Wissensstand zur Genese und Ansprache glazialer Sedimente zusammen. Dabei werden verschiedene historische Konzepte und die daraus resultierenden Termini in

ihrem ehemaligen Zusammenhang erläutert, sodass auch heute obsoleter Termini der älteren Fachliteratur erklärt und verständlich werden; ein entsprechender Übersetzungsschlüssel wird in diesem Rahmen mitgeliefert.

2 Historische Entwicklung der Moränen- und Till-Nomenklatur

Die nach der heutigen Nutzung ambivalente Bedeutung des geomorphologischen und sedimentologischen Moränenbegriffs hat seinen Ursprung in der Verzahnung des französischen und deutschen Sprachgebrauchs im 18. und 19. Jahrhundert (von BÖHMERSHEIM 1901). So war der Begriff ‚Moräne‘ zur Zeit der ersten wissenschaftlichen Beschreibungen ein alltagssprachlicher Terminus der deutschsprachigen Alpenbewohner, der *ausschließlich* zur Beschreibung wallartiger Sedimentakkumulationen am Eisrand von Talgletschern benutzt wurde, und auch im französischen alpinen Sprachraum wurde der Begriff ‚*moraine*‘ in diesem Sinne im 18. Jahrhundert verwendet (DE SAUSSURE 1779).

Die Einführung des Moränenbegriffs in die deutsche Fachliteratur geht vermutlich auf AGASSIZ (1838) zurück, der diesen jedoch auch auf den im supraglazialen Transport befindlichen Schutt aktiver Gletscher anwendete (dieser war bis dahin mit dem in der Gegend um Grindelwald gebräuchlichen Begriff ‚*Guffer*‘ bezeichnet worden: siehe KUHN 1786, in von BÖHMERSHEIM 1901). Damit kam es bereits in Frühphase der Glazialforschung zur mißverständlichen Vermischung des ursprünglichen Landformenbegriffes mit dem supraglazialen Schuttkörper (vgl. LUKAS et al. 2007). Die darüber hinausgehende, und bis heute im

Tab. 1: Beispielhafte Zusammenstellung in der Literatur gebräuchlicher, unterschiedlicher und oft synonym nebeneinander verwendeter Bezeichnungen für primäres glaziogenes Sediment.

Tab. 1: Examples of the different terms employed to refer to primary glaciogenic sediments. Note that these are often used alongside each other and partly synonymously, even in the same contribution.

Terminologie	Bemerkung / Erklärung ¹	Quelle(n) / Autor(en)
Moräne	Bezeichnung sowohl für Sediment als auch für Landform	EHLERS 1990, 1994, 2011, HERGET 1997, KÜHN et al. 2002, KAMP & HASEROTH 2002, Zepp 2002, HANTKE & WAGNER 2004
Grundmoräne / Grundmoränenlandschaft	Bezeichnung für verschiedene unter dem Gletscher abgelagerte Sedimente und die daraus aufgebauten Landformen, die eine ehemalige Eisbedeckung anzeigen	GLATTHAAR & LIEDTKE 1981, LIEDTKE 1990, DAHM et al. 1985, BRAUN 1987, DRIESE 1990, EHLERS 1990, GRUBE 1990, VAN HUSEN 1990, HERGET 1997, 1998, KARTE 1998, KÜHN et al. 2002, KUHLE 2002, ZEPP 2002, WINKLER 2009
Geschiebelehm / -mergel	Lithofazielle Beschreibung diamiktischer glazialer Sedimente unterschiedlichen Karbonatgehaltes [entkalkt / kalkhaltig]	BRAUN 1987, HERGET 1997, KAISER et al. 2002, ZEPP 2002
Moränenmaterial / -sedimente / -ablagerungen / -schutt	s. Moräne & Grundmoräne	EHLERS 1990, 1994, 2011, GRUBE 1990, VAN HUSEN 1990, GLATTHAAR 1998, WINKLER & HAGEDORN 1999
Lokalmoräne	Moränensedimente, deren Zusammensetzung (Geschiebespektrum, Korngrößenfraktionen etc.) durch lokal anstehende Gesteine dominiert wird	GLATTHAAR & LIEDTKE 1981, BRAUN 1987, EHLERS 2011
Jung- bzw. Altmoränenlandschaft	Während der letzten bzw. vorletzten oder älteren Vereisung vergletschertes Gebiet	LIEDTKE 1981, 1990, GRUBE 1990, KÜHN et al. 2002, ZEPP 2002

¹ Bedeutung aus dem Kontext der betreffenden Quellen hergeleitet, sofern nicht explizit definiert.

Deutschen gebräuchliche, Anwendung des Wortes ‚Moräne‘ für bereits abgelagerte subglaziale Sedimente geht auf MARTINS (1842, in VON BÖHMERSHEIM 1901) zurück, der als erster auch Sedimente in subglazialer Position mit ‚*moraine profonde*‘ bezeichnete (VON BÖHMERSHEIM 1901). Diese Begriffsnutzung ist im historischen Kontext durchaus nachvollziehbar, denn die Sedimentologie war als eigenständige Disziplin zu dieser Zeit kaum entwickelt (OKADA & KENYON-SMITH 2009) und es bestand verständlicherweise noch kein Bewußtsein für die Problematik, die sich aus der doppeldeutigen Begriffsanwendung ergeben sollte. Im Gegensatz zum deutschen Sprachgebrauch bestand im angloamerikanischen Raum von Beginn an – bis auf wenige Ausnahmen – eine klare Trennung der Termini für glaziale Sedimente einerseits und der für glaziale Landformen andererseits (vgl. DREIMANIS 1988, BENN & EVANS 1998, 2010, EVANS & BENN 2004a, BENNETT & GLASSER 2009). Die Erforschung vor allem derzeit vergletschter Regionen hat in den letzten Jahrzehnten zu einem wesentlich besseren Verständnis glazialer Prozesse geführt und die Entwicklung eines einheitlichen Ansatzes sowie einer Terminologie nach sich gezogen, die unten detailliert erläutert werden.

3 Überblick zur aktuellen glazialsedimentologischen Terminologie

3.1 Diamikton

Wie bei allen sedimentologischen Aufnahmen ist auch bei der Beschreibung glazialer Sedimente auf ein systematisches Vorgehen zu achten, wobei jede genetische Interpretation auf möglichst viele Daten zu stützen ist (BENN & EVANS 2004). Für unsortierte und häufig matrixdominierte Sedimente, die in glazialen Milieus oft zur Ablagerung kommen, ist der lithologische Begriff ‚Diamikton‘ (engl. *diamicton*) zu verwenden. Damit werden auf neutrale Weise solche Sedimente beschrieben, die aus einer weitgehenden Vermischung von zwei oder mehreren granulometrischen Hauptbestandteilen hervorgegangen sind, und die in vielen Fällen bimodale Häufigkeitsmaxima (meist in der Schluff- und Sandfraktion) aufweisen, daneben jedoch auch Komponenten aller anderen Korngrößenklassen enthalten können (FRAKES 1978, EYLES et al. 1983, EVANS & BENN 2004b, BENN & EVANS 2010). Diamikte werden als korngestützt (*clast-supported*) oder matrixgestützt (*matrix-supported*) klassifiziert und sind meist ungeschichtet (*massive diamicton*), können jedoch auch grobe bzw. schwache Schichtungsmerkmale aufweisen (*stratified diamicton*). Aussagen zum Grad der Verfestigung wird häufig eine hohe Bedeutung zugemessen, da subglazial gebildete Diamikte aufgrund der Eisauflast meist überkonsolidiert (*overconsolidated*) sind, was von einigen Autoren auch als ‚Vorbelastung‘ bezeichnet wird (z.B. SCHLÜCHTER 1999). Angaben zur Konsistenz dieser Materialien können daher relevante Informationen zum Ablagerungsmilieu liefern (z.B. subglazial, subaerisch, subaquatisch), und daher schlagen z.B. KRÜGER und KJÆR (1999) folgende vierstufige Einteilung vor: (1) nicht kompaktiert (*loose, non-compacted*), (2) bröselig, leicht zu graben (*friable, easy to excavate*), (3) fest, schwer zu graben (*firm, difficult to excavate*) und (4) extrem fest (*extremely firm*).

Ein häufig auftretender Fehler, nicht nur bei Studierenden, ist der quasi-automatische Sprung vom lithologisch-deskriptiven Term ‚Diamikton‘ zum genetischen Begriff ‚Till‘. Eine solche vorschnelle genetische Schlussfolgerung ist jedoch in jedem Falle zu vermeiden, da Diamikte auch in glazialen und nicht-glazialen Ablagerungsräumen durch ganz verschiedene sedimentäre Prozesse entstehen können (siehe OWEN 1994, READING 1996, LUKAS 2004). So werden zahlreiche Diamikte als subaerische oder subaquatische Schlammströme gebildet oder entstehen durch periglaziale Verwitterungsprozesse. Selbst im Kontext glazialer Sedimentabfolgen ist die häufig anzutreffende automatische Parallelisierung der Begriffe ‚Diamikton‘ und ‚Till‘ ohne ausreichende Befundlage spekulativ, und entspräche der vorschnellen Interpretation aller massigen Siltablagerungen in Periglazialgebieten als Löss, ohne andere genetische Möglichkeiten in Betracht zu ziehen.

In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, dass die deutschen Begriffe ‚Gchiebemergel‘ und ‚-lehm‘ nicht für eine genetisch neutrale Sedimentbeschreibung geeignet sind und damit auch nicht als Ersatz für den deskriptiven Begriff ‚Diamikton‘ dienen können. Das terminologische Problem besteht darin, dass die Ansprache von Klastern als ‚Gchiebe‘ im quartärgeologischen Sprachgebrauch bereits ein Sediment glazialen Ursprungs festlegt. Hinzu kommt, dass die Zusätze -mergel und -lehm die stoffliche Zusammensetzung spezifizieren (Vorhandensein von Karbonat bzw. Fehlen durch postsedimentäre Entkarbonatisierung) und damit nicht für eine Bestimmung der faziellen Genese geeignet sind (vgl. PIOTROWSKI 1992, LUKAS 2004). Aus diesen Erwägungen ergibt sich, dass der Begriff ‚Diamikton‘ für eine explizit deskriptive Ansprache von schlecht sortierten Korngemischen vorzuziehen ist, da es sich hierbei um einen lithologisch neutralen, nicht-genetischen Begriff handelt. Im Weiteren folgt ein zusammenfassender Überblick der verschiedenen Till-Typen sowie der wichtigsten Charakteristika, die zu ihrer Unterscheidung im Gelände und Labor herangezogen werden können.

3.2 Tills

Das Wort ‚Till‘ hat seinen etymologischen Ursprung in der Alltagssprache Schottlands, wo er lange vor der Akzeptanz der Glazialtheorie benutzt wurde, um einen Boden „aus steinigem Ton“ zu beschreiben (FLINT 1971: 148). Aufgrund der herausragenden Bedeutung Schottlands für die Entwicklung der frühen Glazialgeologie (z.B. GEIKIE 1863) fand der Begriff frühzeitig Einzug in die angloamerikanische Glazialterminologie. In der Literatur werden unterschiedliche Arten von Till aufgeführt. Im Folgenden werden die gängigsten Arten beschrieben, diskutiert und sinnvolle Übersetzungen in die deutsche Terminologie vorgeschlagen. Dabei werden auch solche Till-Typen angeführt, die heute größtenteils nicht mehr als eigenständige Tills anerkannt werden. Für die INQUA Kommission zur ‚Genese und Lithologie quartärer Ablagerungen‘ definierte DREIMANIS (1988: 41) einen Till *sensu lato* als ein primäres glaziales Sediment, welches „durch das unmittelbare Herauslösen von Schutt aus dem Gletscher durch basales Absetzen, Ausschmelzen oder Sublimation entsteht“. Es ist anzumerken, dass die ursprüngliche Till-Definition damit in

gewissem Umfang Resedimentations- und Aufarbeitungsprozesse mit einbezogen, auch wenn diese bei der Tillgenese keine dominante Rolle einnehmen sollten (DREIMANIS 1988: 41f.). Dagegen schließen die neueren Definitionen von Till explizit die von DREIMANIS (1988) noch einbezogene Resedimentation und Aufarbeitung bei der Tillgenese aus (LAWSON 1988, HICOCK 1990, BENN & EVANS 1996, 1998, 2010, EVANS & BENN 2004b, EVANS et al. 2006, LUKAS et al. 2012). Subaquatische Tills, ursprünglich als Ablagerung in wassergefüllten subglazialen Becken oder unter Eisschelfen definiert (DREIMANIS 1988, PIOTROWSKI 1992), werden aufgrund der heute enger gefassten Definition, die das Sedimentieren durch eine Wassersäule ausschließt, nicht mehr zu den Tills gerechnet. Sofern möglich, sollten diese Sedimente nach den jeweiligen Geneseprozessen weitergehend klassifiziert werden, wobei Diamikte in diesem Ablagerungsraum meist als subaquatische Schlammstromablagerungen (engl. *subaqueous debris flow*) oder durch das Ausregnen von Material aus der aufschwimmenden Gletscherbasis oder aus Eisbergen entstehen (Abtropfdiamikton, engl. *undermelt diamicton*, *dropstone diamicton*).

Innerhalb des oben beschriebenen Definitionsrahmens für Till, der die Resedimentation sowie die Aufarbeitung durch fließendes Wasser kategorisch ausschließt, wurden die folgenden drei primären Tilltypen unterschieden:

(a) Absetz- oder Setztill (engl. *Lodgement till*) entsteht durch das Herauslösen von Material aus dem basalen Gletschereis, wobei Partikel, Klasten oder Sedimentschollen durch ‚Aufschmieren‘ am Gletscherbett zur Akkumulation teils mächtiger Sedimentpakete führen kann (PIOTROWSKI 1992, BENN & EVANS 1998). Physikalisch erfolgt das Absetzen von Material aus der Gletschersohle entweder, wenn die auf die Klasten wirkenden retardierenden Reibungskräfte am Gletscherbett die Adhäsionskräfte des Eises übersteigen oder wenn Material durch basales Druckschmelzen freigesetzt wird. Aufgrund seiner Entstehung an der Basis gleitender Gletscher ist ein Setztill in vielen Fällen sehr stark verfestigt (engl. *overconsolidated*) und von massiger Erscheinung. Verbreitet finden sich makro- und mikroskopische, subhorizontal orientierte Scherklüfte, die glaziotektonisch angelegt sind und im Zuge des Austrocknens bzw. der Verwitterung als Kontraktions- oder Entlastungsklüfte sichtbar werden (Abb. 1a–c). Geschiebe im Lodgement Till sind zumeist gut kantengerundet, zeigen oft geschrammte bzw. polierte Oberflächen und sind durch Detersion, Klast-Rotation und Mikro-Detraktion geometrisch oft in ‚Projektilform‘ entwickelt (engl. *bullet-shaped clast*; Abb. 1d). Weitere ehemals gängige Kriterien für die Identifikation von Setztills finden sich in den Zusammenstellungen von PIOTROWSKI (1992), KRÜGER (1994) und BENN & EVANS (1998). Allerdings ist es nach heutigem Kenntnisstand und auf Grundlage moderner mikromorphologischer Untersuchungen zweifelhaft, ob reine Setztills in der Realität überhaupt auftreten (EVANS et al. 2006; siehe Diskussion unten).

(b) Basaler Ausschmelztill (engl. *meltout till*) entsteht subglazial durch das Ausschmelzen schuttreichen basalen Eises von stagnierenden oder nur langsam fließenden Gletschern (BENN & EVANS 1998). Häufige Strukturen umfassen grobe Schichtungsmerkmale häufig mit einer Wechsellagerung von diamiktischen und geringmächtigen sortierten Lagen sowie der symmetrischen Drapierung eingeschlos-

sener Geschieben durch o.g. Lagen (PAUL & EYLES 1990, PIOTROWSKI 1992). Manche Autoren zählen auch Sedimente, die durch das supraglaziale Ausschmelzen von Schutt auf stagnierenden Eiskörpern entstehen, zu den Ausschmelztills (*supraglacial meltout till*; z.B. BOULTON 1970, DREIMANIS 1988) obwohl gravitative Materialverlagerungen häufig maßgeblich an der Genese dieser Ablagerungen beteiligt sind. Generell ist anzumerken, dass die im Austauprozess entstehenden Schmelzwässer mit hoher Wahrscheinlichkeit zu einer sekundären Aufarbeitung der ausschmelzenden Materialien führen, wodurch sich ein Widerspruch zur INQUA Definition von primärem Till ergibt („... abgelagert vom Gletschereis ohne maßgebliche Aufarbeitung durch fließendes Wasser“, DREIMANIS 1988). Aufgrund des anzunehmenden Einflusses sekundärer Aufarbeitungsprozesse ist insgesamt von einem nur geringen Erhaltungspotential der primären Ablagerungsstrukturen (wie z.B. Stratifizierung) in subglazialen und supraglazialen Ausschmelztills auszugehen (PAUL & EYLES 1990, LUKAS et al. 2005, 2007, EVANS et al. 2006, LUKAS 2007, 2011, EVANS 2009).

Der Sublimationstill (engl. *sublimation till*) galt als eine besondere Variante des Ausschmelztills, da hierbei das im Gletschereis transportierte Material durch Sublimation frei wird, d.h. durch den direkten Phasenübergang von Eis zu Wasserdampf, ohne eine zwischengeschaltete Verflüssigung. Direkte Beobachtungen haben gezeigt, dass sich Ablagerungsprozesse durch Sublimation sehr langsam vollziehen und nur zu geringmächtigen Tilllagen (dm-Bereich) führen; zudem ist dieser Tilltyp auf Gletscher extrem kalter und arider Klimazonen (z.B. rezent in der Antarktis) beschränkt (LUNDQVIST 1989, BENN & EVANS 1998). Aus diesen Gründen ist es unwahrscheinlich, dass Sublimationstills in größerer Verbreitung und Mächtigkeit in den während des Pleistozäns vereisten Gebieten der mittleren Breiten auftreten.

(c) Deformationstill (engl. *deformation till*): Definiert als Sediment, „das durch Scherung in einem subglazialen Deformationshorizont weitestgehend disaggregiert und zu großen Teilen homogenisiert wurde“ (BENN & EVANS 1998: 390). Der subglaziale Deformationshorizont (engl. *deforming bed*) beschreibt dabei eine max. 2 m mächtige wassergesättigte Lockersedimentzone aus Till oder eisüberfahrenen Sedimenten, welche an der Basis vieler temperierter Gletscher zu finden ist. Die in dieser Zone auftretenden hohen Porenwasserdrücke reduzieren die Kohäsion innerhalb der subglazialen Sedimente und führen, in Kombination mit den Reibungseffekten der basalen Eisbewegung, zu einer durchgreifenden mechanischen Homogenisierung der subglazialen Sedimente (= ‚deforming layer‘). Prinzipiell lässt sich der Prozess mit dem Um- bzw. Unterrühren verschiedener Komponenten zu einer homogenen ‚Paste‘ vergleichen; mögliche präexistente sedimentäre Strukturen werden dabei weitestgehend zerstört. Neuere Prozessstudien an rezenten Gletschersohlen belegen, dass einzelne vom Eis in das Sediment hineinragende Unregelmäßigkeiten (z.B. angefrorene Klasten) durch ihre ‚pflügende‘ Bewegung eine wesentliche Rolle bei der physischen Homogenisierung subglazialer Lockersedimente spielen (z.B. TULACZYK et al. 2000, 2001, EVANS et al. 2006).

In der älteren Literatur wird der Deformationstill zumeist als massig-schichtungsloser Diamikt beschrieben,



Abb. 1: (a)–(c): Verschiedene Ausprägungen von Klüftung in Diamikten, in diesem Fall sämtlich subglaziale Traktionstill. (a): Liefdefjord, Dänemark; (b)–(c): Insel Poel, Deutschland; (d): Verschiedene Rundungsgrade geschößartiger Geschiebe, die aus einem subglazialen Traktionstill isoliert wurden. Man erkennt, von rechts nach links, die progressive Rundung durch fluviatile Prozesse vor der Wiederaufnahme in die basalen Eislagen und damit auch die Mischung von Material unterschiedlicher Transportstadien („Reife“). Hornkees, Österreich.

Fig. 1: (a–c): Examples of the different character of fissility in diamicts, in this case subglacial traction tills. (a) Liefdefjord, Denmark; (b–c): Isle of Poel, Germany; (d): different degrees of rounding in bullet-shaped clasts extracted from subglacial traction till. Progressively more intense fluvial reworking prior to re-incorporation of these clasts into the basal sediment layer is evident from right to left, indicating the mixing of material with very different transport histories („maturity“). Hornkees, Austria.

wobei zum Teil deutliche Anzeichen für Verfaltung und Scherung, die vor allem an verformten *intra-till* Sedimentlinsen (*streaked-out sediment lenses*) sichtbar werden, auftreten können. Ausführliche Darstellungen der für den Deformationstill ehemals verwendeten diagnostischen Merkmale finden sich u.a. bei BENN & EVANS (1996, 1998), VAN DER WATEREN (1995), VAN DER WATEREN et al. (2000) und PIOTROWSKI et al. (2001). Neuere konzeptionelle Arbeiten zur Klassifikation von Till weichen insofern von früheren Vorstellungen zum Deformationstill ab, als dass für durch aktive Eisbewegung deformierte Lockergesteine (seltener auch Festgesteine), die selbst nicht glaziogenen¹ Ursprungs sind, der Begriff ‚Glaziotektonit‘ (engl. *glaziotectonite*) eingeführt wurde (BANHAM 1977, BENN & EVANS 1996). Inbegriffen sind Locker- und Festgesteine, die durch „subglaziale Scherung deformiert wurden, jedoch einige Charakteristika des Ausgangsmaterials beibehalten“ (BENN & EVANS 1998: 387). Nach dieser Einteilung werden vom Ursprung her nicht-glaziogene Sedimente, die während eines Eisvorstoßes überfahren und tektonisch beansprucht wurden, von „echtem“ Deformationstill unterschieden (BENN & EVANS 1996, LUKAS 2005, 2007, 2012). Entscheidendes Merkmal der

Glaziotektonite ist ein im Vergleich zum Deformationstill geringerer Grad an tektonisch bedingter Homogenisierung, weshalb bei Glaziotektoniten typischerweise Reste ursprünglicher Sedimentstrukturen erhalten sind. Glaziotektonisierter Fels, der im Kontakt mit der Gletscherbasis stand, enthält typischerweise schluffige Einschaltungen und kleinere Felsfragmente in Klüften (EVANS et al. 1998, PHILLIPS et al. 2013).

An vielen glazialen Aufschlüssen ist ein Ineinandergreifen verschiedener Tilltypen zu beobachten, wobei es, auch auf kurzer Distanz, zu nahezu stufenlosen Übergängen zwischen zwei Tilltypen kommen kann. Um dies zu erklären, wurde von verschiedenen Bearbeitern (u.a. HICOCK 1990, BENN & EVANS 1996) angeführt, dass die grundsätzlichen tillgenetischen Prozesse des ‚Ausschmelzens‘, der ‚Setzung‘ und der ‚Deformation‘ nicht strikt voneinander trennbar sind, sondern dass diese vielmehr die konzeptionellen Endpunkte eines Till-Kontinuums bilden (Abb. 2). Damit wird die z.T. erhebliche natürliche Variabilität innerhalb einzelner Tills erklärbar. Durch die Verlängerung des „primären Till-Dreiecks“ kann zudem der Einfluss gravitativer Umlagerungsprozesse erfasst werden, die viele primäre Tills

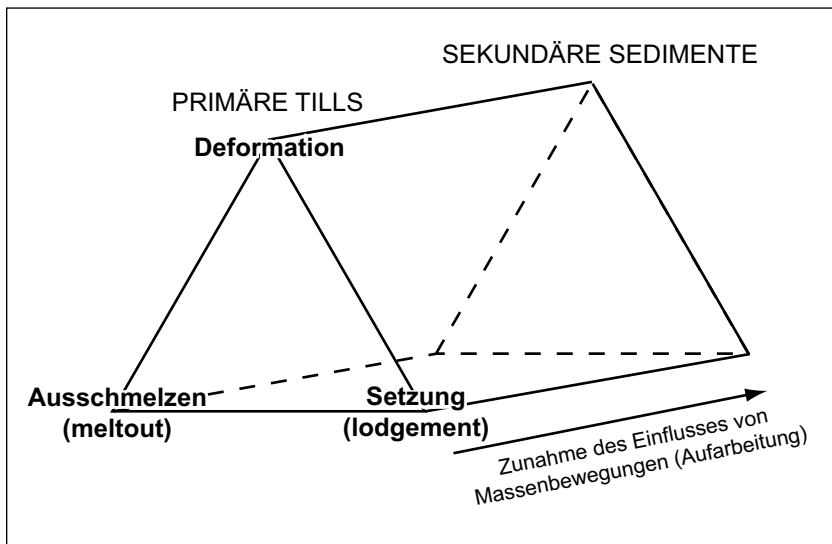


Abb. 2: Das ursprüngliche Till-Prisma nach HICOCK (1990), abgeändert und weiterentwickelt von BENN & EVANS (1996, 1998). Das Diagramm wurde als konzeptionelle Visualisierungshilfe entwickelt, um die Verknüpfung verschiedener Prozesse bei der Till-genese darzustellen („process-product continuum“).

Fig. 2: The original till-prism (after HICOCK 1990, modified by BENN & EVANS 1996, 1998). This diagram was originally developed to visualise the concept of linkages between the different processes that play a role in till genesis (‘process-product continuum’).

im Zuge des Eisrückzuges und -zerfalls erfahren. Sowohl gravitative Umlagerung als auch Aufarbeitung durch fließendes Wasser führen jedoch zur Transformation in eine durch sekundäre Merkmale dominierte Ablagerung, die dann nicht mehr als Till bezeichnet werden sollte (HICOCK 1990, BENN & EVANS 1996). Aus diesem Grund sind solche glazialen Diamikte, die nach DREIMANIS (1988) noch zu den Tills gerechnet wurden, in den nachfolgenden Klassifikationen nicht mehr enthalten. Dies betrifft z.B. Ablagerungen, die früher als ‚Fließmoräne‘ (*flow till*) angesprochen wurden, die jedoch heute, je nach Milieu und spezifischem Sedimentationsprozess, entweder den subaerischen, supraglazialen oder subaquatischen Schlammstromablagerungen (engl. *subaerial, supraglacial, subaqueous debris flow*) zugeordnet werden (LAWSON 1988, BENN 1992, KRIENKE 2003, EVANS & BENN 2004a, LUKAS 2005, 2007, 2012, PHILLIPS 2006, REINARDY & LUKAS 2009, EVANS & HARRISON 2014). Gleichsam ist der Glaziotektonit, aufgrund der zumeist erhaltenen Merkmale der Ausgangsfazies, als Zwischenstufe zum vollendeten Deformationstill aufzufassen, und wird demnach nicht zu den Tills *sensu stricto* gerechnet (BENN & EVANS 1996, 1998).

In einem der wohl provokativsten Beiträge zur Tillforschung der letzten Jahre argumentieren VAN DER MEER et al. (2003), dass mikromorphologische Untersuchungen eine klare Dominanz deformativer Elemente in allen Tills belegen, und dass mithin auf dieser Maßstabsebene kaum diagnostische Merkmale für einen differenzierbaren sedimentären Ursprung vorliegen. Nach VAN DER MEER et al. (2003) ergibt sich daraus, dass die bis dahin definierten und oben genannten tillgenetischen Prozesse in ihrer Reinform vermutlich nicht existieren und damit auch nicht Grundlage für eine Differenzierung verschiedener Tilltypen sein kann. Auf Grundlage der mikromorphologischen Hinweise schlussfolgern VAN DER MEER et al. (2003), dass *alle* Tills in einem subglazialen Deformationshorizont (*deforming bed*) entstehen. Akzeptiert man diese Neudefinition, so entfallen alle o.g. sedimentären Till-Typen zugunsten eines einzigen strukturell geprägten Tilltyps, dem sogenannten ‚Tektomikt‘. Aus Sicht vieler anderer Bearbeiter ist jedoch die alleinige Anwendung mikromorphologischer Kriterien bei der Tillansprache, d.h. ohne Hinzuziehung makroskopi-

scher Befunde, weder konzeptionell zufriedenstellend noch im Gelände praktikabel. Vielmehr belegen zahlreiche neuere Studien, dass mikro- und makroskopische Ansätze im Verbund genutzt die beste Grundlage für eine präzise genetische Till-Ansprache liefern (z.B. BENN et al. 2004, EVANS et al. 2006).

Die durch den Beitrag von VAN DER MEER et al. (2003) ausgelöste Diskussion zur Tillklassifikation ist in jüngerer Zeit durch ein neues Nomenklaturkonzept abgelöst worden: In einem umfangreichen Überblick zum Stand der Tillforschung tragen EVANS et al. (2006) einen Großteil der verfügbaren Daten zur Till-Sedimentologie aus makro- und mikroskopischen Arbeiten, Laborversuchen und geophysikalischen Messungen an der Basis rezenter Gletscher zusammen. EVANS et al. (2006) schlussfolgern, dass fast alle Tills das Produkt einer Prozesskopplung mehrerer subglazialer Abläufe sind, die sich sowohl zeitlich als auch räumlich überlagern (bezeichnet als ‚polythermales-polyrheologisches subglaziales Mosaik‘). Je nach den subglazialen Rahmenbedingungen tragen Ablagerung *und* Deformation (einschließlich der Homogenisierung präexistenter Sedimente) demnach zur Entstehung eines Tills bei, wobei der Anteil der jeweiligen Teilprozesse als variabel einzustufen ist. Entscheidend ist dabei die Erkenntnis, dass die frühere prozessspezifische Differenzierung in reine Lodgement, Deformation und Basal Meltout Tills (s. Abb. 2) der Komplexität und Überlagerung verschiedener tillgenetischer Prozesse nicht ausreichend Rechnung trägt.

EVANS et al. (2006) empfehlen daher, künftig nur noch solche Tilltypen terminologisch zu unterscheiden, die als klar trennbare Einheiten beschreibbar sind und für die objektiv nachvollziehbare diagnostische Kriterien existieren. Danach wird der neu definierte ‚subglaziale Traktionstill‘ (engl. *subglacial traction till*) in die Nomenklatur eingeführt, der sowohl die vormaligen Typen ‚Setztill‘ (*lodgement till*) und Deformationstill (*deformation till*) ersetzt und subsummiert als auch Sonderfälle wie Leeseitenverfüllungen (*lee-side cavity fills*) umfasst. Ferner schlagen EVANS et al. (2006) vor, die Begriffe ‚subglazialer Ausschmelztill‘ (*subglacial melt-out till*) und Sublimationstill (*sublimation till*) vorerst beizubehalten, diese jedoch aufgrund der beschriebenen Probleme bezüglich der Genese und des Erhal-

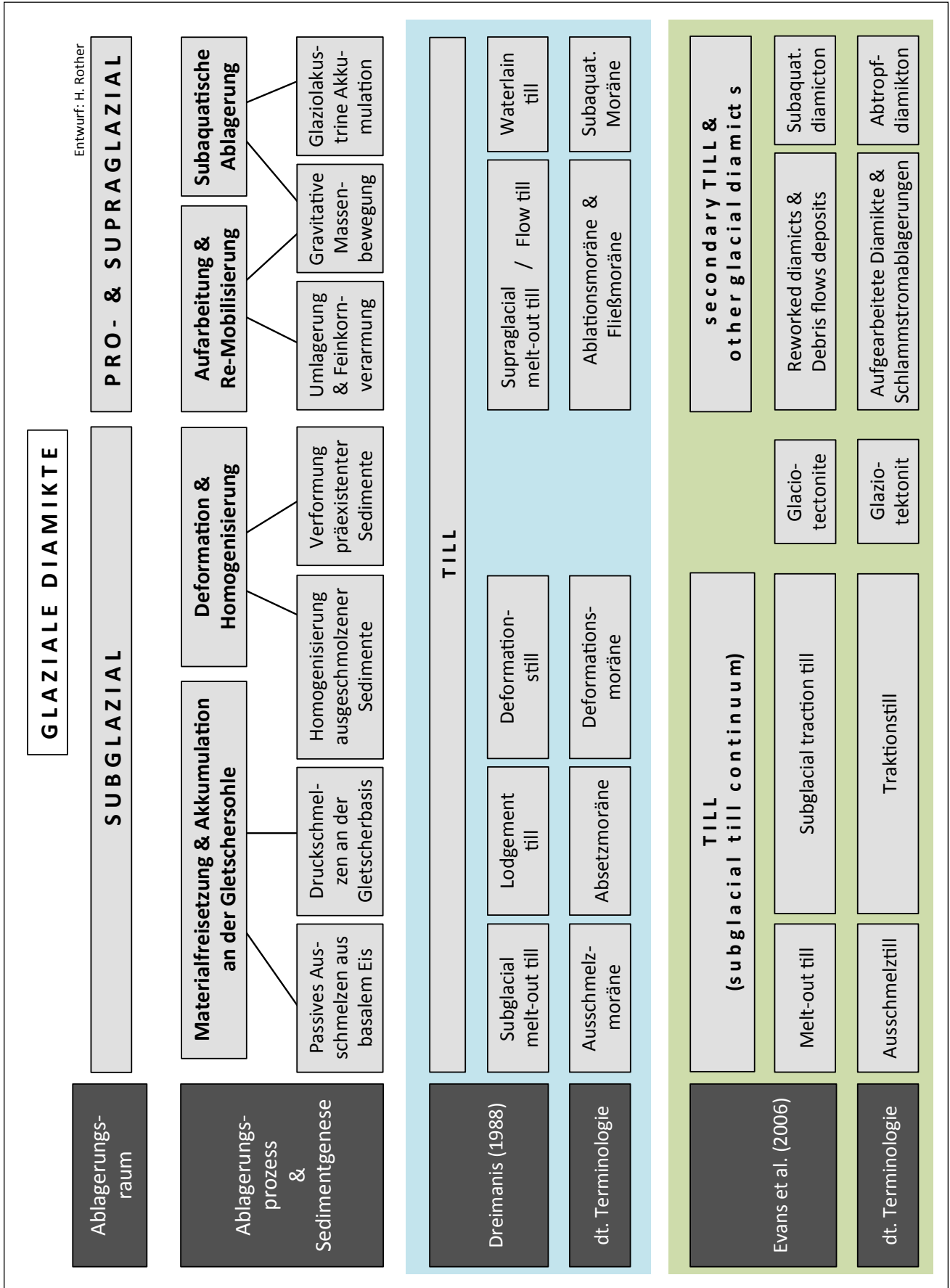


Abb. 3: Schematische Überblick zu den Ablagerungsräumen und -prozessen von Till und anderen glazialen Diamikten mit den Nomenklatursystemen von DREIMANIS (1988) und EVANS et al. (2006) sowie ihren deutschsprachigen Entsprechungen.

Fig. 3: Schematic overview of the different depositional processes and environments of till and other glacial diamictic sediments. This overview incorporates and translates the nomenclature of DREIMANIS (1988) and EVANS et al. (2006) into their respective German equivalents.

tungspotentials zunächst noch als theoretische Konzeptbegriffe zu betrachten, die weiterer rigoroser Überprüfung an rezenten Gletschern bedürfen und nicht unkritisch verwandt werden sollten. Im Folgenden werden die hier eingeführten Till-Begriffe nochmals definiert und nach ihren Haupteigenschaften beschrieben (EVANS et al., 2006: 169). Eine zusammenfassende Darstellung der Ablagerungsräume, genetischen Prozesse und verschiedenen Nomenklatorsysteme für Till und verwandte glaziale Diamikte findet sich in Abb. 3.

Subglazialer Traktionstill (STT; subglacial traction till)

Subglaziale Sedimentablagerung eines Gletschers, der entweder aktiv über sein Bett gleitet und/oder dieses im Zuge der Bewegung durchgreifend deformiert (*deformable bed*). Die Freisetzung von Material an der Gletschersohle erfolgt zumeist durch Druckschmelzen, in anderen Fällen wird Material vom bestehenden Substrat losgelöst, disaggregiert und weitestgehend durch Scherung homogenisiert. Traktionstills weisen typischerweise scharfe bzw. erosive

Kontakte zu liegenden Einheiten auf, die zum Teil durch Scherung oder Schleppepfalten in den STT inkorporiert werden (Abb. 4a). STTs können ein sowohl massiges als auch klüftiges Erscheinungsbild zeigen, wobei Geschiebe häufig in Eisfließrichtung eingeregelt sind (Richtungsgefüge).

Subglazialer Ausschmelztill (SAT; subglacial meltout till)

Durch stagnierende oder langsam fließende Gletscher gebildete subglaziale Diamikte, welche durch Materialfreisetzung aus schuttreichem basalem Eis entstehen und nicht durch nachfolgende gravitative Umlagerung, Deformation oder fluviale Auswaschung überprägt wurden. Unter Zuhilfenahme der an rezenten Gletschern beobachteten Mächtigkeiten schuttreichen basalen Eises (typischerweise zwischen 0,5–2,5 m) mit einem Schuttgehalt von meist unter 20 % ergibt sich, dass resultierende SAT-Einheiten kaum mächtiger als ca. 0,5 m sein können. Aufgrund fehlender oder stark begrenzter Eisbewegung bei der Genese von SAT werden kaum Scherklüfte angelegt, und das für den STT typische klüftige Erscheinungsbild fehlt. Als Ar-

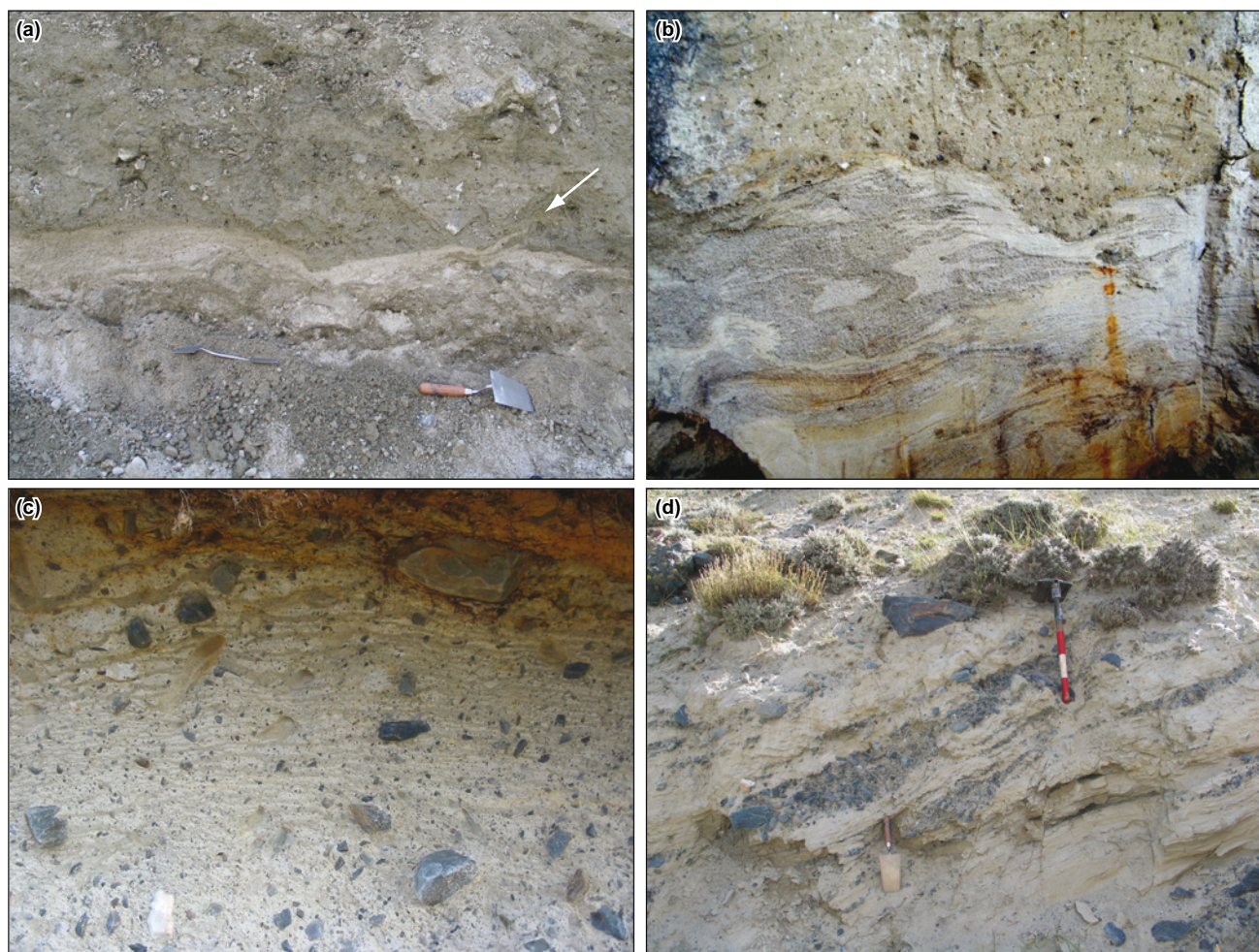


Abb: 4. (a) gefaltete Schmelzwassersande unterlagern STT, Hornkees, Österreich. (b) Typ-A Glaziotektonit aus zerscherten glaziofluvialen Sand- und Kiesschichten, überlagert durch subglazialen Traktionstill (Glowe, Rügen); (c) Glaziotektonit (Typ A) aus stark deformierten und nahezu vollständig homogenisierten Einheiten einer ehemaligen Wechsellagerung von Schlammstromablagerungen (debris flows) und fluvialen Schichtlagen (wash horizons), Loch Shin, NW Schottland; (d) Glaziotektonit (Typ B) mit ähnlicher Wechsellagerung wie in (c), nur wesentlich geringer deformiert, so dass noch einzelne Linsen und Augenstrukturen (boudinage) klar erkennbar sind. Chagan-Tal, Russischer Altai.

Fig. 4: (a) Folded outwash underlying STT, Hornkees, Austria. (b) Type-A glacioteconite formed from sheared glaciofluvial sand and gravel layers, overlain by STT (Glowe, Isle of Rügen); (c) glacioteconite (type A) formed from heavily deformed and nearly completely-homogenised debris flow units and intercalated fluvial units (wash horizons), Loch Shin, NW Scotland; (d) glacioteconite (type B) with similar alternating layers to (c), albeit much less strongly deformed, as evident from clearly-visible individual layers and augen-shaped lenses (boudinage). Chagan valley, Russian Altai.

tefakt der direkten Ablagerung aus stratifiziertem basalen Eis weisen SATs nach manchen Autoren selbst Schichtungsmerkmale auf (HALDORSEN & SHAW 1982, EVANS et al. 2006). Die obenstehend definierten Tillvarianten (STT, SAT) können nach EVANS et al. (2006) als Gruppe der terrestrisch gebildeten subglazialen oder basalen Tills zusammengefasst werden.

Glaziotektonit (GT; glacioteconite)

Bezeichnung für Lockersedimente oder brekzierte Festgesteine auch nicht-glazialen Ursprungs, welche durch subglaziale Scherung stark deformiert wurden, jedoch strukturelle Charakteristika des Ausgangsmaterials beibehalten. Je nach Intensität der tektonischen Beanspruchung (engl. *stress*) werden extrem stark deformierte Materialien als Glaziotektonit Typ A und solche mit geringem Verformungsgrad (engl. *strain*) als Typ B Glaziotektonit bezeichnet (BENN & EVANS 1996, 1998, 2010, EVANS et al. 2006, Abb. 4b, c). Glaziotektonite sind nicht zu den primären Tills zu rechnen (Abb. 3, 5).

Für Till und verwandte Sedimente wurde und wird in der deutschen Terminologie häufig der zusammenfassende Oberbegriff ‚Grundmoräne‘ genutzt, wodurch geomorphologische und sedimentologische Konnotationen vermengt werden. Problematisch ist außerdem, dass ‚Grundmoränen‘ ein dermaßen weites Spektrum unterschiedlicher glazialer und verwandter Sedimenttypen umfassen, dass der Begriff sedimentologisch und genetisch nur von geringem Bedeutungsinhalt ist. Im internationalen Sprachgebrauch wird der Grundmoränenbegriff daher nur zur allgemeinen Beschreibung und Einordnung glazialer Landschaftsformen (z.B. *hummocky ground moraine*) genutzt, jedoch nicht im Sinne einer Ansprache im Rahmen der Sedimentinterpretation (z.B. SHARPE 1988, KRÜGER 1994, BENN & EVANS 1998). Gleichlautende Empfehlungen zur Nutzung des Begriffs finden sich auch in der deutschen Literatur (LUKAS 2004, WINKLER 2009) und sollten aus Sicht der Autoren zukünftig Beachtung finden. Ein zusammenfassender Überblick zu den Merkmalen von Till und verwandten glazialen Diamikten findet sich in Abb. 5.

3.4 Moränen: Prozesse der Landformengenesse

Trotz der zentralen Bedeutung eisrandlicher Moränen für viele Aspekte glazialgeologischer Rekonstruktion besteht auch heute noch erheblicher sedimentologischer Forschungsbedarf, um die genetischen Zusammenhänge zwischen den geomorphologischen Moränentypen und den sie aufbauenden Sedimenten systematisch zu verstehen (vgl. Sharp, 1984; Evans, 1989, 2009; Bennett, 2001; Evans & Hiemstra, 2005; Lukas, 2012; Lukas et al., 2012). Wichtig ist auch hierbei, klar zwischen Form (Landform) und Inhalt (Sediment) zu unterscheiden, damit keine vorschnellen Schlüsse über die Moränengenesse und deren paläoklimatische Signifikanz gezogen werden. Aus den verfügbaren Detailstudien ergeben sich drei Hauptprozesse, die an der Formung von Moränen (im geomorphologischen Sinn) maßgeblich beteiligt sind.

3.4.1 Gravitative Prozesse

Hierzu gehören sämtliche Prozesse, die unter Einfluss der Schwerkraft zu sedimentären Massenbewegungen und letztlich zur Bildung morphologischer Vollformen am Eisrand führen. So rutschen oder fließen auf der Eisoberfläche vorhandene Sedimente unter Schmelzwassersättigung häufig als gravitative Schlammströme ab (*supraglacial debris flow*, Abb. 6a), zusätzlich kommt es durch Verringerung des Porenraumes an der Oberfläche eines Schlammstroms zum Schmelzwasseraustritt und zur hangabwärtigen Verlagerung von Feinmaterial (z.B. BENN 1992, LUKAS 2005, LUKAS et al. 2005, 2012, PHILLIPS 2006, REINARDY & LUKAS 2009, Abb. 5a). Desweiteren lässt sich an vielen rezenten Eisrändern beobachten, dass supraglaziale Blöcke die Eisoberfläche herabrollen oder stürzen und in die Eisrandlage inkorporiert werden. Teilweise ergeben sich dadurch auch linienhafte Akkumulationen von Blöcken auf der Moränenoberfläche (‚boulder lines‘) oder Blockanhäufungen zwischen Moränenfragmenten (SHARP 1984, BENN 1992, WINKLER & NESJE 1999, LUKAS 2005, 2012, PHILLIPS 2006, REINARDY & LUKAS 2009, Abb. 6b). Entlang eines stagnierenden, d.h. stabilen Eisrandes können diese Prozesse zur allmählichen Formation markanter Moränenrücken oder, bei sedimentären Punktquellen wie Austritten englazialer Schmelzwassertunnel, zur Bildung einzelner Moränenhügel führen (z.B. KRÜGER & ABER 1999, LUKAS & SASS 2011, LUKAS 2012).

In vielen Fällen werden die Materialien zunächst im direkten Kontakt zum aktiven Gletschereis oder Toteis akkumuliert, wobei letztere als Widerlager dienen und größere Aufschüttungen erst ermöglichen (LUKAS 2005, BENN & EVANS 2010). Bei nachfolgendem Rückzug verliert die Aufschüttung meist ihr Widerlager und die Form kollabiert, so dass der eis-proximale Hang der Moräne normalerweise den kritischen Böschungswinkel des Materials (je nach Steinanteil 30–35°) erreicht (BENN 1992, LUKAS 2005, 2012, LUKAS et al. 2012, Abb. 6c).

Die aus diesen Prozessen resultierende Endmoränenmorphologie weist häufig eine deutliche Asymmetrie auf, die durch einen steilen eiszugewandten und einen deutlich flacheren eisabgewandten Hang gekennzeichnet ist (Abb. 5c). Letzterer repräsentiert in vielen Fällen die ehemalige Rampe eines Eiskontakt-Schutfächers, der aus gestapelten Schlammstromablagerungen aufgebaut ist (LAWSON 1981, 1982, BENN 1992, LUKAS 2003, 2005, 2007, 2012). Im Deutschen ist für diesen Moränentyp der Begriff ‚Satzendmoräne‘ gebräuchlich (z.B. GRIPP 1975, LIEDTKE 1981), allerdings wird diese Bezeichnung häufig aufgrund rein morphologischer Kriterien verwendet, ohne dass sedimentologische Daten zum Prozess der Moränenbildung hinzugezogen werden. Die Autoren empfehlen, auf diese genetische Interpretation zu verzichten, solange keine klaren sedimentologischen Befunde für eine Moränenbildung durch dominierend gravitative Akkumulation vorliegen.

3.4.2 Glaziotektonisch stauende Prozesse

Im Gegensatz zur Satzendmoränenbildung entlang positionsstabiler Gletscher, die sich annähernd im Massengleichgewicht befinden, führen aktiv vorstoßende bzw. stark oszillierende Gletscherränder zur Bildung glaziotektonisch ge-

Klasse	Sedimenttyp	Untertyp	Diagnostische Merkmale	
Primäre glaziale Diamikte	Till	Subglazialer Traktionstill	<ul style="list-style-type: none"> - ungeschichtetes Sediment in bindiger stark konsolidierter Grundmasse - schlecht sortiert mit variablen Geschiebeanteilen in der Kies- bis Blockfraktion - basaler Kontakt scharf & oft mit Scherzone 	<ul style="list-style-type: none"> - massiges Erscheinungsbild oft mit ausgeprägtem Kluffgefüge - Geschiebe häufig kantengerundet und eingeregelt; gekritzte & polierte Oberflächen - lokal: stark deformierte Kies- & Sandlinsen
		Subglazialer Meltout Till	<ul style="list-style-type: none"> - diamiktisches Gemisch in sandig-schluffiger, teils toniger Matrix - Auftreten von Schichtungsmerkmalen, Drapierung größerer Klusten durch Feinkornlagen 	<ul style="list-style-type: none"> - schwächere Kompaktierung, Kluffgefüge & Scherzonen fehlen typischerweise - lokal: geschichtete Kies- und Sandlinsen als Reste en- & subglazialer Schüttungen
Sekundäre glaziale Diamikte	subglazial deformierte Locker- & Festgesteine	Glaziotektonit	<ul style="list-style-type: none"> - präexistierende durch den Gletscher subglazial deformierte Materialien - Glaziotektonite enthalten lithologische & strukturelle Merkmale des Ausgangsgesteins 	<ul style="list-style-type: none"> - Typ A: intensiv geschert und brekziert; präexistente Merkmale nur undeutlich erhalten - Typ B: niedriggradig und v.a. duktil deformiert; präexistente Merkmale deutlich erhalten
	Gravitative Massenbewegungen	Schlammstromablagerung	<ul style="list-style-type: none"> - durch Rutschung oder Abfließen von der Eisoberfläche mobilisierter glazialer Schutt - häufig grob stratifiziert, teilweise gradiert 	<ul style="list-style-type: none"> - Auftreten von charakteristischen Fließstrukturen sowie Rutsch- und Schleppfalten - am Schichtkontakt zu unterlagernden Einheiten oft Belastungsmarken
	Sekundär aufgearbeitete Diamikte	Ablationsdiamikton	<ul style="list-style-type: none"> - im Niedertauprozess gebildetes Diamikton mit zahlreichen supraglazialen Komponenten - meist sandige Matrix; vermutlich infolge von sekundärer Durchspülung an Feinkorn verarmt 	<ul style="list-style-type: none"> - teilweise schwache Schichtungsmerkmale und Hinweise auf gravitative Umlagerung - vergleichsweise schwach kompaktiert
	Subaquatische Diamikte	Abtropfdiamikton	<ul style="list-style-type: none"> - sub- oder proglazial gebildetes geschiebereiches glaziolakustrines Diamikton - häufig im Verbund mit feinkörnigen, geschichteten teilweise auch laminierten Sedimenten 	<ul style="list-style-type: none"> - Bildung als subaquatischer Schlammstrom oder durch das Abtropfen von Material aus einer aufschwimmenden Gletscherbasis - synsedimentär & glaziotektonisch deformiert

Abb. 5: Zusammenstellung wichtiger Merkmale für die Geländeansprache und Klassifikation verschiedener Tilltypen und verwandter glazialer Diamikte.
 Fig. 5: Compilation of key criteria for the description, interpretation and classification of different till types and associated glaciogenic diamictic sediments in the field.

prägender Stauchendmoränen. In Abhängigkeit von der Höhe und Steilheit des Eisrandes, sowie der Vorstoßdauer und der Beschaffenheit des vor dem Gletscher liegenden Materials, können Stauchendmoränen (engl. *push moraines*) beachtliche Ausmaße annehmen. Durch eine Kombination von Auflast und Vorwärtsbewegung überträgt der Gletscher erheblichen kompressiven Druck in das Vorland und verursacht die Auffaltung und Verschuppung proglazialer Sedimentpakete (EVANS 1989, BENN & EVANS 1993, LUKAS 2005, 2007, 2012, s.u. Abb. 7). Daneben können auch bereits vorhandene Moränen anderen Typs durch spätere Vorstöße strukturell überprägt und zu Stauchendmoränen umgebildet werden (LUKAS 2005, 2007, BENN & LUKAS 2006, BENN & EVANS 2010). Räumlich gestaffelte Moränenrücken, meist mit einem Abstand von einigen hundert Metern zwischen den einzelnen Kämmen, entstehen entweder im Zusammenhang mit mehreren diskreten Eisvorstößen oder einer Staffelung von Moränenpositionen im Kontext einer rezessiven Gletscherentwicklung.

Große glaziotektonische Stauchkomplexe bilden in vielen Räumen die eindruckvollsten Moränen, die als Zeugnisse der pleistozänen Vereisungen erhalten geblieben sind. Hinsichtlich der Genese sehr großer und breiter Moränenzonen, die meist aus mehreren hintereinandergeschalteten Rücken bestehen, legen Beobachtungen in rezenten Analogetituationen (z.B. Spitzbergen) eine Bildung im Zusammenhang mit schnell vorstoßenden Gletschern (sog. *surging glaciers*) nahe (LOVELL 2014, LOVELL et al. 2015). Die komplex aufgebauten Block-Stauchkörper (engl. *thrust block moraines*), die beispielhaft im Kreide-Stauch-

komplex Jasmund auf Rügen ausgebildet sind, bestehen meist aus einer großdimensionalen Sattel- und Muldenstruktur mit vielen Lagerungsstörungen, die als proglaziale Aufpressung von Stauchwällen angelegt und im Zuge fortschreitender Raumeinengung in eine glaziotektonische Schuppenstruktur weiterentwickelt werden. Auch die Moräne der Dammer Berge wird von VAN DER WATEREN (1995) aufgrund aufgeschlossener gefalteter Schuppenstrukturen aus proglazial abgelagerten Schmelzwassersedimenten als ein glaziotektonischer Stauchkomplex (*thrust block moraine*) interpretiert. Die Sedimente, die diesen Moränenbogen aufbauen, deuten dabei darauf hin, dass ein aus Norden vorstoßender Lobus des Nordischen Inlandeises hauptsächlich bereits vorhandene proglaziale Sedimente zusammenstauchte, währenddessen eigene subglaziale Sedimente kaum zur Ablagerung kamen. Im Einzelfall sind großräumige Areale, welche morphologisch einen Stauchmoränencharakter aufweisen, nur durch detaillierte sedimentologische und strukturgeologische Aufnahmen als Stauchendmoränen oder komplexe Stauchkörper (*thrust block moraines*) zu interpretieren, die ihrerseits häufig eng mit *surging glaciers*, also extrem schnell vorstoßenden Gletschern, in Verbindung gebracht werden (BENN & EVANS 2010).

3.4.3 Basales Anfrieren und Verfrachten von Sedimentpaketen

Allgemein dauert es mehrere Jahre (z.T. Jahrzehnte), bis sich klimatische Veränderungen ausreichend auf die Mas-



Abb. 6: (a) Aufnahme eines langsam-fließenden supraglazialen Schlammstromes (debris flows) mit diamiktischem Lobus (links) und feinkörnigem Aufschwemmsediment (wash horizon); Nordenskiöldtoppenbreen, Svalbard. (b) Moränenrücken, der aus diamiktischen und bewachsenen Rückenfragmenten und Blocklinien (boulder lines) besteht. Einige der Blöcke erreichen die Höhe des 7 m hohen Schuppens im linken Vordergrund und belegen, dass es sich hierbei um eine Satzmoräne an einem stationären Eisrand (dumping) anstelle von einer Stauchmoräne an einem vorstoßenden Eisrand handelt. Kleineiszeitliche Maximalausdehnung, Schwarzensteinkees, Österreich. (c) Asymmetrische Satzmoräne in NW Schottland mit proximalem Hang links. Sedimentologisch handelt es sich hierbei um einen Eiskontaktfächer, dessen Oberfläche nach rechts seicht einfällt und dessen proximaler Hang aus Material im kritischen Böschungswinkel aufgebaut ist, welches beim Eisrückzug durch Kollabieren entstanden ist (s. LUKAS 2005). (d) Injektion basaler Sande und Silte (water escape structures) in umlagernden subglazialen Traktionstill; diese wurden während und nach der Injektion in diesem Fall im Hangenden durch Gletscherbewegung nach rechts verschleppt; Hornkees, Österreich.

Fig. 6: (a) Slowly-moving supraglacial debris flow showing the wrinkled diamictic lobe that forms due to flow compression and dewatering (on the left) and the fine-grained wash horizon to its right; Nordenskiöldtoppenbreen, Svalbard. (b) moraine ridge consisting of diamictic and vegetated ridge fragments and boulder lines. Some boulders reach the heights of the 7 m-high shed in the left foreground and provide tentative evidence that this moraine was formed primarily by dumping rather than bulldozing. Little-Ice Age maximum, Schwarzensteinkees, Austria. (c) asymmetric dump moraine in NW Scotland. Sedimentologically, this moraine represents a terrestrial ice-contact fan, with the fan surface sloping gently to the right. The proximal slope on the left represents an ice-contact slope with material at the angle of repose, formed when the proximal part of this moraine lost its support due to ice retreat (cf. LUKAS 2005). (d) injection of basal silts and sands (water escape structures), which were deformed to the right during overriding post-injection; Hornkees, Austria.

senbilanz eines Gletschers auswirken, um zu einer veränderten Dynamik der Gletscherfront (Vorstoß, Rückzug, Stagnation) zu führen. In selteneren Fällen reagieren Eisränder auch auf saisonale Schwankungen der Lufttemperatur, wobei sich kleinräumige jahreszeitliche Moränen bei Wintervorstößen ausbilden (KRÜGER 1994, 1995, LUKAS 2012, REINARDY et al. 2013, BRADWELL et al. 2013, CHANDLER et al. 2016; siehe auch Abschnitt 4.2). Für die diesbezügliche Moränengenesen ergeben sich besondere Faktoren, da es sich typischerweise um das räumlich begrenzte Vorstoßen (bzw. Oszillieren) geringmächtiger Eisränder handelt. Unter diesen Rahmenbedingungen kann es, bei starker Ausbildung winterlichen Bodenfrosts, zum kurz-

zeitigen Anfrieren ausgedehnter subglazialer Sedimentpakete an die Gletschersohle kommen, die dann im Zuge des winterlichen Eisvorstoßes über kurze und mittlere Distanzen verschleppt werden (*basal freeze-on and transport of sediment slabs*). Schmilzt der Eisrand dann im Frühjahr zurück, verbleiben die bis zu ca. 1,5 m mächtigen Sedimentlagen innerhalb der relativ kleinen, saisonal gebildeten Stauchmoränen erhalten. Bei sich wiederholenden intensiven saisonalen Eisfrontoszillationen kann dieser Prozess zur Aufstapelung und folgender Aufstauung mächtiger Pakete subglazialen Materials führen, wie sie an rezenten Gletschern in Island (KRÜGER 1994, 1995, EVANS & HIEMSTRA 2005, BRADWELL et al. 2013, CHANDLER et al.

2016) Nordnorwegen (MATTHEWS et al. 1995, HIEMSTRA et al. 2015) und den europäischen Alpen beobachtet wurden (LUKAS 2012). Ein wichtiges Fazit bei der Betrachtung moränengenetischer Prozesse ist, dass die o.g. Prozesse nur äußerst selten singular auftreten – eine reine Satzendumoräne ist ebenso selten wie eine reine Stauchendumoräne! Gleiches gilt auch für Moränen, die durch basal angefrorene Sedimentpakete aufgebaut werden: auch hier können sowohl gravitative Umlagerungsprozesse als auch glaziotektonische Stauchung das sedimentologisch-geomorphologische Endprodukt maßgeblich mitprägen. Zusammenfassend soll unterstrichen werden, dass die meisten Moränen genetisch auf eine Kombination verschiedener Prozesse zurückgehen und somit Mischformen darstellen, wobei die endgültige Klassifikation einer Moräne nach der dominanten Komponente vorgenommen werden sollte. Vor allem bei größeren Moränen (z.B. Lateralmoränen, Moränenkomplexen) ist eine genaue und möglichst ausführliche Sedimentaufnahme wichtig, um u.a. grobe Fehleinschätzungen, was glaziodynamische oder paläoklimatische Schlußfolgerungen anbelangt, auszuschließen. Nur aufgrund der Sedimentaufnahme kann hier z.B. festgestellt werden, ob ein Moränenrücken tatsächlich – wie zumeist angenommen – einer einzelnen Oszillation bzw. einem Vorstoß entspricht, oder ob darin mehrere Vorstöße repräsentiert sind, die durch erosive Kontakte, abgelagerte Zwischensedimente oder Paläoböden angezeigt werden (LUKAS et al. 2012).

4 Diskussion

4.1 Moräne versus Till

Ältere Darstellungen der Glazialen Serie zeigen oft einen engen schematischen Zusammenhang zwischen subglazialen Till und den Sedimenten, welche die (End-)Moränen direkt aufbauen (siehe z.B. Abbildungen in LOUIS & FISCHER 1979, LIEDTKE 1981, ZEPP 2002). Aus den oben dargelegten Beobachtungen zur sedimentären Architektur von Endmoränen geht jedoch hervor, dass in der Realität meist keine direkte Verzahnung von Till und den eigentlichen Moränensedimenten zu finden ist. Die Sichtung der verfügbaren Literatur zeigt, dass die meisten Endmoränen aus Lithofaziesassoziationen bestehen, welche sich grob in Sand, Kies und diamiktische Einheiten unterteilen lassen. Die sedimentären Merkmale der diamiktischen Einheiten legen nahe, dass es sich hierbei nicht um primär glaziogene (direkte Ablagerung vom Eis), sondern weit häufiger um gravitativ verlagerte Sedimente (Massenbewegungen) handelt. Daher sollten diese Sedimente auch nicht als Till (*sensu stricto*) angesprochen werden. Aufgrund der sedimentologischen Vielfalt gibt es kein „klassisches“ Moränensediment, insofern ist der häufig gebrauchte Begriff „Moränenmaterial“ zur allgemeinen Beschreibung des Sedimentinventars von Moränen durchaus treffend unscharf, jedoch sollte dieser Begriff nicht als Synonym für ‚Till‘ verwendet oder verstanden werden.

In der Literatur gibt es selten genauere Angaben zu den Mengenverhältnissen der verschiedenen Moränensedimente, was v.a. in der häufig schlechten Aufschlusssituation der meisten Endmoränen begründet liegt: Moränen aus groben diamiktischen Materialien zu durchgraben ist ein

schwieriges Unterfangen wie zahlreiche Feldstudien belegen (z.B. PINDUR & HEUBERGER 2008, LUKAS & SASS 2011, LUKAS 2012, LUKAS et al. 2012). Hinzu kommt, dass sich Moränen im Querschnitt zur Basis stark verbreitern, und sich mit zunehmender Tiefe das zu evakuierende Materialvolumen stark erhöht, so dass ein Aufgraben der tatsächlichen Moränenbasis in den meisten Fällen unterbleibt. In Fällen, wo dies dennoch gelang (z.B. BENN 1990), ließen sich ausgedehnte Lagerungsstörungen im Kontakt zu den liegenden Sedimenten dokumentieren, die auf den Einfluss glaziotektonischer Aufarbeitung und Einschuppung der liegenden Vorlandsedimente bei der Moränengeneese hindeuten (Abb. 7). Zungenartig entwickelte vertikale Einschaltungen von Teilen der basalen Lithofazies in die hangenden Einheiten der Moräne entstehen dabei häufig als Entwässerungsstrukturen, die während des Vorstoßes durch Wasserüberdruck zur Injektion basaler Sedimente in darüber lagernde Einheiten führen (*water escape structures*; LOWE 1975, VAN DER MEER et al. 2001, BENN & EVANS 2010, Abb. 6d). Die Moränen selbst bestehen häufig aus gefalteten Sanden, Kiesen und vereinzelt Diamikten, wobei die typischen Störungen entweder das Resultat kompressiver glaziotektonischer Prozesse sind (Aufschiebungen, überkippte Falten etc.), oder durch Kollapsprozesse (Abschiebungen, Rutschfalten etc.) entstanden sind.

4.2 Empfehlungen für die Beschreibung und Interpretation glazialer Sedimente

Grundsätzlich ist bei der sedimentologischen Aufnahme glazialer Sedimente darauf zu achten, dass der zu bearbeitende Aufschluss nicht zu klein bemessen ist, da die Erfahrung zeigt, dass konkrete sedimentgenetische Deutungen auf Grundlage zu kleiner Aufschlüsse meist nicht verlässlich sind. Als Faustregel gilt der Grundsatz „je detaillierter die geologische Fragestellung, desto größer der nötige Aufschluss“. Vor Beginn jeder Aufnahme ist die zu bearbeitende Profilwand soweit zu säubern bzw. zurückzulegen, dass frische Aufschlussverhältnisse zur Verfügung stehen. Im ersten Arbeitsschritt erfolgt eine grobe lithofazielle Einteilung der vorliegenden Einheiten, wobei u.a. zunächst nach diamiktischen und besser sortierten grob- oder feinklastischen Fazies unterschieden werden kann. Es folgt die einheitenbezogene Beschreibung sedimentärer und struktureller Merkmale, die den allgemeinen Richtlinien zur Aufnahme klastischer Sedimentgesteine folgt und dabei alle wichtigen Gefügekriterien (wie Korngröße, Sortierung, Schichtungsmerkmale etc.) genauso berücksichtigt wie die Beschreibung der Lagerungsverhältnisse (Schichtneigung, Schichtgeometrie, Art der Schichtkontakte) und möglicherweise auftretende Deformationsstrukturen (siehe ausführliche Anleitungen zur Aufnahme klastischer Sedimente in EVANS & BENN 2004b sowie in STOW 2008). Zusätzlich sollten für jede diamiktische Einheit Angaben zum Verfestigungsgrad (Kompaktion), möglicherweise auftretenden Einregelungsgefügen (z.B. Längsachseineinregelung) (BENN 2004a) und der Geschiebeform (Häufigkeit von geschossähnlichen Klastgeometrien, Abschätzung des Rundungsgrades, Auftreten von Kratzungen und Polierung der Geschiebeoberflächen) erfolgen (BENN 2004b, LUKAS et al. 2013). Um die Aufnahme möglichst systematisch und

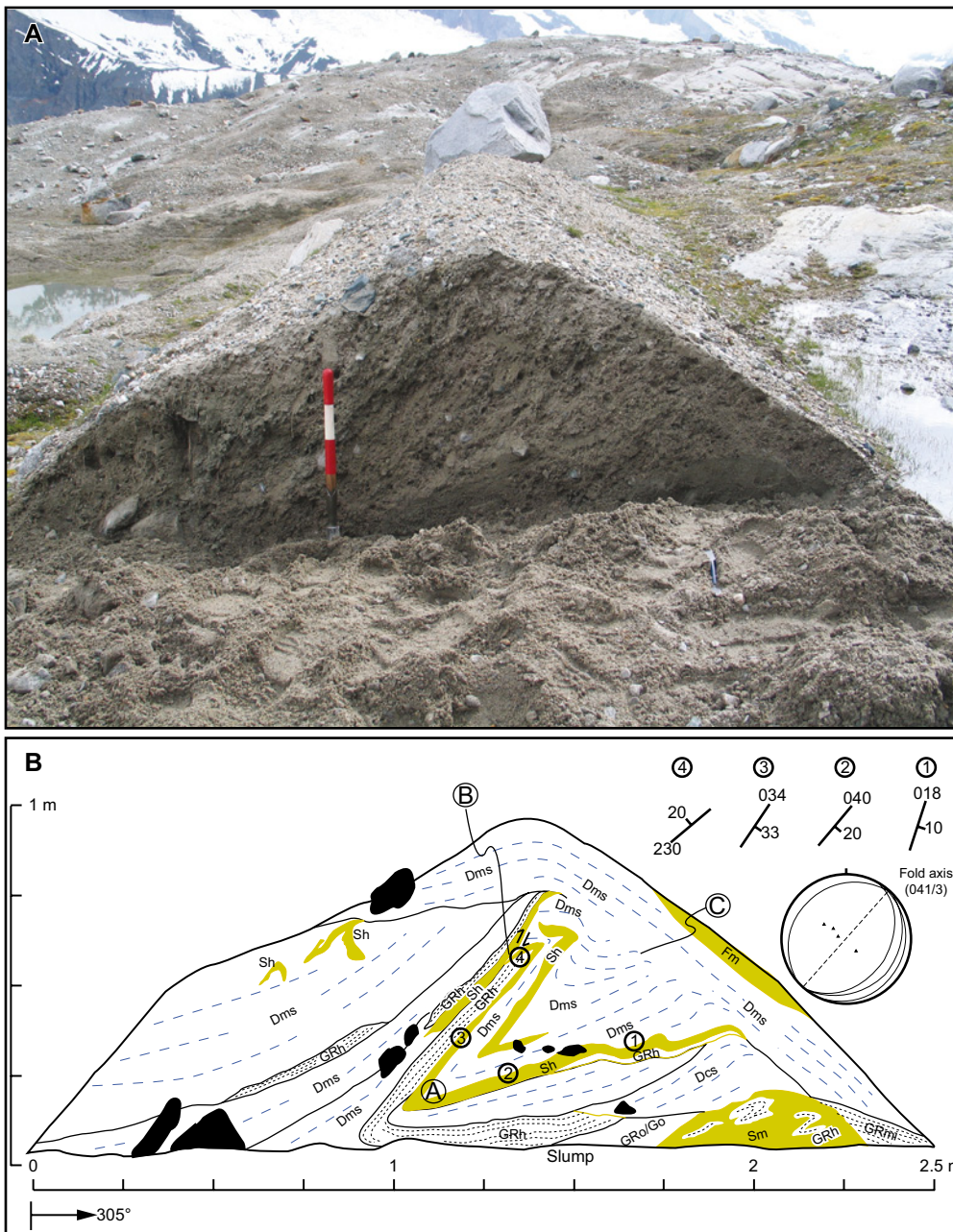


Abb. 7: (a) Photo und (b) 2-dimensionale Detailaufnahme des Aufschlusses GOR 5 (s. LUKAS 2012) einer jahreszeitlichen Stauchmoräne am Gornergletscher, Schweiz. Der eiszugewandte (proximale) Hang ist links. Schwarz: Blöcke; ockerfarben: Sand- und Siltlagen; gestrichelte Linien deuten Schichtung (schwarz) bzw. schwächere Stratifizierung der Diamikte (blau) an. Lithofacies-codes nach EVANS & BENN (2004). Die aufgescherte Faltenstruktur ist deutlich zu erkennen; die Faltenachse ist parallel zur Kammlinie der Moräne, was strukturgeologisch deren Genese durch den Eisvorstoß bestätigt.

Fig. 7: (a) photo and (b) 2-dimensional log of exposure GOR 5 (cf. LUKAS 2012) through an annual moraine formed by Gornergletscher, Switzerland. The proximal slope is on the left. Black envelopes represent boulders, ocre-coloured areas sand and silt layers; dashed black lines indicate bedding while blue dashed lines indicate weaker stratification within diamictic units. Lithofacies codes follow EVANS & BENN (2004). The bulldozed and sheared overturned fold is clearly visible; its fold axis is parallel to the crestline of this moraine, which demonstrates genesis of this moraine by push during a winter readvance.

zeitlich effizient zu gestalten, eignet sich der Einsatz von Lithofazies-Kodierungen zur Beschreibung der Einheiten (z.B. nach EYLES et al. 1983, KRÜGER & KJÆR 1999, EVANS & BENN 2004b) sowie die Nutzung von Fazies-Aufnahmeblättern (siehe KRÜGER & KJÆR 1999). Um die Aufschlussinterpretation für Dritte nachvollziehbar zu gestalten, ist es unerlässlich, den Aufschluss durch Skizzen und Fotos zu dokumentieren. Hierbei ist anzumerken, dass die alleinige Dokumentation durch Fotos nicht ausreichend detailliert ist. Am effizientesten ist in diesem Zusammenhang die Anlage einer maßstäblichen Zeichnung, die im Detailgrad der Realität so weit wie möglich entspricht. Gerade in Fällen, in denen ein Aufschluss nur einmalig zugänglich ist, wie im Rahmen einer Feldkampagne in entlegenen Gegenden, ist diese Methode einem Fotomosaik und einigen wenigen Skizzen vorzuziehen, da mit dem Auge im Gelände gemachte Beobachtungen auf Fotos später selten nachvollzogen werden können.

4.3 Zusammenfassung: Praktische Hinweise für die Ansprache glazialer Diamikte und glazialer Landformen

Wie bei jeder sedimentologischen Aufnahme gilt es, möglichst viele Daten bereits im Gelände systematisch und präzise aufzunehmen und diese entsprechend detailliert zu dokumentieren. Wie in diesem Beitrag dargelegt, sollte zukünftig für Sedimente, die aus einem Gemisch verschiedener Korngrößen bestehen, bei der Beschreibung der deskriptive und genetisch neutrale Begriff ‚Diamikton‘ verwendet werden. Eine Interpretation als Till ist erst dann gesichert, wenn die entsprechenden Kriterien, die auf eine subglaziale Genese hindeuten, erfüllt sind. Das unreflektierte Ersetzen der für glaziogene Sedimente allgemein verwandten deutschen Begriffe durch die Bezeichnung ‚Till‘ ist ohne eingängige Beschreibung und Begründung dieser Interpretation nicht mehr adäquat. Diese Herangehenswei-

se entspricht der in der Sedimentologie allgemein üblichen Trennung zwischen lithofaziellen Einheiten und Fazieszuordnungen, die bereits eine genetische Konnotation tragen (z.B. Till). Mit der Nutzung des rein lithologischen Begriffs Diamikton beugt der Anwender einer vorschnellen genetischen (Fehl-) Deutung vor, da zu beachten ist, dass diamiktische Sedimente nicht nur durch subglaziale tillbildende Prozesse entstehen, sondern ebenso häufig durch supra- oder proglaziale Vorgänge (z.B. Schlammströme) sowie eine Reihe nicht-glazialer Prozesse gebildet werden können. Auch innerhalb glazialer Sedimentabfolgen ist nicht davon auszugehen, dass die dortigen Diamikte gänzlich oder auch nur zum überwiegenden Teil als Till anzusprechen sind (vgl. KRIENKE 2003, LUDWIG 2005, ROTHER et al. 2010, EVANS et al. 2013).

Wie in diesem Beitrag dargelegt, sollte der Begriff ‚Moräne‘ zukünftig ausschließlich im geomorphologischen Sinne und damit für die Beschreibung glazialer Landformen verwendet werden. Vor jeder genetischen Interpretation ist es erforderlich, die betreffende Landform (bzw. Landformvergesellschaftung) nach morphologischen Kriterien detailliert zu kartieren (Verbreitung, Größe, Orientierung, Hangneigung etc). In Fällen, in denen dafür sehr exakte Daten erforderlich sind (z.B. Differenzierung von Strandterrassen), sollten diese Parameter mit einem Theodoliten oder D-GPS vermessen werden. In Abhängigkeit von der Fragestellung der glazialen Untersuchung kann in geeigneten Fällen bereits ein klarer Oberflächenbefund genügen (z.B. Kartierung von Endmoränenpositionen für Rekonstruktion der Maximalausdehnung einer Vereisung). Wenn es jedoch um weiterführende genetische Interpretationen geomorphologischer Elemente geht, sollten diese stets durch sedimentologische Aufnahmen abgesichert werden. Wo dies aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht adäquat möglich ist, sollte die gezielte Anlage von tieferen Schürfen erwogen werden. Sollte auch dies nicht erreichbar sein, kann der Einsatz geophysikalischer Prospektionsmethoden, wie des Georadars (*ground-penetrating radar*; GPR) in Erwägung gezogen werden. Einschränkend ist jedoch darauf hinzuweisen, dass die Ausweisung und Interpretation verschiedener Radarfazies ohne die testweise Korrelation zu Bohrungen oder Aufschlüssen gerade bei hochvariablen glazialen Sedimentabfolgen häufig problematisch ist (s. LUKAS & SASS 2011 und darin zitierte Arbeiten). Eine kombinierte Herangehensweise basierend auf geomorphologischen und sedimentologischen Methoden ist daher solchen Ansätzen stets vorzuziehen.

Da glaziale Ablagerungen und Landschaftsformen zusätzlich wichtige Informationen zur Dynamik ehemaliger Vergletscherungen sowie der paläoklimatischen Entwicklung liefern können, ist deren absolute geochronologische Datierung (mittels ^{14}C -Methode, Optisch Stimulierter Lumineszenz oder durch kosmogene Nuklide) in vielen Situationen von großem Interesse. Um hierbei zu verlässlichen Ergebnissen zu kommen, ist die korrekte genetische Ansprache der zu datierenden Materialien von entscheidender Bedeutung. Besonders wichtig ist dabei zu klären, in welchem Bezug die beprobten Materialien zum ehemaligen Gletscher standen und ob es sich um subglaziale, proglaziale oder paraglaziale Ablagerungen handelt. Insbesondere ist zu berücksichtigen, dass in vielen Fällen das da-

tierte Material nicht direkt aus den glazialen Ablagerungen selbst, sondern aus stratigraphisch *unterlagernden* (eisüberfahrenen) oder *überlagernden* Schichten (z.B. Löss, Paläoböden) stammt, bzw. aus eisrandnahen Ablagerungen (z.B. fluviale oder limnische Sedimente) gewonnen wurde. Da die genaue zeitliche Differenz zwischen Ablagerung der datierten Materialien und dem Gletschervorstoß zumeist unbekannt ist, ergibt sich die Einschränkung, dass viele der resultierenden Altersbestimmungen (je nach stratigraphischer Position der datierten Materialien) nur als Maximal- oder Minimalalter zu werten sind. Sollten die datierten Moränensedimente zusätzlich Anzeichen für ein nochmaliges Überfahren durch den Gletscher zeigen, kommt hinzu, dass solche Moränen weder zuverlässige Anzeiger für die maximale Eisausdehnung sind, noch würde die Datierung den Zeitpunkt des letzten glazialen Events im untersuchten Raum erfassen.

Hinsichtlich der Optisch Stimulierten Lumineszenzdatierung (OSL) zur Altersbestimmung glazialer Ablagerungen ist anzumerken, dass sich der Anwender über die Genese dieser Sedimente bewusst sein muss, um eine Fehlinterpretation der Datierungen ausschließen zu können. Glaziale Sedimente im Allgemeinen und diamiktische Einheiten im Besonderen haben aufgrund der Sedimentationsbedingungen meist nur geringe Aussichten auf eine vollständige Signalbleichung vor der Ablagerung. Hinzu kommen bei intra-diamiktischen Sandlinsen bzw. geringmächtigen interdiamiktischen Sandeinschaltungen dosimetrische Unsicherheiten, weshalb diese für OSL-Datierungen nur unter Vorbehalten geeignet sind (AITKEN 1998, PREUSSER et al. 2008).

Durch die Entwicklung der Oberflächenexpositionsdatierung mittels kosmogener Radionuklide (^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl) haben sich in jüngerer Zeit neue Möglichkeiten der direkten Datierung von Moränen ergeben. Neben einer Beachtung der stringenten Qualitätskriterien für die Auswahl geeigneter Proben sollte sich der Anwender bewusst sein, dass die resultierende Datierung nur die letzte Phase der Oberflächenbildung der Moräne, d.h. kurz vor Aufgabe der zu datierenden Eisposition durch Eisrückzug, zeitlich erfasst. Da in vielen Fällen austauendes Toteis zu einer zeitlichen Verzögerung in der Oberflächenstabilisierung der Moräne führt, sind Expositionsdatierungen durch kosmogene Nuklide streng genommen zunächst als Minimalalter aufzufassen (vgl. LÜTHGENS & BÖSE 2012). Fallstudien an großen Seitenmoränen alpiner Vereisungsgebiete zeigen zudem, dass diese Moränen oft das Resultat mehrerer glazialer Ereignisse sind, und häufig während mehrerer aufeinanderfolgender Eisvorstöße überschüttet wurden und damit mehrphasige Bildungen darstellen (s. KIRKBRIDE & WINKLER 2012, LUKAS et al. 2012). Für die Oberflächen- datierung von Moränen bedeutet dies, dass meist nur die letztgebildete Oberfläche, und damit das jüngste Ereignis, zeitlich erfasst wird.

Danksagung

Wir möchten uns bei allen Kollegen und Kolleginnen sowie den im Rahmen unserer Forschungsarbeiten betreuten Studenten bedanken, die durch Diskussionen, Hilfe bei Grabungen im Gelände und kritische Anmerkungen diesen Bei-

trag beeinflusst haben. Stellvertretend seien hier genannt: Doug Benn, Clare Boston, Ben Chandler, Dave Evans, Ole Humlum, Heiko Hüneke, Susan Ivy-Ochs, Hanns Kerschner, Harold Lovell, Benny Reinardy, Christian Schlüchter, Jamie Shulmeister, Jaap van der Meer und Dirk van Husen. Den Teilnehmern der DEUQUA Jahrestagung in Innsbruck im September 2014, besonders Frank Preusser, Daniela Sauer und Holger Freund, sei für den Gedankenstoß zu diesem Artikel gedankt. Wir danken Christopher Lüthgens und Stefan Wansa für die konstruktiven Gutachten.

Literatur

- AGASSIZ, L. (1838): Des glaciers, des moraines et des blocs erratiques. – *Actes Societas Helvetiae Scientis Naturae*, 22: 5–32.
- AITKEN, M.J. (1998): An introduction to optical dating. – 267 S., Oxford (Oxford Science Publications).
- BANHAM, P.H. (1977): Glacitectonites in till stratigraphy. – *Boreas*, 6: 101–105.
- BELL, F.G. (2002): The geotechnical properties of some till deposits occurring along the coastal areas of eastern England. – *Engineering Geology*, 63: 49–68.
- BENN, D.I. (1990): Scottish Lateglacial moraines: debris supply, genesis and significance. – 458 S., University of St Andrews, Unpublished PhD Thesis.
- BENN, D.I. (1992): The genesis and significance of 'hummocky moraine': evidence from the Isle of Skye, Scotland. – *Quaternary Science Reviews*, 11: 781–799.
- BENN, D.I. (2004a): Macrofabric. – In: EVANS, D.J.A. & BENN, D.I. (eds.): A practical guide to the study of glacial sediments: 93–114; London (Arnold).
- BENN, D.I. (2004b): Clast morphology. – In: EVANS, D.J.A. & BENN, D.I. (eds.): A practical guide to the study of glacial sediments: 78–92; London (Arnold).
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (1993): Glaciomarine deltaic deposition and ice-marginal tectonics: the 'Loch Don Sand Moraine', Isle of Mull, Scotland. – *Journal of Quaternary Science*, 8: 279–291.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (1996): The interpretation and classification of subglacially-deformed materials. – *Quaternary Science Reviews*, 15: 23–52.
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (1998): *Glaciers and glaciation*. – 734 S. London (Arnold).
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (2004): Introduction and rationale. – In: EVANS, D.J.A. & BENN, D.I. (eds.): A practical guide to the study of glacial sediments: 1–10; London (Arnold).
- BENN, D.I. & EVANS, D.J.A. (2010): *Glaciers and glaciation*. Second edition. – 816 S., London (Arnold).
- BENN, D.I., EVANS, D.J.A., PHILLIPS, E.R., HIEMSTRA, J.F., WALDEN, J. & HOEY, T.B. (2004): The research project – a case study of Quaternary glacial sediments. – In: EVANS, D.J.A. & BENN, D.I. (eds.): A practical guide to the study of glacial sediments: 209–234; London (Arnold).
- BENN, D.I. & LUKAS, S. (2006): Younger Dryas glacial landsystems in North West Scotland: An assessment of modern analogues and palaeoclimatic implications. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 2390–2408.
- BENNETT, M.R. (2001): The morphology, structural evolution and significance of push moraines. – *Earth-Science Reviews*, 53: 197–236.
- BENNETT, M.R. & GLASSER, N.F. (2009): *Glacial Geology: Ice sheets and landforms*. 2nd edition. – 364 S. Chichester (Wiley & Sons).
- BOULTON, G.S. (1970): On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. – *Journal of Glaciology*, 9: 231–245.
- BRADWELL, T., SIGURDSSON, O. & EVEREST, J. (2013): Recent, very rapid retreat of a temperate glacier in SE Iceland. – *Boreas*, 42: 959–973.
- BRAUN, F.J. (1987): Quartär. – In: NORDRHEIN-WESTFALEN, G.L. (ed.) *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. Erläuterungen C4306 Recklinghausen*: 83–121; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- CHANDLER, B.M.P., EVANS, D.J.A. & ROBERTS, D.H. (2016): Characteristics of recessional moraines at a temperate glacier in SE Iceland: Insights into patterns, rates and drivers of glacier retreat. – *Quaternary Science Reviews*, 135: 171–205.
- DAHM, H.-D., DEUTLOFF, O., KLOSTERMANN, J., KNAPP, G., KÜHN-VELTEN, H., MICHEL, G. & SKUPIN, K. (1985): *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. Erläuterungen C4318 Paderborn*. – 60 S., Krefeld (Geologisches Landesamt).
- DE SAUSSURE, H.B. (1779): *Voyages dans les Alpes*. 4 volumes. – (Neuchâtel).
- DREIMANIS, A. (1988): Tills: their genetic terminology and classification. – In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.): *Genetic classification of glacial deposits*: 17–83; Rotterdam (Balkema).
- DRIESEN, B. (1990): Erdgeschichte. – In: DRIESEN, B., KOCH, M., MICHEL, G., STEHN, O. & WREDE, V. (eds.): *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000. Erläuterungen C 4310 Münster*: 8–19; Krefeld (Geologisches Landesamt).
- EHLERS, J. (1990): Gliederung der eiszeitlichen Ablagerungen in Norddeutschland. – In: LIEDTKE, H. (ed.) *Eiszeitforschung*: 159–172; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- EHLERS, J. (1994): *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. – 358 S. Stuttgart (Enke).
- EHLERS, J. (2011): *Das Eiszeitalter*. – 363 S. Heidelberg (Spektrum Verlag).
- EVANS, D.J.A. (1989): Apron entrainment at the margins of subpolar glaciers, northwest Ellesmere Island, Canadian high arctic. – *Journal of Glaciology*, 35: 317–324.
- EVANS, D.J.A. (2009): Controlled moraines: origins, characteristics and palaeoglaciological implications. – *Quaternary Science Reviews*, 28: 183–208.
- EVANS, D.J.A. & BENN, D.I. (2004a, eds.): *A practical guide to the study of glacial sediments*. – London (Arnold).
- EVANS, D.J.A. & BENN, D.I. (2004b): Facies description and the logging of sedimentary exposures. – In: EVANS, D.J.A. & BENN, D.I. (eds.): *A practical guide to the study of glacial sediments*: 11–51; London (Arnold).
- EVANS, D.J.A. & HARRISON, S. (2014): The glacial landforms of Great Varacombe and the North Teign River. – In: EVANS, D.J.A. & HARRISON, S. (eds.): *The Quaternary glaciation of Dartmoor: Field Guide*: 85–88; London (Quaternary Research Association).
- EVANS, D.J.A. & HIEMSTRA, J.F. (2005): Till deposition by glacier submarginal, incremental thickening. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 1633–1662.
- EVANS, D.J.A., REA, B.R. & BENN, D.I. (1998): Subglacial deformation and bedrock plucking in areas of hard bedrock. – *Glacial Geology and Geomorphology*, (rp04/1998 – <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp041998/rp04.html>).
- EVANS, D.J.A., PHILLIPS, E.R., HIEMSTRA, J.F. & AUTON, C.A. (2006): Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Science Reviews*, 78: 115–176.
- EVANS, D.J.A., ROTHER, H., HYATT, O. & SHULMEISTER, J. (2013): The glacial sedimentology and geomorphic evolution of an outwash head/moraine-dammed lake, South Island, New Zealand. – *Sedimentary Geology*, 284: 45–75.
- EYLES, N., EYLES, C.H. & MIAL, A.D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models. An alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – *Sedimentology*, 30: 393–410.
- FLINT, R.F. (1971): *Glacial and Quaternary geology*. – 892 S. New York (Wiley & Sons).
- FRAKES, L.A. (1978): Diamictite. – In: FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J. (eds.): *The encyclopedia of sedimentology*: 262–263; Stroudsburg (Dowden, Hutchinson and Ross).
- GEIKIE, A. (1863): On the glacial drift of Scotland. – *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 1: 1–190.
- GLATTHAAR, D. (1998): Die Strandterrassen am Südufer des Liefdefjordes, Spitzbergen. – *Bochumer Geographische Arbeiten, Sonderreihe*, 13: 10–13.
- GLATTHAAR, D. & LIEDTKE, H. (1981): Die Entwicklung des Ruhrtals und glazialmorphologische Probleme im Bochumer Raum. – *Bochumer Geographische Arbeiten*, 40: 99–102.
- GOLDTHWAIT, R.P. (1971): Introduction to till, today. – In: GOLDTHWAIT, R.P. (ed.) *Till – a symposium*: 3–26; Ohio (Ohio State University Press).
- GRIFFITHS, J. & MARTIN, C.J. (2016): Engineering Geology of glacial and periglacial sediments. – In: GRIFFITHS, J. & MARTIN, C. (eds.): *Engineering Geology of glacial and periglacial sediments*. – Geological Society of London, London, in press.
- GRIPP, K. (1975): Hochsander – Satzmoräne – Endmoränenvertreter. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 19: 490–496.
- GRUBE, F. (1990): Zur Morphogenese und Sedimentation im quartären Vereisungsgebiet Nordwestdeutschlands. – In: LIEDTKE, H. (ed.) *Eiszeitforschung*: 220–230; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- HALDORSEN, S., & SHAW, J. (1982): The problem of recognizing melt out till. – *Boreas* 11: 261–277.

- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2004): Ältere Berner Schotter und eiszeitliche Mittelmoränen. – *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern*, 61: 101–125.
- HERGET, J. (1997): Die Flußentwicklung des Lippetals. – *Bochumer Geographische Arbeiten*, 62: 1–132.
- HERGET, J. (1998): Temporäre Entwässerungsbahnen am Südrand der Westfälischen Tieflandsbucht – ein Szenario. – *Bochumer Geographische Arbeiten Sonderreihe*, 13: 23–30.
- HICOCK, S.R. (1990): Genetic till prism. – *Geology*, 18: 517–519.
- HIEMSTRA, J.F., MATTHEWS, J.A., EVANS, D.J. & OWEN, G. (2015): Sediment fingerprinting and the mode of formation of singular and composite annual moraine ridges at two glacier margins, Jotunheimen, southern Norway. – *The Holocene*, 25: 1772–1785.
- HORNBY, A.S. et al. (ed.) (1989): *Oxford Advanced Learner's Dictionary*. 1579 S. Oxford (Oxford University Press).
- KAISER, K., SCHOKNECHT, T., JANKE, W., KLOSS, K. & PREHN, B. (2002): Geomorphologische, palynologische und archäologische Beiträge zur holozänen Landschaftsgeschichte im Müritzgebiet (Mecklenburg-Vorpommern). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 15–32.
- KAMP, U. & HASERODT, K. (2002): Quartäre Vergletscherungen in Hindu-kusch, Karakorum und West-Himalaya, Pakistan – Ein Überblick. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 93–113.
- KARTE, J. (1998): Zum Problem der Konfluenz von Rocky Mountains-Vorlandgletschern und laurentischem Inlandeis in West-Alberta, Kanada. – *Bochumer Geographische Arbeiten, Sonderreihe*, 13: 31–36.
- KIRKBRIDE, M.P. & WINKLER, S. (2012): Correlation of Late Quaternary moraines: impact of climate variability, glacier response, and chronological resolution. – *Quaternary Science Reviews*, 46: 1–29.
- KRIENKE, K. (2003): Südostrügen im Hochglazial – Lithostratigraphie, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommers (NE-Deutschland). – *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge*, 12: 1–147.
- KRIENKE, K. (2004): Das Geschiebeinventar der weichselhochglazialen Tills von Südostrügen – Hilfsmittel zur Lithostratigraphie sowie zur Rekonstruktion von Ablagerungsbedingungen und glazialer Dynamik. – *Archiv für Geschichtsbekunde*, 3: 701–710.
- KRÜGER, J. (1994): Glacial processes, sediments, landforms, and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland. – *Folia Geographica Danica*, 21: 1–233.
- KRÜGER, J. (1995): Origin, chronology and climatological significance of annual-moraine ridges at Myrdalsjökull, Iceland. – *The Holocene*, 5: 420–427.
- KRÜGER, J. & ABER, J.S. (1999): Formation of supraglacial sediment accumulations on Kötlujökull, Iceland. – *Journal of Glaciology*, 45: 400–402.
- KRÜGER, J. & KJÆR, K.H. (1999): A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland, and Denmark. – *Boreas*, 28: 386–402.
- KUHLE, M. (2002): Die eiszeitliche Vergletscherung des Karakorum – Rekonstruktion der maximalen Gletscherausdehnung und Eismächtigkeiten. – *Terra Nostra*, 2002/6: 178–184.
- KÜHN, P., JANETZKO, P. & SCHRÖDER, D. (2002): Zur Mikromorphologie und Genese lessivierter Böden im Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins und Mecklenburg-Vorpommerns. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51: 74–92.
- LAWSON, D.E. (1981): Distinguishing characteristics of diamictons at the margin of the Matanuska glacier, Alaska. – *Annals of Glaciology*, 2: 78–84.
- LAWSON, D.E. (1982): Mobilization, movement and deposition of active subaerial sediment flows, Matanuska Glacier, Alaska. – *Journal of Geology*, 90: 279–300.
- LAWSON, D.E. (1988): Glacigenic resedimentation: Classification concepts and application to mass-movement processes and deposits. – In: GOLDTHWAIT, R.P. & MATSCH, C.L. (eds.): *Genetic classification of glacial deposits*: 147–169; Rotterdam (Balkema).
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. 2. Auflage. – *Forschungen zur deutschen Landeskunde*, 204: 1–307.
- LIEDTKE, H. (1990): Stand und Aufgabe der Eiszeitforschung. – In: LIEDTKE, H. (ed.) *Eiszeitforschung*: 40–54; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- LOUIS, H. & FISCHER, K. (1979): *Allgemeine Geomorphologie*. – 814 S., Berlin (de Gruyter).
- LOVELL, H. (2014): On the ice-sediment-landform associations of surging glaciers on Svalbard. – 295 S., Queen Mary University of London, Unpublished PhD thesis.
- LOVELL, H., FLEMING, E.J., BENN, D.I., HUBBARD, B., LUKAS, S., REA, B.R., NOORMETS, R. & FLINK, A.E. (2015): Debris entrainment and landform genesis during tidewater glacier surges. – *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*: n/a–n/a.
- LOWE, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. – *Sedimentology*, 22: 157–204.
- LUDWIG, A.O. (2005): Zur Interpretation des Kliffanschnitts östlich von Glowe / Insel Rügen (Ostsee). – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften (Berlin)* 33: 263–272.
- LUKAS, S. (2003): The moraines around the Pass of Drumochter. – *Scottish Geographical Journal*, 119: 383–393.
- LUKAS, S. (2004): Moräne oder Till? Ein Vorschlag zur Beschreibung, Interpretation und Benennung glazigener Sedimente. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 39: 141–159.
- LUKAS, S. (2005): A test of the englacial thrusting hypothesis of ‚hummocky‘ moraine formation – case studies from the north-west Highlands, Scotland. – *Boreas*, 34: 287–307.
- LUKAS, S. (2007): Englacial thrusting and (hummocky) moraine formation: a reply to comments by Graham et al. (2007). – *Boreas*, 36: 108–113.
- LUKAS, S. (2011): Ice-cored moraines. – In: SINGH, V., SINGH, P. & HARI-TASHYA, U.K. (eds.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*: 616–619; Heidelberg (Springer).
- LUKAS, S. (2012): Processes of annual moraine formation at a temperate alpine valley glacier: insights into glacier dynamics and climatic controls. – *Boreas*, 41: 463–480.
- LUKAS, S. & SASS, O. (2011): The formation of Alpine lateral moraines inferred from sedimentology and radar reflection patterns – a case study from Gornergletscher, Switzerland. – *Geological Society of London Special Publications*, 354: 77–92.
- LUKAS, S., NICHOLSON, L.I., ROSS, F.H. & HUMLUM, O. (2005): Formation, meltout processes and landscape alteration of high-arctic ice-cored moraines – examples from Nordenskiöld Land, central Spitsbergen. – *Polar Geography*, 29: 157–187.
- LUKAS, S., NICHOLSON, L.I. & HUMLUM, O. (2007): Comment on Lønne and Lyså 2005: Deglaciation dynamics following the Little Ice Age on Svalbard: Implications for shaping of landscapes at high latitudes. – *Geomorphology* 72, 300–319. – *Geomorphology*, 84: 145–149.
- LUKAS, S., GRAF, A., CORAY, S. & SCHLÜCHTER, C. (2012): Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers – towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland. – *Quaternary Science Reviews*, 38: 27–48.
- LUKAS, S., BENN, D.I., BOSTON, C.M., BROOK, M.S., CORAY, S., EVANS, D.J.A., GRAF, A., KELLERER-PIRKLBAUER-EULENSTEIN, A., KIRKBRIDE, M.P., KRABBENDAM, M., LOVELL, H., MACHIEDO, M., MILLS, S.C., NYE, K., REINARDY, B.T.I., ROSS, F.H. & SIGNER, M. (2013): Clast shape analysis and clast transport paths in glacial environments: A critical review of methods and the role of lithology. – *Earth-Science Reviews*, 121: 96–116.
- LUNDQVIST, J. (1989): Till and glacial landforms in a dry, polar region. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33: 27–41.
- LÜTHGENS, C. & BÖSE, M. (2012): From Morphostratigraphy to Geochronology – on the dating of ice marginal positions. *Quaternary Science Reviews*, 44: 26–36.
- MATTHEWS, J.A., MCCARROLL, D. & SHAKESBY, R.A. (1995): Contemporary terminal-moraine ridge formation at a temperate glacier: Stygedalsbreen, Jotunheimen, southern Norway. – *Boreas*, 24: 129–139.
- OKADA, H. & KENYON-SMITH, A. (2009): The birth of sedimentology: Henry Clifton Sorby and Johannes Walther. – *Geology Today*, 25: 211–218.
- OWEN, L.A. (1994): Glacial and non-glacial diamictons in the Karakorum Mountains and western Himalayas. – In: WARREN, W.P. & CROOT, D.G. (eds.): *Formation and deformation of glacial deposits*: 9–28; Rotterdam (Balkema).
- PAUL, M.A. & EYLES, N. (1990): Constraints on the preservation of diamict facies (melt-out tills) at the margins of stagnant glaciers. – *Quaternary Science Reviews*, 9: 51–69.
- PHILLIPS, E. (2006): Micromorphology of a debris flow deposit: evidence of basal shearing, hydrofracturing, liquefaction and rotational deformation during emplacement. – *Quaternary Science Reviews*, 25: 720–738.
- PHILLIPS, E., LEE, J.R., RIDING, J.B., KENDALL, R. & HUGHES, L. (2013): Periglacial disruption and subsequent glaciectonic deformation of bedrock: an example from Anglesey, North Wales, UK. – *Proceedings of the Geologists' Association*, 124: 802–817.
- PINDUR, P. & HEUBERGER, H. (2008): Zur holozänen Gletschergeschichte im Zemmgrund in den Zillertaler Alpen, Tirol/Österreich (Ostalpen). – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 42: 21–89.

- PIOTROWSKI, J.A. (1992): Was ist ein Till? Faziesstudien an glazialen Sedimenten. – *Die Geowissenschaften*, 10: 100–108.
- PIOTROWSKI, J.A., MICKELSON, D.M., TULACZYK, S., KRZYSZKOWSKI, D. & JUNGE, F.W. (2001): Were subglacial deforming beds beneath past ice sheets really widespread? – *Quaternary International*, 86: 139–150.
- PREUSSER, F., DEGERING, D., FUCHS, M., HILGERS, A., KADEREIT, A., KLASSEN, N., KRBETSCHKE, M., RICHTER, D. & SPENCER, J.Q.G. (2008): Luminescence dating: Basics, methods and applications. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 57: 95–149.
- READING, H.G. (1996, ed.): *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. – 688 S., Oxford (Blackwell).
- REINARDY, B.T.I. & LUKAS, S. (2009): A comparison of the sedimentary signature of ice-contact sedimentation and deformation at macro- and micro-scale: a case study from NW Scotland. – *Sedimentary Geology*, 221: 87–98.
- REINARDY, B.T.I., LEIGHTON, I. & MARX, P.J. (2013): Glacier thermal regime linked to processes of annual moraine formation at Midtdalsbreen, southern Norway. – *Boreas*, 42: 896–911.
- ROTHER, H., SHULMEISTER, J. & RIESER, U. (2010): Stratigraphy, optical dating chronology (IRSL) and depositional model of pre-LGM glacial deposits in the Hope Valley, New Zealand. – *Quaternary Science Reviews*, 29: 576–592.
- SCHLÜCHTER, C. (1999): Sedimente des Gletschers (Teil II). – *Bulletin für Angewandte Geologie*, 4: 67–75.
- SHARP, M. (1984): Annual moraine ridges at Skálafellsjökull, south-east Iceland. – *Journal of Glaciology*, 30: 82–93.
- SHARPE, D.R. (1988): Late glacial landforms of Wollaston Peninsula, Victoria Island, NWT: product of ice-marginal retreat, surge, and mass stagnation. – *Canadian Journal of Earth Sciences* 25: 262–279.
- STOW, D.A.V. (2008): *Sedimentgesteine im Gelände*. – Springer Spektrum, 315 S.
- TULACZYK, S., KAMB, B. & ENGELHARDT, H. (2000): Basal mechanics of Ice Stream B. I. Till mechanics. – *Journal of Geophysical Research*, 105: 463–481.
- TULACZYK, S., SCHERER, R. & CLARK, C.D. (2001): A ploughing model for the origin of weak tills beneath ice streams: a qualitative treatment. – *Quaternary International*, 86: 59–70.
- VAN DER MEER, J.J.M., KJÆR, K.H. & KRÜGER, J. (2001): Subglacial water-escape structures and till structures, Sléttjökull, Iceland. – *Journal of Quaternary Science*, 14: 191–205.
- VAN DER MEER, J.J.M., MENZIES, J. & ROSE, J. (2003): Subglacial till: the deforming glacier bed. – *Quaternary Science Reviews*, 22: 1659–1685.
- VAN DER WATEREN, F.M. (1995): Structural geology and sedimentology of push moraines – processes of soft sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectionic styles. – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 54: 1–168.
- VAN DER WATEREN, F.M., KLUIVING, S.J. & BARTEK, L.R. (2000): Kinematic indicators of subglacial shearing. – In: MALTMAN, A.J., HUBBARD, B. & HAMBREY, M.J. (eds.): *Deformation of glacial materials*. Geological Society of London Special Publication 176: 259–278.
- VAN HUSEN, D. (1990): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial überfluteter Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen. – In: LIEDTKE, H. (ed.) *Eiszeitforschung: 203–219*; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- VON BÖHMERSHEIM, A.B.E. (1901): *Geschichte der Moränenkunde*. – *Abhandlungen der König-Kaiserlichen Gesellschaft in Wien*, 3: 1–334.
- WINKLER, S. (2009): *Gletscher und ihre Landschaften – eine illustrierte Einführung*. – 183 S. Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- WINKLER, S. & HAGEDORN, H. (1999): Lateral moränen – Morphologie, Genese und Beziehung zu Gletscherstandsschwankungen (Beispiele aus Ostalpen und West-/Zentralnorwegen). – *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement Band*, 113: 69–84.
- WINKLER, S. & NESJE, A. (1999): Moraine formation at an advancing temperate glacier: Brigsdalsbreen, western Norway. – *Geografiska Annaler*, 81A: 17–30.
- ZEPP, H. (2002): *Grundriß allgemeine Geographie: Geomorphologie*. 1. Auflage. – 354 S. Paderborn (Schöningh)

Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area [Tyrol/Austria]

Jürgen M. Reitner, Susan Ivy-Ochs, Ruth Drescher-Schneider, Irka Hajdas, Manfred Linner

How to cite:

REITNER, J. M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, 65 (2): 113–144. DOI: 10.3285/eg.65.2.02

Abstract:

The sedimentary and morphological evidence for Lateglacial glacier fluctuations in the Lienz area provides a strong case against the currently used pentapartite stratigraphic subdivision of the Alpine Lateglacial (ALG; c. 19–11.7 ka) i.e. the timespan between the Würmian Pleniglacial (= Alpine Last Glacial Maximum; AlpLGM) and the beginning of the Holocene. The results of comprehensive geological mapping (including the detection of mass movements) supported by geochronological data and pollen analysis revealed that the ALG- record of the Schobergruppe mountains and the Lienz Dolomites can be subdivided into four unconformity-bounded (allostratigraphic) units which are linked to three climatostratigraphically-defined phases of glacier activity. Delta deposits and till of local glaciers document the phase of ice-decay after the AlpLGM. Between this period and the Bölling/Allerød (B/A) interstadial only one glacier stabilisation with massive end moraines, correlated with the Gschnitz stadial, is evident. Multiple end moraines prove the presence of very active glacier tongues during the Younger Dryas aged Egesen stadial. The ^{10}Be exposure dating of an end moraine, previously attributed to the Daun stadial (pre-B/A interstadial) based on ΔELA values, provided an age of 12.8 ± 0.6 ka indicating it is of Younger Dryas age. This case highlights the pitfalls of the commonly used ΔELA -based stratigraphic ALG subdivision and the subsequent derivation of palaeoclimatic implications. ΔELAs are still considered as a useful tool for correlation on the local scale e.g. in one mountain group with a quite comparable topography and lithology and taking into account the limitations, especially the impact of debris cover. However, our results show that a stratigraphic correlation across the whole Alpine chain via ΔELAs is not a successful approach potentially leading to bias and, eventually, to circular arguments.

Eine Neubetrachtung der aktuellen Stratigraphie des Alpenen Spätglazials: Implikationen aus den sedimentären und morphologischen Belegen des Gebietes um Lienz (Tirol/Österreich)

Kurzfassung:

Die morphologischen und sedimentären Belege aus dem Raum Lienz liefern starke Argumente gegen die bisher angewandte, fünfgliedrige Stratigraphie des Alpenen Spätglazials (ALG; ca 19–11.7 ka), dem Zeitraum nach dem Würm-Hochglazial (= Alpines Letztes Glaziales Maximum; AlpLGM). Die Resultate einer flächendeckenden geologischen Kartierung (inklusive Erfassung von Massenbewegungen) unterstützt durch geochronologische Methoden sowie Pollenanalysen zeigen, dass sich die ALG-Abfolgen in der Schobergruppe und den Lienzer Dolomiten jeweils in vier „unconformity-bounded units“ im Sinne der Allostratigraphie untergliedern lassen. Diese belegen drei klimato-stratigraphisch korrelierbare Phasen. Deltasedimente und Grund- bzw. Seitenmoränen von Lokalglazierschern dokumentieren die Eiszerfallsphase unmittelbar nach dem AlpLGM. Nach der Eiszerfallsphase und vor dem Bölling/Allerød (B/A)-Interstadial gibt es nur eine markante Phase der Gletscherstabilisierung, die mit dem Gschnitz-Stadial korreliert wird. Multiple Endmoränenwälle belegen aktive Gletscherzungen in der jüngeren Dryas während des Egesen Stadials. Eine zuvor dem Daun-Stadial (prä-B/A-Interstadial) aufgrund von Schneegrenzdepressionswerten (ΔELA) zugeordneter Gletscherstand wurde mit ^{10}Be auf 12.8 ± 0.6 ka datiert und entspricht dem Egesen-Maximum. Damit kann gezeigt werden, dass die bisherige Praxis ΔELA -Werte zur stratigraphischen Korrelation über größere Räume zu benutzen nicht nur untauglich ist, sondern letztlich zu Fehlschlüssen hinsichtlich Paläoklima führt. ΔELA -Werte werden nach wie vor als ein nützliches Werkzeug für Korrelationen im lokalen Maßstab betrachtet, so beispielsweise innerhalb einer Gebirgsgruppe mit vergleichsweise ähnlicher Topographie und Lithologie sowie unter Berücksichtigung von Einschränkungen wie z.B. dem Einfluss einer ehemaligen Schuttbedeckung. Jedenfalls zeigen unsere Resultate, dass eine stratigraphische Korrelation mittels ΔELA -Werten quer über die Alpen kein erfolgreicher Ansatz ist, der zu einer Verzerrung der Resultate und schließlich zu Zirkelschlüssen führt.

Keywords:

Late Pleistocene, Lateglacial, Alps, geological mapping, allostratigraphy, climatostratigraphy, exposure dating, palynology, Younger Dryas, deformable bed

Addresses of authors: Jürgen M. Reitner, * Manfred Linner, Geologische Bundesanstalt / Geological Survey of Austria, Neulinggasse 38, A-1030 Wien, Austria; Susan Ivy-Ochs, Irka Hajdas, Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zurich, Otto-Stern-Weg 5, CH-8093 Zurich, Switzerland; Ruth Drescher-Schneider, Schillingsdorfer Straße 27, A-8010 Kainbach, Austria.

*corresponding author: juergen.reitner@geologie.ac.at

1 Introduction

The subdivision of the Alpine Lateglacial (ALG), i.e. the glacial phase between the Alpine Last Glacial Maximum (AlpLGM), here used as synonym for Würmian Pleniglacial (CHALINE & JERZ 1984, VAN HUSEN & REITNER 2011), and the onset of the Holocene has a long history beginning with PENCK & BRÜCKNER (1909). These authors established three stadials (from old to young): Bühl, Gschnitz and Daun, defined as prominent glacier stillstands in the Inn glacier system during retreat after the Würm glaciation (AlpLGM in modern sense). As is the case for the Alpine Ice Ages (e.g. Würm, Riss), Penck and Brückner's climatostratigraphic terminology has been applied to many other Alpine regions (e.g. in the Maritime Alps; FEDERICI et al. 2016) or serves as a reference for areas outside the Alps (e.g. in the Tatra Mountains; ZASADNI & KLAPYTA 2016).

Since then the stratigraphic terminology evolved further as described in detail by MAISCH (1982) and KERSCHNER (1986). A summary of the 1960s with a partial re-assessment of, but still referring to, the original type localities is given by MAYR & HEUBERGER (1968) who extended the previous tripartite sequence to five stadials, named (again from old to young) Bühl, Steinach, Gschnitz, Daun and Egesen. Finally, until the 1990s six stadials were in use i.e. Bühl, Steinach, Gschnitz, Senders/Clavadell, Daun (all as pre-Bølling stadials) and Egesen as the equivalent of the Younger Dryas.

While extending the stratigraphic subdivision the meaning of some of the old stadials has been changed considerably irrespective of the original definition with respect to size and with no reference to the original type locality and the relation to previous and younger stadials documented in the original literature. This is especially evident when considering the Egesen stadial, which was first introduced by KINZL (1929) as an "appendix" of the Daun stadial (as defined by PENCK & BRÜCKNER 1909) with a comparatively limited ice-extent. Now it is regarded as a synonym for the Younger Dryas glaciation in the Alps with the original extent at the type locality only representing one of the last minor glacier extents during retreat (compare discussion in KERSCHNER 2009). The same is true for the Daun stadial where eventually a pre-Bølling age was claimed on basis of the work of HEUBERGER (1966), who defined morphological characteristics in the appearance of Egesen and Daun moraines as a result of considerable age differences, again with no link to the type locality (see also discussion in KERSCHNER 1978). In this shifting chronology of Lateglacial stadials, equilibrium line altitudes (ELAs) and their difference (Δ ELA) to the reference ELA at the last Little Ice Age (LIA) around the year 1850 (ELA_{LIA} ; GROSS et al. 1977) gained more prominence in stratigraphic definitions as well as for correlative purposes. The main issue here, however, is that this approach relies on an inconsistent reference to type localities.

This overall evolution of further subdivision resulted in two contrasting developments.

Δ ELAs associated with other parameters were used for sophisticated models of palaeoclimatic development (e.g. summary in HEIRI et al. 2014). On the other hand, the use of Lateglacial stratigraphy for geological maps declined con-

trary to this increase in stratigraphic terminology. CORNELIUS & CLAR (1935) used the, at that time modern, subdivision for their geological map of an alpine core region in the Hohen Tauern mountain range (Fig. 1). The last recorded application in Austria was done by VAN HUSEN (1977, see also 1997) following the MAYR & HEUBERGER (1968) approach for a thematic map of the whole former Traun Glacier area. Thus, the stratigraphy of the ALG was running into danger of becoming an entirely self-referring academic approach without any further geoscientific basis. Even the use of modern dating approaches, especially exposure dating with cosmogenic isotopes since the mid-1990s that resulted in the type locality of the Gschnitz stadial to be dated to 16.8 ± 1.7 ka (Ivy-Ochs et al. 2006a, recalculated age using 'NENA' BALCO et al. 2009), did not affect the importance of the Δ ELA approach.

In order to evaluate the stratigraphy established by the 1990s, REITNER (2005, 2007) started to re-investigate the type locality of the Bühl stadial based on geological mapping and sedimentological studies accompanied by palaeogeographic reconstructions. The results demonstrated that this stadial, as well as the Steinach stadial, do not represent the previously claimed chronology of glacial processes and should thus be abandoned. Instead, a phase of (early Lateglacial) ice-decay (with local glacier oscillations) was proposed and has since been accepted (*cf.* IVY-OCHS et al. 2006b, 2008; IVY-OCHS 2015). In addition, KLASSEN et al. (2007) provided a luminescence age of 19 ± 2 ka for deltaic sediments in the corresponding type locality of the phase of ice-decay at Hopfgarten.

Following on from these early results, the present study aims to test the relevance and applicability of the ALG stratigraphy, including a phase of ice-decay, Gschnitz and Egesen stadial in an area around Lienz as mapped for the geological map sheet Lienz (LINNEN et al. 2013), based on complete mapping of sedimentary and morphological sequences, supported by numerical dating.

2 Study area and geological setting

The study area is located south of the Eastern Alpine main chain (represented here by the Hohen Tauern mountains) in Eastern Tyrol and consists of the Schobergruppe mountains, Deferegger Alps and Lienz Dolomites (Fig. 1). The area is drained by the River Drau and its tributaries with the River Isel as the most prominent one. Only the highest Schobergruppe mountains with peaks reaching just below 3300 m are still glaciated by small cirque glaciers and still show active permafrost at elevations above c. 2500 m (BUCHENAUER 1990). The Deferegger Alps with elevations of up to 2700 m and Lienz Dolomites with 2770 m only reach considerably lower elevations on the area covered by the map sheet Lienz.

The basement nappes of the Austroalpine Superunit (SCHMID et al. 2004) between the Penninic Tauern Window and the Periadriatic fault system represent the tectonic setting for the study area. These nappes are composed of the western part of the Drauzug-Gurktal nappe system in the Deferegger Alps and Lienz Dolomites and the Koralpe-Wölz nappe system in the Schobergruppe mountains. The Schobergruppe mountain chain is made up of mica schist,

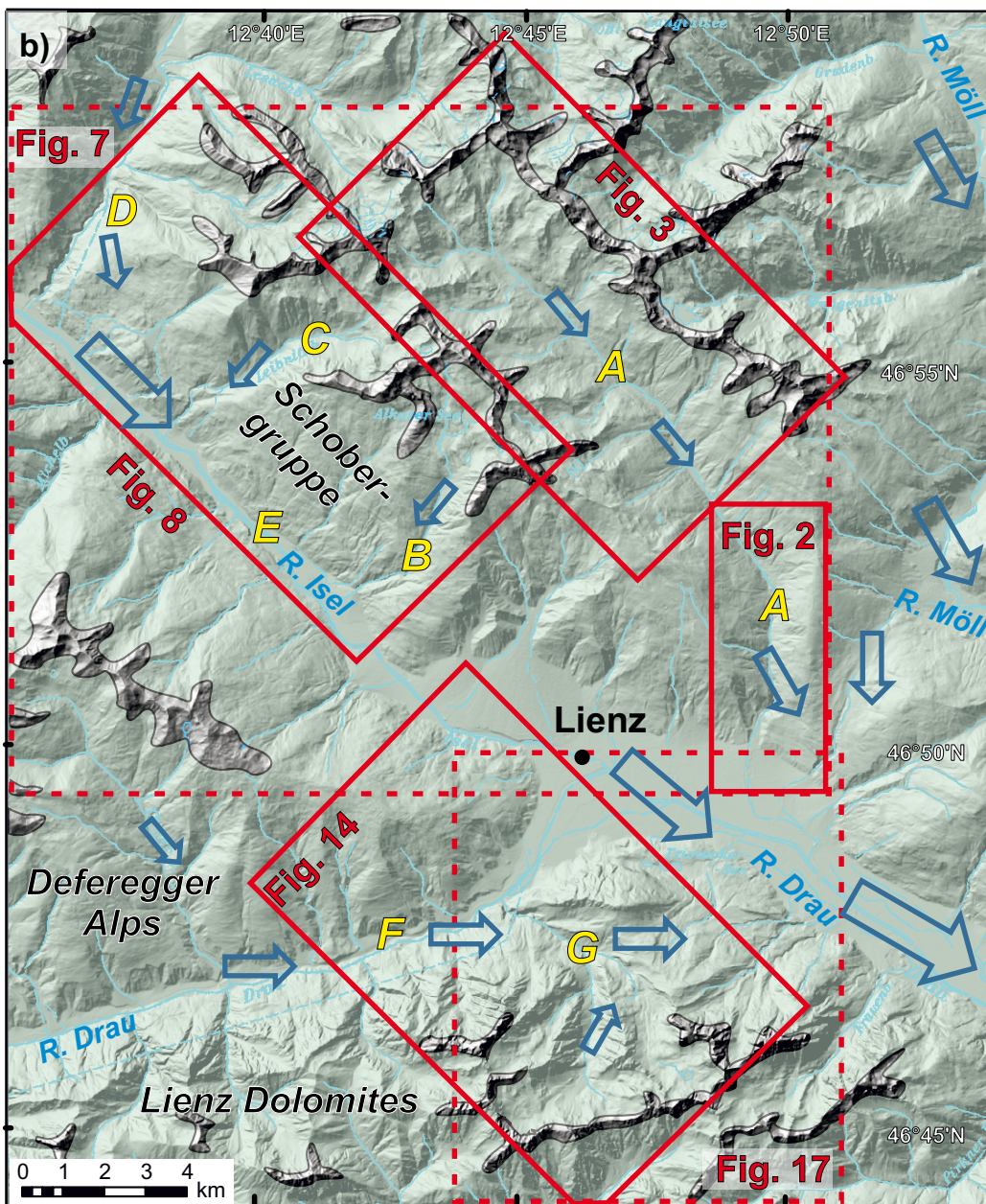
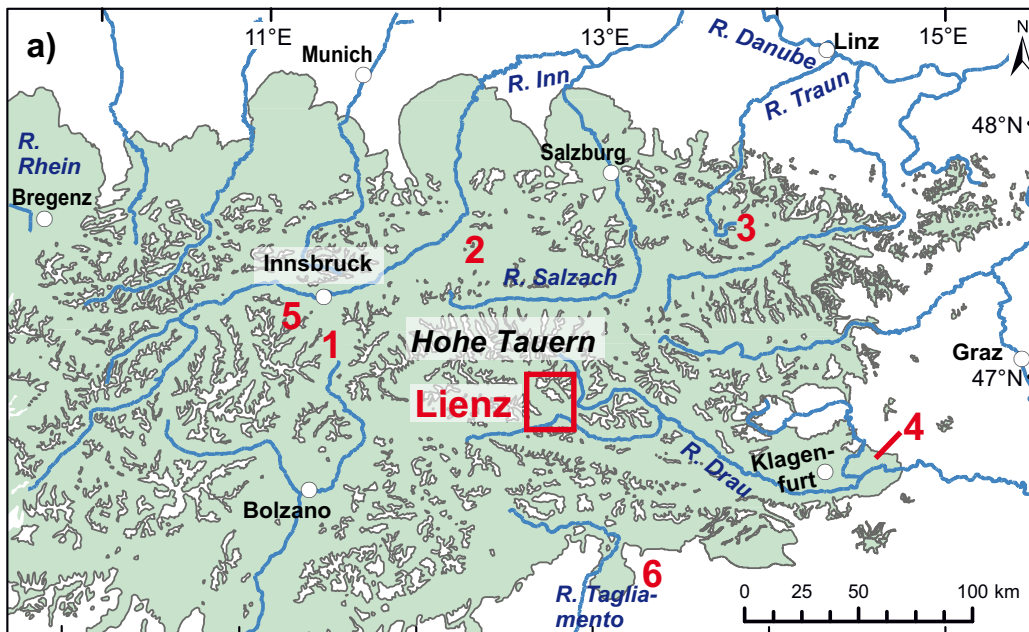


Fig. 1: a) Location of the study area around Linz in the centre of the Eastern Alps. The AlplGM ice extent (based on EHLERS & GIBBARD 2004; in pale green) and important locations mentioned in the text are indicated (1 – Gschnitz Valley, 2 – Hopfgarten, 3 – Rödschitz, 4 – Längsee, 5 – Sellrain, 6 – Tagliamento Glacier). b) Map of the Lienz area with the valleys of the study area (A – Debant Valley, B – Daber Valley, C – Leibnitz Valley, D – Kals Valley, E – Isel Valley, F – Drau Valley (Puster Valley), G – Galitzen Valley) and of the corresponding geological maps (red line; in Figs. 2, 3 & 8) and palaeogeographic maps (dotted red line; Figs. 7 & 17). The transparent pale blue area indicates the glacier-covered area during the climax of the AlplGM with blue arrows showing ice-flow directions. Only the highest peaks (in grey) were nunataka.

Abb. 1: a) Lage des Untersuchungsgebietes um Linz im Zentrum der Ostalpen. Die AlplGM-Eisausdehnung (nach EHLERS & GIBBARD 2004; in Hellgrün) und wichtige, im Text erwähnte Lokalitäten sind angezeigt (1 – Gschnitztal, 2 – Hopfgarten, 3 – Rödschitz, 4 – Längsee, 5 – Sellrain, 6 – Tagliamentogletscher). b) Karte der Umgebung von Linz mit den Tälern des Untersuchungsgebietes (A – Debanttal, B – Daber(-bach)-Tal, C – Leibnitz(-bach)-Tal, D – Kals(-bach)-Tal, E – Isel-Tal, F – Drautal (Pustertal), G – Galitzen(-bach)-Tal). Die Lage der korrespondierenden geologischen Karten (rote Linie; in Abb. 2, 3 & 8) und der paläogeografischen Karten (rote strichlierte Linie; Abb. 7 & 17) ist dargestellt. Die transparente hellblaue Fläche dokumentiert die von Gletschern bedeckte Fläche während des Höhepunktes des AlplGM. Blaue Pfeile zeigen die Eisflussrichtung. Nur die höchsten Gipfel (in grau) ragten als Nunataka aus dem Eisstromnetz.

paragneiss eclogite, amphibolite and orthogneiss, (PESTAL et al. 2009, LINNER et al. 2013). Mica schists, partly phyllonitic, are the dominant lithology of the Deferegger Alps (LINNER et al. 2013). The Lienz Dolomites consist of mesozoic sedimentary rocks with dolostone of the Hauptdolomit Formation as the main constituent (PROBST et al. 2003). The valleys of the rivers Drau and Isel follow major strike-slip faults, which mainly accommodated the Miocene lateral extrusion of the Eastern Alps relative to the South Alpine Superunits (MANCKTELOW et al. 2001).

The phase of ice build-up at the onset of the AlpLGM, characterised by a severe climatic deterioration (VAN HUSEN & REITNER 2011), are documented by horizontally-bedded gravels and cobbles with a coarsening-upward trend (Mittewald unit in the upper Drau Valley/Puster Valley; REITNER 2016) below a subglacial traction till (EVANS et al. 2006). During the climax of the AlpLGM (c. 26–19 ka according to data from the Tagliamento end moraine system, MONEGATO et al. 2007) the valleys of the rivers Isel and Drau were filled with ice streams as part of the Drau Glacier (Fig. 1b), which was the largest glacier in the southeastern sector of the Alpine transection glacier complex. The Isel Glacier was the dominant glacier in the study area with an ice surface sloping from 2260 m a.s.l. at the outlet of the Kals Valley to around 2200 m at the outlet of the Debant Valley (REITNER 2003a). On the northern flank of the Lienz Dolomites an altitudinal range of the trimline between the glacially moulded area and the *ârete* is evident which lies in a comparable altitude and thus above the findings of erratic material in 2040 m a.s.l (MUTSCHLECHNER 1956). Glacial overdeepening has been detected by a gravity survey in the broad part of the Drau Valley from Lienz downflow with a depth of up to 500 m below the surface (WALACH 1993). Therefore, the onset of major glacial erosion occurred in a classical confluence of Drau, Isel and finally Möll Glacier (Fig. 1), the latter coming from the north via a transfluence pass. In contrast, no overdeepenings are known from the upper Drau Valley, also called Puster Valley, with a V-shaped cross-section.

As a result of glacial oversteepening during the AlpLGM and, to a more limited amount, during the ALG, slopes in crystalline rocks reacted to withdrawal of ice overburden with various types of deep-seated gravitational slope deformations (DSGSDs; e.g. REITNER & LINNER 2009). In contrast, rock slides and rock avalanches are known from the northern rim of the Lienz Dolomites (REITNER 2003b, REITNER et al. 2014).

3 Previous work, applied stratigraphic terminology and approach

The core area for establishing a Lateglacial stratigraphy is the southwestern flank of the Schobergruppe mountains between the Kals Valley in the West and the Debant Valley in the East (Fig. 1b). Firstly, the earliest descriptions of Lateglacial moraines, as available from LUCERNA (1925) and KLEBELSBERG (1931 & 1952), can be regarded as cursory, whereas SENARCLENS-GRANCY (1944) presented a map of large parts of this area with moraines defined according to his stratigraphic terminology (see discussion in BUCHENAUER, 1990). The phase of modern (re-)investigation of the

study area began with BUCHENAUER (1990) who mapped this and adjoining areas geomorphologically in order to reconstruct the glacial and permafrost development from the end of the AlpLGM to the Holocene. With all the detailed geomorphological maps (scale 1:25,000), palaeogeographic reconstructions and the calculation of equilibrium line altitudes (ELAs) and corresponding Δ ELAs (difference to the ELA of the last LIA maximum extent around the year 1850), this is a key work for the ALG of the Eastern Alps south of the Alpine main chain with an unprecedented standard of documentation. Based on his mapping results, BUCHENAUER (1990) defined local stadials (further subdivided by stillstands) as a local reference with defined stratotypes for which he calculated corresponding Δ ELAs for the reconstructed palaeoglaciers using the accumulation-area-ratio (AAR-) method, with a value of 0.67 as defined by GROSS et al. (1978) for the Alps. The deduced stratigraphic correlation is based on the terminology of the 1980s (summarised in MAISCH 1982, 1987; KERSCHNER 1986) with Δ ELAs serving as the major criterion for defining local stillstands and finally for correlation with defined stadials (Table 1). In addition, geomorphological criteria such as the shape (“freshness”) of moraines as an indicator of relative age were applied in stratigraphic assignments. The latter was important especially for the distinction between the glacial landforms of the Daun stadial (pre-Bølling/Allerød interstadial), which were supposed to be more subdued compared to those of the Egesen stadial (Younger Dryas). This morphological approach established by HEUBERGER (1966) in the Sellrain area (Northern Tyrol) has a possible bias as this morphological differentiation might be only evident in one valley dependent on altitude (*cf.* KERSCHNER 1978: 29).

As nearly all local type localities defined by BUCHENAUER (1990) are located in the study area, a re-assessment of the stratigraphy has been done by re-investigating the sedimentary and morphological sequences in two valleys i.e. Debant Valley and Daber(-bach) Valley containing these type localities and applying numerical dating methods to these sites; it is thus possible to discuss the sedimentological and geomorphological findings in the light of accompanied geochronology, a fortuitous situation rarely encountered in the Alps (*cf.* IVY-OCHS et al. 2009). Likewise, similar successions in neighbouring valleys (Leibnitz(-bach) Valley and Kals Valley) and additional evidence in the Isel Valley, in the Drau Valley and in the Lienz Dolomites can be compared to this dataset.

The specific topographic and geological peculiarities of the aforementioned valleys having an impact on glacial development and preservation of successions (e.g. mass movements) are described in the sections dealing with the geology of the valleys.

4 Methodology

4.1 Fieldwork and stratigraphy

Geological mapping was performed mostly at a scale of 1:10,000, supplemented by mapping at 1:25,000, depending on the area, supported by lithofacies analysis according to KELLER (1996). High-resolution LiDAR-images from the TIRIS online map of the Province of Tyrol (www.tirol.gv.at) were only available in the final stage of map compilation.

Tab. 1: The sedimentary stratigraphy with the different (allostratigraphic) units, their lithogenetic attribution in the published map sheet Lienz (LINNER et al. 2013) and their climatostratigraphic correlation in comparison to the stratigraphic terminology and correlation used by BUCHENAUER (1990).

Tab. 1: Die Stratigraphie der Ablagerungen mit den verschiedenen (allostratigraphischen) Einheiten, deren lithogenetische Attributierung in der publizierten Karte Lienz (LINNER et al. 2013) und deren klimatostratigraphische Korrelation im Vergleich zu der von BUCHENAUER (1990) verwendeten stratigraphischen Terminologie und deren Korrelation.

Schober Mountains [local terminology]	Lienz Dolomites [local terminology]	Lithogenetic unit ¹⁾	Stadials defined by BUCHENAUER [1990] for the southern part of the Schober Mountains [with stratigraphic correlations used therein]	Climatostratigraphic subdivisions	Chronostratigraphy ²⁾
Debant [DE] unit	Kerschbaumeralm [KA] unit	glacigenic deposit	Lienzer Hütte [L.H.] [Egesen] Gaimberger-Alm [G.A.] [Dau]n	Egesen stadial (Younger Dryas)	late
Kunig [KU] unit	Klambrückl [KB] unit	glacigenic deposit	Kunig [Senders/Clavadel] Debant [Gschnitz]	Bølling/Allerød- Interstadial	middle
Daber [DA] unit	Gallitzen [GA] unit	glacigenic deposit	[Strassboden, Grossbahn [Steinach]] ³⁾	Gschnitz stadial (Oldest Dryas)	early
Ainet [AI] unit	Ainet [AI] unit	fluvioglacial deposit	[ELA 405–450 m ELA 555–585 m [ELA 640 m, 665 m] ³⁾	Phase of ice-decay	
Isel [IL] unit	Isel [IL] unit	glacigenic deposit			Würmian Pleniglacial [AipLGM]
Mittewald unit	Mittewald unit	fluvial deposit			

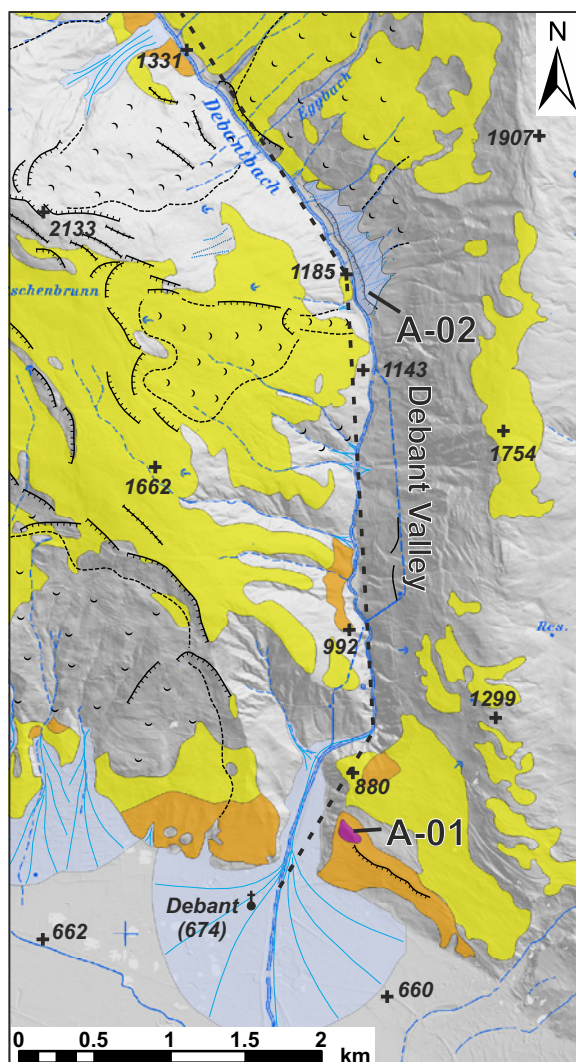
¹⁾ according to CGI CONTROLLED VOCABULARY [2011–12] and GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT THESAURUS [2016]. ²⁾ Lateglacial and Pleniglacial according to CHALINE & JERZ [1984]. The subdivision into early to late is informal. ³⁾ The type localities of Strassboden and Großbahn are in the drainage area of the River Möll outside the study area and are not discussed in this paper.

In the published geological map of Lienz (LINNER et al. 2013) the geologic units discussed in this paper are indicated as lithogenetic units, defined on the base of their genesis according to CGI CONTROLLED VOCABULARY (2011–12) and GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT THESAURUS (2016). For establishing a stratigraphy as a solid base for further chronostratigraphic correlations these geologic units are informally defined based on Allostratigraphy (according to the North American Stratigraphic Code; NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE 2005: 1578) in this paper as “... a mappable body of rock that is defined and identified on the basis of its bounding discontinuities.” Compared to lithostratigraphy, this stratigraphic approach is the most practicable for many cases in the Alpine Quaternary (see BINI et al. 2004, MONEGATO & STEFANI 2010, VAN HUSEN & REITNER 2011, COLUCCI et al. 2014, BICHLER et al. 2016). It allows to distinguish between different (1) superposed discontinuity-bounded deposits of similar lithology, (2) contiguous discontinuity-bounded deposits of similar lithology, or (3) geographically-separated discontinuity-bounded units of similar lithology (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE 2005: 1578). However, the geological units are not denoted as alloformations or allomembers, as such a step requires standardised procedures which are beyond the scope of this paper.

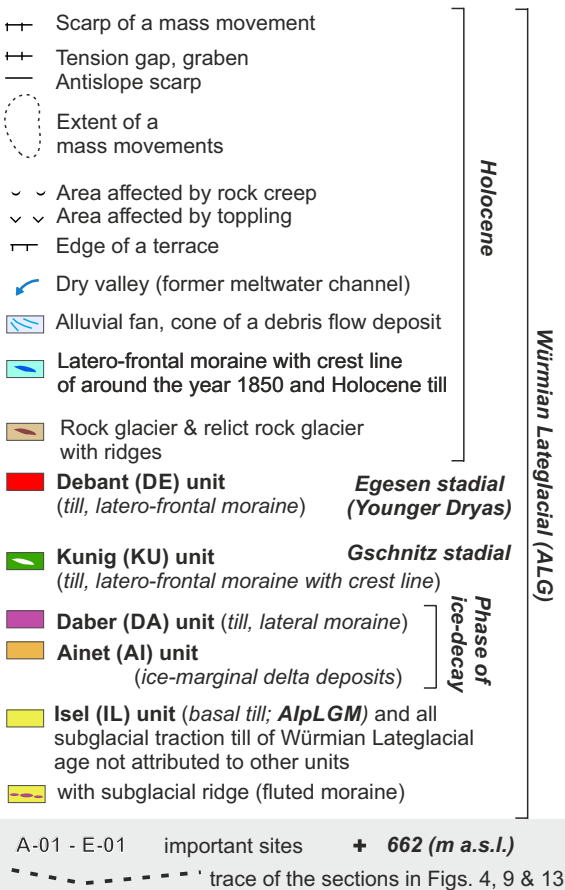
4.2 Geochronology

Two samples for surface exposure dating (IVY-OCHS & KOBER 2008) were taken from quartz veins on the top surfaces of two boulders with a gasoline-powered saw. After crushing and sieving to grain size < 1 mm, quartz was purified with selective chemical dissolution (KOHL & NISHIZUMI 1992). Be was isolated with several ion exchange separations and pH steps (IVY-OCHS et al. 2006b). ¹⁰Be/ ⁹Be ratios were measured at the 600 kV TANDY (CHRISTL et al. 2013) at the Laboratory of Ion Beam Physics (LIP) at ETH Zürich against the in-house standard S2007N, which is calibrated to 07KNSTD (NISHIZUMI et al. 2007). Measured ratios were corrected for a long-term average full process blank ratio of (3.6 ± 2.6) * 10⁻¹⁵ ¹⁰Be/ ⁹Be. Exposure ages were calculated with the CRONUS-EARTH online calculator (BALCO et al. 2008) with a spallation production rate at sea level and high latitude of 3.93 ± 0.19 at / g / a (‘NENA’; BALCO et al. 2009), ‘St’ scaling (STONE 2000)). No erosion or snow cover correction was made. This production rate agrees well with results from the Chironico landslide in Ticino, Switzerland (CLAUDE et al. 2014)

One sample of macrofossils (ETH-48227), selected when pollen samples of Pitschedboden (site B-04) were prepared, was submitted to the AMS ¹⁴C laboratory at ETH Zürich. This material underwent treatment of acid-base-acid washes (HAJDAS



Legend for the Schobergruppe mountains (Figs. 2, 3 & 8)



2008) to remove potential contamination with carbonates and humic acids. 2.1 mg of dry clean organic matter, which is equivalent to 1 mg of carbon, was then weighed into tin cups for combustion in an Elemental Analyser and subsequent graphitization (WACKER et al. 2010). Resulting graphite was pressed into aluminium cathodes and the $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios were measured using the MICADAS dedicated AMS facility of ETH Zürich (SYNAL et al. 2007). The radiocarbon age was calculated following STUIVER & POLACH (1977) using the measured ^{14}C content after correction for standards, blank values and fractionation ($\delta^{13}\text{C}$ values measured semi-simultaneously on graphite). The reported conventional age is 11525 ± 236 BP, $\delta^{13}\text{C} = -19.0 \pm 1.0\text{‰}$. The calendar age of 13470–13260 (95.4%) was obtained using the calibration program of OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) and the IntCal13 atmospheric curve (REIMER et al. 2013).

4.3 Palynology

Samples for pollen analysis of the drilled core of Pitschedboden (site B-04) have been analysed to constrain the chronology and to test the plausibility of the radiocarbon age. 2 cm³ of sediment were chemically treated using HF and acetolysis and stored in glycerol. At least 500 pollen grains per sample were counted. A percentage diagram shows the results of the lower part (6.48–5.97 m), which is relevant in the context of the present study, whereas the upper part will be presented elsewhere. For calculation of the percentages, Pteridophytes, water plants and Indeterminanda are excluded from the pollen sum (trees and shrubs (AP) and upland herbs (NAP) = 100%).

5 Debant Valley

The Debant Valley (Figs. 2 & 3), with a length of 17 km, is the longest tributary valley of the River Drau in the Schobergruppe mountains. Its uppermost cirques below the highest peaks in the range of 3053–3242 m a.s.l. are still glaciated. During the last peak of the Little Ice Age around the year 1850 (LIA₁₈₅₀) an area of nearly 1 km² was covered by glaciers with equilibrium line altitudes (ELAs_{LIA}) between 2680 and 2860 m a.s.l. (cf BUCHENAUER 1990 for details). With a gently-sloping middle part and steep lower part towards the Drau valley it still exhibits the characteristics of a hanging valley.

5.1 Field evidence

The area stretching from the true left flank of the lowermost part of the valley to the northern Drau Valley flank is characterised by kame terraces made up of sandy gravels unconformably resting on bedrock (Figs. 2 & 4). The most prominent terrace is located around 800 m a.s.l. (150 m above modern valley floor of the Drau Valley) has a gentle

Fig. 2: Map of the lower Debant Valley with Quaternary sediments and important sites (A-01, A-02) with the legend of the Schobergruppe mountains valid for Figs 2, 3 & 9 (shaded relief image from TIRIS online map of the Province of Tyrol: www.tirol.gv.at).

Abb. 2: Quartärgeologische Karte des unteren Debanttales mit den wichtigen Lokalitäten (A-01, A-02) mit für die Schobergruppe (Abb. 2, 3 & 9) gültigen Legende (Hillshade von der TIRIS online Karte des Bundeslandes Tirol: www.tirol.gv.at).

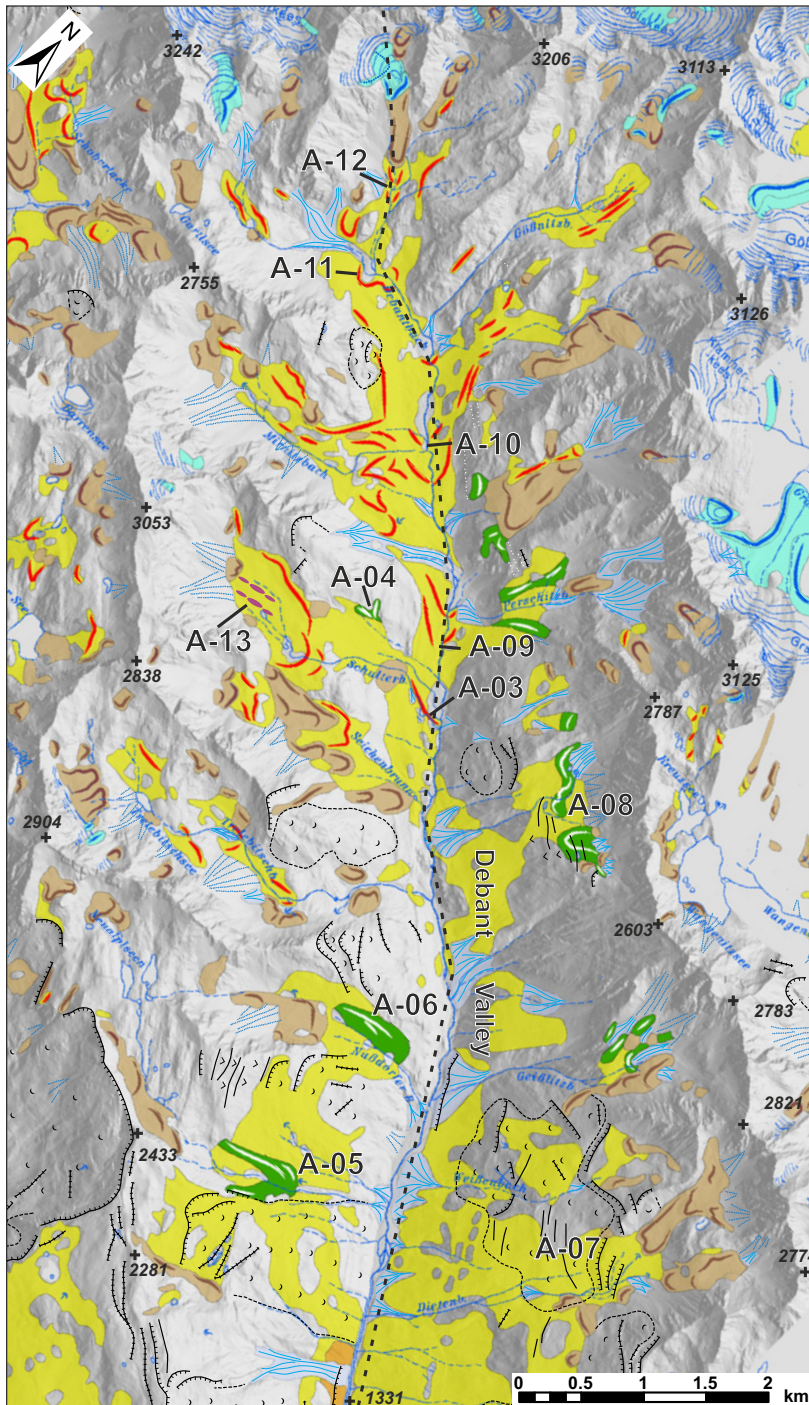


Fig. 3: Map of the middle and upper Debant Valley with Pleistocene sediments and important sites (A-03 to A-13) (shaded relief image from TIRIS online map of the Province of Tyrol: www.tirol.gv.at).

Abb. 3: Quartärgeologische Karte des mittleren und oberen Debanttales mit den wichtigen Lokalitäten (A-03 bis A-13) (Hillshade von der TIRIS online Karte des Bundeslandes Tirol: www.tirol.gv.at).

slope from the Debant valley to the Drau valley. Thus, a sediment transport from the tributary valley towards a still existing ice body in the broad Drau valley is evident. On top of this kame terrace a prominent, 200 m-long ridge, interpreted as a moraine and running from NW to SE with a height of 15 m, is evident (A-01, Obergöriach; Figs. 2 & 4). It consists of sandy gravels with subangular to rounded clasts and angular boulders with a diameter of up to 2 m. These morphological and sedimentary characteristics, together with the clast lithology (mica schists and gneiss), indicate a formation of this moraine remnant by a glacier descending from the Debant Valley.

The type locality of Debant stadial (= Gschnitz) as defined by BUCHENAUER (1990) is located on the true left flank in 1185 m a.s.l. at the limit between the gorge like lower

valley and the middle part (site A-02; Figs. 2 & 4). It is interpreted as a partly eroded alluvial fan with a polymictic clast spectrum typical of the hinterland ranging from angular mica-schist which makes up the bedrock on this flank to (sub-)rounded gneiss, eclogite and amphibolite. According to BUCHENAUER (1990), this fan-like feature resembles an accumulation at the margin of a stabilised glacier tongue over a considerable time. However, compared to neighbouring slopes, the till cover which is extensive elsewhere along the surrounding valley flank, has been eroded down to the bedrock in the catchment area of the creek linked to the apex of the alluvial fan. Hence, this deposit is composed of reworked glacial material from the higher ground and has no implications for the reconstruction of a former glacier extent (REITNER 2003a).

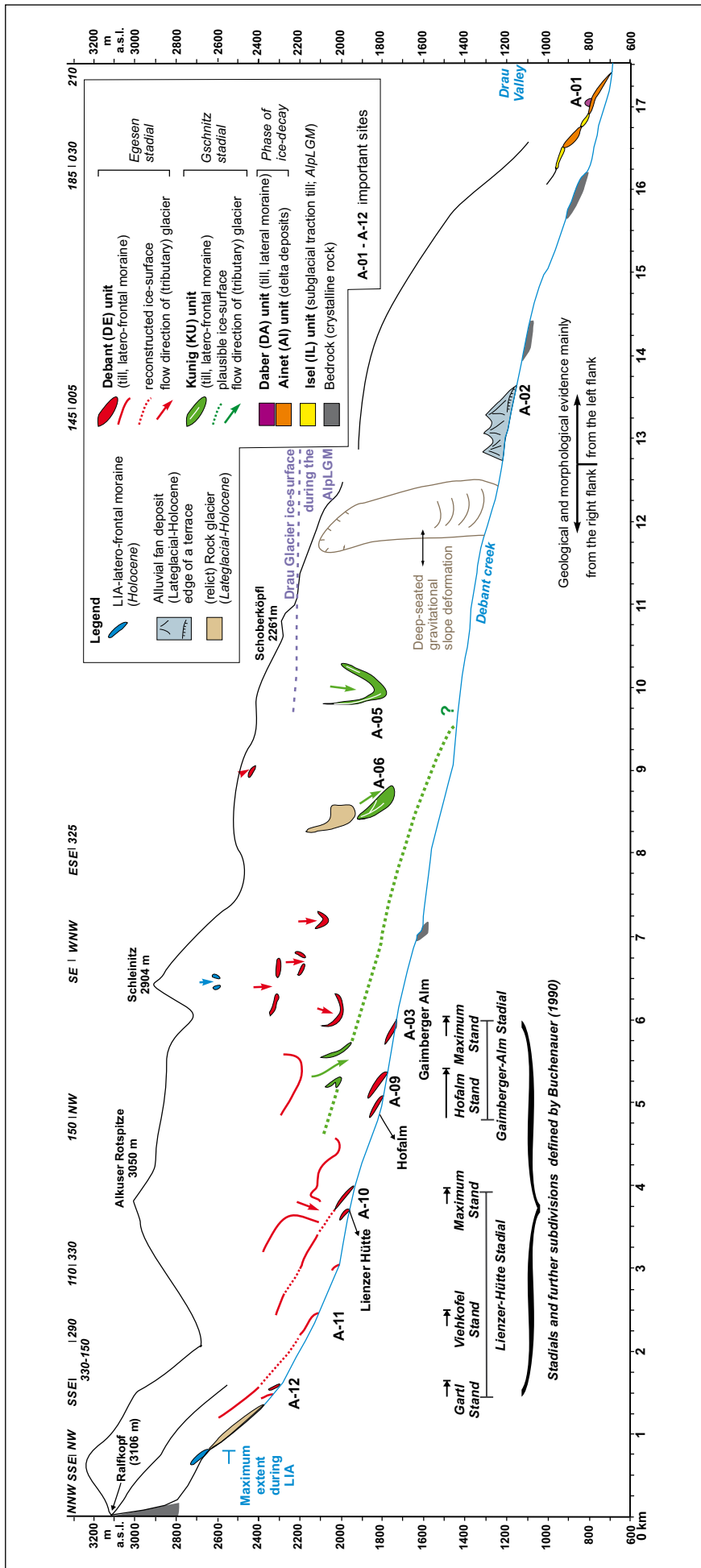


Fig. 4: Section along the Debant Valley with the sites A-01 – A-12.

Abb. 4: Geologischer Schnitt entlang des Debanttales mit den Lokalitäten A-01 bis A-12.

The middle part of the Debant Valley from location A-02 up to an altitude of c. 1400 m shows a narrow V-shaped cross section due to the pushing toes of DSGSDs (Fig. 4). This is followed upstream for 1.3 km by a broad valley floor where the creek shows isolated signs of braiding in this part of the valley.

Between location A-02 and location A-03 no glacial sediments can be found on the valley floor. However, on the valley flanks, around 250 m above the valley floor WNW of location A-03, ridge-like landforms, which are interpreted as lateral moraines of a valley glacier, are evident (Figs 3,

4 & 5a). In one case (A-04) the geometry of these moraines allows the reconstruction of a confluence with a tributary glacier deriving from a small cirque on the southwestern valley flank. These moraines were attributed by BUCHENAUER (1990) to his Kunig stadial (Table 1), whose type locality will be described in Section "6. Daber Valley". On the true right flank downvalley of A-04 no indication of a cirque glacier joining the valley glacier is present. In contrast those glaciers formed prominent latero-frontal moraines (location A-05 = Wellalm & A-06 = Nussdorfer Alm). On the opposite, south-west facing valley flank pal-

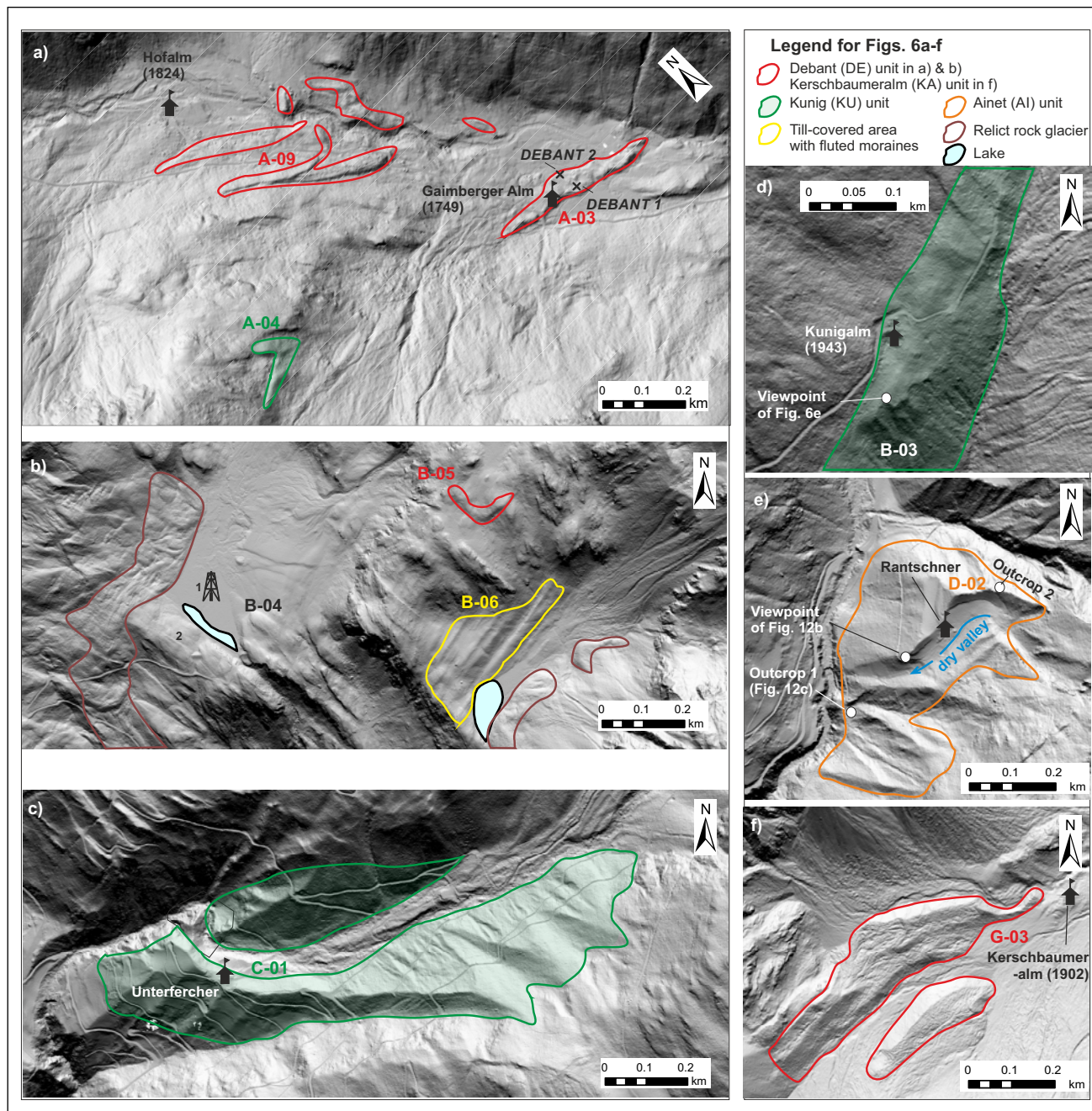


Fig. 5: Comparison of DEM images of different stratigraphic units (s. legend) and sites. a) Site A-03, A-04 and A-09 in the Debant Valley. b) Site B-04 (with 1 – drilling site for the peat core, 2 – bedrock riegel), B-05 and B-06 in the Daber Valley. c) Site C-01 in the Leibnitz Valley. d) Site B-03 in the Daber Valley. e) Site D-02 in the Kals Valley. f) Site G-03 in the Galitzen Valley. (shaded relief image from TIRIS online map of the Province of Tyrol: www.tirol.gv.at).

Abb. 5: Vergleich der verschiedenen stratigraphischen Einheiten als Bilder im digitalen Höhenmodell. a) Lokalitäten A-03, A-04 und A-09 im Debanttal. b) Lokalitäten B-04 (mit 1 – Bohrplatz für den Torfkern, 2 – Karschwelle), B-05 und B-06 im Daber-Tal. c) Lokalität C-01 im Leibnitz-Tal. d) Lokalität B-03 im Daber Tal. e) Lokalität D-02 im Kals-Tal. f) Lokalität G-03 im Galitzen-Tal (Hillshade von der TIRIS online Karte des Bundeslandes Tirol: www.tirol.gv.at).

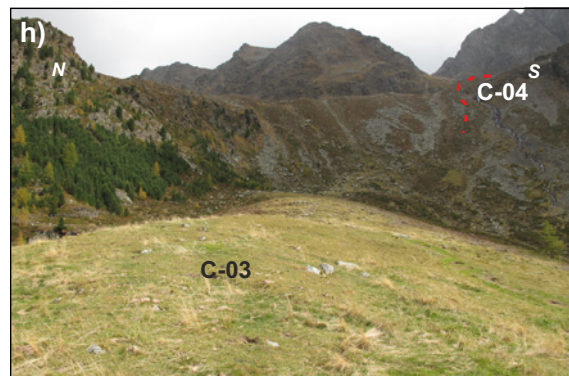
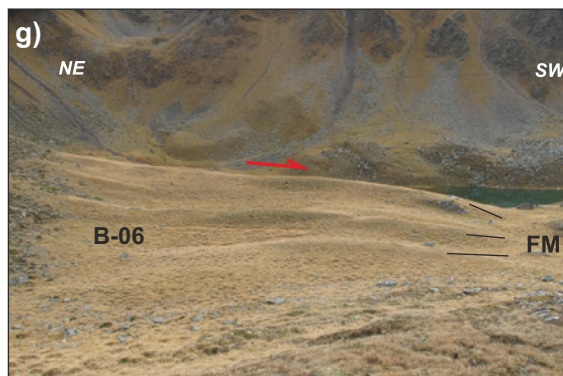
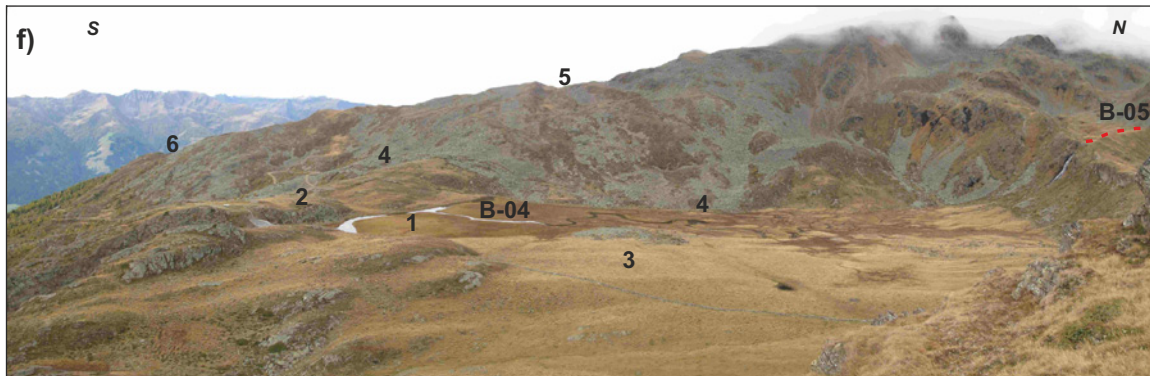
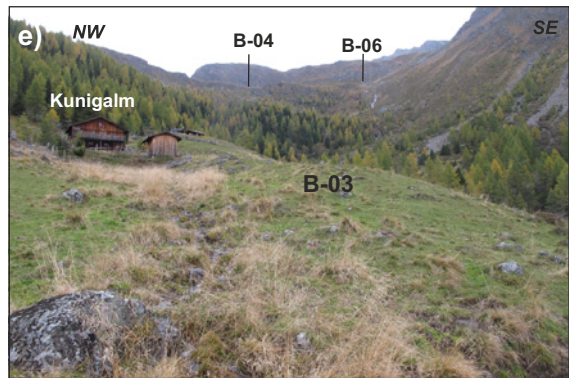
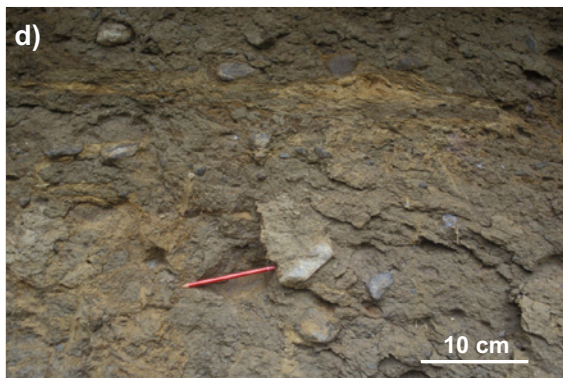
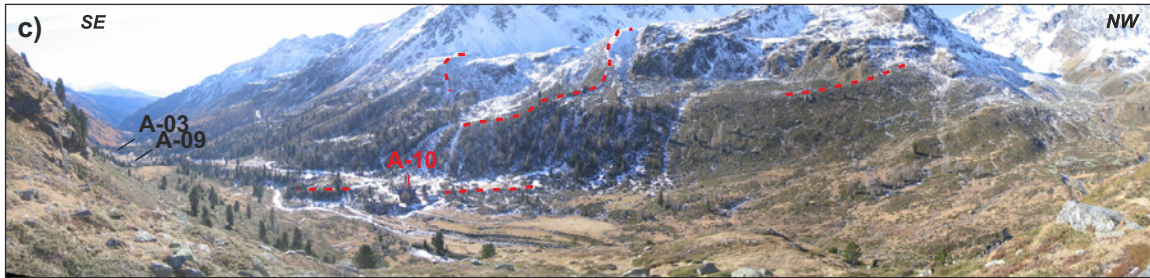
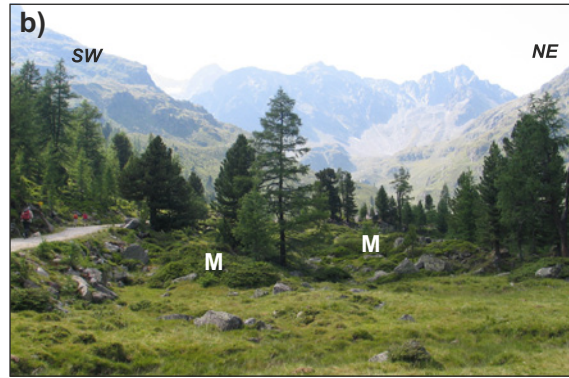


Fig. 6: a) Gneiss boulder of sample DEBANT 2 on top of the moraine of the DE unit during sampling (view towards ESE). b) Multiple small boulder-rich moraines (M) in the vicinity of site A-09. c) Latero-frontal moraines of the DE unit around site A-09 (Lienzer Hütte) at the true right side of the Debant Valley. Red dotted lines indicate the crest of some prominent moraines. The sites A-03 (Gaimberger-Alm) and A-09 (Hofalm) are located downstream. d) Dark-grey basal till of the DA unit with shear planes and with deformed sand layers at location B-01 in 1150 m a.s.l. (see also Fig. 10). e) Location B-03 in the Daber Valley with the lateral moraine of the Kunig (KU) unit right of the Kunigalm hut (viewpoint shown in Fig. 5d). Sites B-04 and B-06 are indicated. View upvalley towards NNE. f) Site B-04 (Pitschedboden) with a mire (1 -drill location), (2) a bedrock riegel, (3) areas of subglacial till cover, (4) relict rock glaciers, (5) graben structure and (6) antislope scarps of the deep-seated toppling deformation (REITNER & LINNER, 2009). Location B-05 with latero-frontal moraines of the DE unit (crest indicated by red dotted line). g) Location B-06 (Gutenbrunn) in the Daber Valley with three fluted moraines (FM). Red arrow indicates former ice-flow direction. h) Site C-03 in the Leibnitz Valley with a broad subglacial ridge in the foreground. The onset of a lateral moraine of the DE unit (red dotted line indicates the crest) on site C-04 (in the upvalley direction) is evident.

Abb. 6: a) Gneisblock der Probe DEBANT 2 auf der Moräne der DE-Einheit während der Beprobung (Blick gegen ESE). b) Multiple kleine blockreiche Moränen (M) in der Nähe von Lokalität A-09. c) End- bis Seitenmoränen der Debant (DE)-Einheit nahe der Lokalität A-09 (Lienzer Hütte) an der orographisch rechten Flanke des Debanttales. Rot strichlierte Linien dokumentieren den Kammverlauf einiger prominenter Moränenzüge. Die Lokalitäten A-03 (Gaimberger-Alm) und A-09 (Hofalm) liegen flussabwärts. d) Dunkelgraue Grundmoräne der DA-Einheit mit Scherflächen und mit deformierten Sandlagen bei Lokalität B-01 in 1150 m Höhe (Lage siehe auch Abb. 10). e) Lokalität B-03 im Daber-Tal mit der Seitenmoräne der Kunig (KU)-Einheit rechts von der Kunigalm (Blickpunkt in Abb. 5d markiert). Lokalitäten B-04 und B-06 sind angezeigt (Blickrichtung talaufwärts gegen NNE). f) Lokalität B-04 (Pitschedboden) mit einem Moor (1 -Bohrplatz), (2) mit einer Karschwelle, (3) mit Gebieten aus Grundmoräne, (4) reliktschen Blockgletschern, (5) Grabenstruktur und (6) antithetischen Brüchen der tiefgreifenden Kippung (REITNER & LINNER, 2009). Lokalität B-05 mit End-bis Seitenmoräne der DE-Einheit (Kammlinie rot-strichliert dargestellt). g) Lokalität B-06 (Gutenbrunn) im Daber-Tal mit drei „fluted moraines“ (FM). Der rote Pfeil zeigt die ehemalige Eisflussrichtung an. h) Lokalität C-03 im Leibnitz-Tal mit einem breiten, subglazial-geformten Rücken im Vordergrund. Der Ansatz der Seitenmoräne der DE-Einheit (rot-strichlierte Linie markiert die Kammlinie) bei Lokalität C-04 ist ersichtlich (Blickrichtung talaufwärts).

aeoglacier reconstruction is hampered by the combined action of fluvial, gravitational processes. Thus, landforms previously interpreted by BUCHENAUER (1990) as lateral moraines at locations A-07 (Obere Göriacher Alm; Fig. 3) are here interpreted either as ridges within the AlpLGM till cover due to dissection by DSGSDs or remnants resulting from linear erosion or as rock glacier deposits. Only in areas with no or less severe impact of mass movements corresponding latero-frontal moraines allow to constrain the geometry of small cirque glaciers (location A-08 in Fig. 3; Gaimberger Feld). The uppermost onset of those lateral moraines in 2300 to 2250 m might serve as a robust proxy for ELA-reconstruction in the sense of the maximum elevation of lateral moraines (MELM) approach (LICHTENECKER 1938, BENN & LEHMKUHL 2000).

On the valley floor at location A-03 (Gaimberger-Alm at 17409 m a.s.l.) a prominent frontal boulder-rich moraine with a height of up to 12 m crosses the valley (Fig. 3, 5a, 6a). The lithology of the subangular to subrounded clasts reflects the geology of the hinterland. BUCHENAUER (1990) defined this ridge as the type-locality of his Gaimberger-Alm stadial (correlated by him with the Daun stadial; Table 1).

From site A-03 upvalley, isolated moraine ridges occur at location A-09 (Hofalm; Fig. 4 & 5a), the type locality of the Hofalm stand as defined by BUCHENAUER (1990), two closely-spaced boulder-rich end moraines document stillstands. However, beside these two prominent moraines with a height of up to 10 m many small, 1–2 m-high ridges are present (Fig. 6b).

At site A-10 (Lienzer Hütte; Figs. 3, 5a & 6c) a well-preserved boulder-rich end moraine crosses the valley, which represents the maximum extent of the Lienzer-Hütte stadial (BUCHENAUER 1990). The good preservation of the latero-frontal moraine and of a set similar minor features upvalley enables a reconstruction of the glacier tongue, its confluences with the tributary glaciers and, lastly, their separation during retreat. BUCHENAUER (1990) describes differences in the morphological appearance of the moraines of Gaimberger-Alm stadial, Hofalm halt and Lienzer Hütte stadial (Table 1), with the last one appearing as

the freshest landform with sharp crestlines. However, only the difference between the moraines of the aforementioned stadials and the more subdued ones of his Kunig stadial is undoubtedly recognisable in the field and in the DEM-images (Fig. 5a).

The final breakup of the Debant Glacier into separated glaciers after the Lienzer-Hütte stadial interrupted by considerably smaller glacier halts at location A-11 (Viehkofel halt) and A-12 (Gartl halt) is documented by a series of moraines (Fig. 4) which can be traced close to the LIA-moraines (cf. BUCHENAUER for details; Table 1).

Fluted moraines with a trend parallel to former ice-flow and a height of up to 2 m are evident on the till-covered cirque floor at location A-13 (south of A-04) which was covered by a small cirque glacier for the last time during the Lienzer-Hütte stadial (BUCHENAUER 1990: 108).

5.2 Results of the ^{10}Be surface exposure dating

In order to cross-check BUCHENAUER's attribution based on ELA-depressions of the Gaimberger-Alm end moraine as a regional document of the Daun stadial two gneiss boulders were sampled at site A-03. DEBANT 1 and DEBANT 2 (Figs. 5a & 6a) provided consistent ^{10}Be ages of 13.3–12.1 ka and 13.5–12.1 ka (Table 2) which document a glacier stabilisation most likely at the onset of the Younger Dryas.

5.3 Discussion

According to findings of the fieldwork together with the results of the ^{10}Be -exposure dating, the Lateglacial deposits of the Debant Valley can be subdivided into four mappable geological units (Figs. 2, 3, 4 & 7).

The **Daber (DA) unit** (named after the type locality described in Section 6) consisting of a remnant of a lateral moraine (location A-01 at Obergöriach) deposited by a Debant Glacier on top of a kame terrace, which belongs to the **Ainet (AI) unit** (named after the type locality described in Section 6). The latter feature documents deltaic accumulation at the margin of a decaying Drau Glacier after a loss of 1400 m ice-thickness compared to AlpLGM conditions.

Tab. 2: Sample information, AMS concentrations, and calculated surface exposure ages for the samples DEBANT 1 and DEBANT 2 from the latero-frontal moraine at site A-03 in the Debant Valley.

Tab. 2: Probeninformationen, AMS-Konzentrationen errechnete Oberflächenalter für die Proben DEBANT 1 und DEBANT 2 von der Endmoräne bei Lokalität A-03 im Debanttal.

Sample name	Latitude [DD]	Longitude [DD]	Elevation [m]	Thickness [cm]	Shielding factor	¹⁰ Be [at/g]	Error [at/g]	Exposure age [yr]	Error [yr]
DEBANT 1	46,9218	12,7667	1737	2,5	0,9637	202420	8690	12740	550
DEBANT 2	46,9223	12,7665	1735	2,5	0,9335	197410	9970	12840	650

AMS concentrations blank corrected ¹⁰Be [long time laboratory blank of ¹⁰Be/⁹Be = 3.7±2.4 e-15]. Given errors are at the 1σ level based on the analytical uncertainties. No correction was made for erosion or snow cover.

Furthermore, any indication of a stabilised glacier halt is missing. In total, such a finding is typical for an active local glacier (scene IV in Fig. 7), which got separated from the downwasting transection glacier complex in the large valleys, advancing to its Lateglacial maximum position

(LMP) during the phase of ice-decay (REITNER, 2007).

The **Debant (DE)** unit, named after the valley containing the clearest and most complete record, consists of a set of moraine clusters that had previously been defined by BUCHENAUER (1990) as Gaimberger-Alm stadial, Ho-

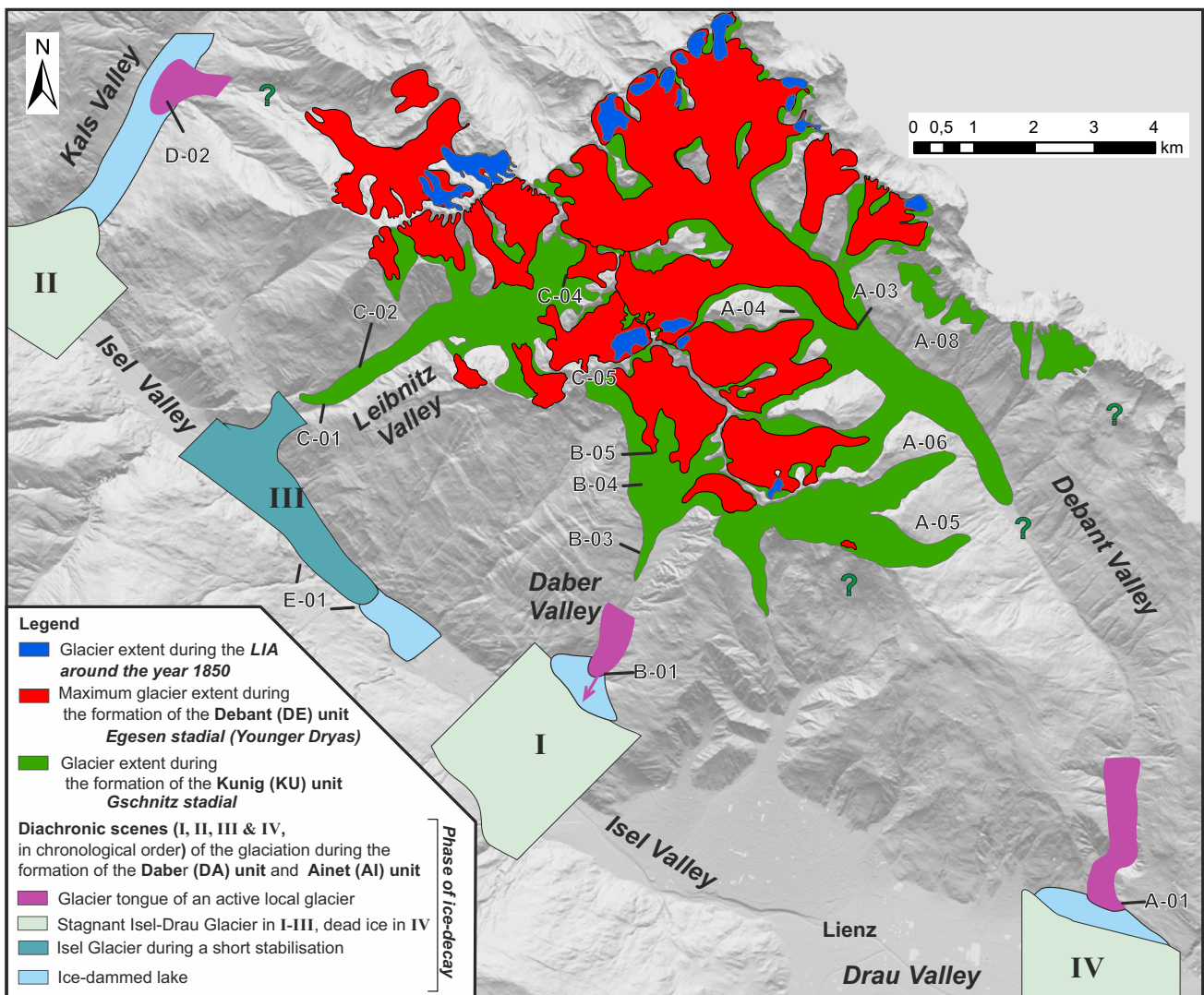


Fig. 7: Palaeogeographic sketch showing the ice extent in parts of the Schobergruppe mountains during the formation of the Ainet (AI) unit and Daber (DA) unit in the Phase of ice-decay, of the Kunig (KU) unit in the Gschnitz stadial and of the Debant (DE) unit in the Egesen stadial (Younger Dryas) in comparison to the glaciation during the LIA₁₈₅₀. Important sites (e.g. A-01, B-01, C-01 etc.) of Figs. 2, 3 and 9 are indicated (shaded relief image from TIRIS online map of the Province of Tyrol: www.tirol.gv.at).

Abb. 7: Paläogeografische Skizze mit der Vergleitscherung in Teilen der Schobergruppe während der Bildung der Ainet (AI)- und Daber (DA)-Einheit in der Eiszerfallsphase, der Kunig (KU)-Einheit im Gschnitz-Stadial und der Debant (DE)-Einheit in the Egesen-Stadial (jüngere Dryas) im Vergleich zur Vergleitscherung um das Jahr 1850 (LIA₁₈₅₀). Wichtige Lokalitäten (z.B. A-01, B-01, C-01 etc.) der Abb. 2, 3 und 9 sind angezeigt (Hillshade von der TIRIS online Karte des Bundeslandes Tirol: www.tirol.gv.at).

falm halt, Lienzer Hütte stadial, Viehkofel halt and Gartl halt, respectively (Table 1). According to the two ^{10}Be -ages (12.7 ± 0.6 ka and 12.8 ± 0.7 ka) of the outermost moraine at Gaimberger-Alm (A-03) the formation of this unit most likely began most on in the Younger Dryas at the margin of a valley glacier that retreated from the dated maximum extent, interrupted by a number of stillstands (possibly after minor readvances). The succession of DE moraines up to the foreland of the LIA end moraines without an evident break might imply a continuous deposition exclusively during the Younger Dryas. With the geochronologically-backed definition of the DE unit including the moraines of the former Gaimberger-Alm stadial, the previous differentiation between a Daun and a Egesen stadial glacial deposit based on ΔELA correlation has to be rejected for the study area. In addition, the same is true in this case for a general rule based on the morphology of moraine ridges as a criterion for classification.

For the isolated lateral moraines on the valley flanks indicating a valley glacier extent between the units of DA and DE the term **Kunig (KU) unit** in the sense of the original stage defined by BUCHENAUER (1990) is used (Table 1). Unfortunately, the geometry of the palaeoglacial tongue is not well constrained. In considering the gradient of the glacier surface, a terminal position of the glacier around 4 km downvalley of location A-03 seems to be plausible.

The latero-frontal moraines of the cirque glaciers described at location A-04 – A-08 indicate a larger glacier extent (compare BUCHENAUER 1990), in balance with climate for a considerable timespan, in the cirques where the DE unit is present (e.g. location A-05). Furthermore, as the Debant stadial defined by BUCHENAUER (1990) was proven

to be non-existent at its type locality, those latero-frontal moraines which were previously attributed to this obsolete stadial are also included in the KU unit.

6 Daber Valley

The Daber Valley is a tributary valley of Isel Valley with the characteristics of a hanging valley (Figs. 7, 8 & 9). Accordingly, the lower part of this 7 km-long valley between 800 m and 1250 m a.s.l. is the steepest part where Daber creek is incised into bedrock followed by a moderately-sloping middle part up to 2100 m. The uppermost part of the drainage area is characterised by a series of terrain steps, where partly lakes (e.g. Lake Alkus; site B-07 in Fig. 8) or mires (Pitschedboden; site B-04) are present behind bedrock thresholds (Riegel). The highest peaks surrounding the catchment area, which were free of glaciers during the LIA, are in the range 3050 m a.s.l.

6.1 Field evidence

Between the lower part of the Daber Valley (above the village of Ainet) and parallel minor valley to the east a prominent broad ridge is evident between 800 m and 1300 m made up of glacial and fluvioglacial sediments (location B-01). The stratigraphically-lowest deposit is a grey, highly-compacted massive and matrix-supported diamicton with fissility and striated clasts lying unconformably on bedrock (Fig. 10). The clasts consist of lithologies which are present on the true left flank of the Isel Valley including the prominent Tonalite which appears to have quarried from 10 km upvalley. This deposit is interpreted as a characteristic sub-

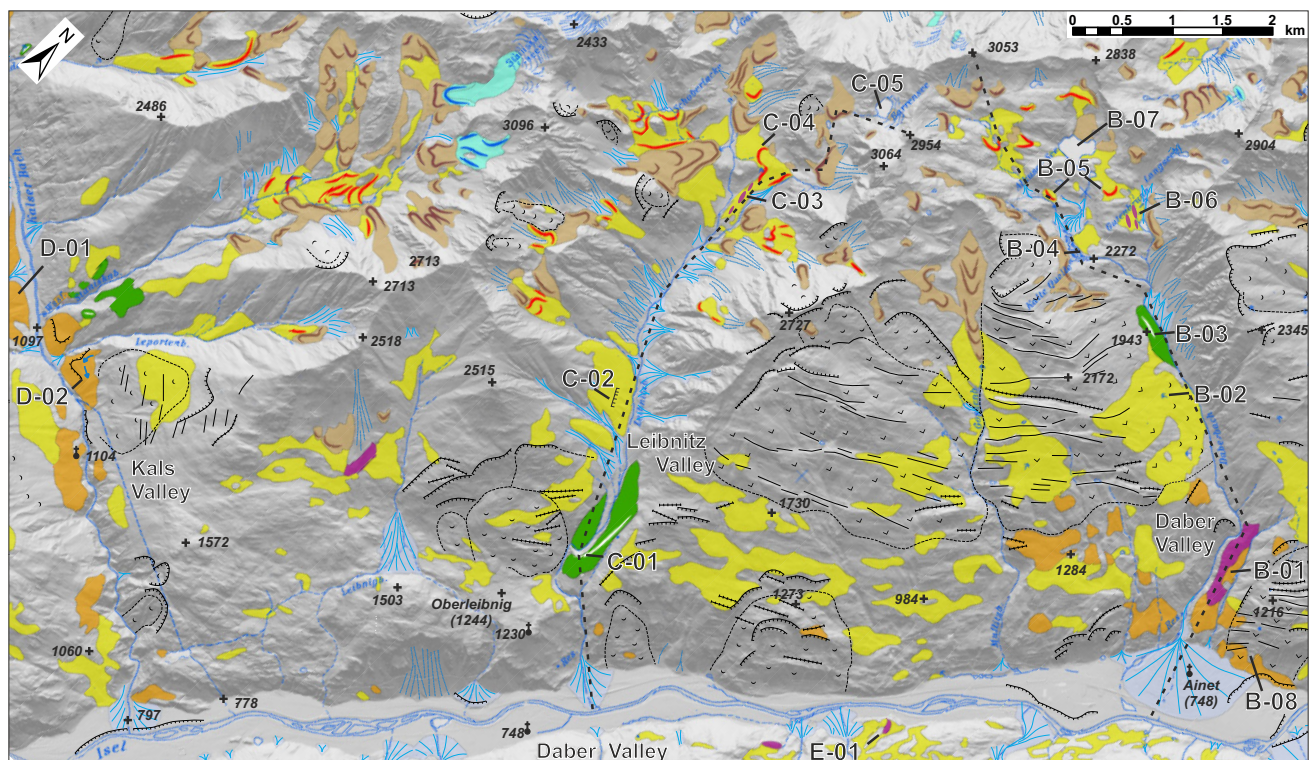


Fig. 8: Map showing the Quaternary sediments of the Daber Valley (with sites B-01 to B-08), of the Leibnitz Valley (with sites C-01 to C-05), of the Kals Valley (with sites D-01 & D-02) and of the Isel Valley (site E-01) (shaded relief image from TIRIS online map of the Province of Tyrol: www.tirol.gv.at).

Abb. 8: Quartärgeologische Karte des Daber-Tales (mit den Lokalitäten B-01 bis B-08), des Leibnitz-Tales (mit den Lokalitäten C-01 bis C-05), des Kals-Tales (mit den Lokalitäten D-01 & D-02) und des Isel-Tales (Lokalität E-01) (Hillshade von der TIRIS online Karte des Bundeslandes Tirol: www.tirol.gv.at).

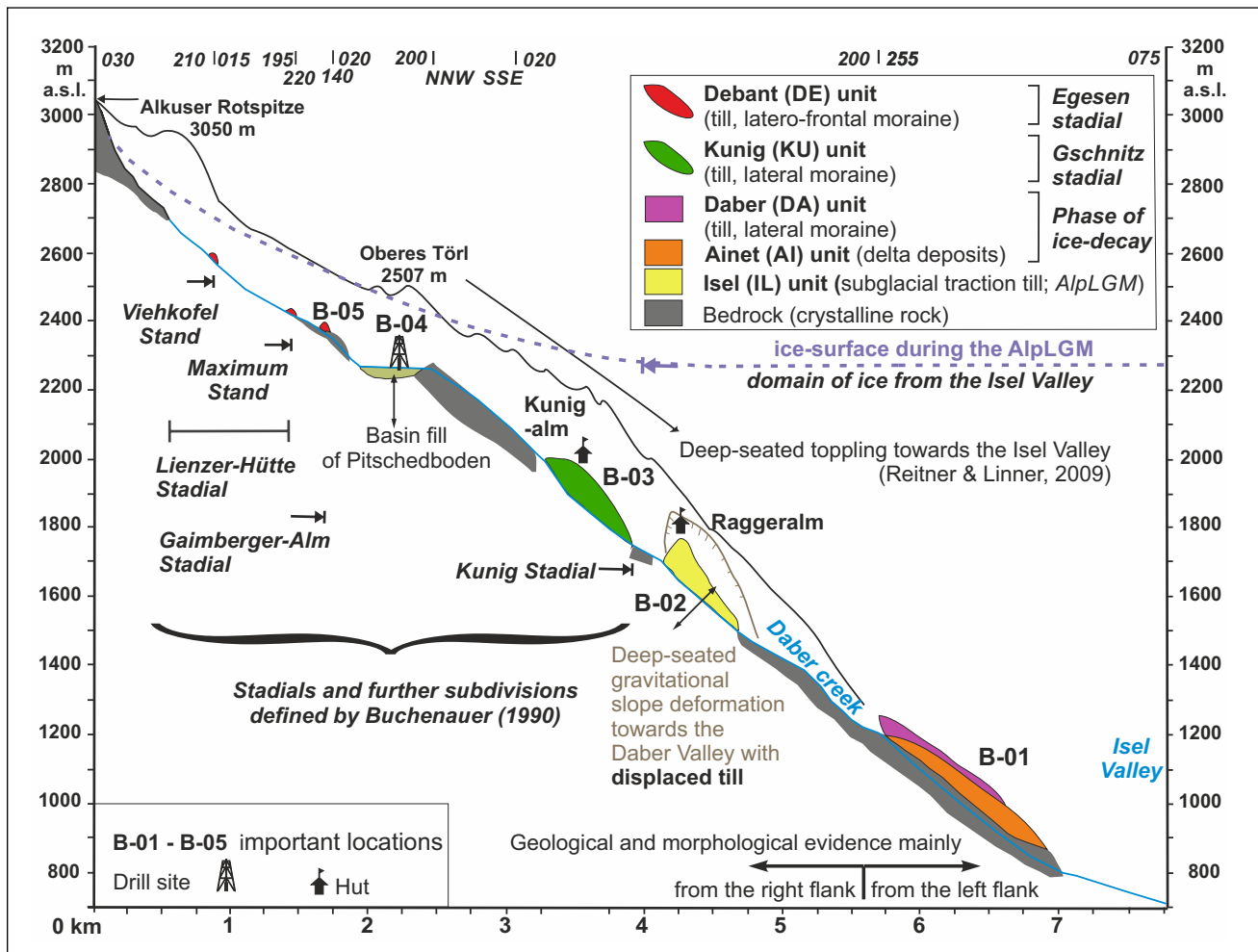


Fig. 9: Section along the Daber Valley with sites B-01 – B-05.

Abb. 9: Geologischer Schnitt entlang des Daber-Tales mit den Lokalitäten B-01 bis B-05.

glacial traction till which was deposited by the Isel Glacier and is unconformably overlain by a sediment package dominated by sandy gravels partly with boulders. In small outcrops clinoforms made up of planar-bedded sediment with a dip around 10° towards the SW are evident. In the lower part a transition to sandy and silty layers with isolated glacially-shaped clasts, interpreted as dropstones, is present. This deposit is interpreted as a suite of deltaic sediments, topped by a grey, again highly-compacted, fissile massive and matrix-supported diamicton which makes up the surface of the ridge. Some of the outcrops show deformed sand-stingers within the diamicton (Fig. 6a). In contrast to the lower diamicton, striated clasts made up of marble and a remarkably-higher proportion of eclogite are evident. Hence, this deposit is best explained as a subglacial traction till of a local glacier sourced in the Daber Valley catchment. The upper till cover overlying the deltaic sediments reaches from around 1300 m down to ca. 1000 m a.s.l. The uppermost part in 1240–1300 m of the ridge has a curved crest like a typical latero-frontal moraine. The sediment matrix on the southern flank appears slightly sandier and thus less fine-grained than on the opposite side. In absence of good outcrops the morphology in this position could either be the product of a glacier stillstand or of fluvial erosion of the Daber creek.

In the middle part of the Daber Valley both flanks show

the signs of different apparent processes which have a severe impact on the distribution and interpretation of glacial deposits. On the left side only talus fans below steep rock walls are present. In contrast the rock of the right flank was firstly loosened by deep-seated toppling towards the Isel Valley (towards SW) and was subsequently affected by mass movements towards the Daber Valley (towards SE) (REITNER & LINNER 2009; Figs. 8 & 9). Accordingly, in this area many ridges with a (thin) cover of diamicton or gravel-sand-mixtures i.e. till or ice-marginal sediments, are due to the deformation of the underlying rock by various, partly overlapping types of DSGSDs rather than being purely attributable to glacial processes (REITNER & LINNER 2009). Thus, BUCHENAUER's lateral moraines attributed to his Großbohn stadal (correlated to Steinach stadal; s. Table 1) and to his Debant stadal (=correlated to Gschnitz; at location B-02) could not be verified as proofs for a glacier stillstand, but are just as likely candidates for being products of mass movement processes.

The only undoubtable lateral moraine in this part of the valley is at location B-03 (Kunigalm), the type locality of the Kunig stadal (BUCHENAUER 1990). It consists of a ca. 200 m long broadly developed ridge with a smoothed crest at an altitude of between 1975 and 1930 m running parallel to the Daber Valley (Figs. 5e & 6d). With glacially-rounded boulders on top and it standing above the adjoining flank

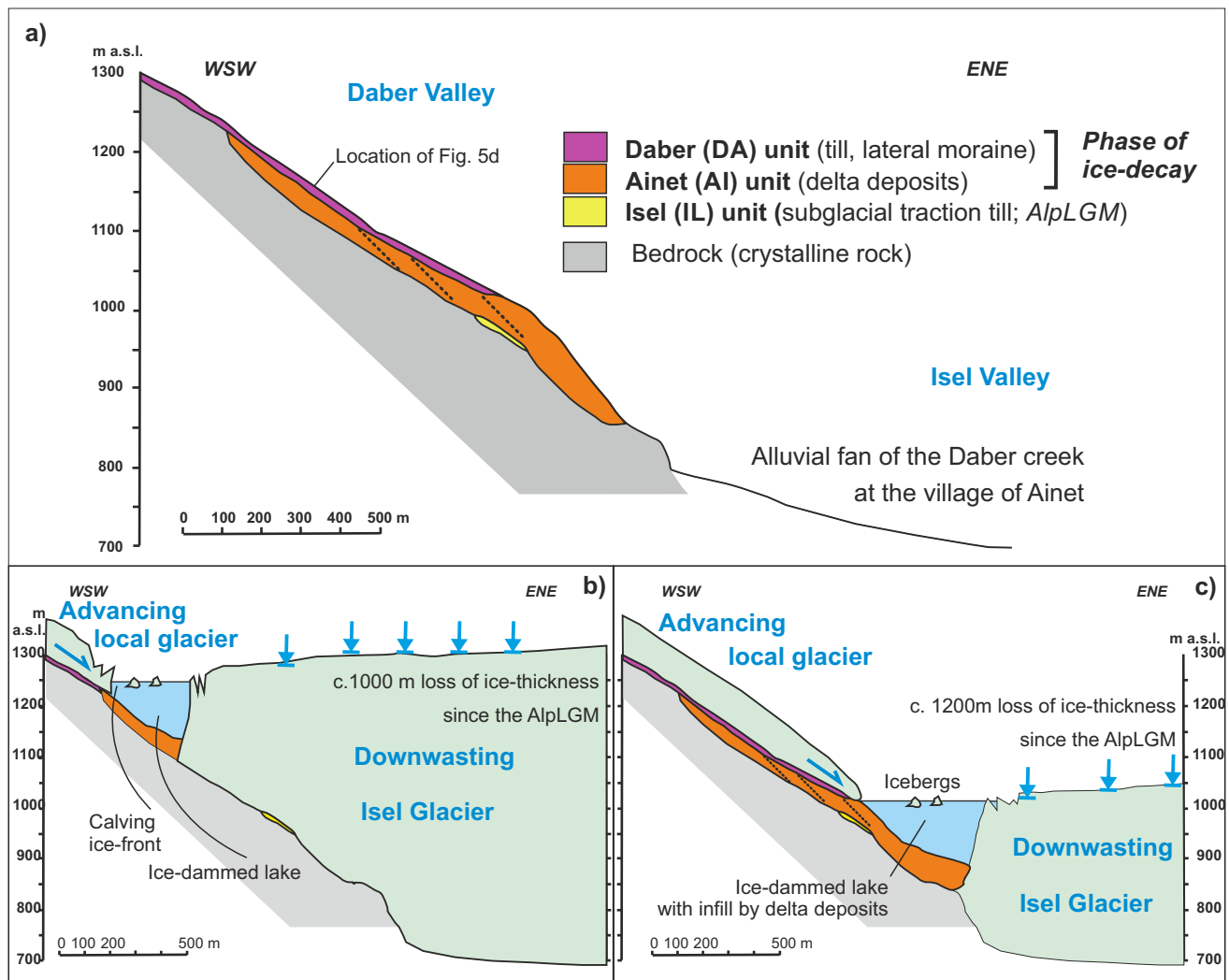


Fig. 10: a) Section east of the lower Daber Valley at B-01 b) and c) Palaeogeographic scenarios explaining the formation of the Daber unit and the Ainet unit. Abb. 10: a) Geologischer Schnitt unmittelbar östlich des unteren Daber-Tales bei Lokalität B-01 b) und c) Paläogeografische Szenarios zur Erklärung wie die Daber (DA)- und die Ainet (AI)-Einheit gebildet wurden.

by up to 6 m, it marks a sharp contrast to the angular slope deposits in the surroundings.

One of the most remarkable features in the upper part of the valley is a small basin with a mire in its centre (s. Section 6.2) at around 2270 m at location B-04 (Pitschedboden), which is closed by a bedrock riegel (Figs. 5b, 6f & 9). The latter marks the limit to a steep bedrock slope extending down to 2000 m. The shape of the riegel and the surface of the neighbouring till cover show glacial moulding as a result of glacier flow in the direction of location B-03 (towards S to SE).

Typical latero-frontal moraines with sharp crestlines compared to those of the Kunig stadial type locality occur on top of the next terrain step in the main valley (up the valley of B-04) in 2370 m a.s.l. at site B-05 (Figs. 5e, 6d & 9). According to these characteristics, as well as Δ ELA correlations with the findings in Debant Valley, BUCHENAUER (1990) argued for a local equivalent of the Gaimberger-Alm stadial. Considering the sedimentary evidence of multiple further glacier stillstands upvalley such a parallelisation seems to be plausible for this part of the upper catchment including the adjoining area of Alkus Lake (B-07).

A completely different situation is given at location B-06

(Gutenbrunn), where a set of up to five parallel ridges made up of till show a subdued crest running NW-SE. In the longitudinal direction some of these up to 300 m long features resemble a whale back (Figs. 5b & 6g). As the surrounding bedrock shows lineations with the same trend on its glacially-smoothed surface, these ridges are interpreted as subglacial landforms in the sense of fluted moraines showing local ice-flow direction. This is in contradiction to a previous interpretation by BUCHENAUER (1990: 122) who regarded these ridges as lateral moraines of the Gaimberger-Alm stadial and of the Lienzer-Hütte stadial.

6.2 Palynological and geochronological analysis of the drill core at location B-03 (Pitschedboden)

In order to get a minimum age of the last glacial event at location B-03 (Figs. 5b, 6f, 8 & 9), a core was taken from the mire Pitschedboden (Fig. 11). This shows that a 1.5 m-thick sedge peat overlies 5 m of gyttja. At a depth 6.5 m the drilling terminated in sandy deposits as further penetration was not possible.

A radiocarbon analysis of a sample taken in 6.45–6.50 m depth consisting of selected seeds and fruits of *Potentilla*

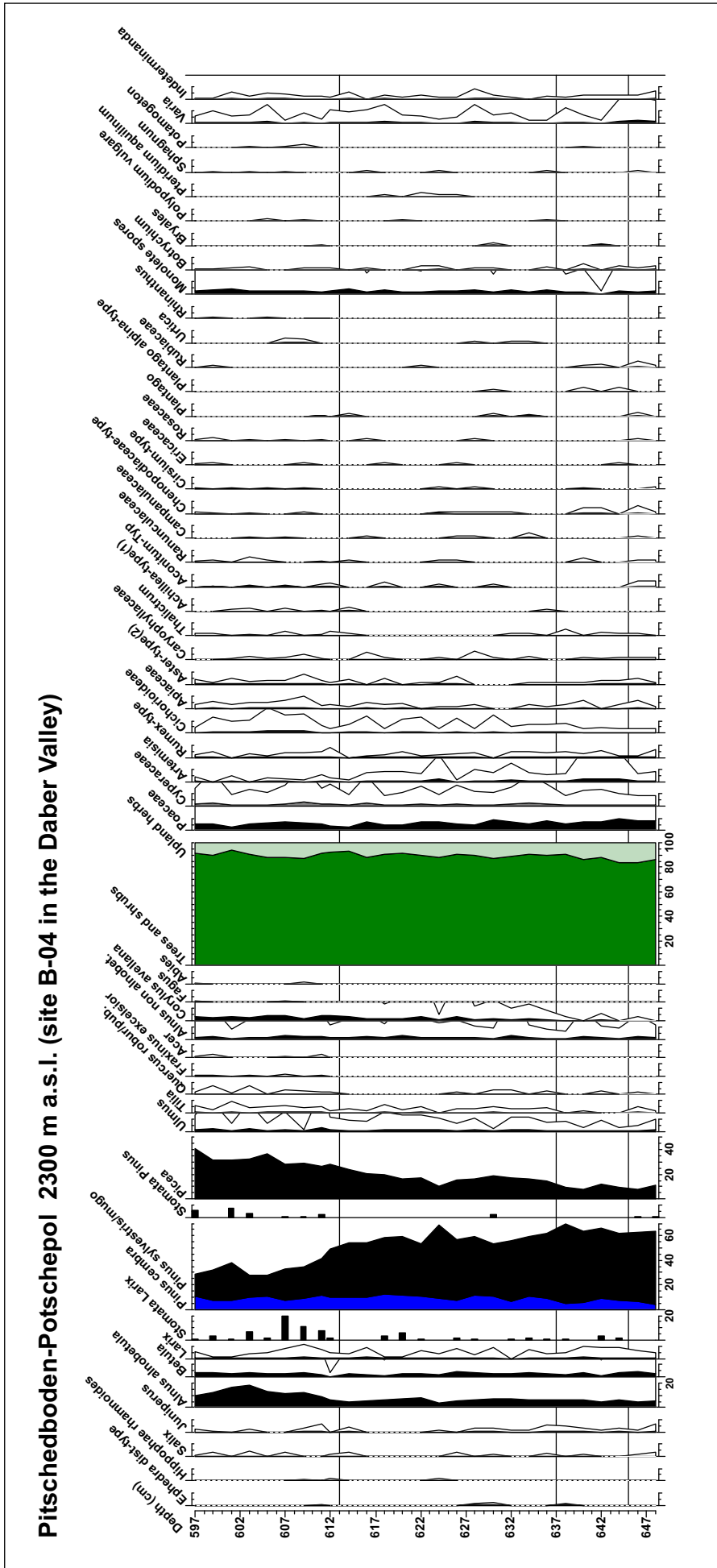


Fig. 11: Percentage pollen diagram of the lower part of the Pitschedboden drill core from site B-04 showing the most important taxa. The black line indicates the percentages blanked 10 x. The stomata are presented as number of findings per horizon.

Abb. 11: Pollendiagramm (in Prozent) des unteren Teiles des Pitschedboden-Bohrkerns von Lokalität B-04 mit den wichtigsten Typen. Die schwarzen Linien zeigen die Prozente in zehnfacher Überhöhung. Die Stomata sind als Anzahl der Funde pro Horizont dokumentiert.

and *Carex* as well as some pieces of bark provides a ^{14}C -age of 11.525 ± 36 (ETH-48227) (13.470–13.260 cal BP (95%)). Thus, a minimum age for the start of sedimentation during Allerød interstadial (broadly equivalent to Greenland Interstadial (GI) 1a-c; WALKER et al. 2001) seems to be plausible.

However, the pollen analysis reveals a different picture. Pollen-assemblage zone (PAZ) 1 (648–637 cm) shows high contents of AP (85–90%) dominated by *Pinus* (Pine 65–70 %) with 5–7 % *Pinus cembra* (Arolla Pine) and the rest made up of the indistinguishable pollen types of *Pinus sylvestris* (Scots Pine, most likely from the lower valley) and *Pinus mugo* (Dwarf Mountain-pine, probably from the higher areas). Other trees typical for the timber line are *Larix* (Larch, 0.5–1 %; also proven by stomata) and *Alnus alnobetula* (Green Alder, 5–7%). In addition, *Betula* (2–5%), *Juniperus* (<1%), *Picea* (Spruce, 5–10%), *Alnus incana/glutinosa* (Alder, 0.5–2%) and *Ulmus* (Elm, <1%) occur regularly within PAZ 1. PAZ 2 (637–613 cm), also characterised by a dominance of AP (85 %), shows a continuous increase in *Picea*, a decrease of *Pinus sylvestris/mugo* and the onset of a continuous presence of *Corylus* (Hazel, >1%) and *Tilia* (Lime, <1%). The content of *Pinus cembra* reveals a slightly positive trend whereas that of *Larix* is oscillating, but corresponding stomata are constantly present.

A further increase of *Picea* towards 40 % and considerable decrease of *Pinus sylvestris/mugo* are evident in PAZ 3 (613–597 cm) together with a strong development of *Alnus alnobetula*. *Larix* is constantly present at a low level but with more findings of stomata. A minor increase of *Ulmus* and as well of *Corylus* is evident together with a regular presence of *Quercus* (Oak) and first findings of *Acer* (Maple) and *Fraxinus* (Ash).

In summary, the pollen curves of the lowermost part of the core show a continuous development from initially pine-dominated to spruce forests in the middle range of the valley flanks and the expansion of mixed oak forest on the valley floor. Based on the increased occurrence of stomata of *Pinus* and *Larix* a rise of the timberline up to at least 2300 m a.s.l. during PAZ 1 and PAZ 2 is indicated which resulted in a sparse *Larix* wood with first stocks of *Pinus cembra* together with *Pinus mugo* and *Alnus alnobetula*. This assemblage corresponds very well to the basal part (PAZ 2–4) of the profile of Hirschbichl in St. Jakob in Deferegggen (35 km W of Pitschedboden) at 2140 m a.s.l. (OEGGL & WAHLMÜLLER 1994), where the bottom of PAZ 2 yielded an age of 9370 ± 170 ^{14}C BP (10.238–11.131 cal BP (95%)) as a clear evidence of a Preboreal stage. Thus, there is an apparent discrepancy between the lowermost ^{14}C age as an indication for the Lateglacial Allerød interstadial and the pollen content documenting the Holocene Preboreal stage, which cannot be explained at the moment. The higher content of organic matter compared to younger parts (above 579 cm of core depth) may be due to erosion of soil- and peat layers, followed by deposition in small pockets of the uneven basin floor. Despite this problem with the consistency of the core, the ^{14}C -date is a strong indication of ice-free conditions during and since the Allerød interstadial, strongly implying that the small Pitschedboden basin was last occupied by glaciers prior to that time.

6.3 Discussion

According to findings of the fieldwork, together with the results of the drilling core investigation, the Late Pleistocene deposits of the Daber Valley can be subdivided into five mappable geological units (Figs. 8 & 9).

The sediment sequence at the lowermost part of the Daber Valley, just above the village of Ainet shows at its base a subglacial traction till on top of bedrock which was deposited by the Isel Glacier and is called **Isel (IL) unit**. As glacier flow along the Isel Valley was a prerequisite for the deposition of such a subglacial sediment, its formation most likely took place during the AlpLGM. The overlying deltaic sediments of the **Ainet (AI) unit** (named after the village) indicate the infill of an ice-dammed lake formed at the margin of the decaying Isel glacier (Fig. 10). Using the highest occurrence of these sediments at 1240 m a.s.l. as a crude marker for the highest lake level at this phase, the damming Isel Glacier may have suffered a loss in ice-thickness since the AlpLGM in the range of 1000 m. Preserved foreset-beds indicate an infill of the lake by sediment sourced from the Daber Valley. The subglacial traction till of the **Daber (DA) unit** at the top of this succession clearly documents a local glacier advance to its Lateglacial maximum position (LMP), which is typical for the phase of ice-decay where local glaciers responded to decoupling from a decaying transection glacier complex by temporary readvances (REITNER 2007). The sand layers within the till are regarded as indications of ice-bed-decoupling, most probably due to a high (ground-)water table during advance (cf. LESEMANN et al. 2010), which corresponds to the ice advancing into a lake. The deformation structures are further evidence of deformable bed conditions and, thus, the presence of a temperate glacier. The geometry of the quite steeply-sloping till cover on top of the deltaic deposits may best be explained by a drop in lake level which would have further facilitated the advance. Otherwise, the thickness of the tongue would have had to increase significantly during the advance to overcome the floatation threshold and to remain grounded in a proglacial lake (e.g. BENN & EVANS 2010), whose depth increased in a downvalley direction due to the topography of the niche. The latter case seems to be very unlikely during deglaciation, therefore making a lake-level lowering the more likely explanation.

The depositional setting of the ensemble of local subglacial till (DA unit) with underlying delta deposits (AI unit) shows striking similarities with that of the lower Debant Valley. The oldest U/Th dated calcite cement from sediments of the Ainet unit at site B-08 (travertine of Ainet) with an age of 13.96 ± 0.11 ka (BOCH et al. 2005) provides a minimum age of the Ainet unit at a local scale.

The **Kunig (KU) unit** consists of the lateral moraine at location B-03 (Kunigalm) which is the type locality of the Kunig stadial as defined by BUCHENAUER (1990). Despite its limited preservation some constraints for the corresponding ice-cover and glacier dynamics at the time of its formation are available which allow some conclusions to be drawn. Firstly, it has to be emphasised that the bed of the Daber creek is not incised in bedrock but in talus for most of its middle part. Thus, ice-thickness was most probably greater than BUCHENAUER assumed in his reconstruction.



Fig. 12: a) Site D-01 (at Arnig) in the Kals Valley. Boulder-rich alluvial fan deposits unconformably overlying (red dotted line) delta deposits of the AI unit which show flexures due to post-sedimentary subsidence most probably as a result of dead-ice melting. b) (1) Sharp-crested crescentic ridge (red dotted line) in the deposits of the AI unit at site D-02 in the Kals Valley due to meltwater erosion in the nowadays (2) dry valley (viewpoint indicated in Fig. 5e). c) Outcrop in 1120 m a.s.l. (outcrop 1 in Fig. 5e) in the southern part of the D-02 site with (1) massive and matrix-supported diamicton overlying (2) stratified gravel and ripple sand of the AI unit. d) Lower part of the outcrop in Fig. 12c with small post-depositional faults. e) Small moraine of the DA unit at location E-01. f) Outcrop at the moraine of location E-01 with till. g) Delta foresets at site F-01 (image provided by S. Lukas). h) Detail of delta-foresets in Fig. 12f showing mostly angular to subangular clasts beside some rare subrounded species.

Abb. 12: a) Lokalität D-01 (bei Arnig) im Kalser-Tal. Block-reiche Schwemmfächerablagerung überlagert diskordant (rot-strichlierte Linie) Deltaablagernungen der AI-Einheit. Diese zeigen postsedimentäre Flexuren als Folge von Setzungen, die wahrscheinlich im Kontakt mit abschmelzenden Toteiskörpern gebildet wurden. b) (1) Der Sedimentkörper der AI-Einheit bei Lokalität D-02 im Kalser-Tal weist einen scharf ausgebildeten Kamm (rot-strichlierte Linie) auf. Diese Oberflächenform ist das Produkt von Schmelzwassererosion im heutigen (2) Trockental (der Blickpunkt ist Abb. 5e angezeigt). c) Aufschluss 1 (in Abb. 5e) in 1120 m Seehöhe im südlichen Teil der Lokalität D-02 mit (1) massiven und matrixgestützten Diamikten die (2) geschichtete Kiese und rippelgeschichtete Sande der AI-Einheit überlagern. d) Unter Teil im Aufschluss 1 von Abb. 12c mit kleinen postsedimentären Versetzen. e) Kleine Moränenkörper der DA-Einheit bei Lokalität E-01. f) Aufschluss der Moräne bei E-01 mit glazigenem Sediment. g) Delta-Foresets bei Lokalität F-01 (Bild: S. Lukas). h) Detail der Delta-Foresetlagen in Abb. 12f mit zumeist angularen bis subangularen Geröllen neben wenigen angerundeten Exemplaren.

Hence, the terminus of the tongue may have been located close to B-02. Secondly, the geometry of the features documenting glacial moulding at location B-04 and B-06, as documented by fluted moraines and ice-moulded bedrock (Figs. 5b & 6f), reveals for the last time an active, temperate glacier (with deformable bed conditions), which had its last stillstand when the KU unit was formed. Thirdly, the geometry of the small basin with the bedrock riegel in the down-flow direction resembles a small overdeepening. More importantly, the results of ^{14}C dating of the basin infill provide a minimum age for the KU unit (see Section 6.2). As the infill already occurred in the Allerød interstadial, the basin would have last been occupied before the Bølling/Allerød (B/A) interstadial when the glacier reached the type locality of the KU unit.

The **Debant (DE) unit** comprises a set of moraines previously attributed to the Gaimberger-Alm and Lienzer Hütte stadial by BUCHENAUER (1990). However, there are fewer moraines here compared to the Debant Valley. This difference could be explained by the rugged bed topography in the upper reaches of the Daber catchment, which may have more constrained the glacier geometry compared to the wide proglacial foreland consisting of loose sediment in the Debant Valley. Alternatively, such a difference may be due to other external factors influencing glacier response to climate change during retreat like aspect, snow-bearing wind and glacier-size (cf. BENN et al. 2003, LUKAS 2006). However, comparing the reconstructed palaeogeographic positions (BUCHENAUER 1990) based on the occurrence of latero-frontal moraines with the occurrence of lakes (e.g. Lake Alkus; site B-07) the latter again appear as small-scale overdeepened basins.

7 Leibnitz Valley

The Leibnitz(-bach) Valley is a valley that is up to 7.7 km long, with the Hochschober (3242 m a.s.l.) forming the highest peak of the catchment (Figs. 8 & 13). The glaciation during LIA was quite limited to a glacier at location C-05 where only a lake remains at present. With respect to the Isel Valley, this area represents a hanging valley with a steep gorge-like lower part cut into bedrock from 840 to 1220 m and with an upper end at the flat Oberleibnig. This is followed by a moderately-sloping middle part up to ca. 2200 m a.s.l. A major terrain step of up to 100 m in height marks the onset of the upper part where the cirques drained by the Leibnitz creek and its tributaries are located.

7.1 Field evidence

In the lower part glacial sediments, i.e. AlplGM till cover, are only found at the glacially-moulded bedrock flat of Oberleibnig.

The onset of the middle part of valley is characterised by the largest end moraine of the Lienz area and, hence, a real landmark high above its foreland (location C-01 Unterfercher; Fig. 5c). On the true left flank, this ridge can be traced from 1350 m a.s.l. up to nearly 1600 m a.s.l. It appears mostly sharp-crested, as the result of lateral erosion by the Leibnitz creek on its inner flank, whereas only the uppermost original part shows a smoothed morphology. The formation of this moraine resulted in the filling of the original valley, which is now an abandoned furrow east of the Leibnitz creek (KLEBELSBERG 1931), whereas in this segment the modern valley is incised into bedrock. Outcrops on the crest expose a massive diamicton with sandy matrix and subangular to subrounded clasts ranging from gravel to boulder size is evident, whereas on the outer flank the sediment occasionally shows stratification. Upstream of location C-01, there is an absence of unambiguous constraints for the corresponding palaeoglacier geometry. A terrace-like feature at location C-02 might indicate the former surface (BUCHENAUER 1990), but an estimation of ice thickness still seems to be problematic as the bed of the creek in the middle part of the valley has developed overwhelmingly in alluvial sediments.

The lowest latero-frontal moraines with comparatively sharp crests are found at the break of slope between the middle and the upper Leibnitz Valley just below a major terrain step at site C-04 (Figs. 6h & 13). Furthermore, in a flat area just above, a set of multiple ridges (Fig. 8) shows striking similarities with the DE unit in the Debant Valley. This correlation is in general agreement with the Δ ELA-backed correlation by BUCHENAUER (1990), who regarded a 500 m long, 100 m broad 20 m high smoothed ridge (at location C-03; Fig. 6h) consisting of glacial sediment on the top as well as a lateral moraine specifically that of his Gaimberger-Alm stadial. In contradiction to this interpretation, the morphological characteristics including a rather symmetric cross-profile of this feature are seen as an indication for a subglacial and not for an ice-marginal landform.

Between the aforementioned latero-frontal moraines at and just above C-03 and the former LIA-maximum ice extent at C-05, (relict) rock glaciers dominate the scene. Thus, periglacial reworking seems a plausible cause for the complete absence of DE moraines at higher ground despite good topographic conditions for preservation.

7.2 Discussion

Based on the results of the fieldwork, two Lateglacial units are documented in the Leibnitz Valley (Figs. 7, 8 & 13).

The clear end moraine at location B-01 is regarded as the local expression of the **KU unit**, which appears to have only been well preserved in this position due to fluvial incision of this epigenetic valley. However, the sheer size and the

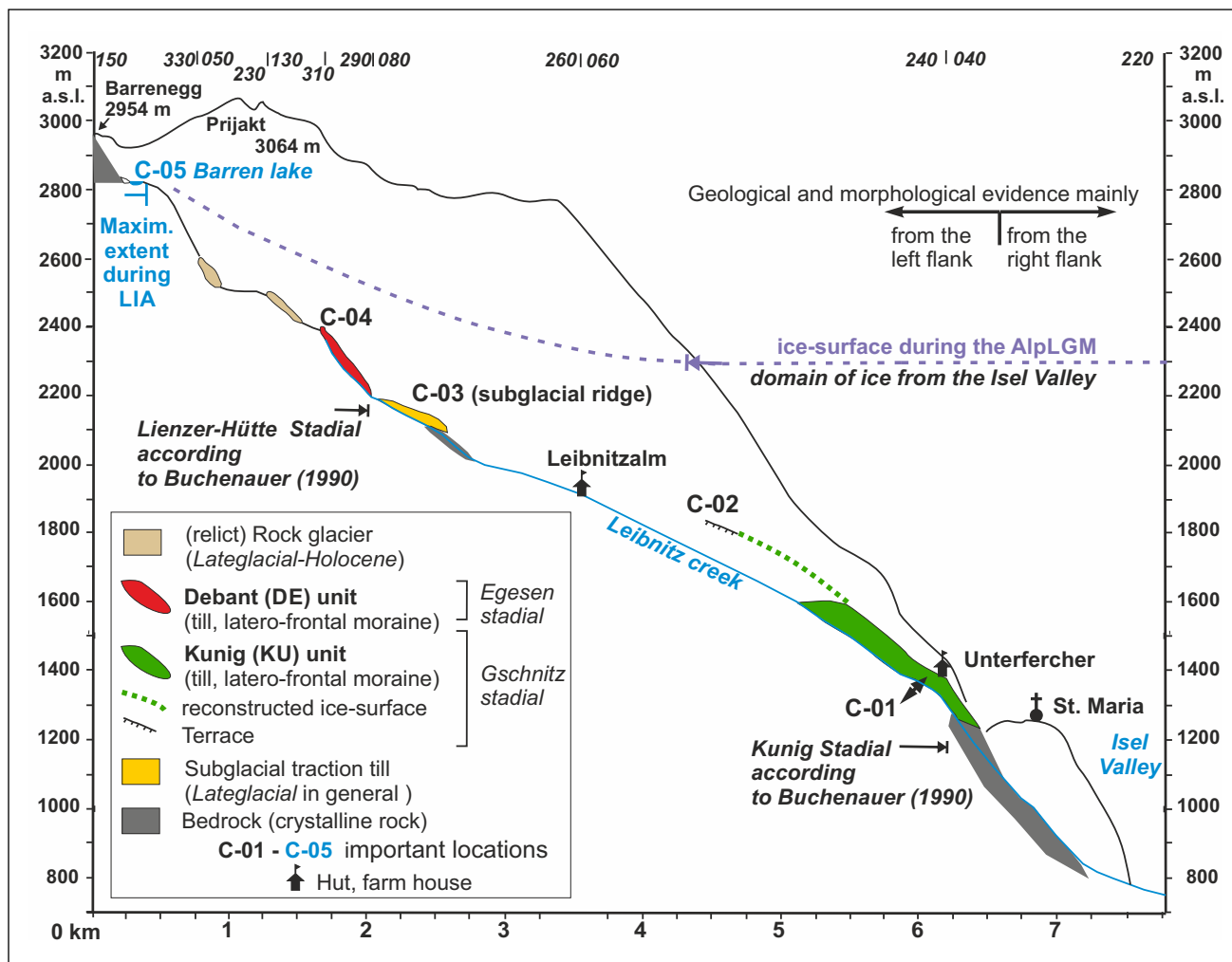


Fig. 13: Section along the Leibnitz Valley with sites C-01 – C-05.

Abb. 13: Geologischer Schnitt entlang dem Leibnitz-Tal mit den Lokalitäten C-01 bis C-05.

absence of a prominent contribution of supraglacially transported debris to the composition of the moraine documents a considerable time of formation without any signs of contact to ice-dammed lakes or impeded drainage in the foreland. Hence, LUCERNA (1928) and KLEBELSBERG (1931) classified this moraine as Gschnitz stadial. In contrast, BUCHENAUER (1990) argued that its formation should have happened later, during his Kunig stadial (equivalent to Senders/Cla vadell; Table 1) because of the ΔELA -value of 450 m which was considered to be too low for his local equivalent of the Gschnitz stadial, the Debant stadial (s. Section 6).

Like in the Debant Valley, the **Debant (DE) unit** is characterised by multiple fairly sharp-crested latero-frontal moraines which mark the maximum position of the Egesen/Younger Dryas glaciation at the slope break between the middle and upper part of the valley. Moraines of the DE unit documenting smaller ice-extents are mostly missing due to reworking of glacial material by periglacial processes, i.e. rock glaciers.

8 Additional evidence for pre-Younger Dryas ice-extent in the catchment of the River Drau

Based on the findings of the Debant Valley the definition of the DE unit (Younger Dryas) summarising the sediments

attributed by BUCHENAUER (1990) to the Gaimberger-Alm stadial and younger Lateglacial stillstands or minor readvances could be applied in the geological map sheet Lienz (LINNEN et al. 2013) for the other cirques and valleys of the Schobergruppe mountains. In contrast, the results of fieldwork revealed major changes in the classification of deposits attributed to the pre-Younger Dryas glacier stages and corresponding palaeogeography. The analyses of two examples are briefly presented for further context and to demonstrate that the issues identified above exist elsewhere and are thus consistent across the whole area.

8.1 Kals Valley

This valley is a tributary valley of the Isel Valley and shows the typical features of a hanging valley i.e. a gorge in its lower part (Fig. 8).

From the outlet of the Kals valley up to location D-01, remnants of kame deposits (AI unit), consisting mostly of stratified gravel-sand mixtures partly with boulders, sandy gravels and sands which partly contain ice-contact structures (s. Fig. 12a Arnig in location D-01), occur at different levels ranging from 800 m at the flank to the Isel Valley up to 1200 m on the bedrock step above the gorge. The dip direction of clinofolds as well as characteristic clast-lithol-

ogies, e.g. Manganese-bearing ore from the Penninic super unit, show that these deltaic deposits descend from the Kals Valley. According to these features together with the altitudinal distribution such deposits of the **AI unit** (s. Section 7) document formation during the phase of ice-decay when a downwasting Isel Glacier was blocking the ice-free Kals Valley (see also VEIT 1988).

At site D-02 (Rantschner; Fig. 5e) a more than 100 m thick depositional unit with a peculiar morphology in its lower part at 1090 m is present on the true left flank of the Kals Valley. There, a prominent very sharp-crested up to 20 m-high ridge shows a crescentic planform with a lower part parallel to the Kals Valley, while in the upper part a turn towards a tributary is evident (Fig. 12b). A dry valley is obvious between this ridge and a ridge-like feature on the valley flank. An up to 40 m high outcrop on the southern flank (outcrop 1 in Fig 5e) reveals a sequence of stratified mostly sand and gravels with boulders with a dip of up to 25° towards SW (see also VEIT 1988). The clast lithology consists of subrounded to rounded prasinite from the Penninic Superunit and of mostly mica-schist and gneiss as well as tonalite from the Austroalpine Superunit. In the upper part of this outcrop, stratified and massive diamicton-units are overlying ripple-bedded sand (Figs. 12c, 12d). The grey massive and matrix-supported diamicton with a sandy to coarse silty matrix with only subangular to rounded gneiss and mica-schist clasts, and with a moderate compaction, is in turn overlain by sand gravel-sand deposits.

An outcrop (outcrop 2 in Fig. 5e) on the northern flank of aforementioned prominent ridge just below the crest exposes clinofolds consisting of planar-bedded sand and clast-supported gravel with dips of between 35 to 45° towards W to NW.

In total the entire **AI unit** is more than 100 m thick and consists of deltaic deposits as documented by the foreset beds with occasional oversteepened dips (45°). Together with the findings along the Kals Valley down to the outlet, this evidence denotes a depositional setting in an ice-dammed lake during the phase of ice-decay. Accordingly, the prominent ridge is an erosional landform, which was formed during the further down-wasting of the ice accompanied by a lowering of the local base-level as also evident in the neighbouring dry valley. The previous interpretations of the ridge as a latero-frontal moraine deposited by a glacier descending from a northward located tributary valley (Staniska Valley) during the Gschnitz stadial by VEIT (1988; with a Δ ELA of 640 m) and by BUCHENAUER (1990; with a Δ ELA of 550 m) have therefore to be discarded as the sedimentary evidence contradicts these geomorphological interpretations strongly. Furthermore, the weakly-developed soil layer (Leptosol) as well as a reworked soil described by VEIT (1988) below the diamicton appears to be more likely hydromorphically-altered material without any indication of a former stable surface before the deposition of the diamicton according to the relationships between these units during the logging summarised here. VEIT (1988) correlated this presumed palaeosol with the that of Roppen (HEUBERGER 1966) which was believed to be a formation of the Steinach/Gschnitz – interstadial and has now been shown to be of late Holocene age (PATZELT 2012). However, the massive diamicton with the local clast

spectrum within the ice-marginal deposited can be interpreted as a subglacial traction till of a local glacier advancing into an ice-dammed lake which overrides not only typical delta deposits but also subaquatic debris-flow deposits descending from the ice front (scene II in Fig 7). Such an oscillation of a local glacier during the phase of ice decay is quite common at the type locality (REITNER 2007) and also known from the study area (DA units in the Debant and Daber Valley; Sections 5 & 6) as from elsewhere in similar depositional settings (e.g. FYFE 1990, BENN 1996).

8.2 Valley flanks of the Drau and Isel Valley

The valley flanks of the Isel Valley and those of the Drau Valley at Lienz usually show a patchy cover of stratified sandy and gravelly fluvioglacial sediments of the type described in the Kals Valley (Figs. 2, 8 & 14). The thickness of this **AI unit** on the flanks is mostly limited to some meters and increases only at junctions with tributary valleys, indicating preferential locations of temporary lakes at the margin of the downwasting ice masses in both valleys during ice decay. In the best case, outcrops with delta foresets, containing partly angular clasts (Figs. 12g, 12h) as an indicator of short-distance transport, document the infill of these ice-dammed lakes by the tributary rivers, high above modern valley floors (e.g. at location F-01 in Fig.14). Considering the altitudinal distribution of such sediments it is evident that the most extensive deposits of this kind occur on south-facing slopes below 1760 m a.s.l., especially in areas where no or only local glaciers of limited size were present at that time.

In the upper Drau Valley (also called Puster Valley) the nearly continuous occurrence of these delta deposits (**AI unit**) indicate an ice-decay of the Drau Glacier without any stillstand. However, on the right flank of the Isel Valley two up to 10 m-high ridges are present at the rim of a bedrock plateau (location E-01; Schlaiten; Fig 12e) at an altitude between 800 and 880 m a.s.l.. Small outcrops reveal diamicton with a sandy matrix and a polymictic spectrum (including prasinite from the Penninic Superunit) of subangular to rounded clasts (LINNER 2003). This evidence is interpreted as lateral moraines (attributed to the **DA unit**) of an already less-extensive Isel Glacier and, thus, as the only sign of an active glacier tongue of the Isel Glacier during the Phase of ice-decay, which may have stabilised for a very short phase. According to the topographic constraints with a broadening of the valley towards Lienz a calving terminus just downvalley of the moraines seems to be a possibility at this time (III in Fig. 7). The occurrence of well traceable remnants of a kame terrace in the Drau Valley west of Lienz (site F-02 in Fig. 14), consisting in the upper part of horizontally-bedded sandy gravels with crystalline and carbonatic clasts (HOFFERT 1975: 82f, REITNER 2003b) with a surface trend showing a lowering towards north from 860 to 740 m, support this scenario. Thus, an unimpeded drainage was already possible in the Drau Valley upstream of Lienz, and the palaeo-Drau had, at least within a short time span, a delta front into a lake with a level of around 740 m (VI in Fig. 17). The latter was most probably caused by the last dead ice remnants in the broad Drau Valley blocking the drainage east of Lienz.

9 Lienz Dolomites

The largest valley on the northern flank of the Lienz Dolomites with a length of 8 km is drained by the Galitzen creek and its tributaries (Figs. 14 & 15). The lower part of the Galitzen Valley between 700 and 1100 m a.s.l. is characterised by a gorge, typical of a hanging valley. From the middle part, which is characterised by confluences with the source creeks above, the lithology of the river bed changes from bedrock to debris. This is due to the dominance of talus fans derived from the steep valley flanks made up of dolostone (Fig. 15, 16b & 16c). The upper part is characterised by elevated cirque floors above

2100–2200 m a.s.l. with backwalls including peaks with altitudes around 2700 m.

9.1 Field evidence

In the lower part at two different levels delta deposits, typical for the **AI unit**, with crystalline clasts are overlain by matrix-supported massive diamicton with only striated carbonate clasts, a typical till of a local glacier from the Lienz Dolomites (REITNER 2003b). These two situations of superposition at location G-01 are contiguous, with the lower one as the relatively younger above Galitzen gorge. According to this occurrence the till unit is called **Galitzen (GA) unit**.

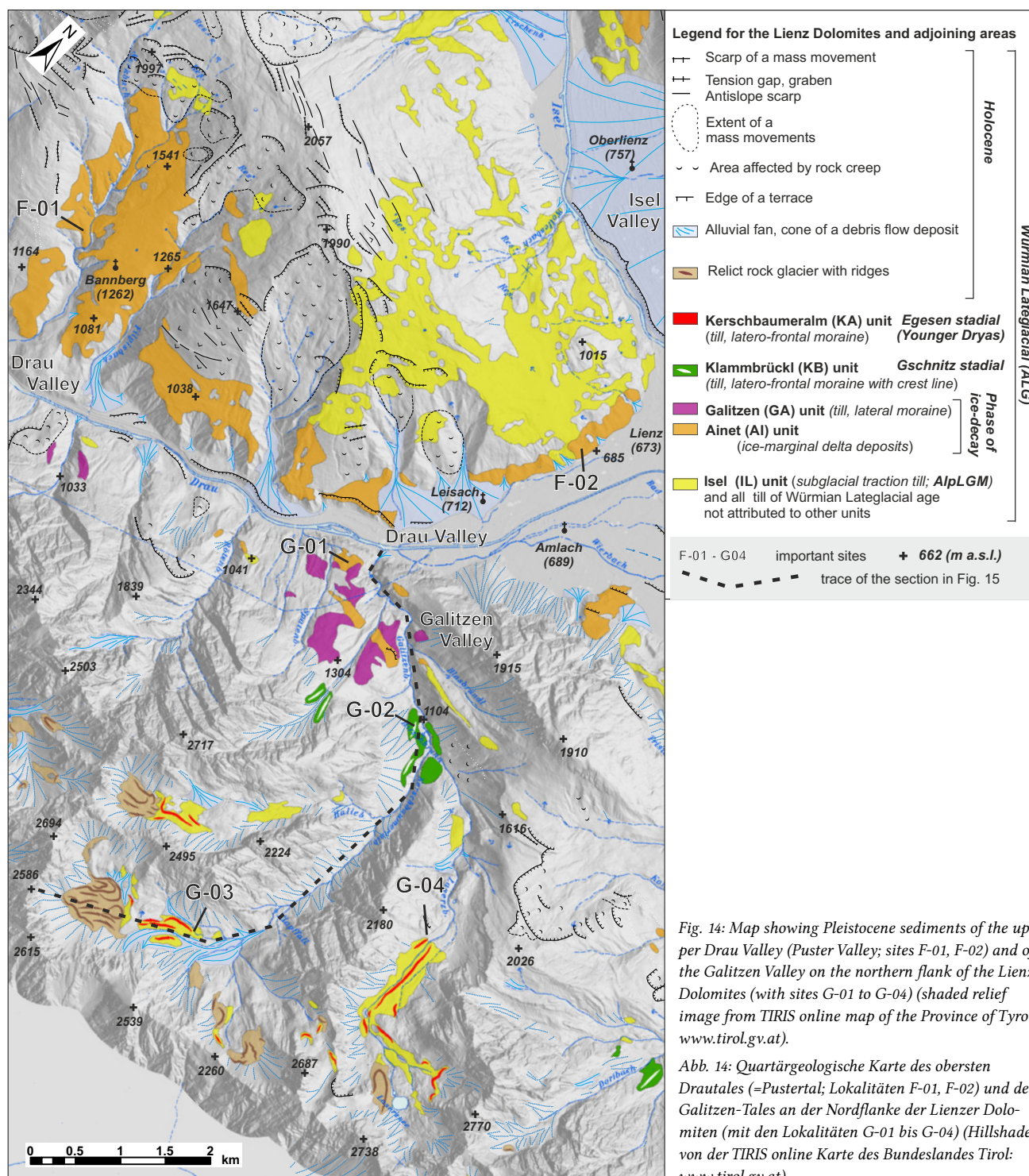


Fig. 14: Map showing Pleistocene sediments of the upper Drau Valley (Puster Valley; sites F-01, F-02) and the Galitzen Valley on the northern flank of the Lienz Dolomites (with sites G-01 to G-04) (shaded relief image from TIRIS online map of the Province of Tyrol: www.tirol.gv.at).

Abb. 14: Quartärgeologische Karte des obersten Drautales (=Pustertal; Lokalitäten F-01, F-02) und des Galitzen-Tales an der Nordflanke der Lienzer Dolomiten (mit den Lokalitäten G-01 bis G-04) (Hillshade von der TIRIS online Karte des Bundeslandes Tirol: www.tirol.gv.at).

From the break between the middle and the upper valley upward, a prominent, up to 30 m-high, latero-frontal moraine, the **Klambrückl (KB) unit**, can be traced to the left flank of the major creek. A big outcrop at location G-02 (Klammbüchl; Fig. 16a) reveals stratified and massive diamictons with glacially-shaped clasts consisting solely of dolostone. Remnants of this KB unit on the true right flank towards the junction of the Laserz creek allow the reconstruction of a glacier tongue, which at that time was sourced from all three cirques (Fig. 17). Based on the occurrence of till west of the Klambrückl gorge incised in bedrock at location G-02, the favourable conditions for palaeoglacier reconstruction are again due to an epigenetic valley.

In the valley of the major creek above the KB unit, talus fans from both flanks dominate the area. At G-03 at Kerschbaumeralm hut in 1902 m a.s.l. a prominent latero-frontal moraine (**Kerschbaumeralm (KA) unit**) with a height of up to 10 to 40 m is evident (Figs. 5f & 16b). Its surface consists of diamictic material, composed mostly of angular dolostones clasts that range from gravel- to large boulder size, partly clast supported or within a sandy matrix (like in Fig. 16d). From this location upwards, a set of similar features is present until the uppermost cirque floor, which in turn contains evidence of at least three glacial stillstands or potentially (minor) readvances, documented by moraines. Typical relict rock glaciers (REITNER 2003b) and linear structures developed in debris, which were interpreted by STINGL (1969) as being of periglacial origin, are the dominant features below the steep backwalls (Fig. 16c). The other cirques show a similar set of landforms with well-traceable ridges of the KA unit beside rock glacier deposits.

A major deviation is present in a part of the Laserz Valley where a ramp-like structure (location G-04) is linked to the KA unit indicating a rock avalanche interacting with a glacier (REITNER et al. 2014), which will be described in detail in a separate contribution.

9.2 Discussion

In the catchment of the Galitzen creek three units document glacial activity (Figs. 14, 15 & 17).

The lowermost **GA unit** consists of till units resting on top of sandy gravels typical of the **AI unit**. As the latter dominantly consists of crystalline clasts in contrast to the local till, an advance of a glacier sourced from the Lienz Dolomites is evident. According to the distribution of crystalline clasts within AlpLGM subglacial traction tills on the adjoining valley flanks, this local glacier reached its LMP while pushing into an area that was covered by the Drau Glacier during the AlpLGM. Hence, a situation during the phase of ice-decay is documented with a similar palaeogeographic setting as described for the southern flank of the Wilder Kaiser mountains (REITNER 2007).

In contrast, the **KB unit** documents a glacier tongue of a Gailitzen Valley glacier, fed by all three cirques, which might have stabilised for some time without any contact to dead ice, a situation which resembles that of the KU unit in the Leibnitz Valley.

Multiple lateral moraines of the **KA unit** show striking similarities with the characteristics of the DE unit in the Schobergruppe mountains. However, the geometries are partly not as well constrained, and in the uppermost cirques a considerable reworking of glacial material by

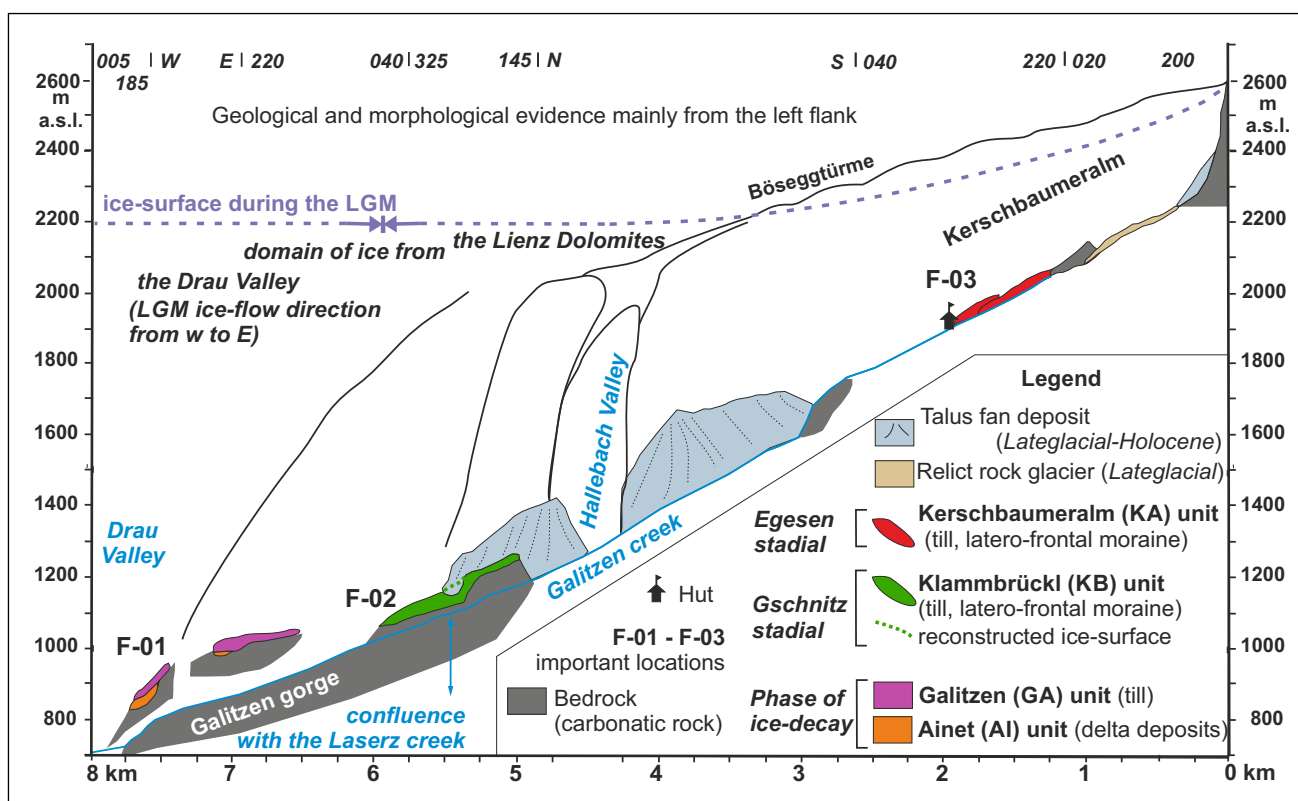


Fig. 15: Section along the Galitzen Valley with sites G-01 – G-03.

Abb. 15: Geologischer Schnitt entlang dem Galitzen-Tal mit Lokalitäten G-01 bis G-03.

rock glaciers is evident. According to the topographic and depositional setting, with its concurrent debris accumulation below steep flanks, palaeoglaciers during the formation of the KA unit as well as before were most likely debris mantled; the most extreme case is documented by a rock avalanche deposit in the area of location (F-04, Laserz creek; cf. REITNER et al. 2014). Hence, it was refrained from calculating any ELA-values independently of a missing ELA_{LLA} reference. A possible approximation for the corresponding ELA is given with the maximum elevation of lateral moraines (MELM-method; LICHTENECKER 1938, BENN & LEHMKUHL 2000) which in the cirque at location F-03 is in the range of 2250 m a.s.l.

In total, the catchment of the Gailitzenbach creek shows a similar tripartite succession of glaciogenic deposits as the Schobergruppe mountains indicating a contemporaneous formation of GA and DA unit, KL and KU unit as well as KA and DE unit. Interestingly, previous work by SRBIK (1930) and KLEBELSBERG (1950) describes evidence of three glacier stillstands or minor readvanc-

es, but with different geometries compared to this study, which both authors attributed to the stadials of Schlern, Gschnitz and Daun (compare MAYR & HEUBERGER 1968 for terminology).

10 Synthesis

The sedimentary and morphological documents of the ALG indicating glacial activity in the area of Lienz show a sequence that can be subdivided into four unconformity-bounded units (at least in the rank of informally defined allobeds) with specific characteristics with respect to formation and depositional setting (Fig. 18; Table 1). Furthermore, geochronological and biostratigraphical evidence in the Schobergruppe mountains, specifically in the Debant Valley (Section 5) and in the Daber Valley (Section 6), reveal that three of these units are older than the Bølling/Allerød interstadial whereas the youngest one is of Younger Dryas age. Hence, additional constraints for correlations with typical succession elsewhere in the Eastern Alps are

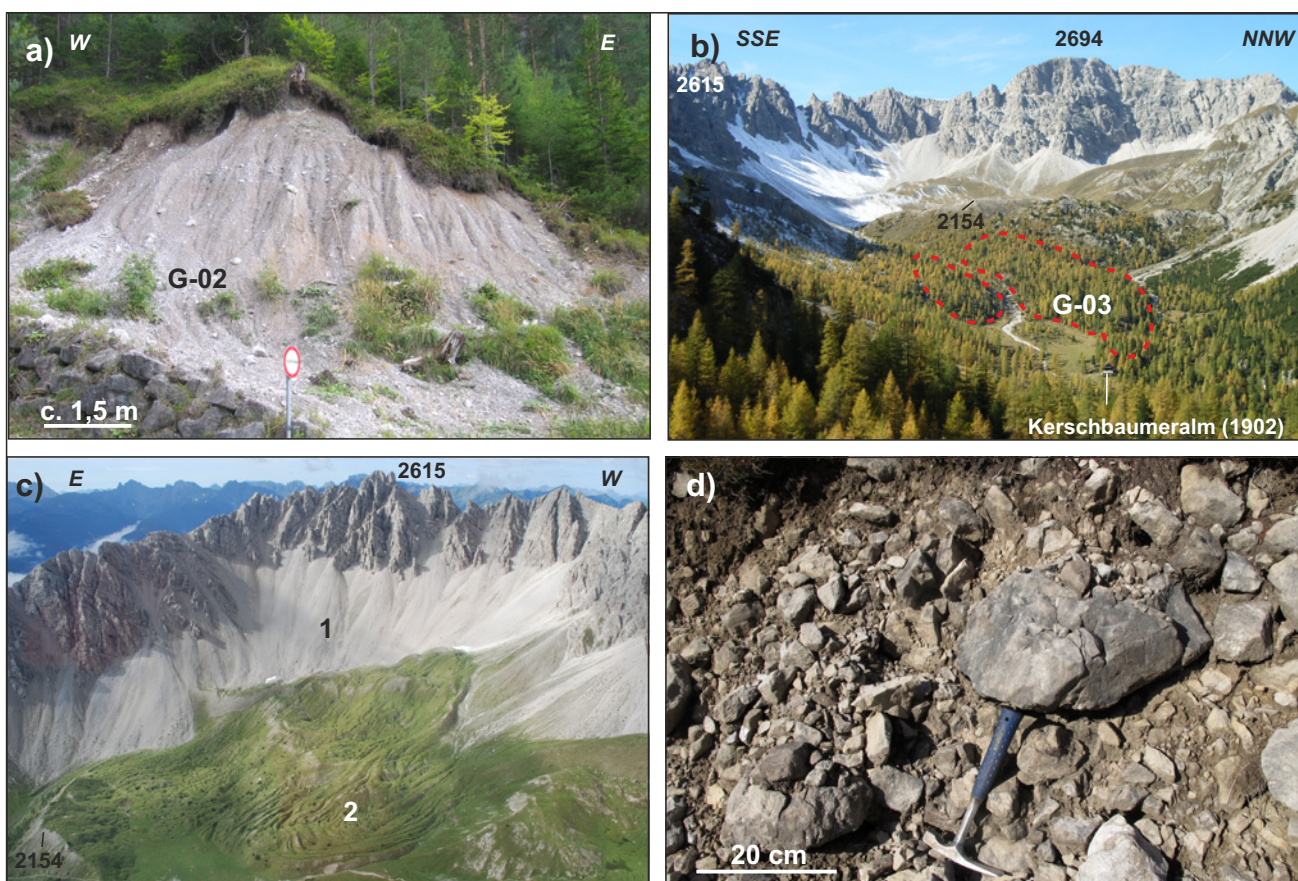


Fig. 16: a) Latero-frontal moraine of the KB unit with a till outcrop on its inner flank at site G-02 in the Galitzen Valley. b) Site G-03 with the moraines of the KA unit (extent shown by red dotted lines) and its upper hinterland with cirque wall made up of dolostone. The location of Kerschbaumeralm hut is indicated. Numbers indicate altitude in m a.s.l. (image provided by G. Ortner). c) The uppermost cirque floor, upvalley of site G-03, indicated in the section along the Galitzen Valley in Fig. 15. The scene is dominated by (1) talus fan below the dolostone flanks and by (2) relict rock glaciers with multiple ridges on the cirque floor (aerial image provided by S. Melzner). Numbers indicate altitude in m a.s.l. d) Outcrop of one of the latero-frontal moraines of the KA unit upvalley of location G-04. The till consists of a dominantly clast-supported diamict with angular to subangular dolostone clasts.

Abb. 16: a) Seiten- bis Endmoräne der KB-Einheit mit Aufschluss von glazigenem Material auf der inneren Flanke bei Lokalität G-02 im Galitzen-Tal. b) Lokalität G-03 mit den Moränenkörpern der KA-Einheit (rot-strichlierte Linien markieren den Umriss) und deren Hinterland mit aus Dolomit aufgebauten Karwänden. Die Lage der Kerschbaumeralm ist angezeigt. Die Zahlen sind Höhenangaben in Meter (Bild: G. Ortner). c) Der in Abb. 15 dargestellte oberste Karboden, talaufwärts von Lokalität G-03. Die Szene wird von (1) Schuttfächern unter den Dolomitwänden und von (2) relictischen Blockgletschern mit multiplen Wällen dominiert (Luftaufnahme: S. Melzner). Die Zahlen sind Höhenangaben in Meter. d) Aufschluss am Rand einer Seitenmoräne der KA-Einheit talaufwärts von Lokalität G-04. Die glazigene Ablagerung besteht aus einem dominant korngestützten Diamikt mit angularen bis subangularen Dolomitgeschoben.

given. In the following a short synopsis of the findings begins with the oldest units.

The DA unit at the outlet of the Debant Valley and Daber Valley document advancing local glaciers that reached their LMP by overriding deposits of kame terraces (AI unit) (Fig. 7). The latter were formed at the margin of a decaying glacier still filling parts of the main valleys i.e. Drau and Isel Valley after a loss of ice-thickness in the range of 1400 m and 1000 to 1200 m compared to AlpLGM conditions (Fig. 10). A similar setting is very likely for location D-02 in the Kals Valley with a till layer sandwiched between delta deposits of the AI unit (Figs. 7 & 12c). In the Lienz Dolomites the location of the GA unit at the outlet of the Galitzen gorge (Figs. 14 & 15) exposes a prominent advance of a local glacier, which was separated after the AlpLGM into an area covered by the main valley glacier during the AlpLGM (V in Fig. 17). In contrast to the aforementioned local glacier activity, elevated delta deposits below c. 1800 m a.s.l. (e.g. Figs. 12g & 12h) are evidence of the former existence of ephemeral ice-dammed lakes with changing geometries at the margin of down-wasting ice of the Drau Glacier system without any evidence of a stillstand or minor readvance with the exception of the lateral moraines at location E-01 (Figs. 8, 12e & 12f). Based on the small size of the moraines compared to the assumed size of the Isel Glacier during formation, the termino-glacial deposits indicate only a very short stabilisation of its tongue (III in Fig. 7). After that a minimum of 1400 m of ice thickness was lost in this valley segment since the AlpLGM. During this final phase of ice-decay an unimpeded fluvial drainage was already established in the upper Drau valley W of Lienz as documented by delta deposits with topsets at around 740 m a.s.l.; these relate to a lake that filled up due to damming by dead ice in the Drau Valley downstream of Lienz (VI in Fig. 17). According to the geometry of the overdeepening W of Lienz (WALLACH 1993), a thickness of the damming ice body in the range of 500 or more metres seems to be likely.

The sediment-landform associations of the DA and AI units, together with the plausible palaeogeographic scenarios during their formation, show a striking similarity with those of the basin of Hopfgarten and the Wilder Kaiser mountains, the type localities of the phase of ice-decay (REITNER 2007). Hence, these units are regarded as the local expression of this glacial phase in the Lienz area. As in the aforementioned type localities, the local glaciers did not reach their LMPs synchronously *sensu stricto* as indicated by the different amounts of ice-loss necessary for a consistent reconstruction of the palaeogeographic setting (Figs. 7 & 17). Accordingly, a top-down-chronology of the relevant processes can be applied as the decaying ice mass in the large valley acted as the local pacemaker of glacier evolution, where local glaciers first separated from the stagnant main trunk glaciers and, then, responded to this decoupling by a reconfiguration of hypsometry that resulted first in a restabilisation of ice margins and then triggered an advance (REITNER, 2007). According to the best reference site at B-01 (in the Daber Valley close to the village of Ainet; Figs. 9 & 10) with a delta deposit – local till sequence on top of a AlpLGM till (Isel unit), DA unit and AI unit are the names chosen for this stratigraphic sequence in the Lienz area. In addition, the deformation structures within the local till

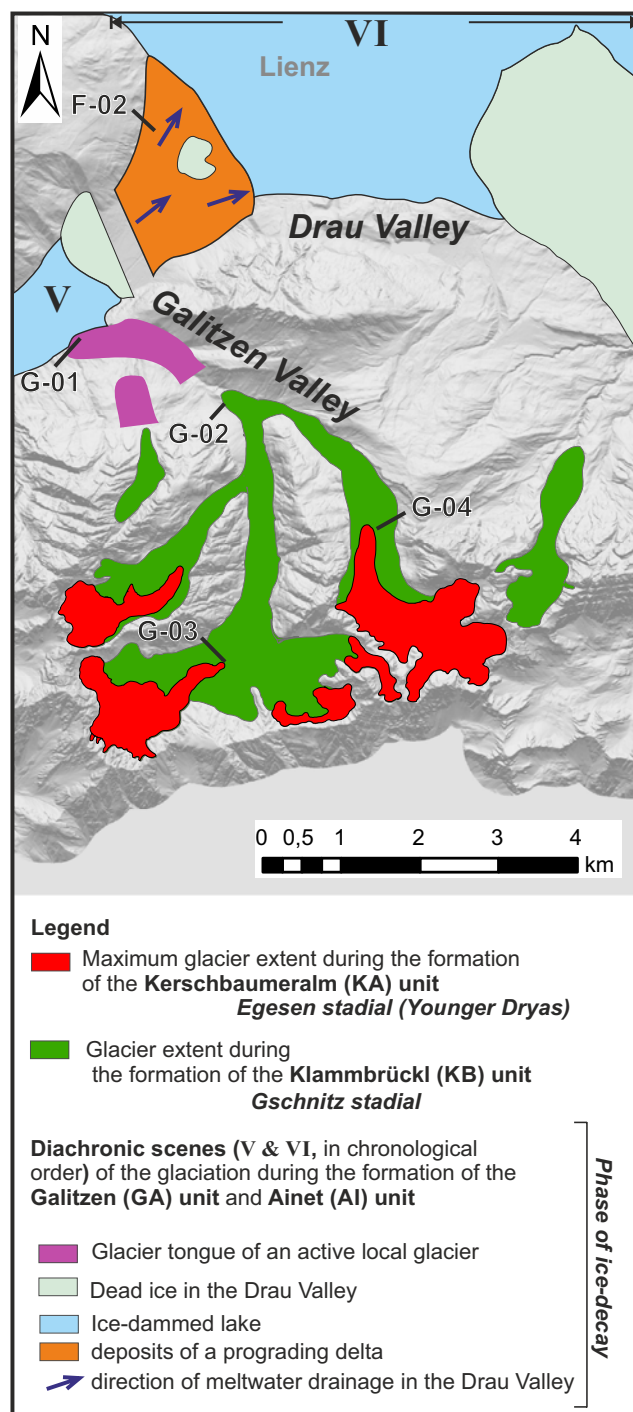


Fig. 17: Palaeogeographic sketch showing the ice extents in parts of the Lienz Dolomites during the formation of the Galitzen (GA) unit and of the Ainet (AI) unit in the Phase of ice-decay, of the Klammbrückl (KB) unit in the Gschnitz stadial and of the Kerschbaumeralm (KA) unit in the Egesen stadial (Younger Dryas). Important sites (e.g. F-01, G-01) of Fig. 14 are indicated.

Fig. 17: Paläogeografische Skizze mit der Vergletscherung in Teilen der Lienzer Dolomiten während der Bildung der Galitzen (GA)- und der Ainet (AI)-Einheit in der Eiszerfallsphase, der Klammbrückl (KB)-Einheit im Gschnitz-Stadial und der Kerschbaumeralm (KA)-Einheit im Egesen-Stadial (Jüngere Dryas). Wichtige Lokalitäten (z.B. F-01, G-01) der Abb. 14 sind angezeigt.

(DA unit; Fig. 6d) provide evidence for deformable bed conditions and thus temperate glaciers during this phase, in agreement with the results of micromorphological investigations in the type region (MENZIES & REITNER 2016).

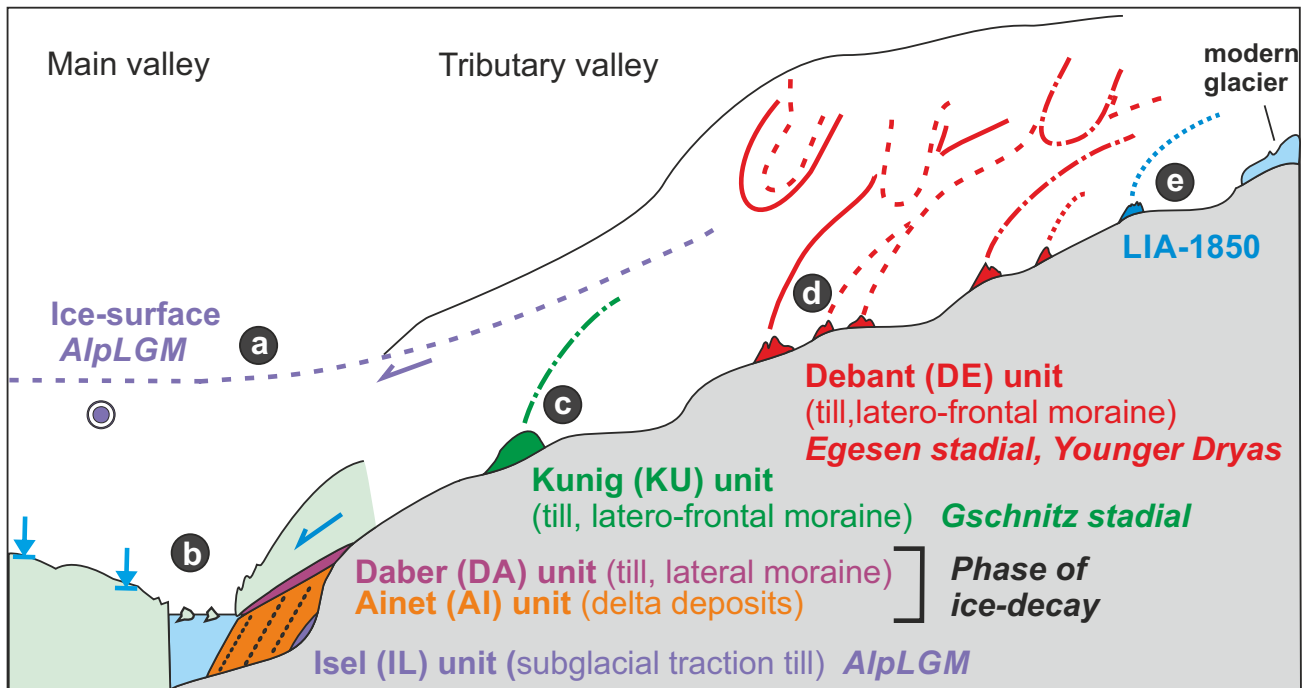


Fig. 18: Schematic sketch of the characteristic glacial development during the Alpine Lateglacial in an Alpine tributary valley from the AlpLGM (Würmian Pleniglacial) to the Holocene in different scenes (a-e). The stratigraphic units of the Schobergruppe mountains are used as an example. a) AlpLGM: Ice surface during the climax of the AlpLGM (c. 27–20ka). The ice flow of the tributary valley was perpendicular to that of the main valley. Deposition of basal till (Isel unit) on bedrock occurred. b) Phase of ice-decay (c. 19–20 ka): The glacier in the main valley got stagnant and eventually transformed to dead ice resulting in massive downwasting. Short-lived ice-dammed lakes developed which were filled by delta deposits (Ainet unit) from tributary valley. The still active tributary glacier advanced over the delta sediments towards the lake and deposited its basal till (Daber unit) while it reached its Lateglacial Maximum Position (LMP). c) Gschnitz stadial (c. 16–17 ka): After a major readvance the glacier of the tributary valley could stabilise for a considerable time forming large latero-frontal moraines (Kunig unit). d) Egesen stadial (Younger Dryas; 12.8–11.7 ka): The glacier of the tributary valley reached its maximum extent documented by latero-frontal moraines (Debant unit). Multiple moraines document various halts during recession. e) Holocene (11.7 ka until now): The LIA-1850 moraines exemplify one of similar maximum extents of glaciers during the Holocene compared to modern conditions.

Fig. 18: Schematische Skizze zur Charakteristik der glazialen Entwicklung im Alpenen Spätglazial in einem Seitental vom AlpLGM (Würm-Hochglazial) bis zum Holozän in verschiedenen Szenen (a-e). Die stratigraphischen Einheiten der Schobergruppe sind beispielhaft angeführt. a) AlpLGM: Die Eisoberfläche während des Höhepunktes des AlpLGM (ca. 27–19ka). Der Eisfluss aus dem Seitental verlief senkrecht zu jenem des Haupttales. Die Ablagerung der Grundmoräne (Isel unit) erfolgte auf Festgestein. b) Eiszerfallsphase (ca. 19 ka): Der Gletscher im Haupttal stagnierte und verwandelte sich schließlich in einen Toteiskörper begleitet von massivem Einsinken. Kurzlebige Eisstauseen entwickelten sich, die mit aus den Seitentälern geschütteten Deltablagerungen (Ainet-Einheit) verfüllt wurden. Der noch aktive Lokalgletscher aus dem Seitental stieß über die Deltasedimente in den Eisstausee vor und lagerte die Grundmoräne (Daber-Einheit) ab während er seine Spätglaziale Maximalposition (LMP) erreichte. c) Gschnitz-Stadial (ca. 16–17 ka): Nach einem bedeutenden Wiedervorstöß konnte sich die Lokalgletscherzunge aus dem Seitental über einen längeren Zeitraum stabilisieren und lagerte so mächtige End- und Seitenmoränenkörper (Kunig-Einheit) ab. d) Egesen-Stadial (Jüngere Dryas; 12,8–11,7 ka): Der Gletscher aus dem Seitental erreichte seine durch Endmoränen (Debant-Einheit) belegte Maximalausdehnung. Multiple Moränenwälle dokumentieren verschiedene Haltestände während des Zurückweichens. e) Holozän (11,7 ka bis Heute): Die LIA-1850 Moränen veranschaulichen ähnliche Maximalausdehnungen von Gletschern während des Holozäns im Vergleich zu heutigen Bedingungen.

In the middle part of the Schobergruppe mountain valleys the KU unit with lateral moraines such as those found at location B-03 in the Daber Valley (Figs. 5d, 6e & 9) or, more impressively, end moraines, such as those in the Leibnitz Valley at location C-01, are present (Fig. 5c & 13). Crucially, these are not linked to any dead-ice feature like a kame terrace (Fig. 7). The latter landmark in particular marks a considerable stillstand of the glacier after a presumed major readvance. Such a major glacier stabilisation is also indicated by the much smaller, but in relation to the source areas of the glaciers, large latero-frontal moraines in the Debant Valley at location A-04 and A05 (Figs. 3 & 4). According to the basal ^{14}C -date of the peat at location B-04 (Section 6.2), which was last ice covered during the formation of the KU unit in the Daber Valley, this stillstand occurred before the Bølling/Allerød interstadial (14.7–12.8 ka) and thus in the Oldest Dryas. Ridges with smoothed crests compared to those of Younger Dryas-age are characteristic

of those early Lateglacial features in areas that were not affected by postdepositional fluvial erosion (Figs. 5a, 5s, 5d & 6e).

Similar characteristics of the KB unit in the Lienz Dolomites (Figs. 14, 15 & 16a) regarding the palaeographic setting (Fig. 17) and the position within the valley with respect to older and younger units, are seen as a strong evidence for a synchronous formation with that of the KU unit.

Location B-01 in the Daber Valley (Figs. 5d, 6e, 8 & 9) is the local type locality of the KU unit, which is identical to that of the Kunig stadial by BUCHENAUER (1990). Despite the limited extent of the moraines there, compared to location C-01, the immediate link to the older DA-AI units and to the younger DE unit in the same valley as well as to the geochronological constraints at B-04 provide good reasons for choosing this location. Furthermore, the corresponding subglacial landforms at B-06 (Figs. 5b & 6g), which once more document deformable bed conditions and the pres-

ence of a temperate glacier, are linked to the same palaeo-glacier extent (Fig. 7).

The DE unit as the youngest Lateglacial one is present in the upper valleys of the Schobergruppe mountains close to or within the cirques (Figs. 3, 4, 7, 9 & 13). In the type-area in the upper Debant Valley from the location A-03 up to the last moraines in the foreland of the LIA moraines, it consists of a set of latero-frontal moraines which were previously attributed by BUCHENAUER (1990) to his stadials and substadials (halts) of Gaimberger-Alm, Hofalm, Lienzer Hütte, Viehkogel and Gartl, respectively (Fig. 4; Table 1). The geometry of these deposits reveals a very active snout of the Debant glacier and corresponding tributary glaciers with many phases of stabilisation from its maximum extent at location A-03 to the last recessional phase. Such glacier behaviour was most likely facilitated by temperate subglacial conditions with at least occasionally the presence of deformable bed conditions (e.g. fluted moraines in Section 5). As already highlighted by BUCHENAUER (1990), the relatively older moraines of the DE unit were more affected by concurrent periglacial processes (including rock glaciers) depending on the altitude. Thus, in some cirques like in the Leibnitz Valley, the occurrence of multiple moraine ridges is limited where rock glaciers or their deposits dominate (Figs. 8 & 13). However, there is no general rule evident that the oldest set of moraines, correlated by BUCHENAUER (1990) to his Gaimberger-Alm stadial, are generally smoother due to geli-solifludial processes than the younger ones (Fig. 5).

According to the results of ^{10}Be surface exposure dating (Table 2) with a consistent age of 13.4–12.2 ka at location A-03 in the Debant Valley (Figs. 3, 4 & 5a) the formation of the DE unit began in the Younger Dryas. Based on correlations of the last recessional moraines (of the Gartl halt) by BUCHENAUER (1990) with the Kromer stadial, the last part of the DE unit could be of early Holocene age according to recent dating results at the Kromer type-locality (MORAN et al. 2016). However, corresponding to BUCHENAUER (1990: 232), no field evidence justifies a separation of the Gartl halt from the Younger Dryas (see also discussion below).

In total, the characteristic set of multiple moraine ridges appears to be a diagnostic feature which is also present with the KA unit in the cirques of the Galitzen creek (Figs. 14, 15 & 16b), therefore, indicating the former presence of Younger Dryas glaciers in the Lienz Dolomites as well (Fig. 17; Table 1).

By comparing these sequences of three units showing glacial activity (DA unit, KU unit & DE unit) with that of the frequently published subdivision of the ALG (e.g. MAISCH 1982, IVY-OCHS et al. 2006b, KERSCHNER 2009, HEIRI et al. 2014, IVY-OCHS 2015) with – from old to young – phase of ice-decay, Gschnitz, Senders/Clavadell and Daun as the stadials older than the Bølling-Allerød (B/A) interstadial and the Egesen Stadial as the equivalent of the Younger Dryas. Hence, the question may arise if the documents in the Lienz area are incomplete and/or major indications have been overlooked.

It has been argued before that the AI, DA and GA units (Table 1) can be correlated with the phase of ice-decay according to the similarities in the sequence and the deduced palaeogeography with that of the type-area in Northern Tyrol

(REITNER 2007). Based on available data, the formation of these units is likely to have taken place after the climax of the AlpLGM (c. 26–19 ka; MONEGATO et al. 2007) and was finished before the large Alpine valleys became ice free. For the Drau Glacier system, the latter is indicated by lake sediments from Lake Längsee (SCHMIDT et al. 2002; location see Fig. 1) and Lake Jeserzersee (SCHULTZE 1984, SCHMIDT et al. 2012), which provide minimum ages of c. 18–19 ka in agreement with comparable data from Rödschitz in the Traun Glacier area (VAN HUSEN 1977, 1997). The results from luminescence dating of kame terrace deposits at Hopfgarten (Fig. 1) with a date of 19 ± 2 ka (KLASEN et al. 2007) in general support these time constraints that show that rapid down-wasting of the former network of thick trunk glaciers happened within a short timespan around 19 ka in accordance with further geochronological evidence from the Eastern Alps (WIRSIG et al. 2016) and the Friulian plain (FONTANA et al. 2014).

Concerning the DE unit, the ^{10}Be dates show that the maximum glacier extent was reached around 12.8 ka during the first half of the YD correlated to Greenland stadial (GS) 1 lasting from 12.9 to 11.7 ka (RASMUSSEN et al. 2008), which is in general accordance to other dated regions in the Alps (see IVY OCHS et al. 2006, 2008, 2009, IVY-OCHS 2015). Thus, no traces of a Daun stadial in the sense of a pre-Bølling/Allerød interstadial glacier advance or stillstand with an ice extent slightly larger than that of the Younger Dryas is evident anywhere in the study area. Especially the recently published data from Kolm-Saigurn (BICHLER et al. 2016), a site in the Hohen Tauern (Fig. 1) only c. 25 km NE of Debant Valley, just north of the main divide, show striking similarities with those of the Debant Valley. The maximum extent was reached there at least around 12.6 ka with a size of the reconstructed palaeoglacier of similar configuration and dimension. The following retreat phase, documented by at least eight stillstands or minor readvances according to the number of arcuate moraine ridges, shows comparable ice-marginal dynamics, with two constituting glaciers in this case operating progressively more independently. Based on the dating results of BICHLER et al. (2016) and the continuous moraine sequences in an area with good preservation conditions, crucial to the correct interpretation of moraine sequences (LUKAS & BENN 2006, KIRKBRIDE & WINKLER 2012), the last glacier stabilisation occurred at the end of the Younger Dryas without any trace of a separated early Holocene stadial. However, the recalculation of ages pertaining to the Kartell stadial (IVY-OCHS et al. 2006b), which BUCHENAUER (1990) correlated with the second youngest part of the DE unit (Viehkofel stadial), gives ages of 11.9 ± 0.9 ka at its type locality indicating a last phase of the Egesen stadial (*cf.* BICHLER et al. 2016). The uppermost latero-frontal moraines of the DE unit in the foreland of the LIA moraine defining BUCHENAUER's Gartl halt were correlated by him with the Kromer stadial, based on ΔELA values, but this has recently been re-dated at the type locality by MORAN et al. (2016) to c. 10 ka. In the absence of dating of this youngest part of the DE unit, it is inferred here that the results of the nearby Kolm-Saigurn area (BICHLER et al. 2016), with the last glacier extent significantly larger than LIA, occurred during the Younger Dryas, and that this correlation is also applicable to the present study area.

Such a view is also supported by a review of available ^{14}C -dated archives from other forelands of LIA moraines in the Eastern Alps, which shows that a formation of the Kromer moraines before c. 10.9 ka is very unlikely (PATZELT 2016).

So, in summary, the DE unit at its type-valley, with its 8–9 multiple ridges, not counting the smaller ones of the size of annual LIA moraines, was deposited by a very active glacier tongue which is also known for the Younger Dryas in Scotland, for example (e.g. BENN & BALLENTYNE 2005, LUKAS 2006). Even looking at the major groups as defined by BUCHENAUER (1990) i.e. Gaimberger-Alm, Hofalm, Lienzer Hütte, Viehalm and Gartl (Table 1), shows that the Younger Dryas – moraines can be subdivided in more than three phases as previously published (cf. KERSCHNER 2009). Comparing the Debant Valley with other locations of Younger Dryas-glaciation in the study area this high number of documented stillstands (after presumed small advances) may be the result of the number confluences and thus that of the contributing cirques as the accumulation areas, in addition to the good potential for moraine preservation. Thus, internal ice dynamics besides the overall climatic control may have played an underrated role in moraine formation (see also LUKAS et al. 2012, BARR & LOVELL 2014).

Any correlation of the remaining KU unit, younger than the phase of ice-decay and older than the Bølling- Allerød (B/A) interstadial, with the known Lateglacial stratigraphy has to take into account that the KU unit is the product of a major stabilisation of the snout, indicating a considerable time of formation. BUCHENAUER (1990) argued for a corresponding glacier stillstand after the Gschnitz stadial, during the Senders stadial, based on ΔELA values. But his presumed equivalent of the Gschnitz stadial, the so-called Debant stadial, could not be verified either at the type-location in the Debant Valley (A-02; Figs. 1 & 4) nor in the Daber Valley (B-02; Fig. 8) nor in the Kals Valley (D-02; Fig. 8). In all three cases, the ridges interpreted as moraines by BUCHENAUER, are the result of mass movements (Fig. 9) or (glacio-)fluvial activity (Figs 5e & 12c). Based on the remaining classification of BUCHENAUER (1990), the most well-known Lateglacial phase, the Gschnitz stadial, characterised by large valley glaciers having an unimpeded drainage in their forelands while producing prominent moraines is seemingly missing in the study area. This appears to be very unlikely when comparing this to the evidence of the areas of formerly covered by the Inn, Traun, Salzach and Drau Glaciers (e.g. MAYR & HEUBERGER 1968, GROSS et al. 1978, VAN HUSEN 1977 und 1997, SCHUSTER et al. 2006, REITNER 2013, ZASADNI 2014). Moreover, in the Gschnitz Valley (location in Fig. 1), where the type locality of the Gschnitz stadial is located, only three Lateglacial stadials are documented between the LIA moraines and the valley mouths, despite good conditions for moraine preservation. The oldest one at the mouth is the previously called Steinaach stadial with a local basal till resting on delta deposits of a kame terrace (MAYR & HEUBERGER, 1968), which is now seen as a typical glacier advance of the phase of ice-decay (cf. REITNER 2007). The moraines of the Gschnitz type locality in the middle part of the valley at the village of Trins (PENCK & BRÜCKNER 1909, MAYR & HEUBERGER 1968, ROCKENSCHAUB & NOVOTNY 2009) were dated to 16.8 ± 1.7

ka (IVY-OCHS et al. 2006a; recalculated with the NENA production rate of BALCO et al. 2009). They are clearly separated from the Younger Dryas moraines in the upper valley close to the still glaciated cirques (cf. KERSCHNER et al. 1999). Furthermore, a reinvestigation of the Senders stadial type locality (KERSCHNER & BERKTOLD 1982) casts doubts on the nature and relative chronology of glacial deposits there and, consequently, challenges the relevance of this stadial (REITNER, BICHLER & GRUBER, unpublished data). Thus, the KU unit is best explained as the product of the long-lasting glacier stillstand of the Gschnitz stadial.

The strength of this tripartite succession is that it is based on a comprehensive re-assessment of both geomorphological and sedimentological evidence and incorporates independent age control; in contrast to the older approach based on ΔELAs , the present approach demonstrates that these multiple lines of evidence converge in the present study area and correspond very closely to findings from other regions in the Eastern Alps. Therefore, the new classification, with its three remaining stages, is considered more robust than the preceding classification that was based entirely on geomorphological evidence and ΔELA values, as for example carried out by BUCHENAUER (1990) for the Schobergruppe mountains. In our study, successions of units along neighbouring valleys have been used to establish a foundation for correlation with the climatostratigraphy of the ALG. Despite the high-mountain topography showing obvious fluvial erosion, dissection by mass movements and reworking by rock glaciers, it has been possible to extract more than just a synthetic master succession (summarised in e.g. IVY-OCHS et al. 2008, KERSCHNER 2009, HEIRI et al. 2014) that is documented by highly similar evidence in the valley of the Daber creek (Schobergruppe mountains; Fig. 9) and in the valley of the Galitzen creek (Lienz Dolomites; Fig. 15). Together with the geochronological evidence, this bears a remarkable resemblance to the master sequence of the Gschnitz Valley, and this challenges the standard chronology that had hitherto been regarded as valid. The main argument for the weakness of this previous standard model is that this was strongly based on ΔELA values. In addition to a mismatch with the detailed and converging multiple lines of evidence presented here and elsewhere, correlations based solely on ΔELA over different regions run into the very real danger of ending up in a circular argument. This is because regional differences in palaeoclimatic conditions of any given phase are on the one hand proposed to be defined by ΔELA ranges, but on the other hand, changes in the ELA are already the product of precipitation and temperature, among many other factors that can confound extraction of any meaningful stratigraphic assignment. These confounding factors have been noted prominently elsewhere (e.g. BENN & BALLENTYNE 2005, BENN & EVANS 2010, LUKAS & BRADWELL 2010, BOSTON ET AL. 2015), but these problems have not been taken into account, with rare exceptions (e.g. FEDERICI et al. 2016), when reconstructing glaciers and palaeoclimate in the Alps. With ΔELAs as a base for Lateglacial stratigraphy the palaeoclimatic reconstructions for a time period are already biased. Hence, major climatic shifts since e.g. the Gschnitz stadial between the northern and the southern flank of the Alpine main divide cannot be de-

tected anymore. As no documents of the stadials Senders and Daun as proposed by KERSCHNER & BEKTOLD (1983), KERSCHNER (1986) and KERSCHNER (2009) could be detected, the Δ ELA calculations by BUCHENAUER (1990) for his Kunig stadial with a mean Δ ELA of 422 m (405–450 m) are taken as palaeoclimate information for the Gschnitz stadial in the Schobergruppe mountains in good faith, i.e. without any independent means of checking. The same is true for his Gaimberger-Alm stadial with a mean Δ ELA of 281 m (265–300 m), which has been taken to represent a firm base for the Egesen maximum extent in the same region.

The situation in the Lienz Dolomites is more complicated as no LIA reference exists and even simple ELA calculations have to take into account a thick debris cover due to talus sedimentation on the surface and in the most extreme case due to rock fall or rock avalanches, like in the Laserz creek area (REITNER et al. 2014). Thus, any treatment of ablation at the tongue is far beyond the standard AAR procedure (with a ratio of 0.67) applied in the Schobergruppe mountains, but also elsewhere. Alternatively, the highest onset of the lateral moraine (MELM) is regarded as a possible proxy for the ELA estimation. However, until now there is only one situation where the MELM method could be employed due to good conditions for moraine preservation of the supposed Younger Dryas.

Thus, it is understandable that the Δ ELA approach has been prevalent for so long, but the evidence presented here and elsewhere strongly suggests that it is preferable if this approach be retired and a more robust approach, based on local palaeoclimatic proxies (e.g. treeline, chironomids), an integration of geomorphology, sedimentology and independent geochronological methods take its place. Nevertheless, Δ ELAs are still considered as a useful tool for correlation on the local scale e.g. in one mountain group (like the Schobergruppe mountains) with a quite comparable topography and lithology and taking into account the limitations, especially the impact of debris cover.

11 Conclusions

The results of a geological mapping campaign supported by geochronological analyses showed that the ALG sedimentary record of the Schobergruppe mountains and the Lienz Dolomites can be respectively subdivided into four (informally defined allostratigraphic) unconformity-bounded units i.e. Ainet (AI), Daber (DA), Kunig (KU), Debant (DE), respectively, Ainet (AI), Galitzen (GA) Klambrückl (KB), Kerschbaumeralm (KA), which are linked to three phases of glacier activity (Fig. 18; Table 1). The latter are correlated to the already defined climatostratigraphic subdivisions phase of ice decay (c. 20–19 ka), Gschnitz stadial (c. 17–16 ka) and Egesen stadial (c. 13–12 ka).

Our approach of establishing a stratigraphic framework relies on the allostratigraphic subdivision of glacial sediments in valleys with defined local type localities of (unconformity-bounded) units, which show the sedimentary and the geomorphological characteristics within a sequence deposited after the AlpLGM and before the Holocene. Thus, successions of glacial sediments within neighbouring valleys, which also show an imprint of post-depositional periglacial and gravitational processes, are regarded as the

key for deciphering the glacial chronology and, eventually, the landscape evolution of a mountain chain. Δ ELAs are still considered as a useful tool for correlation on the local scale e.g. in one mountain group (like the Schobergruppe mountains) with a quite comparable topography and lithology and taking into account the limitations, especially the impact of debris cover. However, our results show that a stratigraphic correlation across the whole Alpine chain via Δ ELAs is not a successful approach and can potentially lead to bias. There is a problem of circular arguments in previous work as the palaeoclimatic development to be reconstructed was already encompassed in the Δ ELA criterion for stratigraphic subdivision. Such an approach runs into the real danger of disabling the detection of any major regional changes in climatic patterns in the Alps since the AlpLGM. To overcome this problem, identification of sequences and the definition of geochronologically constrained type localities seem to be inevitable for further progress. Furthermore, our results show the problem of the up-to-now used stratigraphic terminology with respect to Daun and Egesen stadial which is used irrespective of the original meaning. There is an evident need for defining the Egesen stadial in the sense of the Younger Dryas glaciation based on a new type locality in the sense of a “lectostratotype” as the term Egesen is now used in this sense whereas the original type locality (“holostratotype”), as defined by KIENZEL (1929), documents only a younger and minor part of the Younger Dryas (cf. KERSCHNER 2009). The sequence consisting of multiple moraines in the upper Debant Valley – from the moraines of Gaimberg-Alm to the foreland of the LIA-moraines – is a strong candidate for at least a local type locality (in the sense of a “parastratotype”) after additional geochronological analyses. Moreover, the evidence of the Schobergruppe mountains, the Lienz Dolomites together with combined evidence of the Gschnitz Valley, make a strong case for reconsidering the status of the Daun stadial. The morphological criterion for subdividing Egesen from Daun moraines based on HEUBERGER (1966) is challenged with the dating results in the Debant Valley. It seems to be that local differences within moraines series of Younger Dryas age deriving from geologically the same catchment might be the result of periglacial reworking (gelifluction) during the long Younger Dryas stadial. In addition, the previous approach since HEUBERGER (1966) of extending the Egesen stadial beyond its original meaning resulted in a glacial stadial which has now the same meaning as the Daun stadial as originally defined by PENCK & BRÜCKNER (cf. KERSCHNER 1978, 2009) leading to an evident redundancy as Egesen is already the widely used name for the Younger Dryas glaciation in total. To overcome this confusion, we propose to withdraw the term Daun until a re-investigation of the type locality. If there is the case of a reconstructed glacier halt between the Younger Dryas and the Gschnitz moraines, it is recommended to define a new stadial with a new name based on a well-constrained type locality. Reconstructing a glacial history while retaining abandoned stratigraphic terms (e.g. Bühl) will in our view hamper future efforts for Alpine-wide stratigraphic and eventually palaeoclimatic correlations.

Finally, the findings of fluted moraines and also deformed layers within basal till revealed that the glaciers during the

phase of ice decay, Gschnitz stadial and Egesen stadial were temperate and had at least partially deformable beds.

In conclusion, we emphasise the power of, and advocate, a holistic approach involving geomorphological and sedimentary features, including not only those of glacial but also of periglacial and especially of gravitational origin, in order to decipher as well as possible the glacial record in the context of Lateglacial landscape development. This may serve as a useful template for applying dating methods.

Acknowledgements

We thank the Ion Beam Physics group at ETH Zurich for support of lab work and AMS measurements. We are grateful to Hanns Kerschner for help during sampling for cosmogenic dating in November 2007 and the fruitful discussions in the field with him and also with Sven Lukas, Max Maisch, Philippe Schoeneich and Alfred Gruber on various excursions. Mathias Bichler patiently helped JMR in cases of GIS-problems. Finally, constructive reviews by Sven Lukas and Giovanni Monegato substantially helped to improve the paper.

References

- BALCO G., BRINER J., FINKEL, R. C., RAYBURN J. A., RIDGE J. C. & SCHAEFER J. M. (2009): Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. – *Quaternary Geochronology*, 4: 93–107.
- BALCO G., STONE J. O., LIFTON N. A. & DUNAI T. J. (2008): A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. – *Quaternary Geochronology*, 3: 174–195. DOI: 10.1016/j.quageo.2007.12.001
- BARR, I. D. & LOVELL, H. (2014): A review of topographic controls on moraine distribution. – *Geomorphology*, 226: 44–64.
- BENN, D. I. & BALLANTYNE, C. K. (2005): Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland. – *Journal of Quaternary Science*, 20: 577–592.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. (2010): *Glaciers and Glaciation*. – 802 pp; London (Arnold).
- BENN, D. I. & LEHMKUHL, F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. – *Quaternary International*, 65: 15–29.
- BENN, D. I., KIRKBRIDE, M. P., OWEN, L. A. & BRAZIER, V. (2003): Glaciated valley landsystems. *Glacial Landsystems*. – In: EVANS, D. J. A. (ed.): *Glacial Landsystems*: 372–406; Arnold, London.
- BICHLER, M. G., REINDL, M., REITNER J. M., DRESCHER-SCHNEIDER, R., WIRSIG, C., CHRISTL, M., HAJDAS, I. & IVY-OCHS, S. (2016): Landslide deposits as stratigraphical markers for a sequence-based glacial stratigraphy: a case study of a Younger Dryas system in the Eastern Alps. – *Boreas*, 45: 537–551. DOI: 10.1111/bor.12173
- BINI, A., BORSATO, A., CARRARO, F., CARTON, A., CORBARI, D., CUCATO, M., MONEGATO, G. & PELLEGRINI, G. B. (?): Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino. – *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 17: 75–82.
- BOCH, R., SPÖTL, C., REITNER, J. M. & KRAMERS, J. (2005): A lateglacial travertine deposit in Eastern Tyrol (Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 98: 78–92.
- BOSTON, C. M., LUKAS, S. & CARR, S. J. (2015): A Younger Dryas plateau icefield in the Monadhliath, Scotland, and implications for regional palaeoclimate. – *Quaternary Science Reviews*, 108: 139–162.
- BRONK RAMSEY, C. (2009): Bayesian analysis of radiocarbon dates. – *Radiocarbon* 51, 337–360.
- BUCHENAUER, H. W. (1990): *Gletscher- und Blockgletschergeschichte der westlichen Schobergruppe (Osttirol)*. – *Marburger geographische Schriften*, 117: 1–276.
- CGI CONTROLLED VOCABULARY (2011–12): Lithogenetic unit. – http://resource.geosciml.org/classifier/cgi/geologicunittype/lithogenetic_unit
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 35: 185–206.
- CHRISTL, M., VOCKENHUBER, C., KUBIK, P. W., WACKER, L., LACHNER, J., ALFIMOV, V. & SYNAL, H. A. (2013): The ETH Zurich AMS facilities: Performance parameters and reference materials. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294: 29–38.
- CLAUDE, A., IVY-OCHS, S., KOBER, F., ANTONGINI, M., SALCHER, B., & KUBIK, P. W. (2014): The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. – *Swiss Journal of Geosciences*, 107: 273–291.
- COLUCCI, R. R., MONEGATO, G. & ŽEBRE, M. (2014): Glacial and proglacial deposits of the Resia Valley (NE Italy): New insights on the onset and decay of the last alpine glacial maximum in the Julian Alps. – *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 27: 85–104.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E. (1935): *Geologische Karte des Grossglocknergebietes 1:25.000*. – Wien (Deutscher und Österreichischer Alpenverein).
- EHLERS, J. & GIBBARD, P.L. (2004, eds.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part 1 Europe*. – *Developments in Quaternary Sciences*, 2: 1–475; Amsterdam (Elsevier).
- EVANS, D. J. A., PHILLIPS, E. R., HIEMSTRA, J. F. & AUTON, C. A. (2006). Subglacial till: formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Science Reviews*, 78: 115–176.
- FEDERICI, P. R., RIBOLINI, A. & SPAGNOLO, M. (2016): Glacial history of the Maritime Alps from the Last Glacial Maximum to the Little Ice Age. – *Geological Society, London, Special Publications*, 433: SP433–9.
- FONTANA, A., MONEGATO, G., ZAVAGNO, E., DEVOTO, S., BURLA, I. & CUCCHI, F. (2014): Evolution of an Alpine fluvio-glacial system at the LGM decay: the Cormor Megafan (NE Italy). – *Geomorphology*, 204: 136–153.
- FYFE, G. (1990): The effect of water depth on ice-proximal glaciolacustrine sedimentation: Salpausselkä I, southern Finland. – *Boreas* 19: 147–164.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT THESAURUS (2016): Lithogenetic units. – <http://resource.geolba.ac.at/Geologicunit/1>.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12: 223–251.
- HEIRI, O., KOINIG, K.A., SPÖTL, C., BARRETT, S., BRAUER, A., DRESCHER-SCHNEIDER, R., GAAR, D., IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., LUETSCHER, M., MORAN, A., NICOLUSSI, K., PREUSSER, F., SCHMIDT, R., SCHOEENEICH, P., SCHWÖRER, C., SPRAFKE, T., TERHORST, B. & TINNER, W. (2014): Palaeoclimate records 60–8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. – *Quaternary Science Reviews*, 106: 186–205.
- HEUBERGER, H. (1966): *Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal*. – 126 pp.; Innsbruck (Wagner).
- HOFFERT, E. (1975): *Zur Geomorphologie und Geologie der Lienzer Dolomiten*. – 141 pp.; Berlin (Freie Universität).
- VAN HUSEN, D. (1977): *Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 120: 1–130.
- VAN HUSEN, D. (1997): LGM and late-glacial fluctuations in the Eastern Alps. – *Quaternary International*, 38: 109–118.
- VAN HUSEN, D. & REITNER, J.M. (2011): *An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria*. – *E&G Quaternary Science Journal*, 60: 366–387.
- IVY-OCHS, S. (2015): Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. – *Cuadernos de investigación geográfica*, 41: 295–315.
- IVY-OCHS, S. & KOBER, F. (2008): Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. – *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter und Gegenwart)*, 57: 179–209.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P. & SCHLÜCHTER, C. (2006a): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: The Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, 21: 115–130.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P. W., SYNAL, H. & SCHLÜCHTER, C. (2006b): The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . – *Geological Society of America Special Paper*, 415: 43–60. DOI: 10.1130/2006.2415(04)
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, 23: 559–573. DOI: 10.1002/jqs.1202
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P. W. & SCHLÜCHTER, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier vari-

- ations in the European Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 28: 2137–2149. DOI: 10.1016/j.quascirev.2009.03.009
- KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, 132: 5–12.
- KERSCHNER, H. (1978): Untersuchungen zum Daun- und Egesenstadium in Nordtirol und Graubünden (methodische Überlegungen). – *Geographischer Jahresbericht aus Österreich*, 36: 26–49.
- KERSCHNER, H. (1986): Zum Sanderstadium im Spätglazial der nördlichen Stubai Alpen, Tirol. – *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement Band*, 61: 65–76.
- KERSCHNER, H. (2009): Gletscher und Klima im Alpen Spätglazial und frühen Holozän. – *alpine space – man & environment*, 6: 5–26.
- KERSCHNER, H. & BERKTOLD, E. (1982): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Sanderstal, nördliche Stubai Alpen, Tirol. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 17: 125–134.
- KERSCHNER, H., IVY-OCHS, S. & SCHLÜCHTER, C. (1999): Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz valley, Central Alps, Austria. – *Annals of Glaciology*, 28: 135–140.
- KINZL, H. (1929): Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen. – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, XVII: 66–121.
- KIRKBRIDE, M. P., & WINKLER, S. (2012): Correlation of Late Quaternary moraines: impact of climate variability, glacier response, and chronological resolution. – *Quaternary Science Reviews*, 46: 1–29.
- KLASEN N., FIEBIG, M., PREUSSER, F., REITNER, J. M. & RADTKE, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – *Quaternary International*, 164: 21–32.
- VON KLEBELSBERG, R. (1928): Quartärablagerungen im obersten Drautal (Pustertal, Tirol). – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 94–113.
- VON KLEBELSBERG, R. (1931): Alte Gletscherstände im Iseltal und seiner Nachbarschaft. – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 163–174.
- VON KLEBELSBERG, R. (1952): Am Ufer des Draugletschers bei Lienz. – *Schlern-Schrift*, 263–273.
- KOHL, C. P. & NISHIZUMI, K. (1992): Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(9): 3583–3587.
- LESEMANN, J. E., ALSOP, G. I., & PIOTROWSKI, J. A. (2010): Incremental subglacial meltwater sediment deposition and deformation associated with repeated ice-bed decoupling: a case study from the Island of Funen, Denmark. – *Quaternary Science Reviews*, 29(23): 3212–3229.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: GÖTZINGER, G. (ed.): *Verhandlungen der III Internationalen Quartärkonferenz (INQUA)*, September 1936: 141–147, Wien (Geologische Landesanstalt).
- LINNER, M. (2003): Bericht 2001 über geologische Aufnahmen in den Deferegger Alpen und in der Granatspitzgruppe auf Blatt 179 Lienz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 143: 444–453.
- LINNER, M., REITNER, J.M. & PAVLIK W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 179 Lienz; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- LUKAS, S. (2006): Morphostratigraphic principles in glacier reconstruction—a perspective from the British Younger Dryas. – *Progress in Physical Geography*, 30: 719–736.
- LUKAS, S. & BENN, D. I. (2006): Retreat dynamics of Younger Dryas glaciers in the far NW Scottish Highlands reconstructed from moraine sequences. – *The Scottish Geographical Magazine*, 122(4), 308–325.
- LUKAS, S. & BRADWELL, T. (2010): Reconstruction of a Lateglacial (Younger Dryas) mountain ice field in Sutherland, northwestern Scotland, and its palaeoclimatic implications. – *Journal of Quaternary Science*, 25: 567–580.
- LUKAS, S., GRAF, A., CORAY, S. & SCHLÜCHTER, C. (2012): Genesis, stability and preservation potential of large lateral moraines of Alpine valley glaciers—towards a unifying theory based on Findelengletscher, Switzerland. – *Quaternary Science Reviews*, 38: 27–48.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – *Geographica Helvetica*, 37: 93–104. DOI: 10.5194/gh-37-93-1982
- MAISCH, M. (1987): Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. – *Geographica Helvetica*, 42: 63–71.
- MANCKTELOW, N. S., STÖCKLI, D. F., GROLLMUND, B., MÜLLER, W., FÜGENSCHUH, B., VIOLA, G., SEWARD, D. & VILLA, I. M. (2001): The DAV and Periadriatic fault systems in the Eastern Alps south of the Tauern window. – *International Journal of Earth Sciences*, 90(3), 593–622.
- MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type areas of late glacial and postglacial deposits in tyrol, Eastern Alps. *Proceeding VII INQUA Congress*, 14, University of Colorado Studies. – Series in Earth Science, 7: 143–165.
- MENZIES & REITNER (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria—a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, 45: 804–827. DOI 10.1111/bor.12189
- MONEGATO G. & STEFANI C. (2010): Stratigraphy and evolution of a long-lived fluvial system in the southeastern Alps (NE Italy): the Tagliamento conglomerate. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 103: 33–49.
- MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – *Quaternary Research*, 68: 284–302.
- MORAN, A. P., KERSCHNER, H. & IVY-OCHS, S. (2016): Redating the moraines in the Kromer Valley (Silvretta Mountains)—New evidence for an early Holocene glacier advance. – *The Holocene*, 26(4): 655–664.
- MUTSCHLECHNER, G. (1956): Der Höchststand des Draugletschers in den Lienzer Dolomiten. – *Carinthia II* ; 66 (1956):13–20.
- NISHIZUMI, K., IMAMURA, M., CAFFEE, M. W., SOUTHON, J. R., FINKEL, R. C. & MCANINCH, J. (2007): Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 258(2): 403–413.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (2005): *North American Stratigraphic Code*. – *AAPG Bulletin*, 89: 1547–1591.
- OEGGL, K. & WAHLMÜLLER, N. (1994): Holozäne Vegetationsentwicklung an der Waldgrenze der Ostalpen: Die Plancklacke (2140 m)/Sankt Jakob im Deferegggen, Osttirol. – *Dissertationes Botanicae*, 234: 389–411.
- PATZELT, G. (2012): Die Bergstürze von Tschirgant und von Haiming, Oberinntal, Tirol—Begleitworte zur Kartenbeilage. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 152: 13–24.
- PATZELT, G. (2016): Das Bunte Moor in der Oberfernau (Stubai Alpen, Tirol) – Eine neu bearbeitete Schlüsselstelle für die Kenntnis der nach-eiszeitlichen Gletscherschwankungen der Ostalpen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 156: 97–107.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1. Band: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. – 393 pp.; Leipzig (Tauchnitz).
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 pp.; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- PROBST, G., BRANDNER, R., HACKER, P., HEISS, G. & PRAGER, C. (2003): Hydrogeologische Grundlagenstudie Westliche Gailtaler Alpen/Lienz Dolomiten (Kärnten/Osttirol). – *Steirische Beiträge zur Hydrogeologie*, 54: 5–62.
- RAMSEY, C. B. & LEE, S. (2013): Recent and Planned Developments of the Program Oxcal. – *Radiocarbon* 55(2-3): 720–730.
- RASMUSSEN, S. O., SEIERSTAD, I. K., ANDERSEN, K. K., BIGLER, M., DAHL-JENSEN, D., & JOHNSEN, S. J. (2008): Synchronization of the NGRIP, GRIP, and GISP2 ice cores across MIS 2 and palaeoclimatic implications. *Quaternary Science Reviews*, 27(1): 18–28.
- REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTE, 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(4): 1869–1887.
- REITNER, J.M. (2003a): Bericht 1998–99 über geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 179 Lienz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 143: 514–522.
- REITNER, J.M. (2003b): Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 143: 391–397.
- REITNER, J.M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i. T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6-2). – 190+112 pp.; Universität Wien
- REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, 164: 64–84. DOI: 10.1016/j.quaint.2006.12.016
- REITNER, J.M. (2013): The effect of Climate Change during the Lateglacial in the Hohen Tauern. – In: 5th Symposium for Research in Protected Areas, Conference Volume: 653–658.
- REITNER, J.M. (2016): Bericht 2001–2003 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz und Blatt 178 Hopfgarten in Deferegggen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 156: 289–292.
- REITNER, J. M. & LINNER, M. (2009): Formation and preservation of large

- scale toppling related to Alpine tectonic structures—Eastern Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 102: 69–80.
- REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., HAJDAS, I. & LATTNER, D. (2014): Bergstürze in den Lienzer Dolomiten vom Würm-Spätglazial bis in das jüngste Holozän. – In: KOINIG, K. A., STARNBERGER, R. & SPÖTL, C. (eds.): DEUQUA 2014: 37. Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung Innsbruck 2014, 24.–29. September. – Abstractband: 96 – Innsbruck (innsbruck university press).
- ROCKENSCHAUB, M. & NOWOTNY, A. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 148, Brenner. – Wien (Geologische Bundesanstalt).
- SCHMID, S. M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E., & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, 97(1): 93–117.
- SCHMIDT, R., VAN DEN BOGAARD, C., MERKT, J. & MÜLLER, J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the south-eastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and palaeoclimate. – *Quaternary International*, 88: 45–56.
- SCHMIDT, R., WECKSTRÖM, K., LAUTERBACH, S., TESSADRI, R. & HUBER, K. (2012): North Atlantic climate impact on early late-glacial climate oscillations in the south-eastern Alps inferred from a multi-proxy lake sediment record. – *Journal of Quaternary Science*, 27(1): 40–50.
- Schultze, E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spat- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – *Carinthia II*, 174/94: 261–266, Klagenfurt.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J. M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182, Spittal an der Drau. – 115 pp., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- VON SRBIK, R. (1930): Glazialgeologische Beobachtungen in den Lienzer Dolomiten. – *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 18: 63–115.
- STINGL, H. (1969): Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen. – *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 49: 1–115.
- STONE, J. (2000): Air pressure and cosmogenic isotope production. – *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 105: 23753–23759.
- STUIVER, M. & H. A. POLACH (1977): Reporting of C-14 Data – Discussion. – *Radiocarbon* 19(3): 355–363.
- SYNAL, H. A., STOCKER, M. & SUTER, M. (2007): MICADAS: A new compact radiocarbon AMS system. – *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms* 259(1): 7–13.
- VEIT, H. (1988): Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät- und Postglazials in einem zentralalpiner Flusseinzugsgebiet (südliche Hohe Tauern, Osttirol). – *Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten*, 13: 1–167.
- WACKER, L., NEMEC, M. & BOURQUIN, J. (2010): A revolutionary graphitisation system: Fully automated, compact and simple. – *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms* 268(7-8): 931–934.
- WALACH, G. (1993): Beiträge der Gravimetrie zur Erforschung der Tiefenstruktur alpiner Talfurche. – *Österreichische Beiträge zu Meteorologie und Geophysik*, 8: 83–98.
- WALKER, M., BJÖRCK, S. & LOWE, J. (2001): Integration of ice core, marine and terrestrial records (INTIMATE) from around the North Atlantic region: an introduction. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 1169–1174. DOI: 10.1016/S0277-3791(00)00164-5
- WIRSIG, C., ZASADNI, J., CHRISTL, M., AKÇAR, N., & IVY-OCHS, S. (2016): Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 143: 37–50.
- ZASADNI, J. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund. Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen. – *Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt*, 154: 327–329, Wien.
- ZASADNI, J. & KLAPYTA, P. (2016): From valley to marginal glaciation in alpine-type relief: Lateglacial glacier advances in the Pieć Stawów Polskich/Roztoka Valley, High Tatra Mountains, Poland. – *Geomorphology*, 253: 406–424.

First ^{36}Cl exposure ages from a moraine in the Northern Calcareous Alps

Andrew P. Moran, Susan Ivy-Ochs, Christof Vockenhuber, Hanns Kerschner

How to cite:

MORAN, A.P., IVY-OCHS, S., VOCKENHUBER, CH. & KERSCHNER, H. (2016): First ^{36}Cl exposure ages from a moraine in the Northern Calcareous Alps. – E&G Quaternary Science Journal, 65 (2): 145–155. DOI: 10.3285/eg.65.2.03

Abstract:

A well-preserved moraine system in the Mieminger Range (Northern Calcareous Alps of Austria) provides geomorphological evidence of a former glacier advance reaching significantly beyond the extent of subsequent glaciation during the “Little Ice Age”. The reconstructed palaeoglacier is associated with an equilibrium line altitude lowering of -70 – -120 m and boulders on its moraine were ^{36}Cl dated to the early Holocene (~ 10.4 ka). Hence, the glacier advance was likely triggered during a phase of glacier-friendly climate within the Preboreal period. On the proximal side of the moraine, further boulders were dated on hummocky moraines within the former glacier tongue area showing considerably younger ages of around 9 ka. In connection with several relict rock glaciers in the cirque that formed subsequently to the glacier advance, these ages point to a prolonged phase of instable conditions, possibly as a consequence of the formation of discontinuous permafrost and periglacial activity within the cirque. All these landforms lie significantly up valley from a series of lateral moraine segments related to the “Egesen” stadial (Younger Dryas cold phase). The ^{36}Cl ages presented here are the first exposure ages gained from moraines in the northern Alps and form a first step for a numerically dated moraine chronology in the northern Alps.

Erste ^{36}Cl Expositionsalter von einer Moräne in den Nördlichen Kalkalpen

Kurzfassung:

Ein gut erhaltenes Moränensystem in der Mieminger Kette (österreichische nördliche Kalkalpen) stellt einen geomorphologischen Nachweis eines vergangenen Gletschervorstoßes dar, der deutlich weiter reichte als die spätere Vergletscherung der „Kleinen Eiszeit“. Der rekonstruierte Paläogletscher lässt auf eine Erniedrigung der Gleichgewichtslinie von -70 bis -120 m schließen, während Blöcke auf der Moräne mit ^{36}Cl auf das frühe Holozän ($\sim 10,4$ ka) datiert wurden. Somit erfolgte der Gletschervorstoß höchstwahrscheinlich in einer gletscherfreundlichen Klimaphase während des Präboreals. Auf der inneren Seite der Moräne, im Bereich der ehemaligen Gletscherzunge, wurden weitere Blöcke auf hügeligem Moränenmaterial datiert, die wesentlich jüngere Alter um ungefähr 9 ka aufweisen. In Verbindung mit mehreren fossilen Blockgletschern im Kar, die sich nach dem Gletschervorstoß bildeten, deuten diese Alter auf eine längere Phase instabiler Bedingungen hin. Diese ist möglicherweise durch die Bildung von diskontinuierlichem Permafrost und periglaziale Prozesse im Kar zu erklären. All jene Formen liegen deutlich oberhalb einer Abfolge von Ufermoränensegmenten, die in Verbindung mit dem „Egesenstadial“ (Jüngere Dryas Kaltphase) stehen. Die ^{36}Cl Alter, die hier vorgestellt werden, sind die ersten Expositionsalter von einer Moräne in den Nordalpen und bilden einen ersten Baustein für die Erarbeitung einer numerisch datierten Moränenchronologie für diese Alpenregion.

Keywords:

Early Holocene, ^{36}Cl , Glaciers, Palaeoclimate, Exposure dating, Northern Alps, Austria

Addresses of authors: Andrew P. Moran*, Hanns Kerschner, Institute of Geography, University of Innsbruck, Innrain 52, 6020 Innsbruck, Austria; Susan Ivy-Ochs, Christof Vockenhuber, Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zurich, Otto-Stern-Weg 5, 8093 Zurich, Switzerland. *corresponding author: andrew.moran@uibk.ac.at

1 Introduction

Glaciers react directly to fluctuations in climate through changes in their mass balance. Therefore, where evidence of former glacier extents is found, valuable information on past climate conditions can be derived. In the Alpine region research on glacier-based climate history has been conducted for over a century since PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) resulting in the development of a detailed moraine sequence for the central Alps (MAISCH 1981, IVY-OCHS et al. 2008). In recent decades focus has been placed on the numerical dating of individual Lateglacial and Holocene

stadials within the relative moraine sequence to obtain an absolute chronology (IVY-OCHS et al. 2008, and references therein). Thereby, surface exposure dating with cosmogenic nuclides has emerged as a standard dating tool (LAL 1991, ZREDA et al. 1994, STONE 2000, DUNAI 2010). It was especially applied in many areas of the Alps to date former glacier advances allocated to the multi-phased “Egesen” stadial (MAISCH 1981, IVY-OCHS et al. 2009, and references therein), which is associated with the Younger Dryas cold period (~ 12.9 to 11.7 ka; RASMUSSEN et al. 2006, IVY-OCHS et al. 2008). However, up valley from these moraines, but yet distinctly beyond Little Ice Age glacier posi-

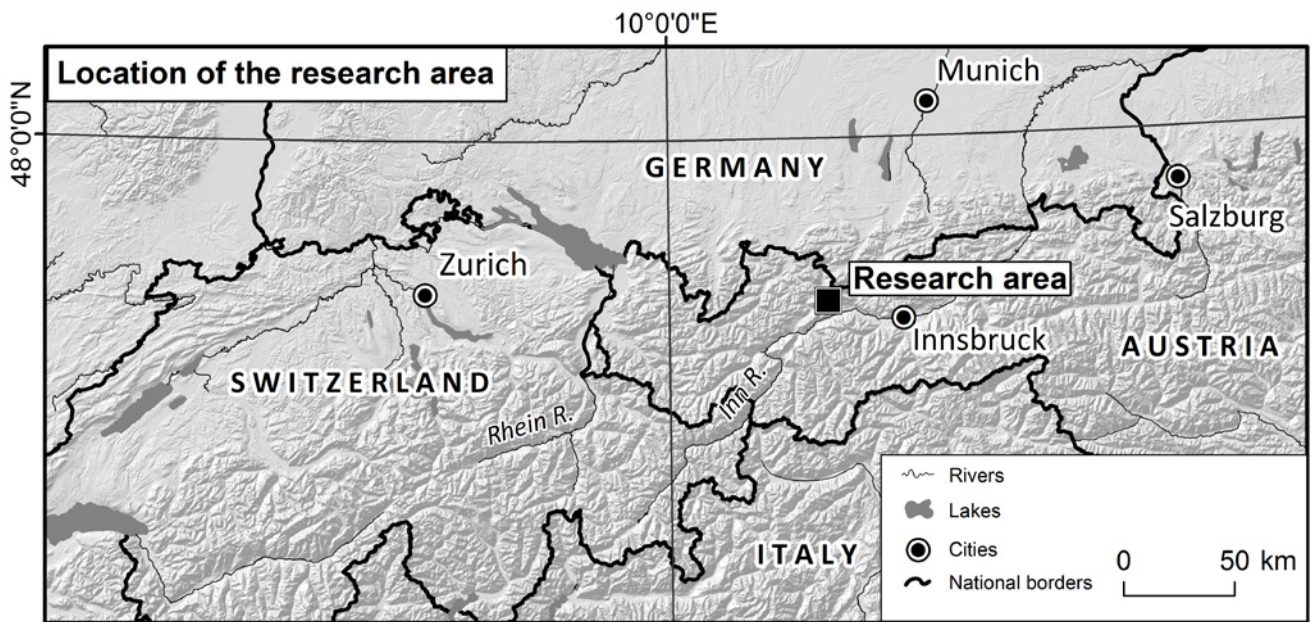


Fig. 1: Location of the research area within the Alpine region.
 Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes im Alpenraum.

tions (maximum extents ~A.D.1850; MAISCH 2000) further moraine systems were identified and dated in several areas. Exposure ages relate these glacier advances to the early Holocene period. They infer periods of glacier advances ~10.1 to 10.6 ka (SCHINDELWIG et al. 2011, SCHIMMELPFENNIG et al. 2014, MORAN, KERSCHNER & IVY-OCHS 2015) as well as between ~11.0 and 11.4 ka (SCHIMMELPFENNIG et al. 2012, SCHIMMELPFENNIG et al. 2014, MORAN et al. 2016). The latter may possibly coincide with the multi-centennial cooling phase of the Preboreal Oscillation (~11.4 ka; BJÖRCK et al. 1997, RASMUSSEN et al. 2006). On the other hand, an early Holocene glacier advance is ruled out in the eastern part of the central Alps (BICHLER et al. 2016).

While all dated sites are located in the central, southern or western Alps (e.g. KELLY et al. 2004, IVY-OCHS et al. 2009, FEDERICI et al. 2008, COSSART et al. 2012, BICHLER et al. 2016 among others), hitherto no exposure ages have been obtained to determine the timing of glacier advances along the northern Alpine fringe. Therefore we expanded investigations to the Northern Alps, focussing on the region east of Lake Constance, which is particularly interesting because of the high amount of precipitation (FREI & SCHMIDLI 2006) and a topography, characterized by summit heights around 2300–2900 m and an abundance of lower lying cirques with floors around 2000 m a.s.l. where small glaciers could respond more rapidly to short climate fluctuations (JÓHANNESSEN, RAYMOND & WADDINGTON 1989) than the large glacier systems of the higher central Alps. So far in the Northern Alps, local series of moraines were only defined on the basis of equilibrium line altitudes (ELAs) and their lowerings (Δ ELAs) in reference to modern times, as well as on their geomorphological properties (e.g. KELLER 1988, HIRTLREITER 1992, SCHOENEICH 1998). The correlation of the moraines to stadials in the central Alps was primarily based on assumptions of Δ ELA gradients within the Alpine region, which may however have varied over time. Furthermore, spatial differences in glacier advance series may be a source of uncertainty in the relative cor-

relation. Therefore, it is expedient to expand numerical dating to the northern Alpine region. Hence, this paper provides first ^{36}Cl ages from a past glacier advance in the Northern Calcareous Alps, forming a preliminary basis for the development of a future northern Alpine moraine chronology based on absolute ages.

2 Research site

Our study area is located in the Mieminger Range of the Northern Calcareous Alps (Figure 1). The mountain chain is about 20 km long and trends from east to west with an average width of around 6 km. It is separated from the higher Wetterstein Mountains by the Gaistal valley in the North and borders on the Mieming Plateau to the South. It extends in the West to the Fernpass and to the Seefeld-Leutasch plateau in the East. The Mieminger Range is exposed to moist, northwesterly air masses from the Atlantic region resulting in high mean annual precipitation sums (~2300 mm/a; GEOGRAPHIE INNSBRUCK 2013) especially in its northwestern parts. Mesozoic limestone dominates the entire range with Wetterstein limestone accounting for nearly all peaks and exposed bedrock surfaces. Only small parts disclose Middle Triassic Muschelkalk and carbonates of the Reichenhall and Partnach formations (MILLER 1962, BECKE 1983).

We conducted our investigations in the small, north-facing Schwärzkar cirque in the western part of the mountain range (Figures 2 & 3). The highest peak along the cirque rim is Grünstein, reaching an altitude of 2661 m a.s.l. The foot of the surrounding cirque headwalls consists mainly of fine-grained talus slopes while the floor of the Schwärzkar is mainly covered by glacier transported material and diamicton, containing a series of glacial and periglacial landforms first identified and mapped by SENARCLENS-GRANCY (1938). Denoting the extent of a former glacier in the Schwärzkar, a well-preserved ~700 m long, tongue-shaped moraine ridge extends down to an elevation of ~1950 m a.s.l. near the outlet of the cirque. Its crest is ~5 m above the surrounding

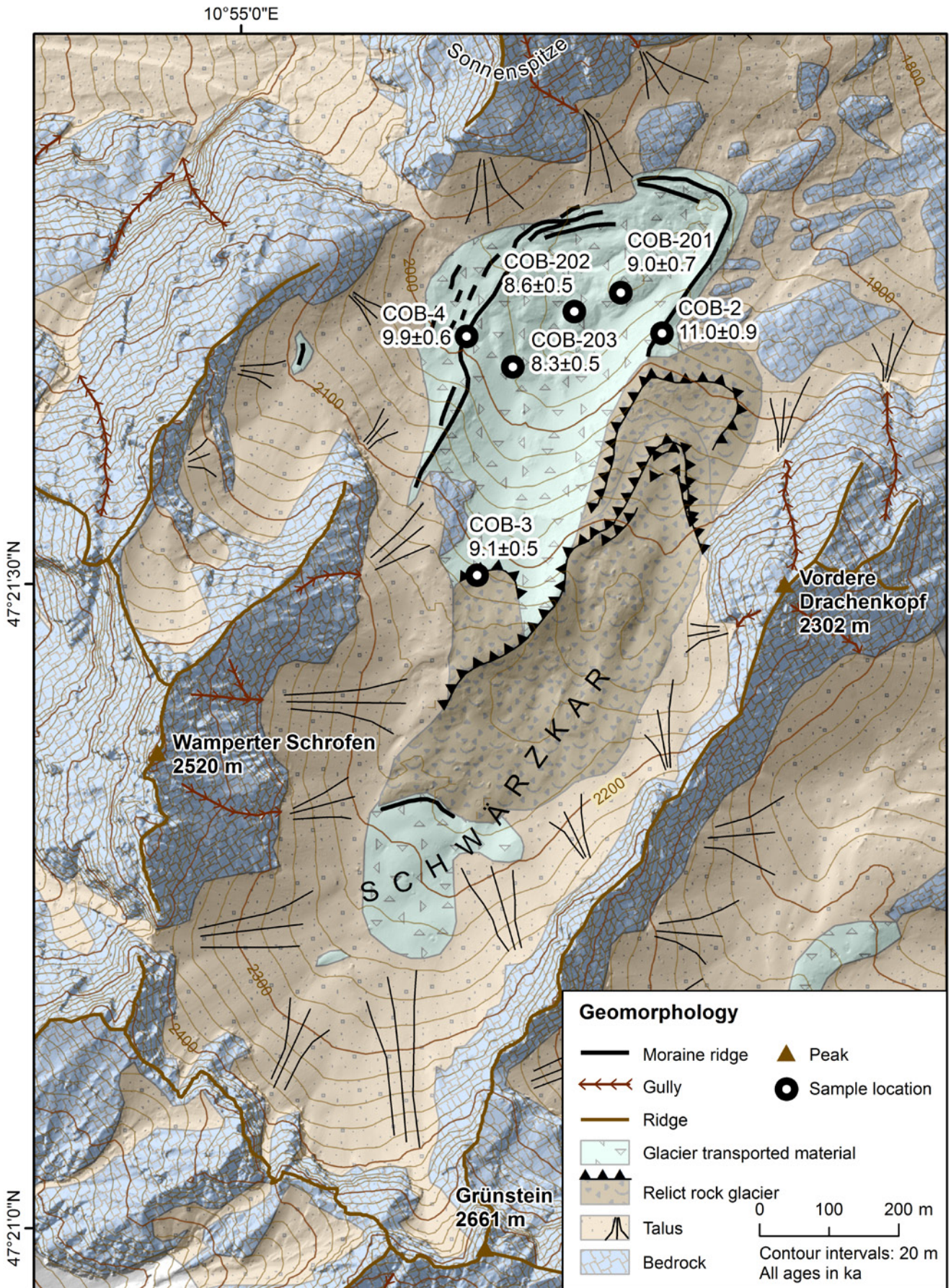


Fig. 2: Geomorphology of the Schwärzkar cirque (Mieminger Range). Source of the Digital Terrain Model: TIRIS Map Service of the Federal State of Tyrol.
 Abb. 2: Geomorphologie des Schwärzkars (Mieminger Kette). Quelle des Digitalen Geländemodelles: TIRIS Kartendienst des Landes Tirol.

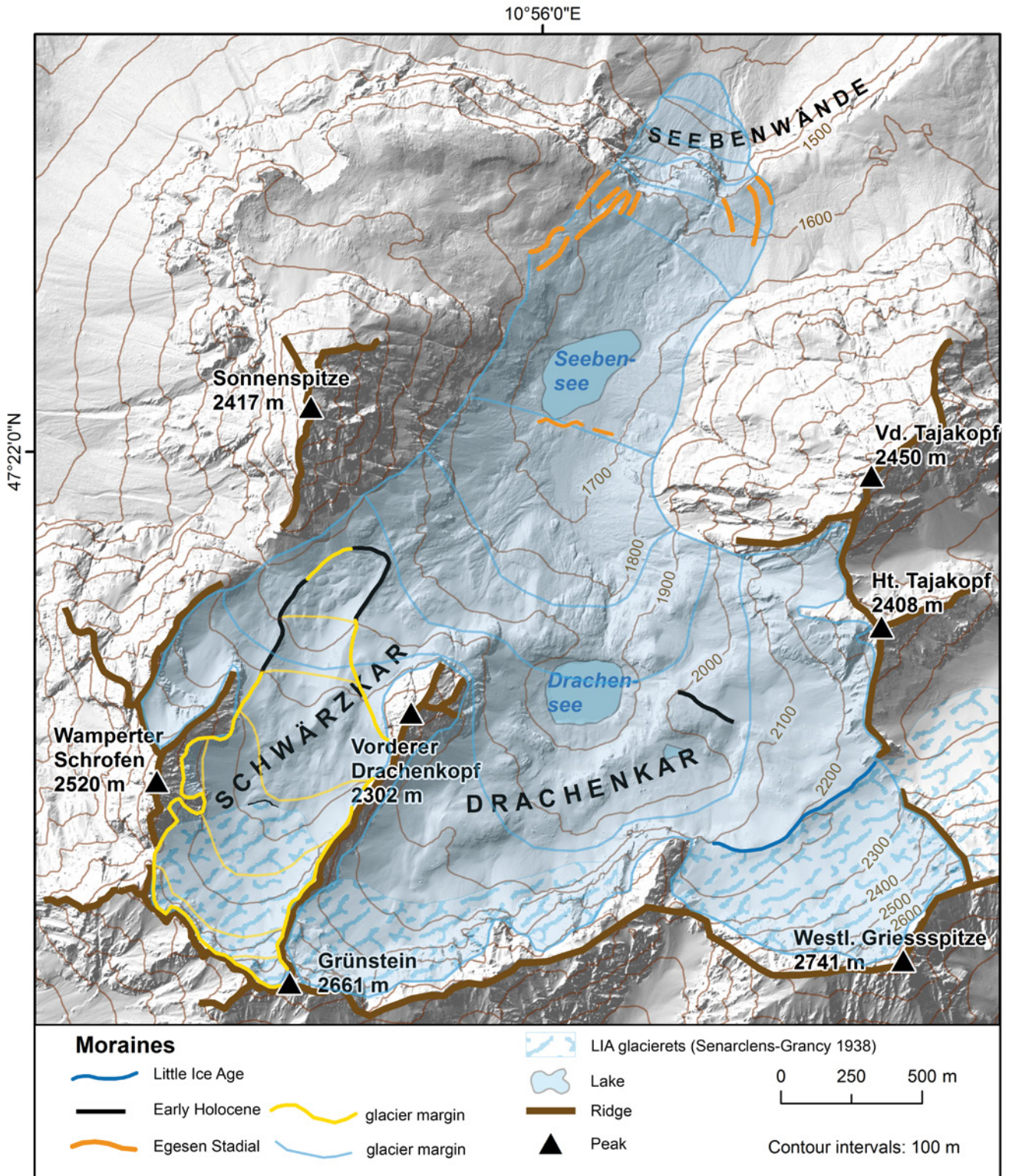


Fig. 3: Outlines of the glaciers in Schwärzkar cirque. For clarity, contour lines of the "Egesen" glacier are only drawn up to 2100 m. "Egesen" moraines in the lower part of the cirque are part of the "younger stadials group" by SENARCLENS-GRANCY (1938). Glacier tongue below 1500 m is hypothetical. Source of the Digital Terrain Model: TIRIS Map Service of the Federal State of Tyrol.

Abb. 3: Umrißlinien und geometrische Eigenschaften der rekonstruierten Gletscher im Schwärzkar. Wegen der Übersichtlichkeit sind die Höhenlinien des Egesengletschers nur bis 2100 m Seehöhe gezeichnet. Die Egesenmoränen sind Teil der „jungstadialen Gruppe“ von SENARCLENS-GRANCY (1938). Die Gletscherzunge unterhalb von 1500 m ist hypothetisch. Quelle des Digitalen Geländemodells: TIRIS Kartendienst des Landes Tirol.

setting at its terminus and its morphologically fresh lateral moraines exhibit steep embankments reaching heights of ~25 m on the eastern side. The western lateral moraine traces the former glacier margin over a distance of ~300 m as a continuous, curved ridge. On its distal side there is a series of subparallel ridges wedged closely against one an-

other. On the proximal side of the lateral moraines, within the lower and flat former glacier tongue area, the surface is marked by boulder fields and block-rich hummocky ridges. They are characterized by a strongly undulated surface with mounds of angular to subangular glacial debris representing positive landforms of ~20 to 40 m in diameter, ris-

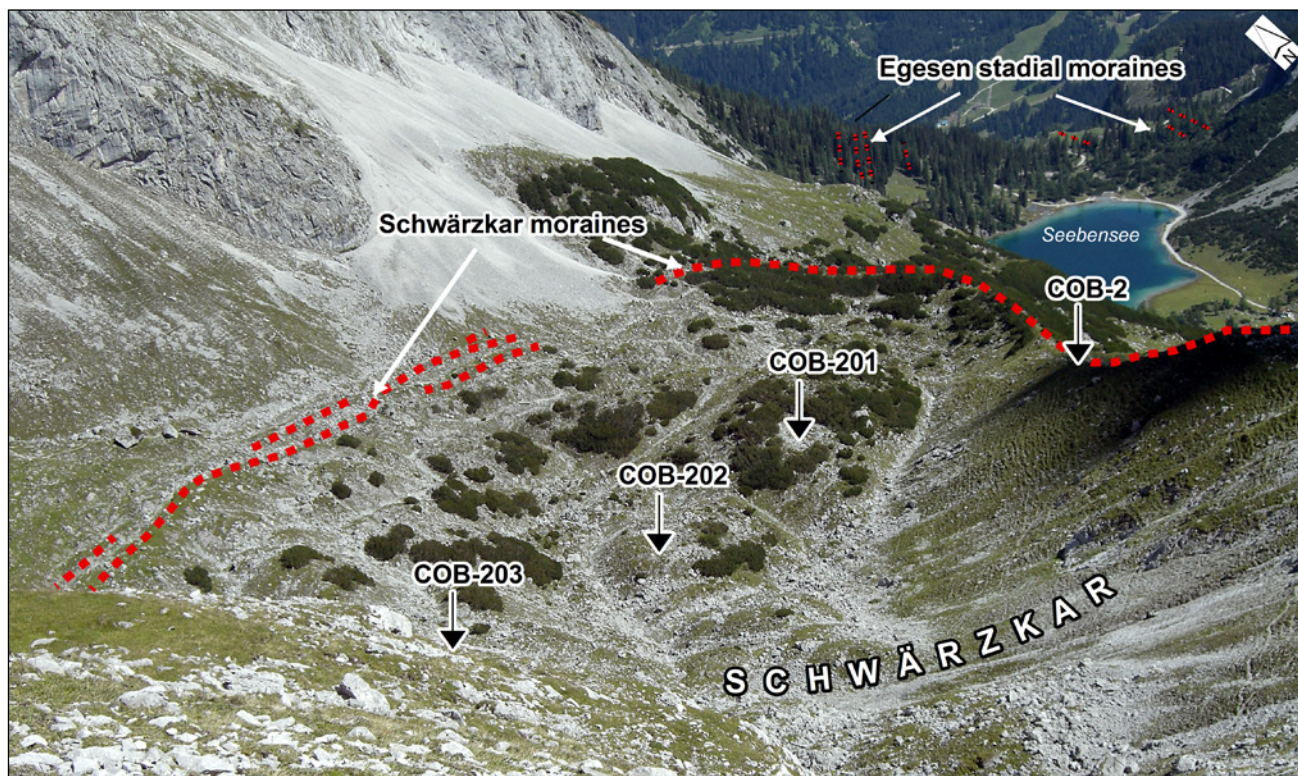


Fig. 4: Photo of the former glacier tongue area of the Schwärzkar palaeoglacier. Sample locations are shown where visible, position of COB-4 is concealed. In the background the lateral moraines of the Egesen stadial are indicated. Photo: A. Moran 2013.

Abb. 4: Foto des ehemaligen Gletscherzungenbereichs des Schwärzkar Paläogletschers. Die Positionen der Probenpunkte werden gezeigt dort wo sie sichtbar sind, COB-4 ist verdeckt. Im Hintergrund sind die Ufermoränen des Egesenstadials angedeutet. Foto: A. Moran 2013.

ing ~10 m above the adjacent surface (Figure 4). The ridges in the frontal part may be interpreted as postdepositional rock glacier movement of glacially transported debris during and after the melt-down of the glacier.

Upvalley from this moraine system, three relict rock glaciers are recognized (Figure 2). The two easternmost exhibit steep outer embankments reaching heights of up to ~20 to 30 m above the surrounding setting with numerous concentric ridges and a surface made up of angular debris. In their upper part an elongated concave structure points to high ice contents during their active phase, and indicating that they may have contained some buried glacier ice (BERTHLING 2011) in the sense of a glacier-rock glacier continuum (GIARDINO & VITEK 1988). They lay discordantly over the eastern lateral moraine above an elevation of ~2000 m a.s.l. Large surface boulders within these features are predominantly associated with rock fall from the rock walls of the Vordere Drachenkopf (2302 m a.s.l.; Figure 2). These features are characterized by a series of ridges and a strongly undulated surface in unconsolidated material reflecting one or multiple periods of periglacial creep movement. A third small relict rock glacier lobe ~150 m long and ~110 m wide is found in a central position within the cirque at an elevation of 2160 to 2100 m a.s.l. (Figure 2). Its proximal side is filled with unconsolidated material, while its distal part shows a short but steep embankment. It likely formed from a moraine that was strongly overprinted under periglacial conditions. All these rock glaciers are constrained above by an inconspicuous morainic ridge associated by SENARCLENS-GRANCY (1938) with the Little Ice Age (Figures 2 and 3). According to him the well-shaded upper cirque

area was glaciated during modern times. Even today, perennial snow fields are still found directly below the cirque headwalls. In total, the sequence in the Schwärzkar cirque may be interpreted as an advance of a partly debris covered glacier, which was followed by a period of ice decay and the development of rock glaciers, mainly from formerly glacier-transported material.

SENARCLENS-GRANCY (1938) also mapped moraine segments farther down valley from the Schwärzkar (Figure 3). A series of left and right-hand lateral moraines are found north of Seebensee extending to the edge of the ~250 m high break-off of the Seebenwände above the Ehrwald basin, which he attributed to his “younger stadial group”. They trace the glacier margins of a former large oscillating glacier that had its end position in an area of steep rock walls where it presumably formed an impressive ice fall, and whose accumulation area comprised the entire Schwärzkar and neighbouring Drachenkar cirques.

3 Methods

3.1 Dating with cosmogenic radionuclide ^{36}Cl

The stabilization age of the moraine system was determined with the surface exposure dating method (LAL 1991, STONE 2000) for which six boulders on the crest of the moraine or on the proximal side thereof were sampled (Figure 2). The sampling strategy was carried out in accordance with IVY-OCHS & KOBER (2008). Among others, care was taken to select large and stable boulders, whereas surfaces showing karst weathering were preferred over fresh surfaces to exclude sampling surfaces only recently exposed to the atmosphere through

Tab. 1: Major and trace elements of the rock samples (SGS S.A., Canada).

Tab. 1: Haupt- und Spurenelemente der Gesteinsproben (SGS S.A., Kanada).

Sample No.	Al ₂ O ₃	CaO	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	B	Gd	Sm	U	Th
COB-2	0.26	54.20	0	0.11	0	0.50	0.01	0	0.02	1.01	0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
COB-3	0.30	53.60	0	0.16	0	0.53	0.01	0	0	0.98	0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
COB-4	0.64	54.20	0	0.20	0.12	0.86	0.01	0	0.01	1.80	0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
COB-201	0.38	54.90	0	0.09	0.12	0.51	0.01	0	0.02	1.22	0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
COB-202	0.30	54.20	0	0.09	0	0.43	<0.01	0	0	0.81	0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
COB-203	0.36	54.40	0	0.14	0	0.55	0.01	0	0	1.07	0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01

spalling. The samples were extracted sufficiently above the surrounding surface to reduce the possibility of exhumation. To avoid selecting boulders deposited by rock fall, we stayed away from the northern left lateral moraines below the Sonnenspitze peak (2417 m a.s.l.; Figure 2). No suitable boulders for sampling were found directly on the crest of the end moraine. Therefore, we sampled two boulders on the crest of the lateral moraines. COB-2 stems from the right lateral moraine, ~220 m from the former glacier terminus and COB-4 from the crest of the left lateral moraine ~400 m from the maximum glacier position. Three further samples (COB-201, COB-202 and COB-203) were collected from large boulders on the proximal side of the former glacier margin on the surface of the hummocky moraines. A final sample (COB-3) stems from a position nearly 200 m higher than the others. This boulder is situated on a small relict rock glacier in the transitional area from the flat upper cirque floor to the lower former tongue area (Figure 2).

From each sample about 60 g of crushed and leached rock with a grain size less than 0.5 mm was prepared for AMS measurements at the Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zurich in compliance with standard laboratory methods (ZREDA et al. 1994, STONE et al. 1996, IVY-OCHS et

al. 2004). The ³⁶Cl/Cl ratios were measured with the 6 MV tandem accelerator at ETH Zurich relative to the internal standard K382/4N (CHRISTL et al. 2013). Major and trace elements were determined at SGS S.A. (Canada) (Table 1). The ages were calculated with an ETH in-house ³⁶Cl age calculator which implements the equations given in ALFIMOV & IVY-OCHS (2009 and references therein). The applied nuclide production rate through spallation of Ca was 48.8±3.4 atoms/g/a and 5.3±1.0 atoms/g/a through muon capture (STONE et al. 1996), while a neutron flux of 760±150 neutrons/g air/a was used for neutron capture reactions (ALFIMOV & IVY-OCHS 2009). Production rates were scaled in accordance to STONE (2000). Shielding by the surrounding topography was calculated with the CRONUS Earth online calculator (BALCO et al. 2008).

3.2 Palaeoglacier reconstruction and ELA calculations

The reconstruction of the palaeoglacier was conducted based on CARR, LUKAS & MILLS (2010) and KIRKBRIDE et al. (2015) under consideration of a shear stress of ~100 kPa. The upper glacier margin coincided with the cirque walls while the former glacier tongue could be clearly delimited by the end

Tab. 2: Exposure ages *including topographic shielding, **including topographic shielding and surface erosion (10 mm/ka). The shielding correction includes topographical shielding, dip and strike of the various boulder surfaces. The uncertainties represent the 1σ confidence interval and comprise AMS counting errors and errors based on the normalization to blanks and standards. All ages are in years before sample extraction (i.e. 2015 AD).

Tab. 2: Expositionsalter *inklusive topographische Abschattung, **inklusive topographische Abschattung und Oberflächenerosion (10 mm/ka). Die Abschattungskorrektur beinhaltet die topographische Abschattung sowie das Einfallen und Streichen der jeweiligen Blockoberflächen. Das 1σ Konfidenzintervall schließt alle Unsicherheiten, die aus den AMS Messfehlern stammen, sowie Fehler durch die Abgleichung der Blanks mit den Standards mit ein. Alle Alter sind in Jahre vor der Probenentnahme angegeben (i.e. 2015 n. Chr.).

Sample No.	Lat. [DD]	Long. [DD]	Altitude [m]	Sample thickness [cm]	Shielding	³⁶ Cl atoms * 10 ⁶ * g ⁻¹	Cl [ppm]	Exposure age* [ka] without erosion correction	Exposure age with erosion correction** [ka]
COB-2	47.360	10.924	1981	1.5	0.893	1.1740±0.0788	80.00±3.36	11.06±0.85	10.95±0.89
COB-3	47.357	10.920	2125	1.5	0.925	1.0829±0.0401	69.86±1.05	9.16±0.47	9.08±0.51
COB-4	47.360	10.920	1995	1.5	0.954	1.0945±0.0508	62.74±1.53	9.84±0.57	9.88±0.61
COB-201	47.361	10.923	1956	1	0.952	1.0411±0.0598	78.12±2.68	9.19±0.63	9.04±0.66
COB-202	47.361	10.922	1952	1	0.944	0.8732±0.0313	38.60±0.54	8.64±0.42	8.85±0.45
COB-203	47.360	10.921	1985	1	0.945	0.9379±0.0313	76.31±1.28	8.32±0.44	8.24±0.48

and lateral moraines. Surface contour lines were drawn at intervals of 50 m. Steady-state ELAs were determined with the accumulation area ratio (AAR) of 0.67, which has yielded reasonable results throughout the Alpine region (Gross, KERSCHNER & PATZELT 1977, MAISCH 1999).

4 Results

4.1 Exposure ages

All obtained cosmogenic ^{36}Cl ages are shown in Table 2. They are presented both with and without an erosion correction of 10 mm/ka, whereas ages with erosion correction form the basis of all further discussions. As the depth profile of ^{36}Cl production within the rock increases for the first decimetres (IVY-OCHS & SCHALLER 2009) the consideration of an erosion factor for age calculation can lead to slightly younger ages. The use of somewhat lower (5 mm/ka; REBER et al. 2014) or higher (15 mm/ka; ANDRÉ 2002) erosion rates does not significantly change the results. The uncertainty encompasses the 1σ confidence interval and uncertainties in the production rate. Sample ages are spread widely throughout the early Holocene ranging from 11.0 ± 0.9 ka to 8.2 ± 0.5 ka. While the two oldest ages (11.0 ± 0.9 ; COB-2 and 9.9 ± 0.6 ; COB-4) stem from boulders located directly on the lateral moraine crest, all younger ages represent boulder positions on the proximal side of the moraine, clearly within the former glacier tongue area. Further implications of their spatial distribution are discussed below.

Tab. 3: Geographic and geometric properties of the reconstructed Schwärzkar cirque palaeoglacier.

Tab. 3: Geographische und geometrische Eigenschaften des rekonstruierten Schwärzkar Paläogletschers.

Palaeoglacier properties	Results
Area	0.7 km ²
Highest point	2550 m a.s.l.
Lowest point	1940 m a.s.l.
Length	1500 m
Aspect	N
ELA	2170 m a.s.l.
ΔELA	-120 m

4.2 Equilibrium line altitudes

The reconstructed surface of the small Schwärzkar palaeoglacier has an area of 0.7 km² and exhibits an ELA of 2170 m a.s.l. (Table 3). Similar ELAs were determined within the Mieminger Range for other cirques. Under the (realistic) assumption of a partial debris cover on the glacier surface, equilibrium conditions may have been maintained with an AAR of 0.5 or less, with an ELA around 2200 to 2220 m.

Based on geomorphological evidence and glacial-geological maps of SENARCLENS-GRANCY (1938), small glacierets existed during the LIA in north-facing, well-shaded cirques (Figure 3). Their ELAs ranged around 2290 m a.s.l. and serve as reference altitudes for the ΔELA calculations.

5 Discussion

5.1 Interpretation of the exposure ages

The six exposure ages were obtained to determine the age of moraine stabilization and hence to provide insight into the time of the corresponding glacier advance which preceded moraine stabilization. Based on the topographical situation, we exclude by great certainty rock fall as the origin of boulder deposition for the various sample locations (Figure 2). Rather more, since the sampled boulders are located directly on the crest or the proximal side of the moraine, we assume that the boulders were transported by the glacier that formed the moraine. As can be deduced from numerous other palaeoclimatic records and knowledge of Alpine glacier advances during the early Holocene (HEIRI et al. 2003, MAGNY et al. 2007, SAMARTIN et al. 2012, HEIRI et al. 2014), it can be concluded that the small Schwärzkar cirque glacier responded to a multi-decadal to a multi-centennial cooling phase persisting for a much shorter time period than the range of ages obtained through ^{36}Cl dating. Therefore, some ages may be either older or younger than the glacier advance, which formed the moraine. Ages that are too old would imply the inheritance of cosmogenic nuclides in a sampled boulder surface through pre-exposure. However, studies show that calculated ages preceding the true age of a landform are rare (PUTKONEN & SWANSON 2003, IVY-OCHS & KOBER 2008). Conversely, ages that are too young would result from numerous post-depositional processes influencing the continual build-up of nuclides in the boulder surface, among which are spalling of a boulder, tilting and exhumation. Such disturbances are observed much more commonly (HALLET & PUTKONEN 1994, HEYMAN et al. 2011). Therefore, in compliance with BRINER et al. (2005), we consider the obtained exposure ages to represent minimum ages meaning that the oldest ages (COB-2; 11.0 ± 0.9 ka and 9.9 ± 0.6 ka, COB-4), which are not significantly different from each other, are likely the most representative minimum ages for moraine stabilization. They have in common that they both stem directly from the moraine crest. Together they have a mean age of 10.4 ± 0.8 ka. All other ages (9.1 ± 0.5 ka, COB-3; 9.0 ± 0.7 ka, COB-201; 8.9 ± 0.5 ka, COB-202 and 8.2 ± 0.5 ka, COB-203) are younger and come from central positions on the rock glacier like forms within the former glacier tongue area (Figure 4). These four ages cluster together forming a mean age of 8.8 ± 0.5 ka, thus indicating either post glacial disturbances of nuclide buildup in the sampled rock surfaces or the possibility of continued boulder instability due to rock glacier deformation. The probability density functions of the sample ages are shown in Figure 5 showing the large age span throughout the early Holocene with both sample groups (i) from the moraine ridge and (ii) from the rock glacier surface on the proximal side of the moraine. The relict rock glaciers higher up, partially cutting the moraine discordantly and the hummocky deposits indicate that after the Schwärzkar glacier reached its terminal position and ice decay set in, some ice may have persisted under debris and sediment, supporting the formation of locally ice-rich discontinuous permafrost. Prolonged periods of possible periglacial creeping with interruptions in between, may have occurred in these elevations during several climate down-

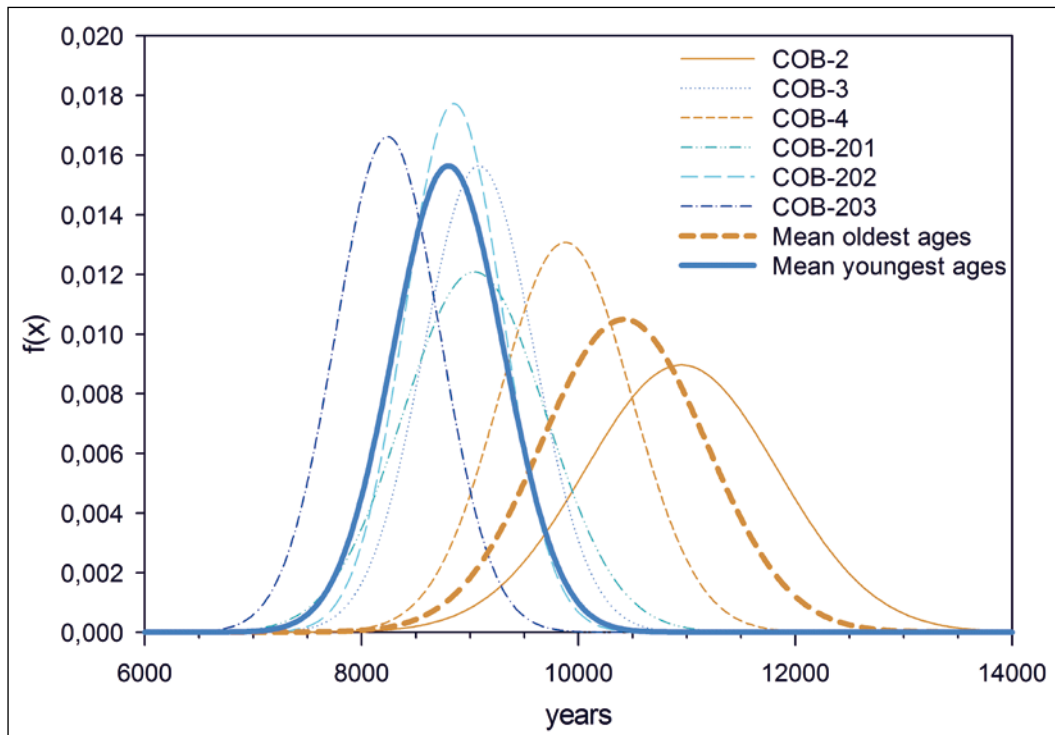


Fig. 5: Probability density functions of the sample ages.

Abb. 5: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Probenalter.

turns of the early Holocene, e.g. between ~10.1 and 10.6 ka (SCHINDELWIG et al. 2011, SCHIMMELPFENNIG et al. 2014, MORAN, KERSCHNER & IVY-OCHS 2015), 9.2 ka (FLEITMANN et al. 2008) and 8.2 ka (NICOLUSSI & SCHLÜCHTER 2012). Therefore, it is conceivable that final stabilization of the landforms constrained by the Schwärzkar moraine may not have set in until the beginning of the warm Holocene climate optimum (JOERIN et al. 2008).

5.2 Climatic inferences

High precipitation sums in combination with reduced short-wave radiation in the well-shaded northern facing cirques of the Mieminger Range led to extraordinary low ELAs during the LIA in comparison to many other Alpine regions (SENARCLENS-GRANCY 1938, MAISCH 1999). Relative to the LIA, the glacier advance in the Schwärzkar showed a Δ ELA of -120 m, or ~-70 to -90 m, if a significant influence of a debris cover is assumed. This is in agreement with evidence of other glacier advances in the Alps with moraine stabilization during the Preboreal period (Table 4). As these advances show similar Δ ELAs in different regions of the Alps, we conclude that precipitation patterns were presumably similar to modern times (MORAN et al. 2016), in contrast to the preceding Younger Dryas cold period, for which increased gradients between the humid northern and dry central Alps are assumed (KERSCHNER, KASER & SAILER 2000). The relict rock glaciers up valley from the moraine system indicate one or several periods of cool and possibly somewhat drier climate conditions during and after the glacier recession. They may have begun to form contemporaneously to the initial melt back of the glacier in combination with the formation of dead ice under a thick debris cover and its preservation under permafrost conditions (GIARDINO & VITEK 1988, BERTHING 2011).

5.3 Chronology

Considering the ^{36}Cl ages as minimum ages (BRINER et al. 2005), we suggest that the Schwärzkar glacier advance occurred most likely after the Pleistocene-Holocene boundary, following the transition from the Younger Dryas cold period to the Preboreal. It is probably synchronous with glacier extents exhibiting practically identical Δ ELAs of slightly more than -100 m in the western and central Alps that were dated to the early Holocene. Similar Δ ELAs were also determined for the “Bockten” advance (MAISCH 1981) and the “Kartell” (FRAEDRICH 1979, MAISCH 1981, IVY-OCHS et al. 2006) stadial. While the Bockten advance is not dated, the Kartell stadial, however, seems to be of late Younger Dryas age. In the neighbouring Wetterstein Mountains, the Schwärzkar glacier likely correlates to the local “Brunntal” stadial associated on the basis of a pollen analysis of moraine-covered fossil soil with a Preboreal glacier advance clearly exceeding LIA positions (HIRTLREITER 1992). For the moraines of the “Brunntal” stadial, HIRTLREITER (1992) reports Δ ELAs of -85 to -135 m, which is in line with the results for the Schwärzkar glacier. Hence, the Schwärzkar moraines may correspond to a Preboreal climatic deterioration, possibly the brief climatic downturn of the Preboreal Oscillation (~11.4 ka; SCHWANDER et al. 2000, RASMUSSEN et al. 2006). A correlation with a somewhat later cooling around ~10.5 ka (TINNER & KALTENRIEDER 2005) cannot be excluded but seems to be less likely because of the quite large Δ ELA. In any case, the investigations agree well with other palaeoclimatic records showing that the early Holocene was a period during which glaciers in the Alps to the west of Brenner pass still advanced beyond any positions reached subsequently during the late Holocene (SCHINDELWIG et al. 2011, SCHIMMELPFENNIG et al. 2012, SCHIMMELPFENNIG et al. 2014, MORAN, KERSCHNER & IVY-OCHS 2015, MORAN et al. 2016). Further to the east such a

Tab. 4: Exposure-dated early Holocene Alpine glacier advances. All ^{10}Be ages were calculated with the Northeast North American production rate (BALCO et al. 2009), which has proven to yield suitable results for the Alpine region (CLAUDE et al. 2014). Ages refer to moraine stabilization.

Tab. 4: Frühholozäne Gletschervorstöße im Alpenraum, deren Alter der Moränenstabilisierung mit der Expositionsdatierung bestimmt wurden. Alle ^{10}Be Alter wurden mit der nordost-nordamerikanischen Produktionsrate (BALCO et al. 2009) berechnet, die für den Alpenraum angemessene Ergebnisse erzielt hat (CLAUDE et al. 2014).

Glacier	Location	Age [ka]	Source
Kromer	Austria	10.1±1.0 to 10.6±1.4	MORAN, KERSCHNER & IVY-OCHS [2015]
Steingletscher II	Switzerland	10.4±0.4	SCHIMMELPFENNIG et al. [2014]
Belalp	Switzerland	10.6±2.2	SCHINDELWIG et al. [2011]
Hinteres Bergle	Austria	10.9±0.8	MORAN et al. [2016]
Steingletscher I	Switzerland	11.1±0.2	Schimmelpfennig et al. [2014]
Falgin	Italy	11.2±0.9	MORAN et al. [2016]
Tsidjiore Nouve Glacier II	Switzerland	11.2±0.2	SCHIMMELPFENNIG et al. [2012]
Tsidjiore Nouve Glacier I	Switzerland	11.4±0.4	SCHIMMELPFENNIG et al. [2012]

set of glacier advances is missing, as has been shown by surface exposure dating of boulders and polished bedrock in the upper Rauris valley (BICHLER et al. 2016). The reason for this discrepancy is not yet clear. It may either be due to a systematic error of unknown origin in the dating of the moraines and preceding glacier advances in the west or, more likely, may have been caused by differing climatic conditions.

The results also fit well into our present state of knowledge of the eastern Alpine moraine sequence (IVY-OCHS et al. 2008) and may form the basis for considerations on a northern Alpine moraine chronology derived therefrom. The dated moraine system lies more than 1.5 km up valley from lateral moraines of an older oscillating glacier extending north of Seebensee and just reaching over the steep Seebenwände rock walls below which no end moraines were preserved. While PENCK & BRÜCKNER (1901–1909) classified the moraines and similar moraines in the neighbouring cirques as “Gschnitz”, SENARCLENS-GRANCY (1938) argued that due to their position relative to the LIA moraines they must be younger and part of the “younger stadials” (“jungstadiale Gruppe”). The lateral moraine segments mark the margins of a glacier with an estimated ELA between 1900 and 1950 m a.s.l. and hence with a ΔELA from \sim -350 to -400 m. These values agree well with those of numerous other large and well-preserved moraine systems in the vicinity (HIRTLREITER 1992, KERSCHNER 1993, MORAN et al. 2016). They likely correspond to the multi-phased Egesen stadial that has been associated with the late Pleistocene Younger Dryas cold phase (12.9–11.7 ka; RASMUSSEN et al. 2006) in many parts of the Alps (IVY-OCHS et al. 2009, and references therein). In comparable positions in the Northern Calcareous Alps in Tyrol, the ELA of possible Gschnitz stadial glaciers (\sim 16.5–17 ka; IVY-OCHS et al. 2006) is in the range of 1500–1700 m, depending on the position relative to the northern fringe of the Alps (HIRTLREITER 1992, KERSCHNER 1993 and unpublished data). Accordingly, more or less all of our research

area would have been part of the accumulation area of the Gschnitz stadial glacier, which is in line with SENARCLENS-GRANCY (1938).

6 Conclusions

The investigation of the Schwärzkar moraine system in the Mieminger Range provides evidence of a final glacier advance preceding the Little Ice Age glaciation of the cirque. The former glacier exceeded that of modern times significantly, while exhibiting a lowering of the equilibrium line altitude of -70 to -120 m. The numerical dating of boulders on the moraine shows that it was stabilized during the early Holocene period, with the mean of the oldest ages pointing to a minimum moraine stabilization age of around 10.4 ka, while the oldest age amounts to 11.0 ± 0.9 ka. This agrees well with other dated moraines in the Alpine region west of Brenner pass indicating widespread Alpine glacier activity in the Preboreal period, perhaps in connection with the Preboreal Oscillation. Further boulders from hummocky deposits on the proximal side of the moraine show considerably younger ages with a mean age around 8.8 ± 0.5 ka. These ages suggest that the final stabilization of boulders set in approximately 1 to 2 ka after moraine deposition. This may be the result of prolonged periglacial activity concomitantly with, or in various phases after glacier retreat in the well-shaded cirque. The chronostratigraphically younger relict rock glaciers located above the moraine system support the idea of prolonged periglacial activity following the glacier advance.

7 Acknowledgements

This study was made possible by the Austrian Science Foundation FWF that funded project P23601-N21. Furthermore we are grateful to the members of the Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zurich for their kind assistance in the laboratory and for carrying out the AMS measurements.

8 References

- ALFIMOV, V. & IVY-OCHS, S. (2009): How well do we understand production of ^{36}Cl in limestone and dolomite? – *Quaternary Geochronology*, 4: 462–474.
- ANDRÉ, M.F. (2002): Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko-Riksgränsen Area, 68°N). – *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 84: 139–150.
- BALCO, G., STONE, J.O., LIFTON, N.A. & DUNAI, T.J. (2008): A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. – *Quaternary Geochronology*, 3: 174–195.
- BALCO, G., BRINER, J., FINKEL, R.C., RAYBURN, J.A., RIDGE, J.C. & SCHAEFER, J.M. (2009): Regional beryllium-10 production rate calibration for late-glacial northeastern North America. – *Quaternary Geochronology*, 4: 93–107.
- BECKE, M. (1983): Zur Geologie des Mieminger Gebirges. – *Geologische Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, 12: 317–340.
- BERTHLING, I. (2011): Beyond confusion: Rock glaciers as cryo-conditioned landforms. – *Geomorphology*, 131: 98–106.
- BICHLER, M., REINDL, M., REITNER, J.M., DRESCHER-SCHNEIDER, R., WIRSIG, CH., CHRISTL, M., HAJDAS, I. & IVY-OCHS, S. (2016): Landslide deposits as stratigraphical markers for a sequence-based glacial stratigraphy: a case study of a Younger Dryas system in the Eastern Alps. – *Boreas*, 45: 537–551.
- BJÖRCK, S., RUNDGREN, M., INGOLFSSON, O. & FUNDER, S. (1997): The Preboreal oscillation around the Nordic Seas: terrestrial and lacustrine responses. – *Journal of Quaternary Science*, 12: 455–465.
- BRINER, J.P., KAUFMAN, D.S., MANLEY, W.F., FINKEL, R.C. & CAFFEE, M.W. (2005): Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska. – *Geological Society of America Bulletin*, 117: 1108–1120.
- CARR, S.J., LUKAS, S. & MILLS, S.C. (2010): Glacier reconstruction and mass-balance modelling as a geomorphic and palaeoclimatic tool. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 1103–1115.
- CHRISTL, M., VOCKENHUBER, C., KUBIK, P.W., WACKER, L., LACHNER, J., ALFIMOV, V. & SYNAL, H.A. (2013): The ETH Zurich AMS facilities: Performance parameters and reference materials. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294: 29–38.
- CLAUDE, A., IVY-OCHS, S., KOBER, F., ANTOGNINI, M., SALCHER, B., KUBIK, P.W. (2014): The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. – *Swiss Journal of Geosciences*, 107: 273–291.
- COSSART, E., FORT, M., BOURLÈS, D., BRAUCHER, R., PERRIER, R. & SIAME, L. (2012): Deglaciation pattern during the Lateglacial/Holocene transition in the southern French Alps. Chronological data and geographical reconstruction from the Clarée Valley (upper Durance catchment, south-eastern France). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315–316: 109–123.
- DUNAI, T.J. (2010): *Cosmogenic nuclides. Principles, concepts and applications in the earth surface sciences.* – 187 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- FEDERICI, P.R., GRANGER, D.E., PAPPALARDO, M., RIBOLINI, A., SPAGNOLO, M., CYR, A.J. (2008): Exposure age dating and Equilibrium Line Altitude reconstruction of an Egesen moraine in the Maritime Alps, Italy. – *Boreas*, 37: 245–253.
- FLEITMANN, D., MUDELSEE, M., BURNS, S.J., BRADLEY, R.S., KRAMERS, J. & MATTER, A. (2008): Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. – *Paleoceanography*, 23 (1).
- FREI, C. & SCHMIDL, J. (2006): Das Niederschlagsklima der Alpen: Wo sich Extreme nahe kommen. – *Atmosphäre und Gebirge*, 59: 61.
- GEOGRAPHIE INNSBRUCK (2013): Tirol Atlas: Kartenset ‚Niederschlag‘: Mittlerer Jahresniederschlag 1961–1990. <http://tirolatlas.uibk.ac.at/maps/thema/de/sheets/1168.pdf> (accessed June 2016).
- GIARDINO, J.R., & VITEK, J.D. (1988): The significance of rock glaciers in the glacial-periglacial landscape continuum. – *Journal of Quaternary Science*, 3: 97–103.
- GOSSE, J.C. & PHILLIPS, F.M. (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. – *Quaternary Science Reviews*, 20: 1475–1560.
- GROSS, G., KERSCHNER, H. & PATZELT, G. (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 7: 223–251.
- HALLET, B. & PUTKONEN, J. (1994): Surface Dating of Dynamic Landforms: Young Boulders on Aging Moraines. – *Science*, 265: 937–940.
- HEIRI, O., LOTTER, A.F., HAUSMANN, S. & KIENAST, F. (2003): A chirono-mid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps. – *The Holocene*, 13: 477–484.
- HEIRI, O., KOINIG, K.A., SPÖTL, C., BARRETT, S., BRAUER, A., DRESCHER-SCHNEIDER, R., GAAR, D., IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., LUETSCHER, M., MORAN, A., NICOLUSSI, K., PREUSSER, F., SCHMIDT, R., SCHOENEICH, P., SCHWÖRER, C., SPRAFKE, T., TERHORST, B. & TINNER, W. (2014): Palaeoclimate records 60–8 ka in the Austrian and Swiss Alps and their forelands. – *Quaternary Science Reviews*, 106: 186–205.
- HEYMAN, J., STROEVEN, A.P., HARBOR, J.M. & CAFFEE, M.W. (2011): Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. – *Earth and Planetary Science Letters*, 302: 71–80.
- HIRTLEITER, G. (1992): Spät- und postglaziale Gletscherschwankungen im Wettersteingebirge und seiner Umgebung. – Dissertation, University of Munich. – 154 S.; Munich.
- IVY-OCHS, S. & KOBER, F. (2008): Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. – *Eiszeitalter & Gegenwart*, 57: 179–209.
- IVY-OCHS, S. & SCHALLER, M. (2009): Examining Processes and Rates of Landscape Change with Cosmogenic Radionuclides. – In: KLAUS, F. (Ed.): *Radioactivity in the Environment*, 16: 231–294.
- IVY-OCHS, S., SYNAL, H. A., ROTH, C. & SCHALLER, M. (2004): Initial results from isotope dilution for Cl and ^{36}Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility. – *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 223–224: 623–627.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., MAISCH, M., SAILER, R., SCHAEFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H., SCHLÜCHTER, C. (2006): The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne . – In: SIAME, L.L., BOURLÈS, D.L. & BROWN, E.T. (Eds.): *In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes.* – Geological Society of America Special Paper: 43–60.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., REUTHER, A., PREUSSER, F., HEINE, K., MAISCH, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. – *Journal of Quaternary Science*, 23: 559–573.
- IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., MAISCH, M., CHRISTL, M., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2009): Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 28: 2137–2149.
- JOERIN, U.E., NICOLUSSI, K., FISCHER, A., STOCKER, T.F. & SCHLÜCHTER, C. (2008): Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 27: 337–350.
- JÓHANNESON, T., RAYMOND, C.F. & WADDINGTON, E.D. (1989): A simple method for determining the response time of glaciers. – In: OERLEMANS, J. (Ed.): *Glacier fluctuations and climate change.* – Proceedings of the symposium on glacier fluctuations and climatic change. 243–352; Amsterdam (Kluwer Academic Publishers).
- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Band A. *Physische Geographie*, 27. Institute of Geography, University of Zurich Zurich.
- KELLY, M. A., KUBIK, P. W., VON BLANCKENBURG, F. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the cosmogenic nuclide ^{10}Be . – *Journal of Quaternary Science*, 19: 431–441.
- KERSCHNER, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – In: PETERMÜLLER-STROBL, M. & STÖRTER, J. (Hrsg.): *Der Geograph im Hochgebirge. Beiträge zu Theorie und Praxis geographischer Forschung (Festschrift für Helmut Heuberger).* – Innsbrucker Geographische Studien, 20: 47–55.
- KERSCHNER, H., KASER, G. & SAILER, R. (2000): Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges. – *Annals of Glaciology*, 31: 80–84.
- KIRKBRIDE, M.P., MITCHELL, W.A. & BARNES, M. (2015): Reconstruction and Regional Significance of the Coire Breac Palaeoglacier, Glen Esk, Eastern Grampian Highlands, Scotland. – *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography*, 97: 563–577.
- LAL, D. (1991): Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. – *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 424–439.
- MAGNY, M., VANNIÈRE, B., DE BEAULIEU, J.-L., BÉGEOT, C., HEIRI, O., MILLET, L., PEYRON, O. & WALTER-SIMONNET, A.-V. (2007): Early-Holocene climatic oscillations recorded by lake-level fluctuations in west-central Europe and in central Italy. – *Quaternary Science Reviews*, 26: 1951–1964.

- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – 215 S.; Zurich (Universität Zürich).
- MAISCH, M. (1999): Die Gletscher der Schweizer Alpen: Gletscherhochstand 1850, aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. – Projektschlussbericht im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes „Klimaänderungen und Naturkatastrophen“ – NFP 31. 373 S.; Zürich (Vdf Hochschulverlag).
- MAISCH, M. (2000): The longterm signal of climate change in the Swiss Alps: glacier retreat since the end of the Little Ice Age and future ice decay scenarios. – *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 23: 139–151.
- MILLER, H. (1962): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. – *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, 113: 409–425.
- MORAN, A.P., KERSCHNER, H. & IVY-OCHS, S. (2015): Redating the moraines in the Kromer Valley (Silvretta Mountains). – New evidence for an early Holocene glacier advance. – *The Holocene*, 26: 655–664.
- MORAN, A.P., IVY-OCHS, S., SCHUH, M., CHRISTL, M. & KERSCHNER, H. (2016): Evidence of central Alpine glacier advances during the Younger Dryas–early Holocene transition period. – *Boreas*, 45: 398–410.
- MORAN, A. P., IVY-OCHS, S., VOCKENHUBER, CH. & KERSCHNER, H. (2016): Rock glacier development in the Northern Calcareous Alps at the Pleistocene-Holocene Boundary. – *Geomorphology*, 273: 178–188.
- NICOLUSSI, K. & SCHLÜCHTER, C. (2012): The 8.2 ka event – Calendar-dated glacier response in the Alps. – *Geology*, 40: 819–822.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901–1909): Die Alpen im Eiszeitalter. 1149 S.; Leipzig (Tauchnitz).
- PUTKONEN, J. & SWANSON, T. (2003): Accuracy of cosmogenic ages for moraines. – *Quaternary Research*, 59: 255–261.
- RASMUSSEN, S.O., ANDERSEN, K.K., SVENSSON, A.M., STEFFENSEN, J.P., VINTHER, B.M., CLAUSEN, H.B., SIGGAARD-ANDERSEN, M.L., JOHNSEN, S.J., LARSEN, L.B., DAHL-JENSEN, D., BIGLER, M., RÖTHLISBERGER, R., FISCHER, H., GOTO-AZUMA, K., HANSSON, M.E. & RUTH, U. (2006): A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. – *Journal of Geophysical Research*, 111 (D6).
- REBER, R., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., TIKHOMIROV, D., BURKHALTER, R., ZAHNO, C., LÜTHOLD, A., KUBIK, P.W., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2014): Timing of retreat of the Reuss Glacier (Switzerland) at the end of the Last Glacial Maximum. – *Swiss Journal of Geosciences*, 107: 293–307.
- SAMARTIN, S., HEIRI, O., VESCOVI, E., BROOKS, S.J. & TINNER, W. (2012): Lateglacial and early Holocene summer temperatures in the southern Swiss Alps reconstructed using fossil chironomids. – *Journal of Quaternary Science*, 27: 279–289.
- SCHIMMELPFENNIG, I., SCHAEFER, J. M., AKÇAR, N., IVY-OCHS, S., FINKEL, R. C. & SCHLÜCHTER, C. (2012): Holocene glacier culminations in the Western Alps and their hemispheric relevance. – *Geology*, 40: 891–894.
- SCHIMMELPFENNIG, I., SCHAEFER, J. M., AKÇAR, N., KOFFMAN, T., IVY-OCHS, S., SCHWARTZ, R., FINKEL, R. C., ZIMMERMAN, S. & SCHLÜCHTER, C. (2014): A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. – *Earth and Planetary Science Letters*, 393: 220–230.
- SCHINDELWIG, I., AKÇAR, N., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2011): Lateglacial and early Holocene dynamics of adjacent valley glaciers in the Western Swiss Alps. – *Journal of Quaternary Science* 27: 114–124.
- SCHOENEICH, P. (1998): Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Étivaz (Préalps vaudoises). – 483 S.; Lausanne (Institut de Géographie, Université de Lausanne).
- SENARCLENS-GRANCY, W.V. (1938): Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 88: 1–12.
- STONE, J.O. (2000): Air pressure and cosmogenic isotope production. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105: 23753–23759.
- STONE, J.O., ALLAN, G.L., FIFIELD, L.K. & CRESSWELL, R.G. (1996): Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: 679–692.
- TINNER, W. & KALTENRIEDER, P. (2005): Rapid responses of high-mountain vegetation to early Holocene environmental changes in the Swiss Alps. – *Journal of Ecology*, 93: 936–947.
- ZREDA, M.G., PHILLIPS, F.M. & ELMORE, D. (1994): Cosmogenic ³⁶Cl accumulation in unstable landforms. Two simulations and measurements on eroding moraines. – *Water Resources Research*, 30: 3127–3136.

Zur Bildung von Quellmoor-Kuppen mit Quellkalk-Bildungen bei Habernis und Curau (nördliches und mittleres Schleswig-Holstein)

Alf Grube, Hartmut Usinger

How to cite: GRUBE, A. & USINGER, H. (2016): Zur Bildung von Quellmoor-Kuppen mit Quellkalk-Bildungen bei Habernis und Curau (nördliches und mittleres Schleswig-Holstein). – E&G Quaternary Science Journal, 65 (2): 156–173. DOI: 10.3285/eg.65.2.04

Kurzfassung: Quellmoor-Kuppen mit Kalkbildungen wurden an den Standorten Habernisser Au (Flensburger Förde) und Curauer Moor (Ostholstein) mittels geologischer Methoden und ¹⁴C- und Pollen-Datierungen untersucht. Quellaustritte gespannten Grundwassers zeigen punktuelle, lineare oder flächenhaft ausgebildete Zutrittsstellen, die primär angelegt sein, oder durch glazitektonische sowie erosive Prozesse gebildet werden können. Sie führen örtlich zur Bildung von kleinräumigen morphologischen Kuppen und Wällen aus Mudden, Torfen und Quellkalkbildungen. Die im Jung- und Altmoränenbereich gleichermaßen auftretenden Formen besitzen Durchmesser von bis zu 160 m, Höhen von bis >3 m bzw. Längen von einigen hundert Metern. In Habernis zeigen Karbonat-Datierungen an einem Bohrkern (8.065–6.650 cal ¹⁴C a BP) über eine Gesamt-Teufe von ca. 3,6 m (1,82–5,43 m u. GOK) eine weitgehend konsistente Altersabfolge im Atlantikum und frühen Subboreal. Die an demselben Kern durchgeführten pollenanalytischen Datierungen an limnisch-telmatischen Sedimenten stimmen damit überein. Hiermit ist die Kalkbildung im Vergleich zu anderen Standorten in Mitteleuropa verhältnismäßig kurz gewesen. Im Torfrücken des Curauer Moores erfolgte die Sedimentation limnisch-telmatischer Ablagerungen ab dem Atlantikum, hielt im Subboreal an und reichte bis in das Subatlantikum (6.800 und 1.750 cal ¹⁴C a BP). Die Karbonatsedimentation setzte nach den ¹⁴C-Datierungen bereits vor 11.220 Jahren ein (frühes Präboreal) und ist damit lang im Vergleich zu anderen Quellkalk-Standorten in Mitteleuropa. Die geologischen Verhältnisse in Habernis und Curau weisen auf eine vorwiegend klimatisch gesteuerte Kalkausfällung hin.

Genesis of spring fed raised hummocks with tufa deposits at Habernis and Curau (northern and central Schleswig-Holstein, Germany)

Abstract: Spring fed raised hummocks with tufa deposits were examined by geological methods and ¹⁴C- and pollen-datings at the sites Habernis Au (Schleswig-Flensburg) and Curauer Moor (Eastern Holstein). Spring discharges of confined groundwater occur punctually, linearly or as an irregular areal distribution. These structures are formed either primarily, or by glazitektonic as well as erosive processes. In these locations, dome shaped forms and ridges of organic silt, peat and tufa can develop. Both forms occur in Saalian and Weichselian glacial landscapes. The extent can be up to 160 m in diameter, or respectively, several hundred meters in length and more than 3m in height. In Habernis, ¹⁴C-data from a drilling core in tufa show between 1.82 to 5.43 m below the surface a basically consistent age sequence from Atlantic to early Subboreal (8.065–6.650 cal ¹⁴C a BP). Palynological investigations of peat and organic mud in the same core confirm these ages. This tufa sedimentation is short compared to other locations in Central Europe. At Curau, the peat formation is dated between 6.800 and 1.750 cal ¹⁴C a BP, therefore it is confined to the Atlantic, Subboreal and the Subatlantic. According to the ¹⁴C-data, the tufa sedimentation started already at 11.220 cal ¹⁴C a BP (early Preboreal) and is therefore long compared to other tufa locations in Central Europe. The geological settings at Habernis and Curau indicate a predominantly climatically controlled tufa precipitation.

Keywords: *spring mire, locally elevated calcareous bogs, tufa, climate change, paleohydrogeology*

Addresses of authors: Dr. Alf Grube, Geologisches Landesamt, Behörde für Umwelt und Energie, Neuenfelder Straße 19, D-21109, Hamburg, E-Mail: alf.grube@bue.hamburg.de; Dr. habil. Hartmut Usinger†, ehemals Institut für Ökosystemforschung, Abteilung: Paläoökologie, Olshausenstraße 75, 24118 Kiel

1 Einleitung

Quellmoor-Kuppen in Tälern und Mooren Norddeutschlands treten durch örtlich begrenzte, vertikale Zutritte von gespanntem oder lateral zutretendem Grundwasser auf. Teilweise finden sich an diesen Orten Quellkalkablagerungen. Aufgrund der besonderen hydrologischen Bedingungen sowie den entsprechenden Nährstoff- und pH-Bedingungen findet sich an den Austrittsorten häufig eine

seltene Flora und Fauna. Durch die vorwiegend landwirtschaftlich orientierte Entwässerung und die allgemeine Veränderung der Gebietshydrologie (z.B. Flussvertiefung, -begradigung, Grundwasser-Absenkung; vgl. KAISER et al. 2012) sind vermutlich viele dieser Strukturen verändert oder zerstört worden. Eine Renaturierung von zerstörten Quellbereichen ist nicht oder nur schwer durchzuführen (GROOTJANS et al. 2015, vgl. MARTIN & BRUNKE 2012), was diese Standorte als besonders sensibel und wertvoll aus-

weist. Aus Sicht des Geotopschutzes sind diese Bereiche hochgradig schutzwürdig, da sie Beispiele der Aktuo-Geologie sind, sie vor allem aber wichtige Archive der Klima- und Landschaftsentwicklung darstellen. In dieser Arbeit wird speziell auf morphologisch hervortretende Formen im Bereich der Täler der Habernisser Au (Südost-Seite der Flensburger Förde) und des Curauer Moores (nördlich Lübeck) eingegangen (Abb. 1). Aufgabe dieser Publikation ist die Darstellung des Aufbaus und des Alters der Strukturen sowie eine Interpretation ihrer Genese, unter Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse vor dem Hintergrund von Geotopschutz und Moorstratigraphie.

Die Ausfällung von Sinterkalk ist vorwiegend vom Kohlen säuregehalt des Wassers abhängig. Maßgebliche Faktoren sind dabei in den kalkhaltigen Grundwässern Norddeutschlands eine Temperaturerhöhung und Druckentlastung (HEYKES 1931, GROSCHOFF 1969, BAKALOWICZ 1990). Die photosynthetische Aktivität (CO_2 -Entzug durch Algen und andere Pflanzen) und der Einbau in Kalkschalen von Schnecken usw. spielen ebenso eine größere Rolle. Calcit dominiert dabei über Aragonit als maßgebliche Mineralphase. Generell wird bei Kalkausfällungen in Torfen Calciumcarbonat in Form von Bändern gebildet (MOORE & BEL-LAMY 1974), massive Kalke (Sinterkalk) sind demnach selten. Zum Alter von Quellkalkbildungen liegen für Mitteleuropa wenige Informationen vor (vgl. auch COUWENBERG et al. 2001). Von LAUMETS, KALM & SOHAR (2010) wird nach einem Vergleich von Literaturangaben die Hauptphase der Tufa-Bildung (engl. Tufa = Quellkalk) mit 9.400–7.400 a BP angegeben. Nach PAZDUR et al. (2002) lag die Hauptphase der Bildung während des Klimatischen Optimums ca. 5.000–6.000 Jahre vor Heute. Die hydrogeologischen Bedingungen, die zur Bildung von Quellmoor-Kuppen führen können, werden in verschiedenen Arbeiten diskutiert (vgl. CARPENTER 1995). Hierzu gehören auch durch glazigene Lockersedimente geprägte Standorte, etwa gespannte Grundwasserleiter im Liegenden von Beckenablagerungen, die lokal durch Sandeinschaltungen durchbrochen sind.

2 Bisheriger Kenntnisstand zu Quellkalkbildungen mit Schwerpunkt Norddeutschland

In Norddeutschland werden jüngere Quellkalkausfällungen häufig in stehenden Gewässern gebildet (z. B. Kellersee, THIENEMANN 1922, SCHUSTER 1926; Schaalsee, MENDE 1956, Böcker-Quellen bei Lütjenburg, STREHL 2001; Belauer See, DÖRFLER et al. 2012). Flächenhafte, mächtige Kalkbildungen wie Feindetritus-Kalkmudden füllen teilweise die Niederungen aus. LENZ (1924) beschreibt Quellkalkbildungen aus dem Plöner See, die er von den benachbarten limnischen Kalkbildungen abgrenzt. THIENEMANN (1922) erörtert ebenfalls das verzahnte Vorkommen von Quellkalksinter und Kalkmudden. Kalkquell-Moore sind eine verbreitete Erscheinung in Nordwestdeutschland, sie treten nach RAABE (1980) in Schleswig-Holstein vorwiegend im östlichen Hügelland auf (vgl. Abb. 1).

Bei Vorhandensein können jedoch auch morphologisch positive Formen gebildet werden. Quellmoor-Kuppen und weitere, morphologisch im Landschaftsbild hervortretende Formen sind so in der Literatur verschiedentlich aus dem norddeutschen, bzw. nord-/mitteleuropäischen Bereich be-

schrieben worden. Meist handelt es sich dabei um geologisch-botanisch orientierte Arbeiten, die sich nicht näher mit der hydrogeologischen Funktionsweise der Quellbereiche befassen. Bereits WEBER (1907) beschreibt Quellmoor-Kuppen mit lokal enthaltenen Kalk- und Limonit-Bildungen als häufige Erscheinung der Endmoränengebiete Norddeutschlands. KEILHACK (1928) nennt Quellmoor-Kuppen, in denen bis zu 5 m mächtige Kieselgur schildförmig aufgewölbt wurde. Die Aufwölbung wird hier auf eine Volumenzunahme bei der Umwandlung von Eisenvitriol in Schwefeleisen durch Zutritt von Eisensulfat im artesisch zutretenden Grundwasser zurückgeführt. Hügelartig flach aufgewölbte Moore werden durch VON BÜLOW (1929) erwähnt. Diese ohne Angabe des Fundortes beschriebenen Hügel bestehen demnach aus einer Mischung aus kalkigen Ablagerungen, Humus und Torf. Nach VON BÜLOW dominieren bei Quellmooren häufig Kalkablagerungen gegenüber Torfen. JÄGER (1966) untersuchte limnisch-fluviatile Sinterkalkbildungen an den Lokalitäten Ehringsdorf und Bilzingsleben, die bekanntlich eine große Relevanz für die Pleistozän-Stratigraphie besitzen (MALLIK 2000, MANIA & ALTERMANN 2005, MÜLLER & PASDA 2011). JÄGER (1966) erwähnt weiterhin Quellmoor-Kuppen aus der Slowakei. SUCCOW (1988) erwähnt eine Quellmoor-Kuppe in Hanglage nördlich Steglitz (Prenzlau). PÄZOLT (1999) bearbeitete 4 Hangquellmoore im Übertal (Brandenburg), die am Talrand durch Schichtquellen gebildet wurden. ALAILY et al. (2001) beschreiben sehr junge, geringmächtige und flachgründig auftretende Quellkalke aus dem Bereich Tegeler Fließ/Berlin-Blankenfelde. SUCCOW, STEGMANN & KOSKA (2001) zeigen Beispiele von Hangquellmooren bei Prenzlau und Werder/Beseritz (Neubrandenburg). Diese Autoren weisen darauf hin, dass Quellmoor-Hügel in Bereichen ohne ursprüngliche artesischen Verhältnisse auftreten können, wenn die Austrittsfläche von Torfen überwachsen wird. STEGMANN (2005) untersuchte Hangquellmoore im Sernitz-Tal (Brandenburg).

Aus Niedersachsen beschreibt TÜXEN (1985b) u. a. Quellmoore mit Kuppenbildung („Zuckerhüte“) aus dem Tal-Bereich des Seeve-Tales (nördliches Niedersachsen, vgl. auch TÜXEN 1990). Die Kuppen haben eine Höhe von 1–2,5 m und einen Durchmesser von 25–60 m. Sie sitzen flach gelagerten Mittelsanden (fein- und grobsandig) auf und bestehen aus einer Abfolge von Mudden sowie hangenden Seggentorfen und Niedermoortorfen (Aufwuchs aus kleinen Seen), bzw. Niedermoortorfen über Seggentorfen. Daneben finden sich hier Quellmoor-Kuppen, die dem Geesthang angelagert sind und die ebenfalls Niedermoortorfe im Hangenden von Seggentorfen zeigen. Die Torfmächtigkeiten werden mit bis zu 2,7 m angegeben. Als Einschaltungen werden von TÜXEN Fein- und Mittelsand sowie seltener Braunmoos-, Schilf und Erlenbruchwald-Torf erwähnt. Auf den Kuppen können offene Wasserflächen vorkommen. Weiterhin werden geestferne Quellmoor-Rücken (Niedermoortorfe im Hangenden von Seggentorfen) erwähnt. TÜXEN (1985a) beschreibt vergleichbare Formen auch aus dem Aubachtal und Nordbachtal (Hanstedt, nördl. Niedersachsen). Er weist auf deren ubiquitäre Verbreitung hin. Aus dem Nordbachtal beschreibt TÜXEN auch einen langgestreckten Quellmoor-Rücken mit einer Länge von 500 m. TÜXEN macht keine genaueren

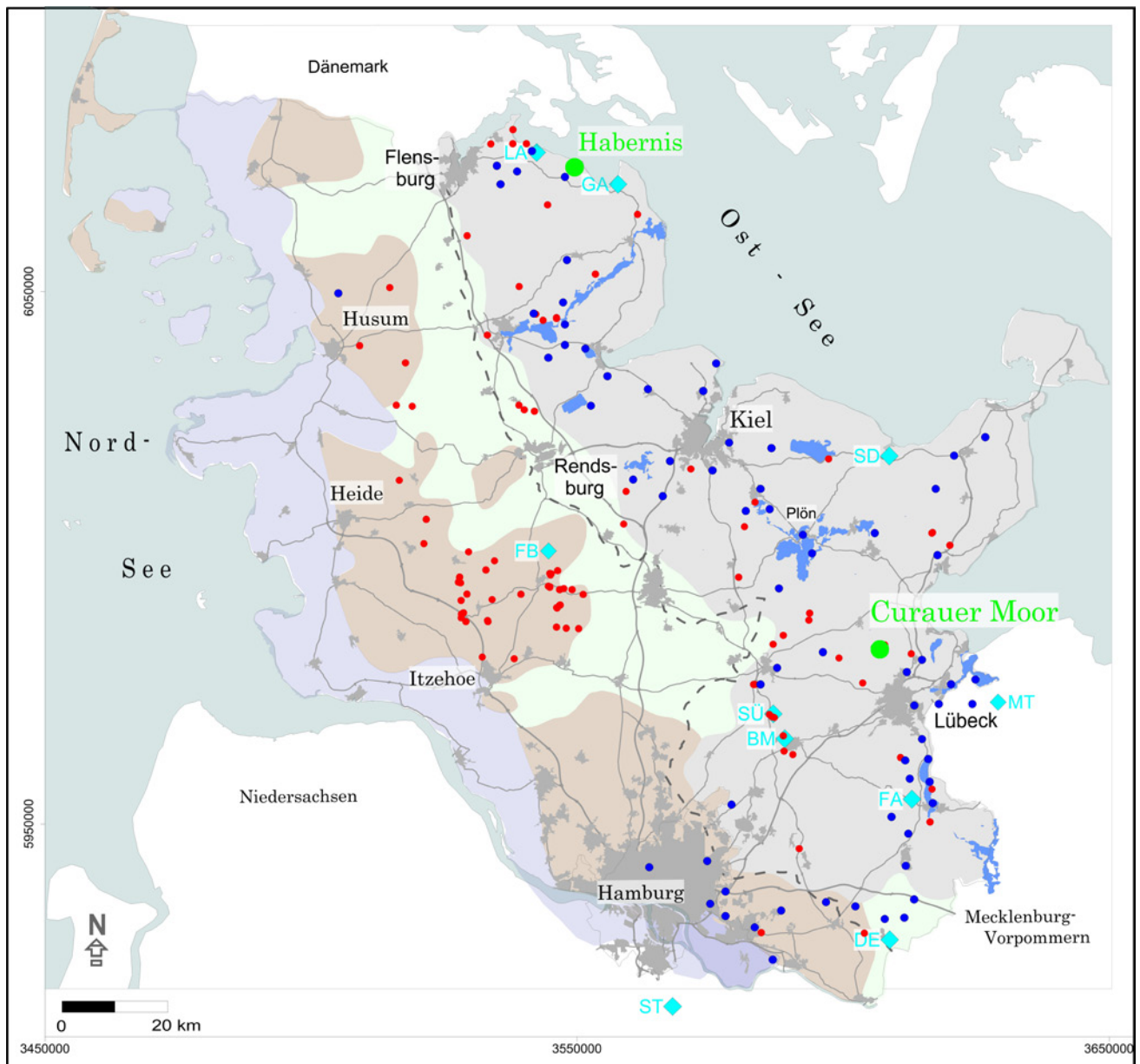


Abb. 1: Vorkommen von Quellbereichen mit kuppenförmiger Ausbildung (rote Punkte; nach LLUR (1978-1994) / Biotopkataster Schleswig-Holstein, ergänzt durch eigene Aufnahmen) und Kalkquellmooren (blaue Punkte) nach RAABE (1980) in Schleswig-Holstein sowie Lage der im Text erwähnten Standorte Habernis und Curau (grün) und weitere Orte (türkis). Abkürzungen: BM = Brenner Moor, DE = Delvenau, FA = Farchau, FB = Farbeberge, GA = Geltinger Au, LA = Langballigau, MT = Maurinetal, SD = Sechendorf, ST = Seevetal, SÜ = Sühlen.

Fig. 1: Occurrence of dome-shaped spring areas (red dots; LLUR (1978-1994) / biotope register Schleswig-Holstein, supplemented by own mappings) in Schleswig-Holstein and calcareous spring mires (blue dots) after RAABE (1980) and position of locations Habernis and Curau (Green) and other locations mentioned in the text (turquoise). Abbr.: BM = Brenner Moor, DE = Delvenau, FA = Farchau, FB = Farbeberge, GA = Geltinger Au, LA = Langballigau, MT = Maurinetal, SD = Sechendorf, ST = Seevetal, SÜ = Sühlen.

Angaben zur Bildung der verschiedenen morphologischen Quellformen.

Aus Mecklenburg-Vorpommern liegen grundlegende Untersuchungen von KIRCHNER (1971) vor, der wenige Meter mächtige Sinterkalke als Bildungen aus Quellen im Bereich von Hangquellmooren mit Überdeckung aus geringmächtigen Torfen beschreibt. Diese sind allerdings morphologisch nicht deutlich erkennbar. KIRCHNER (1975) führt als Erkennungsmerkmale für durch gespannte Grundwasser entstandene Formen an: Bildung in sandig-kiesigen, heute vermoorten Auen als Exfiltrationsgebiete (Entlastungszone), Reliefaufwölbungen, Vorkommen von Quell-Sinterkalk, starke Torfzersetzung, ein verstärktes Auftreten

von Eisen-Ausfällungen, bzw. Ocker sowie die spezifische Art der Vernässung. PAULSON (2001) schildert kleinräumig aufgewölbte Mooroberflächen (Kuppen) in Karstmooren auf Rügen, sieht diese jedoch nicht als Quellmoor-Kuppen, sondern vielmehr als Regenmoorinitiale und das Ergebnis eines zentrifugalen Moorwasser-Abstroms. BREMER (1996) beschreibt zahlreiche, uhrglasförmig aufgewölbte Quellmoor-Kuppen (Quellkalkmoore) aus dem Bereich des Maurine-Tales (Schönberg, Mecklenburg-Vorpommern), die eine Höhe von 1 bis 5 m und einen Durchmesser von bis zu wenigen 100 m haben. In den oberen 2 m sind hier kalkhaltige Torfe unterschiedlicher Zusammensetzung nebst muddeartigen Ablagerungen mit Kalklagen, Kalkkörnern und

Molluskenresten vorhanden (vgl. DANN 2003). Der Großteil dieser Kuppen liegt im Talbereich (Aufwachsen aus Talboden), einige kommen an Talhängen und „Inseln“ aus pleistozänem Material, bzw. benachbart zu diesen vor. Ihre Entstehung wird mit einer Änderung des Kalk-/Kohlensäure-Gleichgewichtes bei der Druckentlastung des Grundwassers und Erwärmung der Quellwässer sowie dem Kontakt mit Sauerstoff erklärt. Quellmoor-Kuppen von 20 m Durchmesser und 2 m Höhe sind nach W. SCHULZ (freundl. Mitt., März 2010) am Malchiner See (zentral. Meckl.-Vorpomm.) vorhanden.

Für Schleswig-Holstein liegen frühe Beschreibungen von PETERSEN (1892) vor, der am Farbeberg (Nindorf, NE' Hohenwestedt) aufgeschlossene Mächtigkeiten von 5 m Wiesenkalk beobachtete, überlagert von 1 m „Moorerde“. SCHUSTER (1926) beschreibt ein Quellsumpfdelta als morphologische Form am Kellersee, welches durch Quelltigkeit und entsprechende kalkige Ablagerungen sowie Torfe gebildet wurde. Es wurde im Rahmen des Kalkabbaus abgetragen (THIENEMANN 1922, PETERS 1955). GRIPP (1964) nennt verschiedene Quellmoore an Hängen (Farbeberg bei Nindorf, Farchau, Sechendorf, Sühlen). RAABE (1980) berichtet über Quellmoor-Kuppen als sichtbare morphologische Elemente aus dem Curauer Moor sowie den Tälern von Langballigau, Geltinger Au, Delvenau, Steinau und Habernis. Im Rahmen der Biotopkartierung Schleswig-Holstein (Ersterfassung 1978 bis 1994; LANDESAMT FÜR LANDWIRTSCHAFT, UMWELT UND LÄNDLICHE RÄUME DES LANDES SCHLESWIG-HOLSTEIN wurde ein Großteil der vorhandenen Quellmoor-Kuppen erfasst (vgl. Abb. 1). Der Hauptteil der Hügel besteht aus Torfen; Kalksedimente treten demgegenüber in den Hintergrund (HANSEN & MARTIN 2013). Eine aktuelle Beurteilung dieser Strukturen liegt nicht vor, allerdings ist eine Neukartierung in Arbeit. Aufgrund des Alters der Biotopkartierung muss teilweise von einer Degenerierung einzelner Formen ausgegangen werden, so dass diese heute vielfach nicht mehr gut erkennbar sind. Zudem erfolgte diese Kartierung i. d. R. nur durch Begehung. Für eine exakte Einordnung wären geologische Untersuchungen notwendig. So können örtlich Quellhangbereiche nur an pleistozäne Kuppenbereiche angelehnt sein. Ein Beispiel ist der in der Geologischen Karte 1:25.000 (RANGE & SCHLUNCK 1935) als Quellmoor eingetragene Bereich im Brenner Moor (Travetal, Höhe Kloster Nütschau). Dieser stellt nach aktuellen eigenen Bohrungen tatsächlich einen drumlinoiden Körper aus glazifluviatilen Ablagerungen, teilweise mit Till-Decke, dar. An diesen angelehnt ist eine Art Randmoor, dessen humose Basisbereiche wahrscheinlich in das Weichsel-Spätglazial fallen. Die Bildung geht auf einen artesischen Aufstieg des Grundwassers im Rand-Bereich des sandigen drumlinoiden Körpers zurück, inmitten der ansonsten flächenhaften Verbreitung relativ undurchlässigen Mudden und Torfe. Dabei dürfte hier die Trave als ausgedehntes Exfiltrationsgebiet eine Rolle spielen.

Zum absoluten Alter von Quellkalken liegen bisher in Nordwestdeutschland wenige Informationen vor. SCHUSTER (1926) nimmt an, dass die Bildung der Quellkalke im Kellersee erst mit dem Atlantikum einsetzte. Er gibt vergrößerte Niederschlagsmengen und verstärkte Quellwasserbildung bzw. Quellaktivität in Verbindung mit höheren Temperaturen als Gründe für die vermutete verstärkte

Quellkalk-Bildung zu dieser Zeit an. SCHUSTER (1926) geht für das Subboreal von günstigen Bedingungen für eine Quellkalk-Bildung aus, da damals durch trockenere und wärmere Bedingungen, im Vergleich zu den heutigen Bedingungen, mehr Wasser verdunsten konnte und sich weniger Kohlensäure im System halten konnte.

Zur Hydrogeologie der Quellen Schleswig-Holsteins liegen grundsätzlich bisher kaum Informationen vor. Hydrochemische Daten einiger Quellwässer lassen aufgrund erhöhter Nitrat- und Kalium-Konzentrationen, vorwiegend aus landwirtschaftlicher Nutzung, teilweise auf ein oberflächennahes Einzugsgebiet schließen (MARTIN 2004).

3 Regionale morphologische, geologische und hydrogeologische Rahmenbedingungen

Der Talbereich der Habernis liegt auf dem nördlichen Abschnitt der Perm-Struktur Sterup, die Quartärbasis wird bis zur Ortschaft durch Tertiär-Ablagerungen des Stufen Neochatt-Vierland-Behrendorf gebildet, weiter südlich schließen sich die miozänen Braunkohlensande (Hemmoor, überwiegend fluvial) an (HINSCH 1991). Nach dem Geotektonischen Atlas (BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL 2001) durchziehen mehrere Störungen (Prä-Perm bis Kreide) den Bereich von SW nach NE. Das Tal der Habernisser Au ist eine breite, unregelmäßige, vorwiegend durch Schmelzwässer angelegte, vorwiegend glazigen teil-verfüllte und anschließend periglazial überprägte Hohlform. Es ist in eine Till-Oberfläche eingeschnitten, im Talzentrum sind glazilimnische und -fluviale Sedimente mit einer Mächtigkeit von mehreren Metern verbreitet. Auf der östlichen Flanke des Haberniser Tales finden sich Beckenablagerungen, vor allem jedoch Sande, die in Kuppenform auftretend als Kames-Bildungen gedeutet werden können (MOELLER 2002). Das Tal lässt sich morphologisch grob in einen südlichen und einen nördlichen Teil gliedern. Der südliche Teil ist deutlich breiter als der nördliche und zeigt eine unruhigere Gestalt. Der nördliche, in dem auch die großen Quellbildungen auftreten, ist durch relativ hoch aufragende Landschaftsteile beidseitig deutlich begrenzt. Nach den Übersichtsdarstellungen des Landesamtes für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR; H. ANGERMANN, unveröff.) ist der Grundwasser-Abstrom im oberflächennahen Grundwasserleiter nach Nordosten, d. h. zur Förde, gerichtet. Die +6 m NHN-Grundwasser-Isohypse liegt demnach zwischen Gintoftholm und Aubrück. Die Neubildungsgebiete für die Quellbildungen sind beiderseits des Tales, vermutlich bevorzugt auf den östlich gelegenen sandigen Höhenrücken zu erwarten, die eine Höhe von ca. +11 m NHN erreichen.

Das Curauer Moor ist in einer ca. 3,5 km langen und 1,5 km breiten Hohlform angelegt. Deren Ränder ragen bis zu über +60 m NHN auf und gehören zur Moränenumrandung des Lübecker Beckens. Der Boden der Hohlform liegt überwiegend zwischen +12 und +13 m NHN, die Kambereiche des Torfwalles erreichen ca. +18 m NHN. Nach HINSCH (1991) wird die Quartärbasis flächenhaft durch Braunkohlensande (Hemmoor, überwiegend fluvial) gebildet. In den Profilschnitten von AGSTER (2011) ist im Großbereich des Curauer Moores eine Verringerung der Mächtigkeit der generell mächtigen quartärzeitlichen Deckschichten ange-

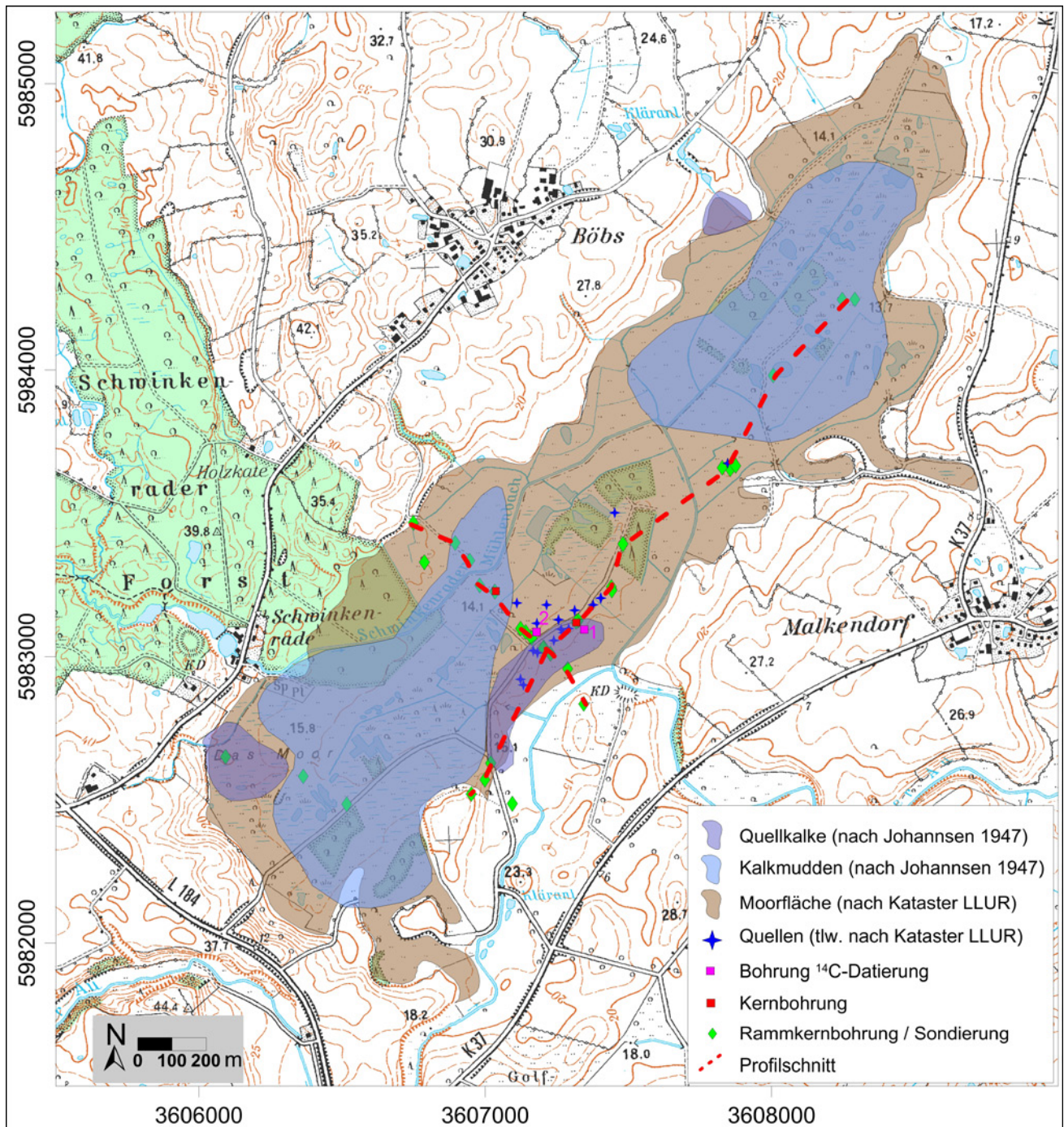


Abb. 2: Curauer Moor mit Vorkommen von Quellablagerungen und Kalkmudden nach JOHANNSEN (1947), rezenten Quellbereichen (nach Kataster LLUR, Abteilung Naturschutz), Ausdehnung der Moorflächen (nach Kataster LLUR, Abteilung Geologie und Boden) sowie Lage der beiden Profilschnitte.

Fig. 2: Curauer Moor with occurrences of tufa deposits and calcareous muds after JOHANNSEN (1947), springs (data LLUR, Dep. Conservation) and bog areas (data LLUR, Dep. Geology and Soils) and position of the two cross sections.

deutet. Die quartärzeitlichen Deckschichten im Hangenden der tertiären Grundwasserleiter im Bereich Curau-Ahrens-bök erreichen hier teilweise nur ca. 10 m Mächtigkeit. Die Elster-zeitlich angelegte Curauer Rinne ist unmittelbar östlich der vermoorten Hohlform des Curauer Moores nachgewiesen. Ob sich diese Rinne in den Bereich des Curauer Moores, ggf. auch als Erosionsstruktur einer jüngeren Vereisungsphase in den oberen Sedimentbereichen fortsetzt, ist bisher offen. Es treten gespannte Grundwässer auf (RANGE 1938, AGSTER 2011, vgl. WIEDERHOLD et al. 2002), deren Grundwasserpotentiale bis zu mehrere Meter über der Geländeoberkante liegen.

Nach der Geologischen Karte 1:25.000 finden sich im Curauer Moor Torfe, wechsellagernd mit Kalk-Tuff-Bänken, vorwiegend entlang der Ränder des Tales (RANGE 1938). Hier sind nach der enthaltenen Karte zahlreiche Quellaustritte vorhanden. In der nördlichen Hälfte des Moores sind nach RANGE (1938) Quellmoor-Kuppen verzeichnet. RANGE geht in seiner Darstellung bei dem langen Torfrücken, der das Moor durchzieht noch von einem Sandrücken aus, der den hydraulischen Kontakt zu liegenden, artesisch gespannten Grundwasserleitern geschaffen hat. JOHANNSEN (1947) gibt eine detaillierte Beschreibung der horizontalen und vertikalen Verteilung der Weichsel-spätglazialen

bis holozänen Ablagerungen im Talbereich des Curauer Moores. Demnach folgen im Hangenden von Geschiebemergeln, Tonen oder Sanden hellgraue Tone des Postglazials, braune bis dunkelgrüne Kalksapropole (Wiesenkalk), Flachmoortorfe und örtlich Hochmoortorfe. Die Mächtigkeit des Kalksapropels erreicht stellenweise über 9 m. Dabei ist eine Zunahme des Gehaltes an Molluskenschalen zum Jüngeren hin zu erkennen. Diese Ablagerungen sind sehr weit verbreitet (Abb. 2). Die Mächtigkeit der Flachmoortorfe wird mit durchschnittlich 3 Meter angegeben, im Maximum mit 4 m. Die Hochmoortorfe sind geringmächtiger, sie erreichen meist nur 2 m. Nach JOHANNSEN (1947) sind Kalkquellablagerungen vorwiegend auf dem Rücken sowie in zwei westlichen Randbereichen des Curauer Moores vorhanden. Auf dem Rücken finden sich mehrere große Quellbereiche (MIERWALD 2006), von den Quellen aus erstrecken sich Hangquellmoore vom Rücken herunter. Die künstlichen Entwässerungsstrukturen im Talbereich wurden in den letzten Jahren zurückgebaut (frdl. Mitt. Hr. Klitzing, Ahrensböck), um eine effektivere Renaturierung des Moores zu ermöglichen.

4 Material und Methoden

Neben der Auswertung von Archivunterlagen wurden geologische Sondierungen und Bohrungen mittels des landesamteigenen Peilstangen- und Rammkerngerätes niedergebracht (jeweils ca. 30 in Habernis und Curauer Moor). 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 (organischen Bestandteilen; DIN ISO 10694:08.1996) und Kalkgehalten (DIN 18129) fachtechnisch bearbeitet. In Bezug auf die Stratigraphische Gliederung des Holozäns wird hier auf die aktuelle Version der Deutschen Stratigraphischen Kommission verwiesen (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION 2016).

Zur Gewinnung von Material für die pollenanalytische Bearbeitung sowie die Gewinnung von ^{14}C -Probenmaterial wurden mittels USINGER-Bohrgerät (MINGRAM et al. 2007) zwei Bohrungen in Curau sowie eine Bohrung in Habernis durchgeführt (Abb. 2, 4). Die Aufbereitung der Proben hierfür, von Dr. B. Rickert am Inst. für Ökosystemforschung der Christian-Albrechts-Universität Kiel vorgenommen, umfasste die Behandlung mit HCl, KOH und HF sowie Azetolyse. Zur Erkundung der Basis pleistozäner Schichten an den untersuchten Standorten wurden zusätzlich Rammkernsondierungen durchgeführt. Abflussmessungen wurden mittels Induktionsmessung in Kooperation mit dem Institut für Ökologie der CAU Kiel, Frau PD Dr. Britta SCHMALZ (zur Zeit TU Darmstadt) durchgeführt. Quellwasserbeprobungen wurden vom LLUR, Abteilung Gewässer, an ergiebigen Quellbereichen durchgeführt. Basisparameter wurden vor Ort erfasst und die gezogenen Proben durch das Landeslabor Neumünster auf Hauptinhaltsstoffe untersucht. Die ^{14}C -AMS-Datierungen erfolgten durch das Leibniz-Institut der CAU Kiel im Auftrag des LLUR (Flintbek). Bei allen im Rahmen der vorliegenden Studie erwähnten ^{14}C -Daten handelt es sich um kalib-

rierte Werte. Die Proben wurden nach Dr. A. DREVES und Dr. M. HÜLS (schriftl. Mitt. 2014, 2016) folgendermaßen behandelt: „Die Torf- und Muddenproben wurden inspiziert und das gesamte Material je Probe gefriergetrocknet. Bei der Gewinnung der Carbonatfraktion wurden zur Entfernung organischer Anteile sowie Kontaminationen in Form von Staub und Karbonatbruchstücken die Proben mit 30 % H_2O_2 , gefolgt von einer zweiten 15 % H_2O_2 , in einem Ultraschallbad behandelt bzw. wurde das getrocknete Material mit 60 %-iger H_3PO_4 bei 90°C hydrolysiert. Das CO_2 aller Proben wurde anschließend mit H_2 bei 600°C über einen Eisen-Katalysator zu Graphit reduziert und das Eisen-Graphit-Gemisch in einen Probenhalter für die AMS-Messung gepresst. Die ^{14}C -Konzentration der Proben ergibt sich aus dem Vergleich der simultan ermittelten ^{14}C , ^{13}C und ^{12}C Gehalte mit denen des CO_2 -Messstandards (Oxalsäure II) sowie geeigneter Nulleffekt-Proben. Das konventionelle ^{14}C -Alter berechnet sich anschließend nach STUIVER & POLACH (Radiocarbon, 19/3 (1977), 355–363) mit einer Korrektur auf Isotopenfraktionierung anhand des gleichzeitig mit AMS gemessenen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses. Die Übersetzung in Kalenderalter erfolgte für die Organikproben mit Hilfe des Programms OxCal V4.2 (BRONK RAMSEY, C., Radiocarbon 51 (2009), 337–360) sowie des IntCal13-Kalibrierungssets (REIMER, P., et al., Radiocarbon 55 (2013), 1869–1887)“.

5 Ergebnisse

5.1 Habernis

5.1.1 Morphologie und Hydrographie

Das Tal der Haberniser Au ist eine Hohlform mit ergiebigen Quellen und einer großen Quellmoor-Kuppe. Diese Kuppe liegt mittig im Talbereich und hat eine Ausdehnung von ca. 160 m in Nord-Süd-Richtung, ca. 100 m in Ost-West-Richtung und eine Höhe von bis zu ca. 3 m (Talboden bei ca. +0,5 m NHN). Die Kuppe ist von Niedermoorflächen umgeben. Sie liegt westlich der Haberniser Au und etwas oberhalb des Zustroms eines kleinen Vorfluters, der von Osten in den Talbereich der Haberniser Au mündet. Eine undeutliche Verlängerung der Morphologie der Kuppe Richtung Osten ist zu erkennen. Eventuell hatte die Kuppe früher eine eher rundliche Gestalt und ist durch die künstliche Anlage des Nord-Süd streichenden Vorfluters und die folgende Sackung verändert worden. Auf der Kuppe befinden sich ausgedehnte Bereiche mit stark schüttenden Quellen, die diffus bis punktförmig auftreten. Eine Besonderheit des Standortes ist, dass er auch bei strengem Frost nicht zufriert und damit über das gesamte Jahr ein offenes Ökosystem darstellt. Der sehr weiche Untergrund führt zu schräg stehenden, „betrunkenen“ Bäumen, meist Erlen in einem naturnahen Bestand. Die einem Schwinggras ähnliche Oberfläche ist komplett aufgeweicht und ist ganzjährig kaum begehbar (Abb. 3). In der Krautvegetation dominiert flächenhaft Bitteres Schaumkraut (*Cardamine amara*). Es finden sich zahlreiche kleine wassergefüllten Senken (Quellen), auch im Randbereich der Kulmination. Es treten kleinräumige „Quell-Plateaus“ von einigen Dezimetern und Metern Durchmesser auf. Der Abfluss des Quellwassers erfolgt überwiegend nach Osten. Auf der Ostseite der Quellmoor-Kuppe finden sich vier parallel verlaufende Haupt-Abflussbahnen, die das Quellwasser zur Haber-



Abb. 3: Blick auf den Quellhügel Habernis von Westen. Anstieg des Geländes in Blickrichtung. Aufnahme nach langer Frostperiode im Januar 2010.

Fig. 3: View of the hat shaped spring mire Habernis from the west. Rise of terrain in the viewing direction.

niser Au ableiten (Abb. 4). Diese dürften künstlich angelegt worden sein. Darauf deuten, neben der Orientierung, auch Überreste älterer Quellfassungen am nördlichsten Gerinne hin. Im Juli 2011 wurde eine Quellschüttung von der Quellmoor-Kuppe als Summe der Abflüsse der vier Hauptvorfluter von ca. 1.000 l/min gemessen. Im Vergleich hierzu betrug die Schüttung der Wolsroi-Quelle zur gleichen Zeit nur ca. 450 l/min. Letztere liegt einige hundert Meter flussaufwärts und ist eine der größten Quellen des Landes mit einem großen Quelltrichter im Bereich einer als Weide genutzten Fläche. Literaturangaben geben hier eine Spende von ca. 600 Liter Wasser in der Minute an (Internet).

5.1.2 Geologie und Hydrogeologie

Die zentralen kalkreichen Ablagerungen zeigen einen rundlichen Hügel, der flächenhaft von Niedermoortorf mit einer Mächtigkeit von ca. 2 m überlagert wird. Die Basis der Ablagerungen mit kalkreichem Torfen und Mudden sowie Sinterkalk, reicht im Bereich der näher untersuchten Bohrung bis auf ca. -9 m NHN herunter. Der Profilquerschnitt (Abb. 5) durch das Tal der Haberniser Au verdeutlicht die geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse durch das Tal der Haberniser Au. Ersichtlich ist zunächst die Asymmetrie der Geschiebemergel-/Geschiebelehm-Verbreitung. Auf der Westflanke des Tales finden sich zwei übereinander liegende, mächtige, vermutlich weichselkaltzeitliche Geschiebemergel, die durch einen vermutlich flächenhaft vorhandenen, geringmächtigen Sandhorizont (Grundwasserleiter) unterbrochen sind. Die Geschiebemergel sind ausgesprochen kalkreich (Tab. 2) und bindig. Im Bereich einer Hohlform oder Rinnenstruktur sowie den östlich angrenzenden Bereichen ist der obere Geschiebemergel ausgeräumt oder nicht abgelagert worden. Dies ermöglicht den Zutritt von unter artesischem Druck stehenden Grundwässern aus dem bereits erwähnten gering mächtigen Grundwasserleiter mit vermutlich großem Einzugsgebiet in den umgebenden westlich und östlich des Tales gelegenen Hochflächen. Die meisten Bohrungen im Talbereich der Habernis zeigten gespannte Grundwasserverhältnisse und mussten unmittelbar nach Erreichen des Grundwasserleiters abgebrochen werden. Da in den Bohrungen keine genaue Messung der Grundwasserpotentiale erfolgen konnte, ist eine Angabe der Grundwasserdruckfläche in den Profilschnitten bisher nicht möglich. Auf der östlichen Flanke des Haberniser Ta-

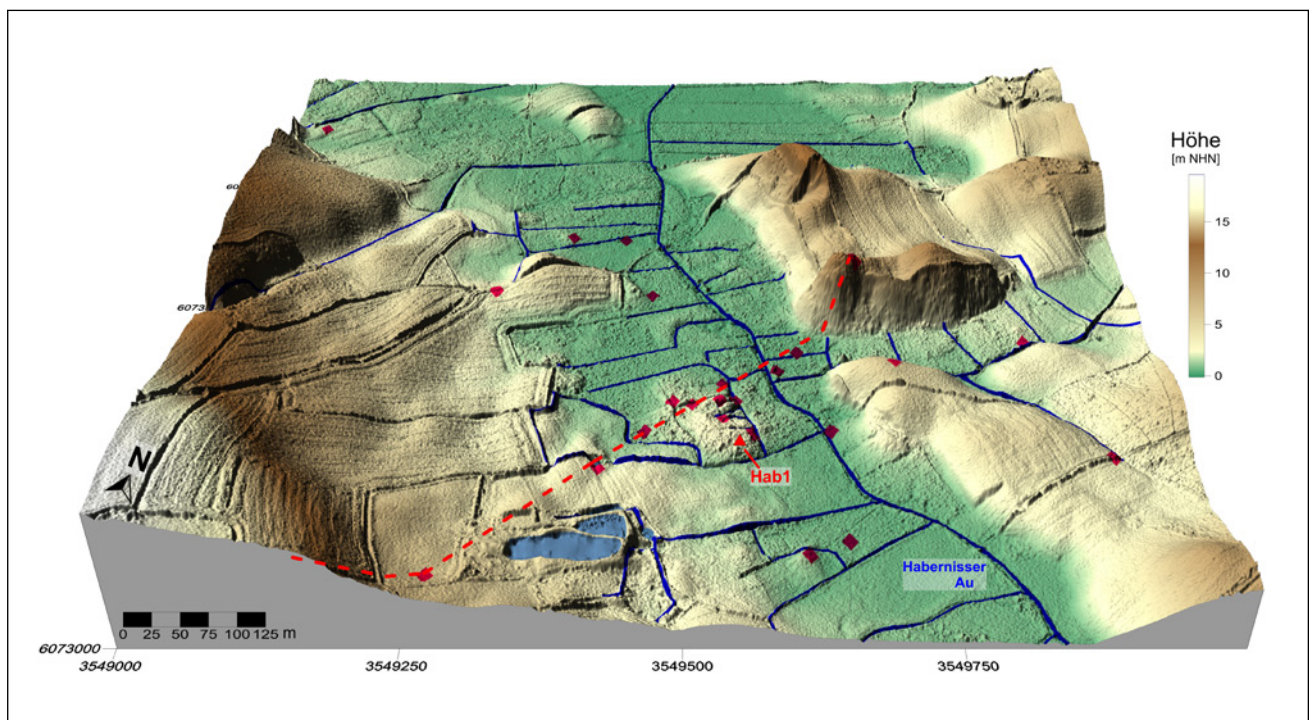


Abb. 4: Digitales Geländemodell der Niederung des Haberniser Au mit zentral im Talbereich gelegener Quell-Kuppe (Datengrundlage Topographie: LVer-mGeo-SH), Bohrungen, Lage der Kernbohrung (Hab1) und Verlauf des Profilschnittes.

Fig. 4: Digital terrain model of Habernis dale with dome spring mire situated in the valley (data basis topography: LVer-mGeo-SH), boreholes, location of core sampling (Hab1) and the position of the geological cross section.

les fehlt die Trennung in einen liegenden und einen hangenden Till, in den hangenden Bereichen finden sich lediglich geringmächtige Geschiebemergel-Einschaltungen. Hier liegt eine gegliederte Niedertaulandschaft mit einzelnen Kuppen (Kames) und länglichen Höhenrücken (u. a. Kames-Terrasse) vor, feinkörnige Beckenablagerungen sind verbreitet (glazilimnische Kames). Die Korngrößenanalysen an Einzelproben der am häufigsten angetroffenen Ablagerungen zeigen folgende Werte: Geschiebemergel (Einheit 2 in Abb. 6) mit 57 % Schluff und 36 % Sand und 7 % Ton, Beckenablagerungen (Einheit 3 im Liegenden der Quellmoor-Kuppe in Abb. 6) mit 66 % Ton, 32 % Schluff und 2 % Sand. Der Kalkgehalt liegt beim Geschiebemergel bei 7 %, beim Beckenton bei 8,4 %.

Die durchgeführten Bohrungen im Bereich der Quellmoor-Kuppe zeigen sehr wechselhafte Ablagerungen (Abb. 6). Bis ca. 10 m Tiefe wurde eine sehr wechselhafte Folge von Torfen und Torfmudden und Kalksedimenten erbohrt. Diese sind, vergleichbar mit den Ablagerungen im

Curauer Moor und an den Farberbergen, ein körnig-poröses Sediment mit grauer bis weißer Färbung, häufig mit organischen Anteilen, sowie Pflanzen-, Schnecken- und Muschel-Resten, bzw. Kalkmudden mit einem hohem Anteil an feinem Detritusmaterial und Grobdetritusmudden. Bei den humosen Horizonten handelt es sich durchgehend um subaquatische Absätze. Die Kalksinterbildungen werden durch Calcit dominiert, daneben treten in situ häufig Gips und Pyrit, ferner Quarz und Feldspäte auf (Bestimmung R. Ludwig).

Die im Profilschnitt zusammengefassten kalkreichen Ablagerungen zeigen eine Kuppe, die wiederum flächenhaft von Niedermoortorf mit einer Mächtigkeit von ca. 2 m überlagert wird. Die Basis der kalkreichen Ablagerungen mit Sinterkalk, kalkreichem Torf und -Mudden reicht im Bereich der näher untersuchten Bohrung bis auf ca. -9 m NHN herunter, die eigentlichen Kalkablagerungen beginnen ca. 1,75 m unter Gelände. D. h. der Ursprung der Quellbildung liegt in einer tieferen Depression, die deutlich un-

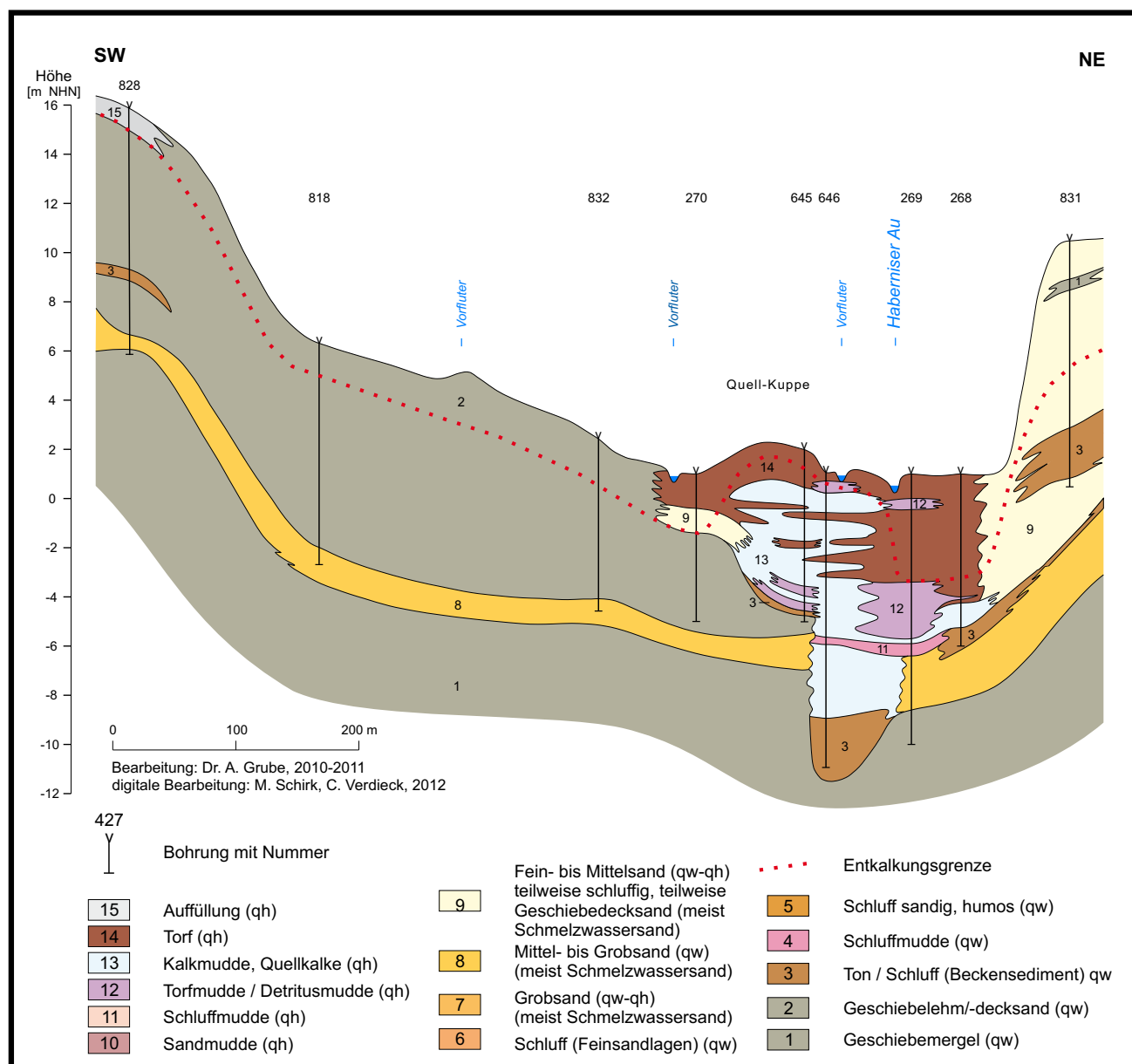


Abb. 5: Vereinfachter und stark überhöhter geologischer Profilschnitt durch das Tal der Haberniser Au.

Fig. 5: Simplified and greatly exaggerated geological cross section through the valley of the Haberniser Au.

Tab. 1: Ermittelte ¹⁴C-Alter vom Standort Habernis (Hab1; Labor-Nr. Leibniz-Inst. CAU-Kiel: KIA47162-68).

Tab. 1: Identified ¹⁴C-values from the investigation site Habernis (Hab1, laboratory number Leibniz Inst CAU Kiel: KIA47162-68).

Kern-Nr.	Labor-Nummer	Teufe [m u GOK]	cal ¹⁴ C-Alter BP [a]	Standard-abweichung [a]	Material	Proben
Hab1	KIA47162	1,82-1,86 m	6.650	+/- 50	Karbonat*	1
Hab1	KIA47163	2,48-2,52 m	6.910	+/- 45	Karbonat*	1
Hab1	KIA47164	2,75-2,78 m	6.500	+/- 50	Karbonat*	1
Hab1	KIA47165	3,45-3,48 m	6.940	+/- 45	Karbonat*	1
Hab1	KIA47166	3,75-3,80 m	6.715	+/- 40	Karbonat*	1
Hab1	KIA47167	4,10-4,15 m	8.060	+/- 45	Karbonat*	1
Hab1	KIA47168	5,40-5,43 m	8.065	+/- 45	Karbonat*	1

* vorwiegend Genese als Querkalk angenommen

Tab. 2: Calciumkarbonat- und Kohlenstoffgehalte der Kernbohrung Habernis (Hab1).

Tab. 2: Calciumcarbonate-content and organic carbon content from core at Habernis (Hab1).

Nr.	Tiefe [UK, in m]	CaCO3 [Masse-%]	Cges [Masse-%]	Corg [Masse-%]
1	0,12	1,11	59,9	59,8
2	0,32	43,6	24,3	19,1
3	0,6	0	52	52
4	0,76	0	43,6	43,6
5	1,13	2,11	17,1	16,8
6	1,23	9,83	20,4	19,2
7	1,3	0	4,67	4,57
8	1,35	0,9	36,3	36,2
9	1,46	13,2	3,4	1,81
10	1,48	14	25	23,3
11	1,57	26	22	18,9
12	1,77	65,9	13,5	5,59
13	1,95	83,3	13,5	3,5
14	2,09	29,2	6,57	3,07
15	2,14	54,4	12,7	6,17
16	2,18	41,2	7,23	2,29
17	2,24	47,8	14,3	8,56
18	2,31	84,2	12,8	2,7
19	2,36	70,2	14,3	5,87
20	2,5	77,2	13,3	4,04
21	2,56	38,3	20,5	15,9
22	2,62	72,7	14	5,27
23	2,82	3,9	26,8	26,3
24	2,98	62,8	9,81	2,27
25	3,08	27,5	5,46	2,16
26	3,12	67,5	13,2	5,1
27	3,3	33,7	18,1	14,1
28	3,36	73,1	15,5	6,73
29	3,5	94,2	13	1,7
30	3,61	84,2	13,7	3,6
31	3,7	2,28	24,4	24,1
32	3,77	78,2	12,8	3,42
33	4	55,7	14	7,31
34	4,14	86,7	12,2	1,8
35	4,26	60,8	14,6	7,3
36	4,44	23,7	17,7	14,9
37	4,51	30	18,2	14,6
38	4,55	21,9	3,22	0,59
39	4,56	28,4	5,02	1,61
40	4,62	32,5	20,3	16,4
41	4,71	25,1	3,92	0,91
42	4,81	39,8	21,8	17
43	4,9	16	2,17	0,25
44	5,04	13,6	1,85	0,22
45	5,1	13,9	2,18	0,51
46	5,16	16,7	9,46	7,45
47	5,3	19	7,52	5,24
48	5,38	69,5	11,6	3,26
49	5,51	19,4	6,07	3,74
50	5,84	0	47,2	47,2
51	5,97	0	47,9	47,9
52	6,11	13	1,62	0
53	6,26	3,75	34,4	34
54	6,34	35,6	7,43	3,16
55	6,53	27,1	7,22	3,97
56	6,63	18,5	3,03	0,81
57	6,61	0	54	54
58	6,7	18,7	24,6	22,4
59	6,81	39,1	8,69	4
60	7,14	6,23	0,80	0
61	7,4	6,45	0,80	0
62	7,75	6,27	0,77	0
	Mittel	33,06	16,36	12,38
	Max	94,20	59,90	59,80
	Min	0,00	0,77	0

ter dem heutigen Meeresniveau liegt. Die Basis wird durch Beckenschluffe eingenommen, die anscheinend eine in den Weichsel-Geschiebemergel eingeschnittene Hohlform, ggf. eine Rinnenstruktur, ausfüllen. Die seitliche Ausdehnung der kalkreichen Ablagerungen nimmt zum Hangenden hin zu, wobei der westliche Talbereich weitgehend ausgefüllt ist. Die östliche Seite dagegen wird durch Torfe dominiert. Die Kalkgrenze liegt im Kuppenbereich nahe der Erdoberfläche, auch die hangenden Torfe sind hier zu einem großen Teil kalkführend. Bei Fehlen von Kalkablagerungen (Ostseite der Kuppe) sinkt die Kalkgrenze bis auf die liegende Torfmudde ab. Naturgemäß liegt die Kalkgrenze im Bereich des kalkreichen Tills nahe der Erdoberfläche, auf den östlich gelegenen sandigen Hochflächen liegt sie mehr als 4 m tief.

Für eine Bohrung in Habernis („Hab1“, Südhälfte der Quellmoor-Kuppe, vgl. Abb. 4, 6) liegt eine 7 Proben umfassende Datierungs-Sequenz von Karbonaten vor, die innerhalb einer ca. 3,6 m mächtigen limnisch-telmatischen Folge (1,82–5,43 m u. GOK) entnommen wurden. Die ermittelten Alter liegen zwischen 8.065 und 6.650 Jahren cal ^{14}C a BP (Tab. 1), die somit komplett in das Atlantikum und das jüngste Subboreal fallen. Die Werte sind nicht ganz konsistent. Zwei der Werte sind niedriger als die der hangenden Sedimente. Grundsätzlich ergibt sich jedoch ein plausibles Bild, da die Werte relativ eng beieinander liegen. Die Standardabweichung beträgt zwischen 40 und 50 Jahren (Mittelwert 46 Jahre) und damit in einem relativ engen Bereich.

Der Mittelwert der Karbonatwerte (n=62) in der zuvor genannten Kernbohrung liegt bei 33 Masse-%, das Maxi-

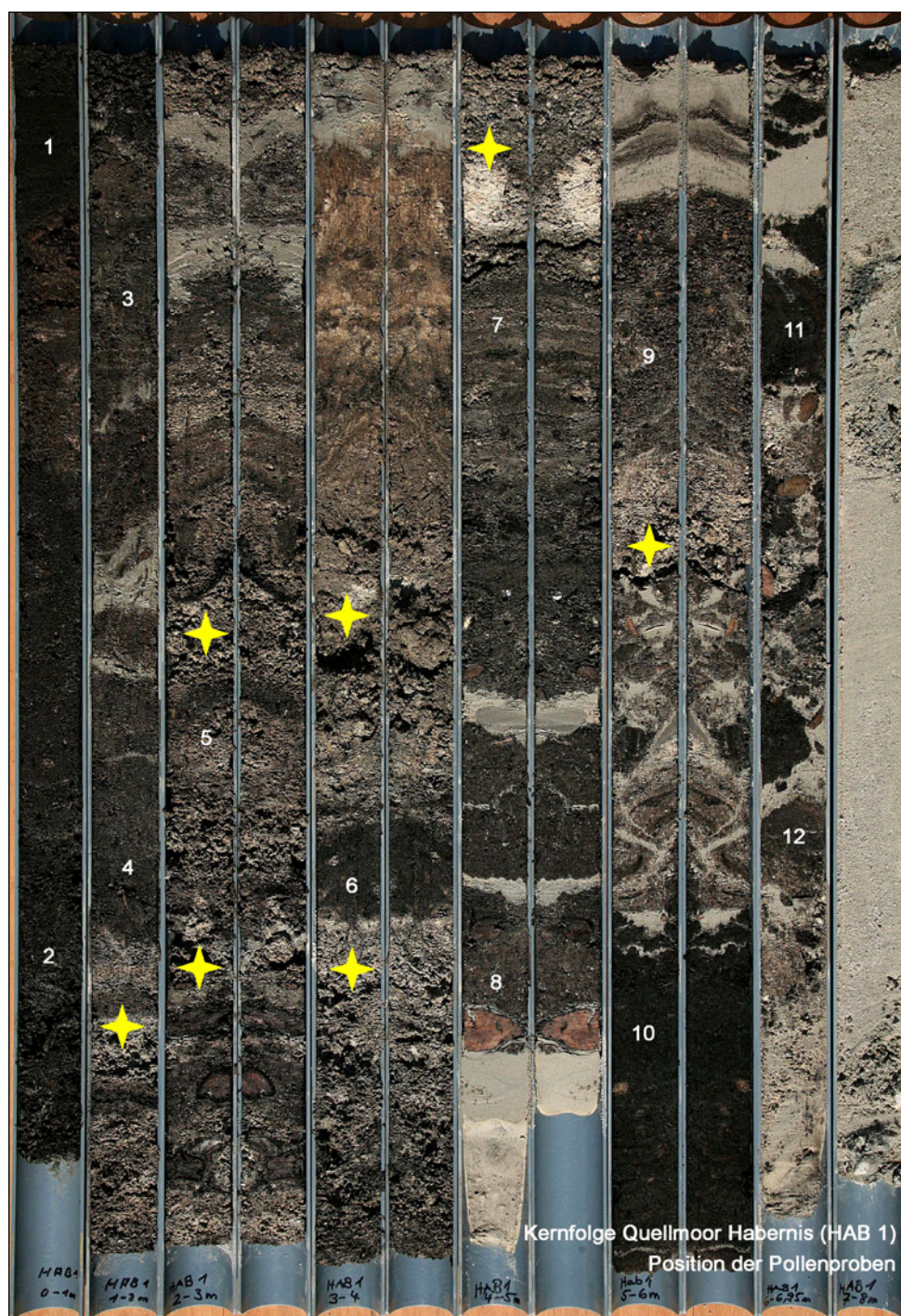


Abb. 6: Photo des 8 m langen Bohrernes aus dem Bereich Habernis mit Angabe der Entnahmepositionen für Pollenanalytik (Nummern) und ^{14}C -Datierungen (gelbe Sterne). Die Länge eines Bohrkernliners beträgt 1 m, teilweise werden beide Kernhälften gezeigt. Erkennbar sind die sandige pleistozäne Basis (6,80–8,00m), der hangende, sehr wechselhaft aufgebaute Abschnitt mit hellen kalkig-bindigen Ablagerungen sowie den dunkleren, organogenen (Mudden-)Bereichen (1,10–6,80m) sowie die Torf-Bedeckung. Pollendatierung nach USINGER (2011, vgl. Diskussion): Nr.12: Atlantikum, Probe 6 und 4: Beginn des Subboreals, Proben 8 bis 6: „Ulmenfall“, Probe 1: vermutlich enthaltene Getreide-Pollen/Subatlantikum.

Fig. 6: Photo of the 8m-core from Habernis indicating the removal positions for pollen analysis (numbers) and ^{14}C -analysis (yellow stars). Length of a core-liner is 1m, partly both liner halves are shown. Visible are the sandy pleistocene base (6,80–8,00m), the above lying complex section with brighter calcareous and cohesive deposits, as well as darker organogenic (mud-)areas (1,10–6,80m) and the peat cover. Pollen-datings after USINGER (2011, cf. discussion): Nr.12: Atlantikum, probe 6 and 4: begin of Subboreal, probe 8 to 6: „Ulmenfall“, probe 1: possible cereal-pollen/Subatlantikum.

mum bei 94 Masse-%. Der Mittelwert der Kohlenstoffgehalte (C_{ges}; n=62) liegt bei 16 Masse-%, das Maximum bei 60 Masse-%. Die oberflächennahen Ablagerungen auf den östlich der Habernisser Au gelegenen Höhenrücken sind flächenhaft sandig ausgebildet. Hierdurch ergibt sich eine potenziell hohe Grundwasser-Neubildung. Die Migrationspfade des aufsteigenden Grundwassers sind an der Quellmoorkuppe und der Quelle Wolsroi offenbar an Kontaktbereiche zwischen tieferen und flacheren Grundwasserleiter in einem geologischen Übergangsbereich gebunden. Glazitektonische Strukturen können einen Einfluss gehabt haben.

5.2 Curauer Moor

5.2.1 Morphologie und Hydrographie

Der Bereich des Curauer Moores liegt im Randbereich der großen Randlagen des Lübecker Beckens. Es ist in einer großen, parallel zu dieser Beckenumrandung streichenden Hohlform entwickelt, die vom Schwinkenrader Mühlenbach durchflossen wird, von Süden tritt die Curauer Au zum Talbereich hinzu. Ein ausgedehnter morphologischer Rücken im breiten vermoorten Tal lässt sich in etwa mittig, parallel zur Längserstreckung im Zentrum des Moores über



Abb. 7a, b: Blick auf den gewundenen zentralen Torf-Rücken im Curauer Moor (a) sowie Quellbereich mit starken Ocker-Ausfällungen an der oberen Ostflanke des Rückens (b).

Fig. 7: View of the convoluted central peat ridge in Curauer Moor (a) and spring area with intensive red ochre precipitation at upper eastern flank of ridge (b).

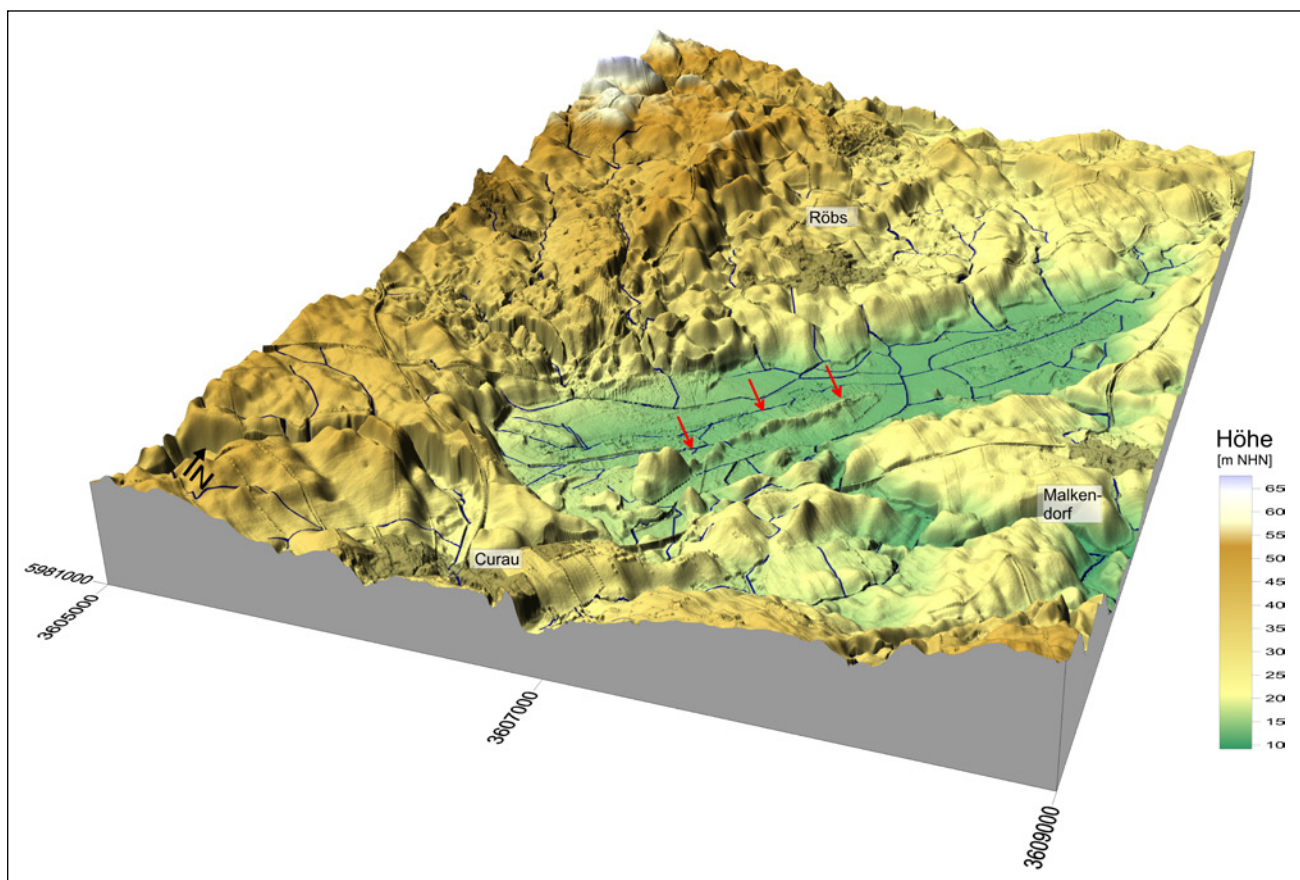


Abb. 8: Digitales Geländemodell (Datengrundlage Topographie: LVerGeo-SH) der Hohlform des Curauer Moores mit Torfrücken und einzelnen Torf-(quell)-kuppen.

Fig. 8: Digital terrain model (data basis topography: LVerGeo-SH) of the basin of the Curau bog with peat ridge and individual peat cupolas.

weite Bereiche verfolgen (Abb. 7, 8). Seine Höhe erreicht ca. 4–5 m Höhe (max. +17,5 m NHN). Er weist eine auffallende morphologische Asymmetrie auf, wobei die südöstliche Flanke steiler ist als die nordwestliche. Die Asymmetrie des zentralen Rückens dürfte mit der unterschiedlichen Standfestigkeit der liegenden, bzw. umgebenden Sedimente zusammenhängen. Südöstlich des Rückens treten im Untergrund eher standfestere Tills und glazifluviatile Sande auf, während nordwestlich mächtigere komprimierbare Weichschichten (Mudden u.a.) mit Mächtigkeiten von bis zu ca. 10 m dominieren (vgl. Abb. 10). Ein Nachweis eines derartigen seitlichen Abgleitens auf der Westseite des Rückens war mittels der durchgeführten Bohrungen nicht möglich. In den Quellbereichen, an verschiedenen Stellen des Rückens, finden sich teilweise Quellterrassenbildungen. Im Bereich des Curauer Moores finden sich zudem mehrere kleinere, rundliche Kuppen, die bis zu 2,5 m hoch sind. Ein Torfrücken im nördlichen Bereich des Moores (vgl. preuß. königl. Topogr. Karte 1:25.000; vgl. RANGE 1938) ist offenbar abgebaut worden.

5.2.2 Geologie und Hydrogeologie

Die Basis der Hohlform, in der das Curauer Moor entwickelt ist, wird flächenhaft durch einen verhältnismäßig homogenen, weichselkaltzeitlichen Till eingenommen (Abb. 10, 11). Dieser Till bildet einzelne Aufragungen, die auf einen glazitektonischen Einfluss hindeuten. Aufgrund dieser Strukturen sowie der langen Erstreckung der Vollform kann davon ausgegangen werden, dass der vertikale Zutritt von Grundwasser auf eine glazitektonische Verschuppung im Bereich zurückzuführen ist. Bei den Bohrungen wurden artesische Verhältnisse mit geringer Druckhöhe über Gelände angetroffen.

Das Becken, in dem das Curauer Moor liegt, ist in verschiedene Teilbecken gegliedert, die vermutlich ebenfalls durch Glazitektonik beeinflusst sind. Im südlichen Bereich

treten im Profilschnitt (Abb. 10) am Beckenboden mehrere Meter mächtige, glazifluviatile Ablagerungen auf. Im nördlichen Bereich sind im Hangenden der Weichsel-Ablagerungen geringmächtige, humose Ablagerungen vorhanden, die aufgrund der für Schleswig-Holstein typischen petrographischen Ausbildung und einer deutlichen Pollendominanz von Kiefer und Birke in das Alleröd zu stellen sind (Legenden-Nr. 5 in Abb. 10 u. 11; Abb. 9). Im Hangenden folgen Beckenschluffe, die eine auffällige rhythmische Schichtung von mm-mächtigen Beckentonon und entsprechenden Feinsandlagen zeigen und die in die Jüngere Dryas einzustufen sind (überwiegend Legenden-Nr. 6 in Abb. 10 u. 11) Darüber folgen limnische Sedimente in meist geringer Mächtigkeit. Zu dieser Phase bestanden offenbar offene Gewässer in Teilbecken der Curauer Hohlform. Größere Mächtigkeiten erreichen dann die oberhalb folgenden limnischen Ablagerungen (s. u.). Die die Sedimentfolge abschließenden Torfe sind mehrere Meter mächtig, flächenhaft im Talbereich vorhanden und bis kurz unter die Oberfläche kalkführend.

Der morphologisch auffällige, zentral liegende und parallel zur Achse des Moores und der generellen Streichrichtung der umgebenden Moränenlandschaft verlaufende Rücken besitzt eine Länge von ca. 1,3 km. Er ist unregelmäßig in Bezug auf die Oberflächenmorphologie und auf seinen internen Aufbau. Der Rücken zeigt eine grundsätzlich andere geologische Struktur als die umgebende Hohlform. Sein Kern besteht weitgehend aus Beckenschluffen und Geschiebemergel (Abb. 11). Dieses wird an den beiden Enden deutlich, wo eine Auflage von nur ca. 1–1,5 m Niedermoortorf vorhanden ist. Zu großen Teilen bestehen die höheren Bereiche des Rückens aus Niedermoortorf, bzw. Torfmudden ähnlichen Bildungen. Die Mächtigkeiten der Torfe entlang des Rückens sind sehr unterschiedlich, sie betragen maximal ca. 3,3 m. In die Torfe sind vielfach geringmächtige Quell-Sinterkalke eingeschaltet. In anderen Bereichen des Curauer Moores wurden jedoch auch größere

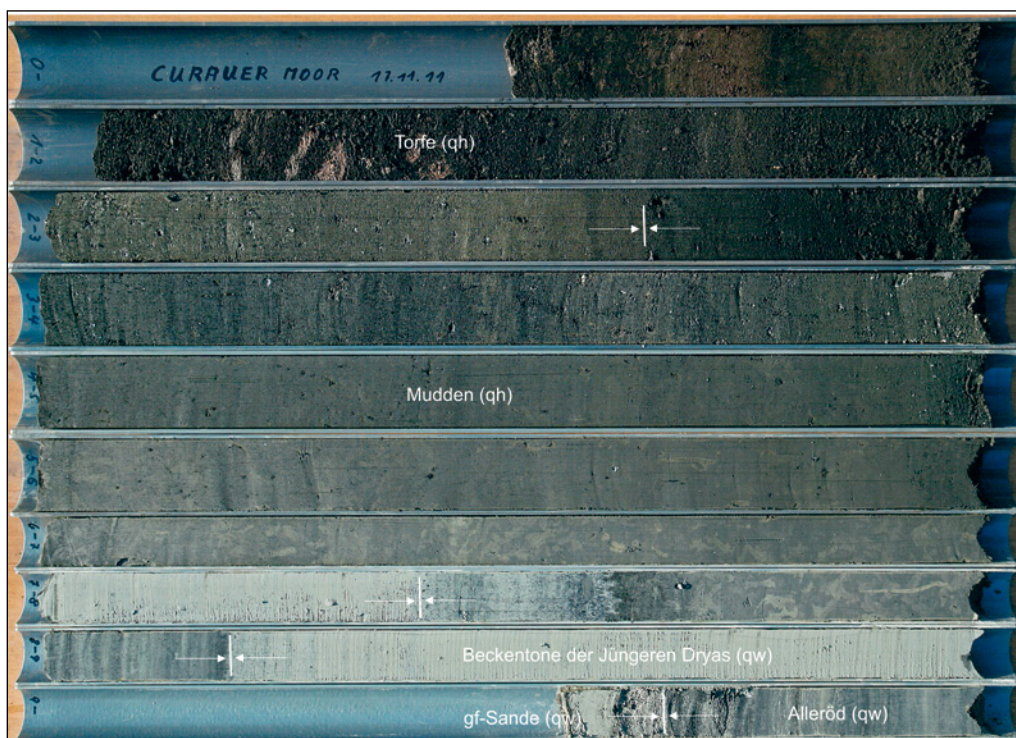


Abb. 9: Bohrkern aus dem Zentrum des Curauer Moores. Die Länge eines Bohrkernliners beträgt 1 m. Über der sandigen Basis (8,30 bis Endteufe) folgen feinkörnige Ablagerungen des Spätglazials (8,30-7,35m), mächtige feinkörnige Mudden (7,35-4,15m) sowie Grobdetritusmudden (4,15-2,30m) sowie Torfe des Holozäns.

Fig. 9: Photos of drill core from the center of the Curauer bog peat ridge. Length of a core-liner is 1m. Above the sandy basis (8.30 to final depth) fine-grained deposits of the late glacial follow (8.30- 7.35m). Above that we mighty fine-grained muds (7.35- 4.15m) and coarse detritus muds (4.15-2.30m), finally peats of the Holocene occur.

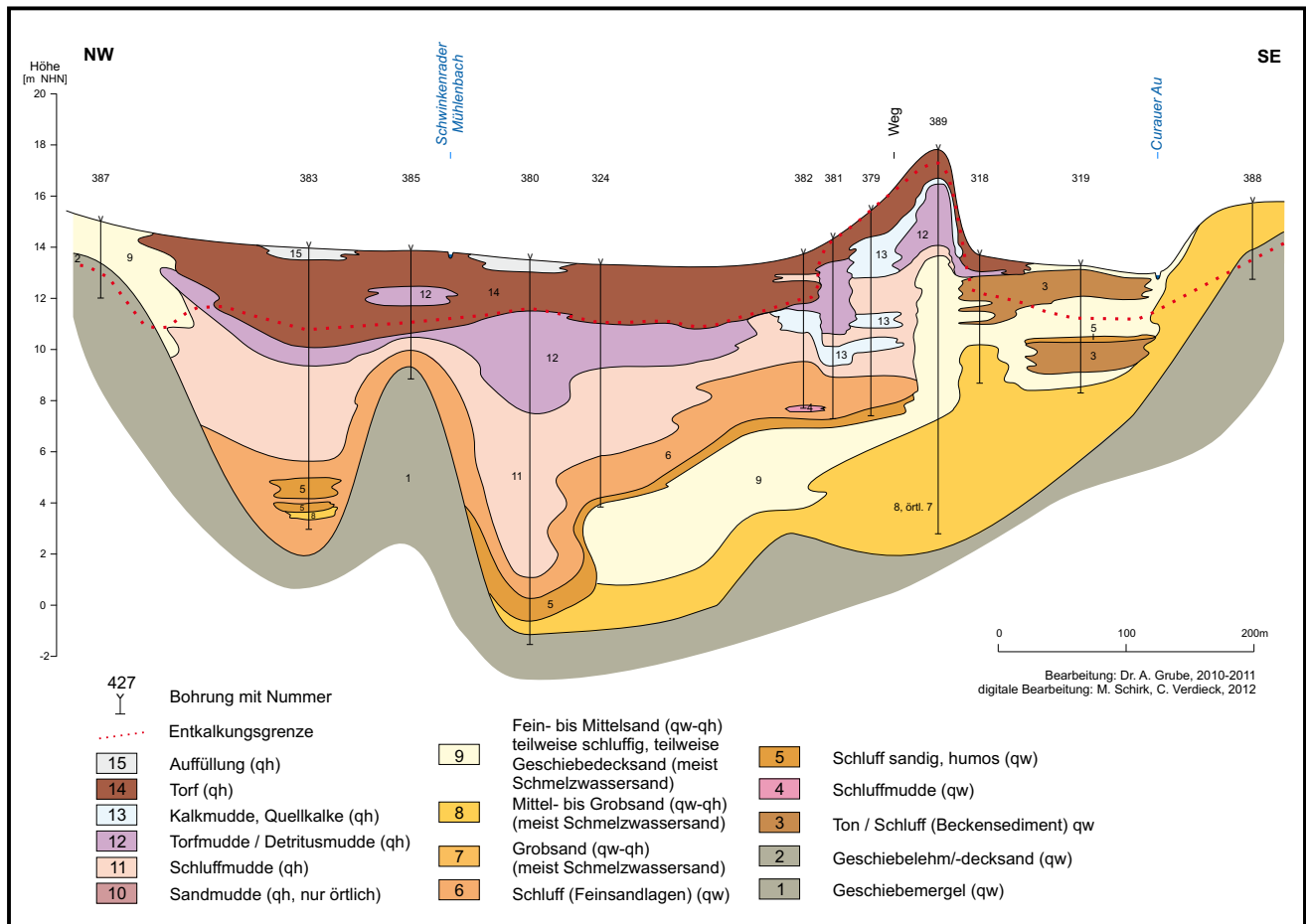


Abb. 10: Vereinfachter, stark überhöhter geologischer Profilschnitt durch das Curauer Moor (Querschnitt). Erkennbar sind zwei durch eine Tillauftragung getrennte, tiefe Becken mit Füllung ab dem Spätglazial und dem Torfrücken mit seiner asymmetrischen Morphologie.

Fig. 10: Simplified, greatly exaggerated geological cross section through the Curau bog (cross-section). Visible are two deep basins filled with sediments since the Late Glacial, separated by a till bulge and the peat ridge with asymmetric morphology.

Sinterkalk-Stufen beobachtet (freundl. Mitt. Hr. Klitzing). Die Kalkgrenze liegt im Rückenbereich nahe der Erdoberfläche (Abb. 10, 11), d. h. auch die Torfe sind größtenteils kalkführend. Auch die kleineren Kuppen (Abb. 12) zeigen kalkige Torfe. Im östlichen Teil des Curauer Moores sind die Torfe vorwiegend entkalkt, im nördlichen Bereich liegt die Kalkgrenze in ca. 2,5 m Tiefe. An den Randbereichen der großen Hohlform des Curauer Moores gelegene Quellen führten ebenfalls zur Ablagerung von Sinterkalk-Bänken, eingeschaltet in Torfe und Mudden.

In der Kernbohrung im Bereich des Quer-Profilschnittes (Abb. 10; Abb. 2: ¹⁴C-Probe „1“) traten keine massiven Kalkausfällungen auf. Daher wurden Torfe datiert, um eine Alterseinstufung durchführen zu können. Kleinere Kalkbildungen in Form von Kalkmudden / Quellkalkbildungen wurden in dieser Bohrung bis in eine Tiefe von ca. 5 m u. GOK angetroffen. Die ermittelten Alter für limnisch-telmatische Sedimente (Tab. 1) liegen zwischen 3 und ca. 5,60 m u. GOK zwischen 6.800 und 1.750 cal ¹⁴C a BP. Damit fand hier eine Sedimentation im Atlantikum,

Tab. 3: Ermittelte ¹⁴C-Alter vom Standort Curauer Moor (Labor-Nr. KIA47174-76; vgl. Abb. 6).

Tab. 3: Identified ¹⁴C-values from the investigation site Curau bog (laboratory number KIA47174-76, see fig.6).

Kern-Nummer	Labor-Nummer	Teufe [m u GOK]	cal ¹⁴ C-Alter BP [a]	Standardabweichung [a]	Material	Proben
Curau 1a	KIA47174	3,00-3,10 m	1.762	+/- 27,5	Torf	1
Curau 1b	KIA47175	5,00-5,10 m	4.495	+/- 30	Torf	2
Curau 1c	KIA47176	5,60-5,65 m	6.777	+/- 37,5	Torf	1
Curau 2a	KIA51273	1,10-1,30 m	4.245	+/- 30	Karbonat*	1
Curau 2b	KIA51274	3,15-3,20 m	5.785	+/- 35	Karbonat*	1
Curau 2c	KIA51275	4,65-4,75 m	11.220	+/- 70	Karbonat*	1

* vorwiegend Genese als Quellkalke angenommen

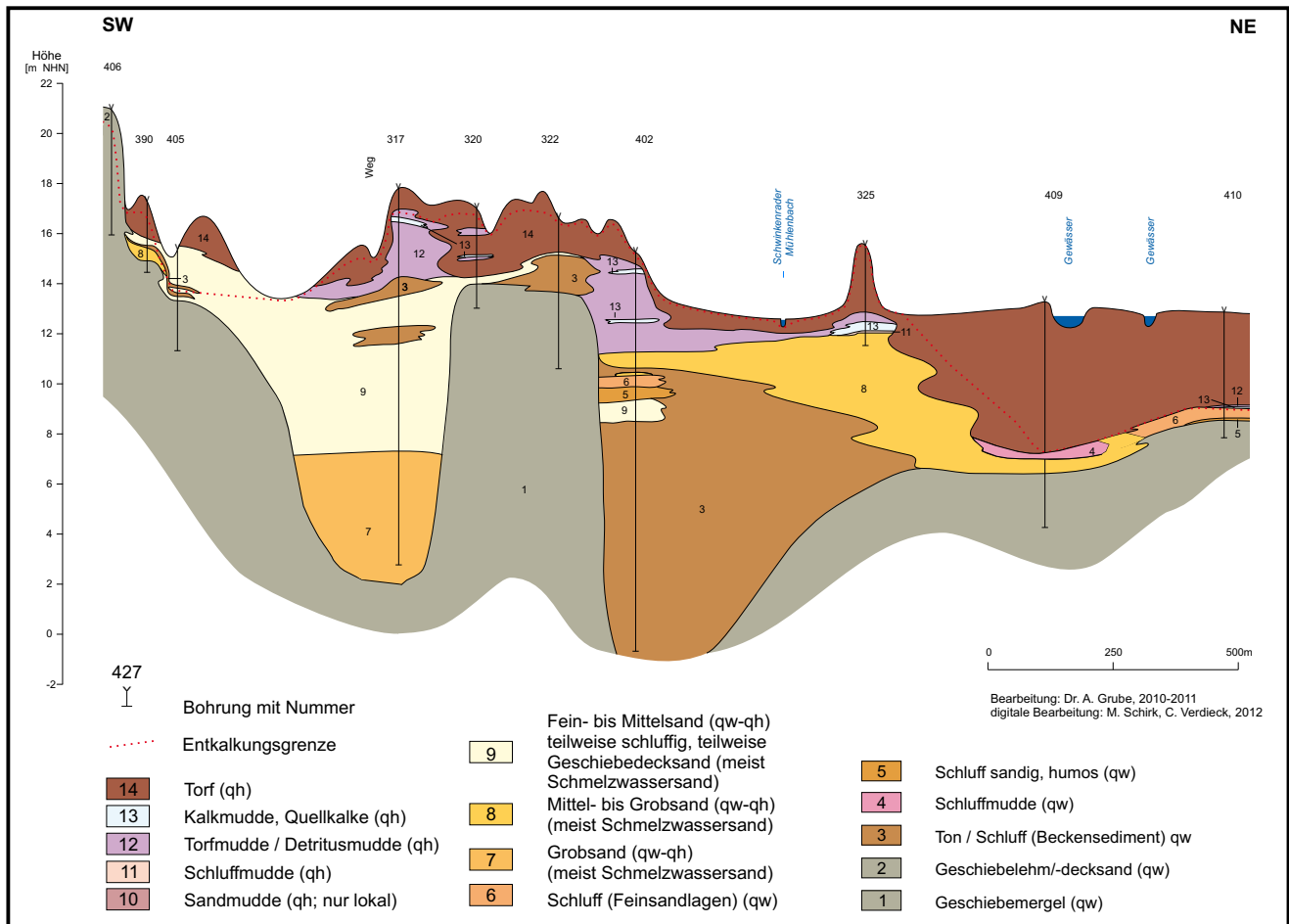


Abb. 11: Vereinfachter, stark überhöhter geologischer Profilschnitt durch das Curauer Moor (Längsschnitt). Sichtbar sind zwei durch eine Tillauftragung getrennte Becken mit sehr unterschiedlicher Füllung, der Torfrücken mit eingeschalteten Kalklagen sowie eine singuläre Quelltorfkuppe.

Fig. 11: Simplified, greatly exaggerated geological cross section through the Curau bog (longitudinal section). Visible are two basins with variable filling, separated by till-eminences, the peat ridge with intercalated tufa and a single peat hilltop.

Subboreal und Subatlantikum statt. Ergänzt wurden aus einer Rammkernsondierung (Abb. 2, ^{14}C -Probe „2“) Karbonatproben entsprechend der drei Hauptvorkommen im Profil entnommen und mittels ^{14}C -Datierung bestimmt (Tab. 3). Die liegenden Quellkalke zeigen ein Alter von 11.220 ^{14}C a cal BP (Präboreal), die mittleren von 5.785 cal ^{14}C a BP (Atlantikum), die hangenden von 4.245 cal ^{14}C a BP (Subboreal). Die Mudden sind in stark quelligen Bereichen, d.h. im Bereich der Kuppen und des Walles gestört, ggf. im Torfrücken-Bereich auch teilweise erodiert. Die Standardabweichung liegt zwischen 27,5 und 70 Jahren, im Mittel bei ca. 40 Jahren.

Die Verbreitung der tiefsten Ablagerungen des Torfrückens zeigt, dass dessen Bildung sich bereits sehr früh gegen das nördlich anschließende Becken absetzte bzw. begann. Die Torfe des Rückens haben sich als wallartiges Quellmoor gebildet, wobei der Austritt des artesischen Grundwassers offenbar entlang eines linearen Elementes erfolgte. Der artesischer Aufstieg dürfte durch bindige, vorwiegend organogene Ablagerungen im Bereich nordwestlich des Walls, sowie glazilimnische Beckenablagerungen in Hohlformen südöstlich des Walls begünstigt worden sein. In beiden Bereichen ermöglichen oder fördern diese gering durchlässigen Schichten den Aufbau artesischer Verhältnisse und den kleinräumigen Aufstieg der Grundwasser am Lineament. In den anderen Bereichen des Moo-

res sind daneben auch singuläre, rundliche oder längliche Quellmoor-Kuppen mit Höhen von einigen Metern vorhanden (Abb. 11), bei denen der Grundwasserübertritt punktuell erfolgt. Diese Einzelformen werden vorwiegend durch Torfmudden und Torfen aufgebaut und liegen ungefähr im Streichen des Hauptrückens. Die Quellbereiche auf dem Rücken sind als podestförmige Aufwölbungen von wenigen Dezimetern Höhe zu erkennen. Auf diesen verhindert die Wassersättigung durch das Quellwasser eine Oxidation der Torfe, wie in den übrigen Bereichen. Dies könnte ein Hinweis auf einen generellen Volumenschwund des Torfrückens aufgrund der über Jahrzehnte bestehenden Entwässerung sein (vgl. Altersdatierungen). Auf dem Rücken tritt an verschiedenen Stellen flächenhaft Grundwasser auf.

6 Diskussion

Quellen lassen sich nach verschiedenen Kriterien gliedern, z. B. nach der räumlichen Verbreitung und Form der Wasseraustritte, den sedimentologisch-ökologischen Bedingungen an der Quelle selbst, dem Schüttungsverhalten der Quellen, den hydrochemischen Verhältnissen usw. Eine Darstellung von Quellen des Norddeutschen Flachlandes nach geologisch-hydraulischen Kriterien ist in Abb. 12 dargestellt. Die Quellmoor-Kuppen/-Rücken in Habernis und

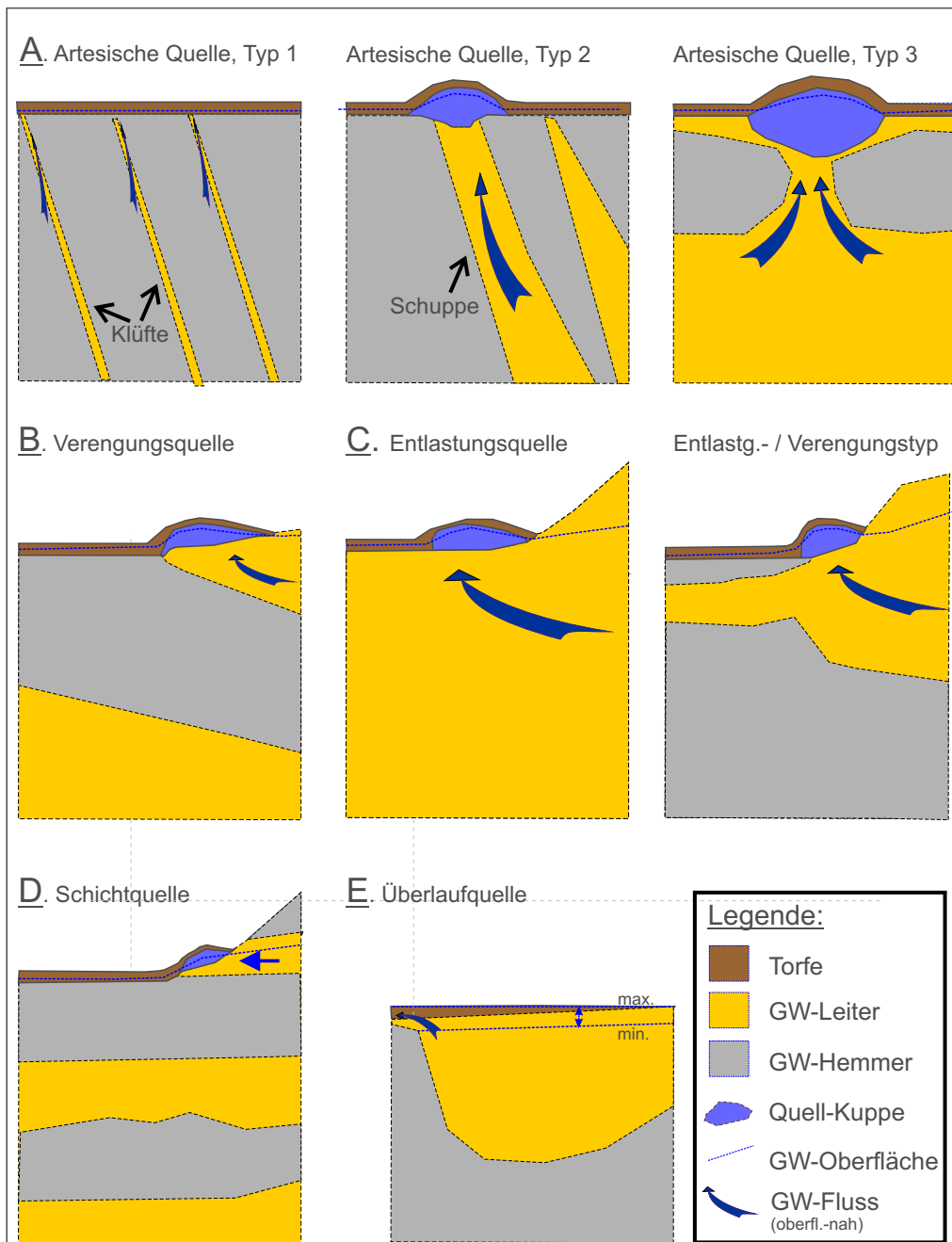


Abb. 12: Schematische Darstellung von Quelltypen mit Angabe einer möglichen Bildung morphologischer Quell-Vollformen (Quellentypen nach HESS VON WICHDORFF 1904, 1914; KEILHACK 1928, RICHTER & LILLICH 1975, sowie eigenen Untersuchungen).

Fig. 12: Schematic sketch of spring types, indicating a possible formation of positive morphological forms (spring types after HESS VON WICHDORFF 1904, 1914; KEILHACK 1928, RICHTER & LILLICH 1975, and own studies).

Curau sind unabhängig von flächenhaften Kalksedimenten im Untergrund oder von benachbarten Schichtquellen oder Überlaufquellen, wie diese in der Literatur aus Ostpreußen, Hinterpommern, Mecklenburg-Vorpommern, Brandenburg, Niedersachsen u. a. (HESS VON WICHDORFF 1904, HESS VON WICHDORFF & RANGE 1906, HESS VON WICHDORFF 1914, TÜXEN 1985a, TÜXEN 1985b, SUCCOW 1988, BREMER 1996) beschrieben worden sind (Abb. 12, Typen D, E). Sie sind an lokale, exfiltrierende Grundwasserzutritte gebunden, ähnlich wie die Formen in Mecklenburg-Vorpommern und Niedersachsen (Abb. 12, Typen A, B, C). Dieses gilt auch für die Farbeberge bei Nindorf (GRUBE & USINGER 2017). Das größte Potential für die Bildung morphologisch deutlicher Quellmoor-Kuppen ist naturgemäß bei den artesischen Typen vorhanden. Durch Glazitektonik entstandene Quellaustritte dürften meist punktuell, ggf. vergesellschaftet oder auch linienhaft auftreten. Der langgestreckte Rücken in Curau ist ein Beispiel für letzteren Typ. Schicht-

quellen, zu denen auch Bereiche mit erodierten Grundwasserleiterabschnitten gehören, führten verschiedentlich zur Bildung von Quellmoor-Kuppen (z. B. PÄZOLT 1999). Verengungsquellen / Stauquellen sind nach RICHTER & LILLICH (1975) häufig, sie sind z. B. durch undurchlässige Sedimente (feinkörnige Mudden usw.) im Talbereich charakterisiert.

Am Standort Curau handelt es sich nicht grundsätzlich, wie von RANGE (1938) aufgrund flacher Bohrungen angenommen, um einen artesischen Aufstieg von Grundwasser im Bereich einer flächenhaft vorhandenen Sandaufwölbung. Die Migrationspfade des aufsteigenden Grundwassers sind im Curauer Moor wahrscheinlich an linienhafte bis punktförmige glazitektonische Strukturen, auch im bindigen Material, gebunden. Allerdings kann davon ausgegangen werden, dass der Zutritt des artesisch gespannten Grundwassers vorwiegend über die gut durchlässigen Sedimente erfolgt. Der artesisch gespannte Grundwasser wird durch bindige organogene Ablagerungen im Bereich der westlich des

Walls sowie Beckenablagerungen in Hohlformen östlich des Walls begünstigt (Abb. 10). Glazitektonische Strukturen können auch im Bereich Habernis einen Einfluss gehabt haben (vgl. HAAS 1895), wenngleich STEPHAN (2004) diesen Bereich nicht zu den entsprechend beeinflussten Gebieten Schleswig-Holsteins zählt. Der Standort ist dem von PÄZOLT (1999) beschriebenen in Brandenburg ähnlich. Gemeinsam ist den hier untersuchten Standorten Habernis und Curau, dass eine jahreszeitlich unterschiedliche Quellschüttung beobachtet wurde. So war beispielsweise das Frühjahr 2014 auf den untersuchten Kuppen durch deutlich trockenere Bedingungen gekennzeichnet, als in den Vorjahren. Die Beschaffenheit der Quellwässer ist bei den Hauptinhaltsstoffen an den drei Standorten sehr ähnlich. Es handelt sich um Calcium-Hydrogenkarbonat-Wässer mit geringer Gesamtmineralisation. Einflüsse aus der landwirtschaftlichen Nutzung sind ganz überwiegend als gering zu bewerten (u. a. Nitrat und Ammonium). Da die untersuchten Bereiche alle zumindest teilweise im Einflussbereich von landwirtschaftlich genutzten Flächen liegen, kann daher von aufsteigendem Grundwasser aus mittlerer oder größerer Tiefe ausgegangen werden. Der Anteil flachen Grundwassers dürfte folglich eher klein sein.

In Habernis zeigen die sieben durchgeführten Karbonat-Datierungen (Tab. 1) über eine Gesamt-Teufe von ca. 3,6 m (1,82–5,43 m u. GOK) eine weitgehend konsistente Altersabfolge komplett im Atlantikum / frühes Subboreal (8.065–6.650 cal ¹⁴C a BP), die einen Zeitraum von nur ca. 1.400 Jahren abdeckt. Die an demselben Kern durch durchgeführten pollenanalytischen Datierungen (beprobte wurden die stärker organischen Abschnitte; USINGER 2011) stimmen hiermit gut überein. Nach dieser Beurteilung der Baumpollen-Zusammensetzung in den Torfen beginnt die Sedimentation mit großer Wahrscheinlichkeit im Atlantikum und setzt bereits im Subboreal aus. Eine geringmächtige Hangendschicht mit Pollenspektrum aus dem Subatlantikum ist angedeutet. Trotz der schlechten Pollenerhaltung liegt die Grenze von Atlantikum zu Subboreal demnach wahrscheinlich zwischen 3,60 und 4,70 m. Hiermit scheint die Kalkbildung im Vergleich zu anderen Standorten in Mitteleuropa (LAUMETS, KALM & SOHAR 2010) verhältnismäßig kurz gewesen zu sein. Für eine endgültige Aussage müsste der mögliche Abbau der Kalke vor und nach der ermittelten Bildungsphase eruiert werden.

Die ermittelten Alter in Curau für limnisch-telmatische Sedimente (Tab. 2) zwischen 3 und ca. 5,60 m u. GOK liegen zwischen 6.800 und 1.750 cal ¹⁴C a BP. Damit ist hier eine Sedimentation im Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum über einen Zeitraum von mehr als 5.000 Jahren nachgewiesen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass aufgrund der Auftragung in Curau und damit einhergehender, episodisch geringerer Durchfeuchtung der Torfe mit einer generell stärkeren potentiellen Oxidation der organischen Ablagerungen zu rechnen ist. Die liegenden Quellkalke zeigen ein Alter von 11.220 cal ¹⁴C a BP (Präboreal), die mittleren von 5.785 cal ¹⁴C a BP (Atlantikum), die hangenden von 4.245 cal ¹⁴C a BP (Subboreal). Von LAUMETS, KALM & SOHAR (2010) werden nach einem Vergleich von Literaturangaben die Hauptphasen der Sinterkalk-Bildung mit 9.400–7.400 a BP angegeben. Nach PAZUR et al. (2002) lag die Hauptphase der Bildung während des Klimatischen Optimums ca.

5.000–6.000 Jahre vor Heute. Somit sind Quellkalke in Curau deutlich älter als vergleichbare Standorte Mittel- und Nordeuropas.

Generell deuten die ¹⁴C-Datierungen auf eine autochthone und chronostratigraphische Sedimentation der Kalkablagerungen hin. Die Datierung von Kalken ist problematisch, u. a. aufgrund des Hartwassereffektes, ggf. auch eines Reservoir-Effektes (SRDOC et al. 1980, 1983, HAJDAS 2008, LOWE & WALKER 2015). Unsicherheiten treten zudem durch die Verwendung unterschiedlichen Datierungsmaterials auf. Teilweise bestehen Probleme in der Zuordnung der Sinterkalk-Ablagerungen hinsichtlich ihrer Bildung. Besonders bei lokalen, geringmächtigen Sinterkalken kann nicht ohne großen Untersuchungsaufwand entschieden werden, ob diese chronostratigraphisch in den entsprechenden Bereich gehören oder z.B. durch Zutritt kalkreicher Wässer in Torfkörper entstanden sind. In den holozänen Teilen in Habernis sowie im Wall des Curauer Moores treten Kalke als unregelmäßig im limnisch-telmatischen Sediment verteilte Horizonte auf, bevorzugt in den unteren Bereichen der Sedimente. Es ist folglich keine kontinuierliche Kalksedimentation gegeben, anders als in vielen Seen.

Gegebenenfalls wurden die hydrogeologischen Wegsamkeiten für den artesischen Aufstieg der kalkreichen Grundwässer am Standort Habernis erst artesisch-erosiv während des Holozäns gebildet (Beginn Karbonatsedimentation nach den Datierungen 8.065 cal ¹⁴C a BP), während die Voraussetzungen in Curau bereits durch die glazitektonische Prägung primär vorhanden waren (Beginn Karbonatsedimentation 11.220 cal ¹⁴C a BP). Ein frühes Einsetzen der Quellaktivität, bzw. Karbonatsedimentation (frühes Präboreal) ist jedoch plausibel, da entsprechende hohe Alter auch am Farbeberg nachgewiesen werden konnten (GRUBE & USINGER 2017, MAZUREK et al. 2014).

Die Entkalkung bindiger glaziärer Ablagerungen, d. h. sehr feinkörniger Tills und Beckensedimente im Verlauf einer Warmzeit ist aufgrund der geringen Durchströmung dieser gering durchlässigen Sedimente durch Sicker- und Grundwasser in Nordwestdeutschland meist gering. THIERRE & LAVES (1968) gehen dagegen aufgrund von bodenkundlichen Befunden davon aus, dass kalkarme Geschiebemergel im nordostdeutschen Jungmoränengebiet bereits am Ende des Spätglazials vollständig entkalkt waren. Der in den Untersuchungsgebieten auftretende kalkreiche, bindige weichselzeitliche Geschiebemergel ist nur geringmächtig entkalkt (Dezimeter-Bereich). Die Grundwasserströmung an beiden Standorten dürfte den Teufenbereich bis in mehrere Dekameter Tiefe und darunter umfassen und demnach ein sehr großes Reservoir darstellen. Aufgrund dessen lassen sich die festgestellten Phasen der bevorzugten Kalkausfällungen nicht auf die Auslaugung der umgebenden, sehr flacheren Sedimentvorkommen, bzw. eine entsprechende holozäne Auslaugung zurückführen. Ein Jahresgang der Temperaturen an der Erdoberfläche macht sich jedoch bis in eine Teufe von 25–30 m bemerkbar („Neutrale Zone“ nach DIN 4049, OTTO 1995), daher ist ein Einfluss wechselnder Grundwassertemperaturen an den untersuchten Standorten wahrscheinlich. Auch der Einfluss einer variablen Grundwasserdynamik könnte einen Einfluss haben. Dieses steht im Einklang mit Literaturangaben (vgl. GLASER et al. 1997). Eine regional sich im Lau-

fe der Zeit verändernde Grundwasserneubildung würde so beispielsweise zu einer Verlagerung von Einzugsgebieten führen. Durch die wechselhafte Verbreitung bzw. Durchströmungsdisponibilität kalkhaltiger Sedimente im Untergrund wäre dann ein Einfluss auf die Menge von gelöstem Kalk im Grundwasser und damit einer phasenweise verstärkten Kalkquellbildung gegeben.

Danksagung

Die Arbeiten wurden vom Autor teilweise im Rahmen seiner Tätigkeit beim Geologischen Dienst Schleswig-Holstein (LLUR) durchgeführt. Mein erster Dank geht an PD Dr. Hartmut Usinger (†) für die freundschaftliche Zusammenarbeit über viele Jahre hinweg. Gedankt sei dem Team des Leibnizlabors, besonders den Herren Dr. A. Z. Rakowski, Dr. A. Dreves und Dr. M. Hüls (CAU Kiel), Fr. Prof. Dr. B. Schmalz (TU Darmstadt), Hr. J. Ludwig (Univ. Hamburg), Hr. W.-D. Klitzing (Ahrensböök), dem Prior Leo (Kloster Nütschau), den Anwohnern im Bereich Habernis (Herrn S. Frank, Curau; Frau Dr. M. Stegmann, H.-J. Joost, Frank P. Otzen, A. Asmussen und R. Boysen, Gintoft / Steinbergkirche / Niesgrau), Hr. Dr. W. Schulz (Schwerin), Hr. Dr. A. Brande (TU Berlin), den Zeichnerinnen Fr. M. Schirk, Fr. Chr. Verdieck, dem Bohrmeister und Helfern Hr. W. Mevs, E. Krug, K. Peters, A. Preuß und H.P. Henningsen, sowie Fr. M. Kairies, Hr. V. Hildebrand, Hr. W. Petersen, Hr. J. Beller (alle LLUR), Hr. F. Idler (LUNG Meckl.-Vorp.) für die Hilfe, bzw. Informationen. Frau Fr. K. Krauss (Altenholz), bin ich für die Datenabfrage zu Quellmoor-Kuppen im Biotopkaster verbunden. Durch Hr. H. Mordhorst (IB Mordhorst-Bretschneider, Nortorf) wurde ich erst auf den Quellhügel von Habernis aufmerksam.

Den Herren Dr. K. Kaiser (GFZ, Potsdam) und Dr. J. Elbracht (LBEG, Hannover) sei für das kritisch-konstruktive Review herzlich gedankt.

Literatur

AGSTER, G. (2011): Untersuchungsprogramm zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebots im Raum Lübeck/Bad Segeberg – Abschlussbericht zur Geologie und Hydrogeologie des Untersuchungsraumes. – 166 S., Anhang, 8 Anlagenbände, Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek [unveröff.].

ALAILY, F., BRANDE, A., FACKLAM, M. & RENGER M. (2001): Bodengesellschaften und Genese von Kalktuff im Naturschutzgebiet "Kalktuffgelände am Tegeler Fließ" (Berlin-Blankenfelde). – Sitzungsberichte der Gesellschaft Naturforschender Freunde Berlin (N. F.), 39:113–127, Berlin.

BAKALOWICZ, M. (1990): Géochimie des eaux incrustantes, formation des travertins et neotectonique: l'exemple des Corbieres. – Bull. Centre de Géomorphologie du CNRS, 38, Travaux du Groupe Seine, 5:67–78. Paris.

BALDSCHUHN, R., FRISCH, U. & KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor – Strukturen, Strukturentwicklung, Paläogeographie. – Geologisches Jahrbuch, A153.

BREMER, F. (1996): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1:25 000; 2131 Schönberg. – mit Beiträgen von HANETSCHAK, M., HAUPT, J., LÜCKSTÄDT, M. & MÜLLER, U.; Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern [Hrsg.], Güstrow, 2 Kt., Erl.-Heft + 8 Anl.

BÜLOW, K., VON (1929): Allgemeine Moorgeologie. – Gebr. Borntraeger, 308 S. (Berlin)

CARPENTER, Q. J. (1995): Toward a new definition of calcareous fen for Wisconsin (USA). – Diss, Univ. of Wisconsin – Madison, 295 S.

COUWENBERG, J., DE KLERK, P., ENDTMANN, E., JOOSTEN, H. & MICHAELIS, D. (2001): Hydrogenetische Moortypen in der Zeit – eine Zusammenschau. – In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): Landschaftsökologische Moorkunde: 399–403; Stuttgart (Schweizerbart).

DANN, T. (2003): Die Moore in Mecklenburg-Vorpommern – Eine Übersicht unter besonderer Berücksichtigung der hydrogeologischen Verhältnisse. – Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie, 3:17–26.

DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Subkommission Quartär der Deutschen Stratigraphischen Kommission) (2016): Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. Entwurf, [unveröff.]

DÖRFLER, W., FEESER, I., VAN DEN BOGAARD, C., DREIBRODT, S., ERLENKEUSER, H., KLEINMANN, H., MERKT, J. & WIETHOLD, J. (2012): A high-quality annually laminated sequence from Lake Belau, Northern Germany: Revised chronology and its implications for palynological and tephrochronological studies. – The Holocene, 22:1413–1426.

GLASER, P. H., SIEGEL, D. I., ROMANOWICZ, E. A. & SHEN, Y. P. (1997): Regional linkages between raised bogs and climate, groundwater, and landscape of north-western Minnesota. – J. Ecol., 85:3–16.

GROSCHOPE, P. (1969): Zur Genese und Systematik limnischer Kalksedimente. – Mitt. Int. Ver. Limnol., 17: 219–225.

GROOTJANS, A., BULTE, B., WOLEJKO, L., PAKALNE, M., DULLO, B., ECK, N. & FRITZ, Chr. (2015): Prospects of damaged calcareous spring systems in temperate Europe: Can we restore travertine-marl deposition? – Folia Geobot, 50:1–11.

GRIFF, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – 411 S., Neumünster (Wachholtz).

GRUBE, A. & USINGER, H. (2017): Spring fed raised peat hummocks with tufa deposits at the Farbeberg hills (Schleswig-Holstein, Northwest-Germany): Structure, genesis and paleoclimatic conclusions (Eemian, Holocene). – E&G Quaternary Science Journal, eingereicht.

HAAS, H.-J. (1895): Quellenkunde. – J. J. Weber (Leipzig).

HAJDAS, I. (2008): Radiocarbon dating and its applications in Quaternary studies. – E&G Quaternary Science Journal, 57: 2–24.

HANSEN, M. & MARTIN, P. (2013): Kalktuffquellen – Allgemeine Charakterisierung und Stand der Dinge in Schleswig-Holstein, Deutschland und der Europäischen Union. – Deutsche Gesellschaft für Limnologie (DGL), erweiterte Zusammenfassungen der Jahrestagung 2012 (Koblenz), Hardegsen 2013, 98–102.

HESS VON WICHENDORFF, H. (1904): Erster Bericht über die Aufnahme auf Blatt Kerschken im Jahre 1904. – Jahrbuch für 1904: 827–829.

HESS VON WICHENDORFF, H. (1914): Zur weiteren Kenntnis der Quellmoore in Norddeutschland. – Jahrbuch für 1912: XXXIII. II: 319–341

HESS VON WICHENDORFF, H. & RANGE, P. (1906): Über Quellmoore in Masurien (Ostpreußen). – Jahrbuch für 1906: 95–106

HEYKES, K. (1931): Entstehung von Quellkalken. – In: STOLLER, J., VON BÜLOW, K. & DIENEMANN, W. et. al; Handbuch der vergleichenden Stratigraphie. – Preuss. Geol. Landesanst. [Hrsg.], S. 38–39, Berlin.

HINSCH, W. (1991): Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein 1:200.000. – Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein [Hrsg.], Kiel.

JÄGER, K.-D. (1966): Holozäne Binnenwasserkalke und ihre Aussage für die nacheiszeitliche Klima- und Landschaftsentwicklung im südlichen Mitteleuropa: Grundlagen und Grundzüge einer vergleichenden Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung Thüringens [in 2 Bänden]. – Jena, 1966: Teilband 1: 161 gez. Bl., Teilband 2: gez. Bl. 162–399, Jena, Univ., Diss.

JOHANNSEN, A. (1947): Geologisches Gutachten über die Torf- und Kalkvorkommen im Moor zwischen Curau und Sarkwitz (M.Bl. 2029). – Gutachten Nr. 140, 6 S. + Anhang mit 175 Bohrungen und Karten 1:2500, Landesanstalt für Angewandte Geologie, Kiel [unveröff.].

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.

KEILHACK, K. (1928): Bericht der Moorkommission. – Veröffentlichungen der Zentralstelle für Balneologie, 7: 23–29.

KIRCHNER, A. (1971): Ein Beitrag zur Klassifizierung von Niedermoorsandorten in den drei Nordbezirken der DDR unter für die Melioration bedeutungsvollen hydrologischen Gesichtspunkten. – 110 S., Diss., W.-Pieck-Universität, Rostock.

- KIRCHNER, A. (1975): Zum Auftreten von Druckwasser in Niedermooren. – Arch. Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde, 19: 613–617, Berlin.
- LLUR – LANDESAMT FÜR LANDWIRTSCHAFT, UMWELT UND LÄNDLICHE RÄUME DES LANDES SCHLESWIG-HOLSTEIN (1978–1994): Biotopkartierung Schleswig-Holstein – Ersterfassung; Flintbek [unveröff.].
- LAUMETS, L., KALM, V. & SOHAR, K. (2010): Postglacial period of intensive Tufa precipitation in the region of Scandinavian glaciation. – Abstracts, 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung DEUQUA e. V., Greifswald, S. 47–48.
- LENZ, F. (1924): Quellkreide im Großen Plöner See. – Verh. d. Internat. Vereinig. f. Limnologie, Innsbruck 2: 359–376.
- LOWE, K. J. J. & WALKER, M. J. C. (2015): Quaternary Environments. – 3. Aufl., London u.a. (Routledge).
- MALLIK, R. (2000): Entwicklung einer Mikrobeprobung zur Th/U-Datierung und Anwendung an quartären Travertinen aus dem Thüringer Becken. – Diss., Heidelberg.
- MANIA, D. & ALTERMANN, M. (2005): Geology of the Lower Palaeolithic find horizon of Bilzingsleben (Thuringia) and the anthropogenous aspect. – *Hercynia* N.F. 38: 143–184.
- MARTIN, P. (2004): Hydromorphologische und physikochemische Erhebung von Quellen in verschiedenen Naturräumen Schleswig-Holsteins. – Bericht i. A. des Landesamts für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU). – 6. S. + Anhang [unveröff.].
- MARTIN, P. & BRUNKE, M. (2012): Faunal typology of lowland springs in northern Germany. – *Freshwater Science*, 31(2): 542–562.
- MAZUREK, M., DOBROWOLSKI, R., OSADOWSKI, Z. (2014): Geochemistry of deposits from spring-fed fens in West Pomerania (Poland) and its significance for palaeoenvironmental reconstruction. – *Geomorphologie* 20: 323–341.
- MENDE, R. (1956): Eis – Wasser – Wind. – Eine allgemein verständliche Eiszeitgeologie der Hamburger Gegend. – Hamburg (Christians), 344 S.
- MENKE, B. (1981): Vegetation, Klima und Verwitterung im Eem-Interglazial und Weichsel-Frühglazial Schleswig-Holsteins. – Verhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Hamburg (NF), 24 (2): 123–132.
- MIERWALD, U. (2006): Monitoring der Quellen im Curauer Moor: Ergebnisbericht 2005. – Auftraggeber: Landrat des Kreises Ostholstein – Fachdienst Naturschutz; 32 S., Kiel [unveröff.].
- 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). – *J. Paleolimnol.*, 37: 517–528.
- MOELLER, A. (2002): Quartärgeologische Kartierung im Bereich Habernis – Nordgaardholz (südliche Flensburger Außenförde). – Kiel, Univ., Dipl.-Arb. [unveröff.].
- MOORE, P. D. & BELLAMY, D. J. (1974): Peatlands. – 1. Aufl., London (Elek Science).
- MÜLLER, W. & PASDA, C. (2011): Site formation and faunal remains of the Middle Pleistocene site Bilzingsleben. – *Quartär* 58: 25–49.
- NORMENAUSSCHUSS WASSERWESEN (NAW) IM DIN DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG E.V. (1992): DIN 4049 T1.
- OTTO, R. (1995): Grundwassertemperaturmessungen als Mittel zur Funktionsüberprüfung von Grundwassermeßstellen. – *Fachtechnik Brunnenbau*, 8/95: 23–28.
- PÄZOLT, J. (1999): Genese eines Quellmoorkomplexes im Übertal (Brandenburg) und der anthropogene Einfluß auf die Hydrologie des Moores. – *Telma* 29: 53–64.
- PAULSON, C. (2001): Die Karstmoore in der Kreidelandschaft des Nationalparks Jasmund auf der Insel Rügen. – Greifswalder Geographische Arbeiten, 21: 1–296.
- PAZDUR, A., DOBROWOLSKI, R., DURAKIEWICZ, T., MOHANTI, M., PIOTROWSKA, N. & DAS, S. (2002): Radiocarbon time scale for deposition of Holocene calcareous tufa from Poland and India (Orissa). – *Geochronometria*, 21: 85–96.
- PETERS, G. (1955): Alte und Neue Kalkhütte am Kellersee. – *Blätter für Heimatkunde*, 1 (18): 70–72, Eutin.
- PETERSEN, J. (1892): Über den Wiesenkalk des Farbeberges bei Nindorf. – *Mitteilungen Mineralogisches Institut der Universität Kiel*, 1–4: 104–110.
- RAABE, E. W. (1980): Der Wandel der Pflanzenwelt unserer Kalk-Quellmoore. – *Die Heimat*, 87 (3): 41–49.
- RANGE, P. (1938): Erläuterungen zur Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000, Blatt Kurau. – *Preuß. Geol. Landesanstalt [Hrsg.]*, 49 S., Berlin.
- RANGE, P. & SCHLUNCK, J. (1935): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25 000 – Blatt Bad Oldesloe (2028). – *Preuß. Geol. Landesanstalt [Hrsg.]*, Berlin.
- RICHTER, W. & LILLICH, W. (1975): Abriss der Hydrogeologie. – 281 S., Stuttgart (Schweizerbart)
- SCHUSTER, O. (1926): Postglaziale Quellkalk Schleswig-Holsteins und ihre Molluskenfauna in Beziehung zu den Veränderungen des Klimas und der Gewässer. – *Archiv für Hydrobiologie*, 16: 1–73.
- SRDOC, D., OBELIC, B., HORVATINCIC, N. & SLIEPCEVIC, A. (1980): Radiocarbon dating of calcareous tufa: How reliable results can we expect? – *Radiocarbon*, 22 (3): 858–862.
- SRDOC, D., HORVATINCIC, N., OBELIC, B. & SLIEPCEVIC, A. (1983): Radiocarbon dating of tufa in palaeoclimatic studies. – *Radiocarbon* 25 (2): 421–427.
- STEGMANN, H. (2005): Die Quellmoore im Sernitztal (NO-Brandenburg) – Genese und anthropogene Bodenveränderungen. – *Math.-Nat.-Fak., Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald, Dissertation*: 94 S., Anhang.
- STEPHAN, H.-J. (2004): Karte der Stauchgebiete und Haupt-Gletscherrandlagen in Schleswig-Holstein 1:500.000. – *Meyniana*, 56: 149–154.
- STREHL, E. (2001): Über ein Vorkommen von Quellkalk bei Lütjenburg. – *Jahrbuch für Heimatkunde im Kreis Plön*, 31: 166–168.
- SUCCOW, M. (1988): Landschaftsökologische Moorkunde. – Lizenzausgabe für Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 340 S.
- SUCCOW, M., STEGMANN, H. & KOSKA, I. (2001): Quellmoore. – In: SUCCOW, M. & JOOSTEN, H. (Hrsg.): *Landschaftsökologische Moorkunde*: 353–365; Stuttgart (Schweizerbart).
- THIENEMANN, A. (1922): Hydrobiologische Untersuchungen an Quellen (I–IV). – *Arch. Hydrobiol.*, 14: 151–190.
- THIERE, J. & LAVES, D. (1968): Untersuchungen zur Entstehung der Fahlerden, Braunerden und Stauleye im nordöstlichen Jungmoränengebiet. – *Thaer-Archiv*, 12: 659–677, Berlin.
- TÜXEN, J. (1985a): Moore. – In: HÖFLE, H.-CHR. (1985): *Erläuterungen zu Blatt Nr. 2726 Hanstedt, Geologische Karte 1:25000 von Niedersachsen*, 107 S., Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover [Hrsg.], S. 64–66.
- TÜXEN, J. (1985b): Moore. – In: MEYER, K.-D. (1985): *Erläuterungen zu Blatt Nr. 2626 Stelle, Geologische Karte 1:25000 von Niedersachsen*, 95 S., Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung Hannover [Hrsg.], S. 52–59.
- TÜXEN, J. (1990): Grundzüge einer Geologie der Moore im niedersächsischen Flachland. – In: *Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften (1990): Moor und Torf in Niedersachsen* 5: 84 S.
- USINGER, H. (2011): Pollenanalytische Untersuchung einer Kernfolge aus dem Quellmoor in der Habernisser Niederung, Gem. Steinberg (Schleswig). – 3. S., Kiel [unveröff.].
- WEBER, C. A. (1907): Aufbau und Vegetation der Moore Norddeutschlands. – *Botanisches Jahrbuch für Systematik, Pflanzengeschichte und Pflanzengeographie*, Beiblatt Nr. 90: 19–34; Leipzig.
- WIEDERHOLD, H., AGSTER, G., GABRIEL, G., KIRSCH, R., SCHENCK, P.-F., SCHEER, W. & VOSS, W. (2002): Geophysikalische Erkundung eiszeitlicher Rinnen in Schleswig-Holstein. – *Zeitschrift Angewandte Geologie*, 1/2002: 13–26.

EXPRESS REPORT

Discussing surface crack structures in the Schorfheide region, NE Germany

Maximilian Krambach, Eric Runge, Ole Toelle

Addresses of authors: Maximilian Krambach, Iburger Straße 45, 49082 Osnabrück, maximilian.krambach@posteo.de; Eric Runge, Samostraße 13, 13353 Berlin, eric.runge@fu-berlin.de; Ole Toelle, Samostraße 13, 13353 Berlin, ole.toelle@fu-berlin.de

Keywords: *Geomorphology, northern Brandenburg, digital elevation modelling, airborne LiDAR, Salt Tectonic, Late Glacial, Laacher Tephra*

Introduction

As a region characterized by intense glacial influence during the quaternary glaciations, the north-eastern part of Germany has a long geomorphologic research tradition. However, the chronology of ice-sheet dynamics and the interpretation of its related landforms is still a matter of discussion. The development of modern remote sensing technology provides new insights into, e.g., small scale landforms and enables a reassessment of landscape forming processes. Morphologic indications of local ice-advances southward of the Pomeranian (W_2) ice-marginal position (IMP) during the W_2 -phase are still up to debate (CHROBOK & NITZ 1987). The analysis of a high-resolution LiDAR (light detection and ranging) DEM (digital elevation model) revealed a multitude of east-west striking, curved negative landforms in the Schorfheide region. Situated 7–8 km in the foreland of the W_2 IMP, the landforms' formation was expected to be directly connected to glacial morphodynamics. This study aims to describe the investigated landscape feature and to evaluate several explanatory approaches.

vances southward of the Pomeranian (W_2) ice-marginal position (IMP) during the W_2 -phase are still up to debate (CHROBOK & NITZ 1987). The analysis of a high-resolution LiDAR (light detection and ranging) DEM (digital elevation model) revealed a multitude of east-west striking, curved negative landforms in the Schorfheide region. Situated 7–8 km in the foreland of the W_2 IMP, the landforms' formation was expected to be directly connected to glacial morphodynamics. This study aims to describe the investigated landscape feature and to evaluate several explanatory approaches.

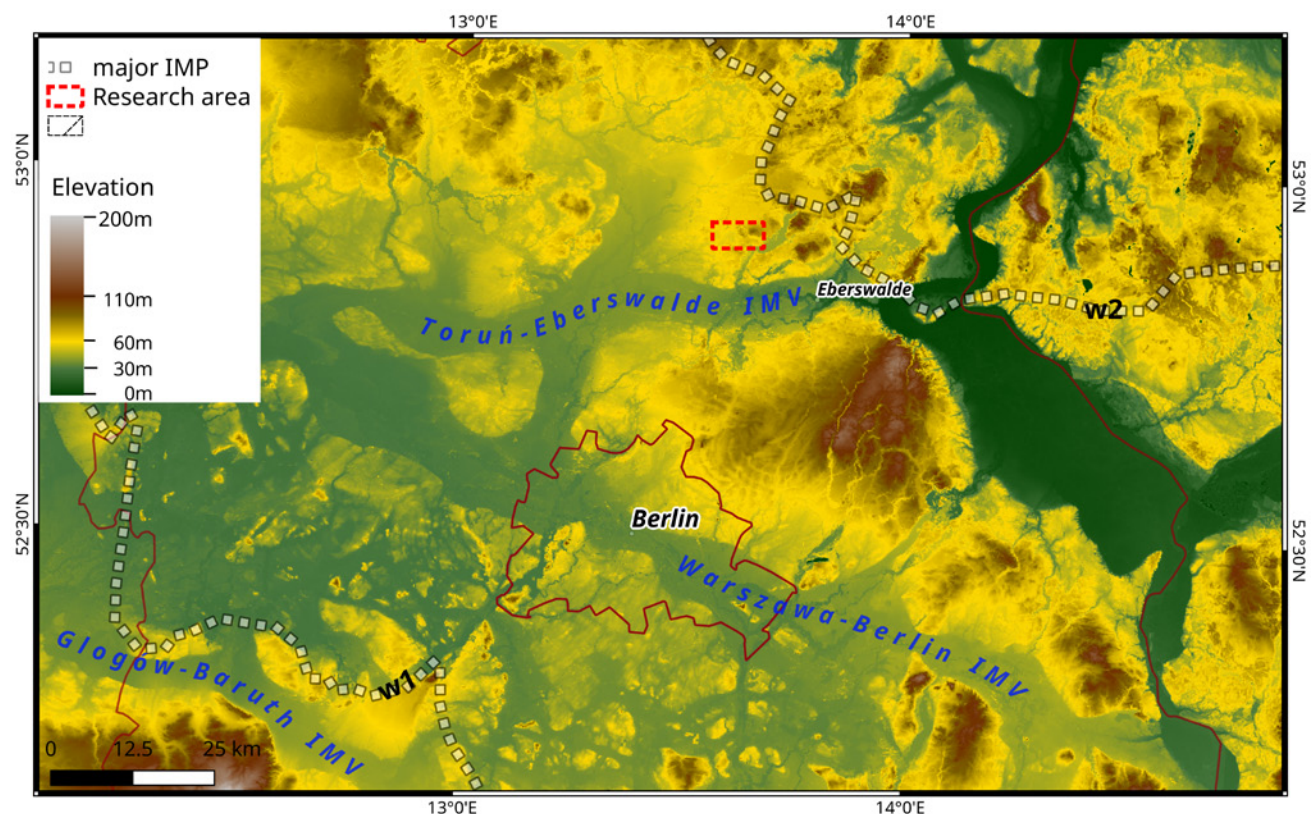


Fig. 1: Overview map of the young morainic landscape around Berlin. Data: SRTM (JARVIS et al. 2008), IMPs and IMVs according to LIEDTKE (1981).

Abb. 1: Übersichtskarte Jungmoränenlandschaft um Berlin. Datengrundlage: SRTM (JARVIS et al. 2008), Eisrandlagen und Urstromtäler nach LIEDTKE (1981).

Setting

Located about 30 km to the north of Berlin, the Schorfheide region represents a part of the north-east German young morainic landscape (see fig. 1). Therefore, it was influenced by multiple glaciations during the Pleistocene, e.g. the Saalian and the Weichselian. During the Brandenburg Phase (W_{1B}) the Scandinavian Ice Shield covered this area, whereas the W_2 ice-advance is not believed to have reached the location (LIEDTKE 1981). Nevertheless, Pomeranian (W_2) sandur sediments cover large parts of the Schorfheide, later prominently reformed by aeolian transport, resulting in dune formation. The main Pomeranian terminal moraines are located to the northeast of the Schorfheide. The Toruń-Eberswalde ice marginal valley (IMV) marks the southern border.

Our area of interest is located at the southeastern margin of the Schorfheide, and is divided into two major landscape units. The west is a more-or-less flat plain of glaciofluvial sands, featured by several oval depressions. The area shows two major lakes, namely Großer Pinnowsee and Kleiner Pinnowsee, as well as several bogs. The eastern part is a more elevated area, separated by a steep slope of up to 20 m, marked by a distinct change in sediments, towards a variety of coarser sands, traces of glacial till and boulders. This eastern part is modified by fluvial processes, which can be separated into two generations. A first system discharging in eastern direction, towards the present-day Werbellinsee, has left broad valleys with banks of up to 15 m level difference. The valley beds, however, are not continuous anymore, but split up and possibly displaced by the landforms in question. A second system, less prominent in elevation, but clearly identifiable due to banks and branching, has a discharge direction to the southwest, to-

wards the Meelake bog. It is dissected and has no continuous longitudinal profile anymore.

Methods and material

Airborne LiDAR data were acquired from the Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg (LGB) with a resolution of 10 m for the research area and 1 m for selected sites. Based on these data, a DEM at 10 m resolution was created. The characterization of the morphostratigraphic setting and the spatial expansion of these landforms was done manually. Contrast enhancement was used to generate a better overview of the study site while clarifying the landform structures. Additional data and interpretations were obtained by analysis of historical maps (e.g. geological survey, BERENDT 1894; Schmettau maps 1767–1787, LGB 2016 & Lithofazieskarten Quartär, CEPEK, HARTWICH & LOHDE 1980, 1982). Furthermore, a first field survey was done.

Results

There are at least 20 elongated, curved negative landforms with a length ranging from 2 km to 5 km and a maximum width of 150 m (see fig. 2). They cut sharply into the surrounding landscape, reaching down 1m to 15 m. Subsequently, the landforms in question will be mentioned as “cracks”, based on their visual appearance. According to geological maps (BERENDT 1891, 1894) and field observations, peat-formation is a prominent factor, especially in lower positions. Therefore, the actual depth remains unknown due to partial secondary infills. There is a tendency of inclination from west to east, however, this tendency only mirrors the general landscape, and is not continuous

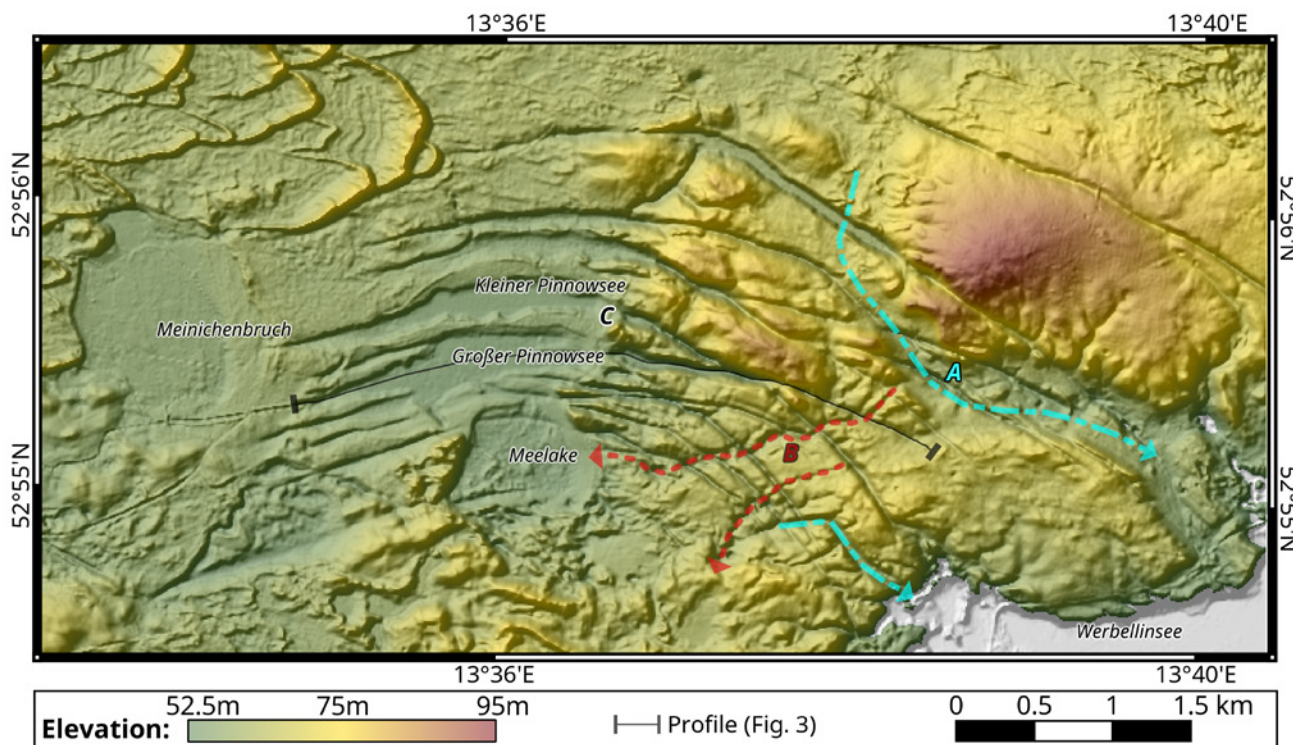


Fig. 2: Research Area (hillshading 20 times exaggerated) with marked fluvial features. Data: LiDAR DEM 10m (LGB).

Abb. 2: Untersuchungsgebiet (20-fach überhöhte Schummerung) mit markierten fluvialen Strukturen. Datengrundlage: LiDAR DEM 10m (LGB).

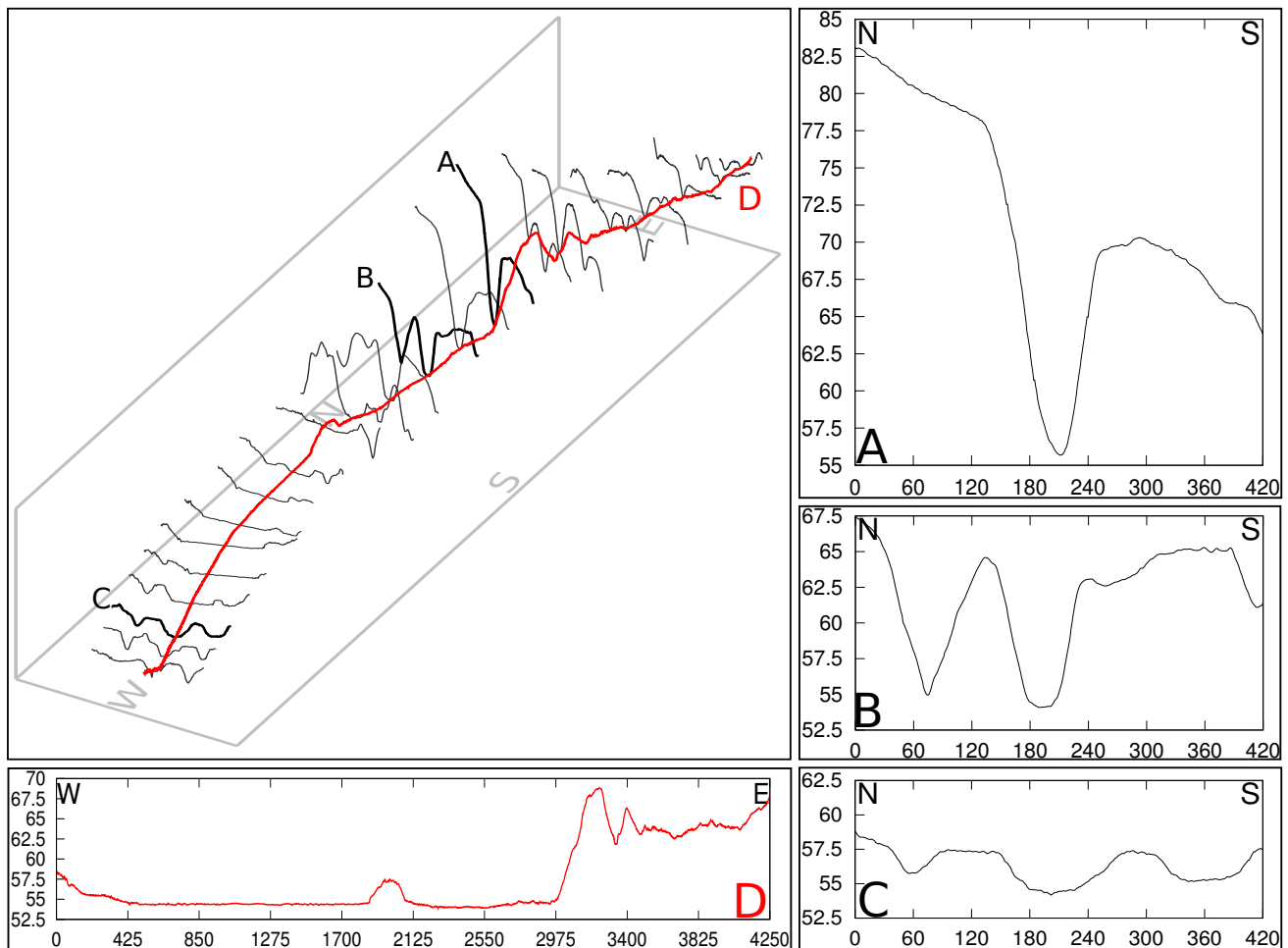


Fig. 3: Profiles of a selected landform at different positions. Red: Longitudinal profile. Position of the landform see Fig. 2.

Abb. 3: Profile einer ausgewählten Form an verschiedenen Stellen. Rot: Längsprofil. Lage der Form, siehe Abb. 2.

(see fig. 3). Reaching their eastern and western ends, the cracks are pointed upwards the slope, without any visible continuation to other landscape features. The transverse profiles show relatively flat bottoms, while the slopes are steep and disturbed by slides.

At least two distinguishable classes of cracks are visible, differing in depth of incision and in orientation related to the identified landscape units. While one half of the landforms show a southeastern orientation, the other half strikes towards east-southeast. In the western part, all landforms are roughly parallel. Due to the differences in the orientations, there are at least seven intersections, cross-cutting into each other, the ESE oriented forms being deeper than the SE oriented ones.

The most prominent commonality of these forms is that they cut into every other geomorphic feature visible in varying incision intensity. From the LiDAR-data it can be seen that even in the Meelake there is up to 1.5 m of level difference, outlining the continuation of such a crack.

Discussion

A first genetic interpretation of the presented landforms was done by BERENDT (1891). He interpreted them as valleys formed by a fluvial discharge from the Werbellinsee to the west, finding a continuation in a tunnel valley west of

Groß Schönebeck. This interpretation represents the state of the art until today. However, there is a gap of about 8 km, a sudden ending of the landforms, and the height profile is not conform with this flow direction, not regionally, and less so locally. Also, the level differences and intersections between the cracks do not support a fluvial regime. LIEDTKE (1956/57) considers the Großer and Kleiner Pinnowsee basins as dead-ice depressions, without discussing the regarded landforms in general. Both lakes are visibly integrated into the landforms, therefore it can be assumed that the lake development is a consequence of the cracks' genesis. Due to the extremely elongated shape of the depressions, an involvement of dead-ice decay seems implausible. Although melting of incorporated ice bodies in proglacial compressed material is conceivable, this approach cannot be supported as the cracks show an oppositional bending to the ice-margin. Regarding their orientation, other deformation processes related to proglacial tensions like glacial forebulge, can widely be excluded. Subglacial abrasion by large basal boulders should also be discarded, as they should still be found around the research site, especially in view of their required size.

Similar shaped landforms are described in southern Brandenburg by KUPETZ, KUPETZ & RASCHER (2004), known as the Muskauer Faltenbogen. Here, the formation is due to compression of proglacial material, including Tertiary lig-

nite beds. Once exposed to Oxygen, weathering triggers a decrease in volume of these layers and subsequently to a deepening of surface. As no presence of near surface Tertiary material in our research area is mentioned in literature (CEPEK, HARTWICH & LOHDE 1980, 1982), this approach can widely be excluded.

To set up a chronology of the formation, the work of TIMMERMANN (1992) in the Meelake resulted in an important age mark. About 90 sites were drilled down to the mineral base of the bog in two south-north and one west-east transects. The N-S cross section clearly shows two of these negative landforms at the bottom of the Meelake, which later became visible on surface due to volume loss of the peats. Additionally, in about a third of the cores, Laacher See Tephra (12.9 ka BP) was found covering a layer of limnetic sediments (TIMMERMANN 1992). Thus, it can be presumed that the landforms already existed at 12.9 ka and were filled by water, if the Laacher See Tephra findings can be confirmed. Regarding the location of the site in the foreland of the W_2 IMP, we assume, that the cracks are younger than the decay of the W_{1B} glacier, and even younger as the W_2 IMP (~20 ka; LÜTHGENS, BÖSE & PREUSSER 2011), as they cut into an outwash plain of Pomeranian (W_2) glaciofluvial deposits. This places the time frame of the formation into the late glacial, between 20 ka and 12,9 ka, excluding a Holocene genesis.

Beside glacial or fluvial landscape forming processes, it should be taken into consideration that the North German Basin (NGB) is a region, which is influenced by neotectonic activity. Prominent factors are crustal movements in consequence of post-glacial isostatic rebound, as well as the formation of salinar structures, due to uplift of the Permian Zechstein rock (STACKEBRANDT 2005). A seismic survey of the surrounding region of Groß Schoenebeck, is given by OLLINGER et al. (2010). It clearly shows a bulge of Permian deposits broadly underneath our research area, lifting-up the covering layers and reaching the Cenozoic base (OLLINGER et al. 2010: Fig. 1). Though the influence on Quaternary sediments is not visible, a dependence between the salt tectonic activity and the current geomorphologic setting is plausible.

Preliminary Chronology

Here we present a first, preliminary chronology for the landscape elements of the study site:

The Scandinavian Ice Shield covered the area during the Brandenburg (W_1) phase. No explicit tills of this phase have been identified, but especially the eastern part of the study site is rich in reworked, unsorted material and boulders. Direct traces of glacial covering are two, possibly three large kettle holes, which are regarded as relicts of former dead ice blocks that have been preserved after the main glacier decay (Meelake, Meinichenbruch).

Following the decay of the W_1 ice sheet, glaciofluvial activities played a major role in landscape development. Westwards, the surface is almost bereft of tills and boulders, showing only glaciofluvial sediments and, locally, peats. Assuming a prior ice cover of the entire area during the Brandenburg phase, and considering the elevated eastern area, we assume that the deposited tills in the west have

been washed out rather than covered. There is, however, no indication of a south- or southwest bound glaciofluvial system to be found. Here a development connected to the genetically hardly researched area of the Schorfheide itself can be considered.

The eastern part has clear fluvial traces, which are highlighted in Fig. 2. A first discharge (A) formed a broad valley with up to 500 m width and steep banks of more than 10 m, originating at an unknown location north of the research area and flowing towards the Werbellinsee with supposed lake-level of about 55 m (12 m higher than today).

A second fluvial system (B) flowing to the west is far less extensive, but clearly distinguishable by its branching, meandering and the incision into the plateau. This system ends in kettle holes. This may point to a relative dating opportunity, as the existence of the kettle holes is determined by the meltdown of dead ice blocks.

The presented landforms cut through either fluvial systems and thus are of a younger age. Additionally, the beds of the large river valley (A) are inclined in various directions, and the height profile of the fluvial system (B) is not continuous anymore. Thus, a postfluvial dissection of the area can be presumed. A detailed mapping of those dissections may help to determine their nature. The post-feature development is not connected to any major fluvial activity anymore. The landforms themselves show a variety of slides, infills, peat development and groundwater-sustained lakes. As the groundwater table of the area is highly variable, highly visible paleoshorelines have developed (C), but without connection to the features in question. Also, the occurrence of Laacher See tephra in peats inside the forms may place the form development before the Holocene.

Perspectives

Due to the research sites' diverse sedimentation dynamics, new detailed mapping of sediments could help update and reinterpret the 19th century geological survey.

Further dating of these forms may help to determine proglacial and periglacial dynamics. There is currently no known sediment that could be ascribed as being deposited during the formation of the curvilinear forms. Thus, dating will first focus on the center of these forms, where peat layers of up to several meters are to be expected. Another possible dating approach could include the search for paleosoils in non-peaty areas, such as the Finowboden, a paleosol ascribed to the Allerød in this region. Radiocarbon dating of basal peat layers inside the forms may give another age marker.

For further genetic interpretation, a correlation of the two slopes of such a form will be attempted. If tectonic influences are assumed, possibly even a tilting of sediments can be expected. Both approaches have their difficulties due to the chaotic patterns of the sediments and sedimentation processes.

Attention will be given to other similar landforms in the region, such as Kuhzer See near Boitzenburg, about 30km further northwards. A detailed survey of other Late Pleistocene regions, with a LiDAR DEM of at least 10m resolution or better, could help understand if the forms can be

correlated with salinar features, other subsurface conditions, or with glacial dynamics.

Acknowledgements

We would like to greatly thank Prof. Dr. Margot Böse and Jacob Hardt, M.Sc. for their professional supervision and valuable advises.

Literature

- BERENDT, G. (1891): Groß Schönebeck, Gradabteilung 45, Nr. 2. – Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. 1:25.000.
- BERENDT, G. (1894): Blatt Gross-Schönebeck, Gradabteilung 45, Nr. 2 (3047). – Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten; Berlin.
- CEPEK, A. G., HARTWICH, R. & LOHDE, H. (1980): Lithofazieskarten Quartär – Blatt Zehdenik (1867). 1:50.000.
- CEPEK, A. G., HARTWICH, R. & LOHDE, H. (1982): Lithofazieskarten Quartär – Blatt Eberswalde (1868). 1:50.000.
- CHROBOK, S. & NITZ, B. (1987): Die Entwicklung des Gewässernetzes der Oberen Finow vom Blankenberg-Interstadial bis heute. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 36 (2–3): 20–25.
- JARVIS, A., REUTER, H. I., NELSON, A. & GUEVARA, E. (2008): Hole-filled Seamless SRTM Data V4. – International Centre for Tropical Agriculture (CIAT), (available from <http://srtm.csi.cgiar.org/>)
- KUPETZ, A., KUPETZ, M. & RASCHER, J. (2004): Der Muskauer Faltenbogen: ein geologisches Phänomen. Grundlage einer 130jährigen standortgebundenen Wirtschaftsentwicklung. – Geopark in Brandenburg, Sachsen und der Wojewodschaft Lebus Land. – 35 S.; Freiberg (GGW, Arbeitskreis Geoparke).
- LGB (LANDESVERMESSUNG UND GEOBASISINFORMATION BRANDENBURG) (2016): Brandenburgviewer. – <http://bb-viewer.geobasis-bb.de/> (10.09.2016)
- LIEDTKE, H. (1956): Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität Berlin, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 6: 3–49.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forschung zur deutschen Landeskunde, 204–307; Trier (Zentralausschuss für deutsche Landeskunde).
- LÜTHGENS, C., BÖSE, M. & PREUSSER, F. (2011): Age of the Pomeranian ice marginal position in north-eastern Germany determined by Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of glaciofluvial sediments. – Boreas, 40: 598–615.
- OLLINGER, D., BAUJARD, C., KOHL, T. & MOECK, I. (2010): Distribution of thermal conductivities in the Groß Schönebeck (Germany) test site based on 3D inversion of deep borehole data. – Geothermics, 39: 46–58.
- STACKEBRANDT, W. (2005): Neotektonische Aktivitätsgebiete in Brandenburg (Norddeutschland). – Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge, 12, 1/2: 165–172.
- TIMMERMANN, T. (1992): Vegetationskundliche und stratigraphische Untersuchungen in der Meelake (Nordostbrandenburg). – Diplomarbeit am Fachbereich Biologie, Freie Universität Berlin (unpublished).

THESIS ABSTRACT

Constraining the timing of deglaciation of the High Alps and rates of subglacial erosion with cosmogenic nuclides

Christian Wirsig

E-Mail: wirsig@phys.ethz.ch**University:** Laboratory of Ion Beam Physics, ETH Zürich, Switzerland**Supervisors:** Susan Ivy-Ochs, Hans-Arno Synal, Christian Schlüchter, Naki Akçar, Urs H. Fischer, Sean Willett**Dissertation online:** <http://e-collection.library.ethz.ch/view/eth:48357>

We use *in situ* produced cosmogenic nuclides to study two central aspects of the impact of glaciers on the evolution of U-shaped troughs, cirques and overdeepenings in the Alps. One is the aspect of available time – how long did large glacier systems occupy the Alps in the past? The other is the pace – how fast do glaciers erode their beds?

We report chronological constraints on the onset of deglaciation in three different study areas in the High Alps; Mont Blanc in the Western Alps, Haslital in the Central Alps and Zillertal in the Eastern Alps (WIRSIG et al. 2016b). In

each study area we mapped glacial erosional marks (striae, crescentic gouges) and trimlines for a local reconstruction of the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface and flow patterns. We select spots close to the trimline on exposed ridges of truncated spurs as preferred targets for dating the onset of ice surface lowering. Furthermore, we constrain the ice surface and terminal positions of local Lateglacial glacier extents by an analysis of mapping results and numerical glacier models. In the Oberhasli region (Fig. 1) we observe the first sign of ice surface lowering of the Aare Glacier at

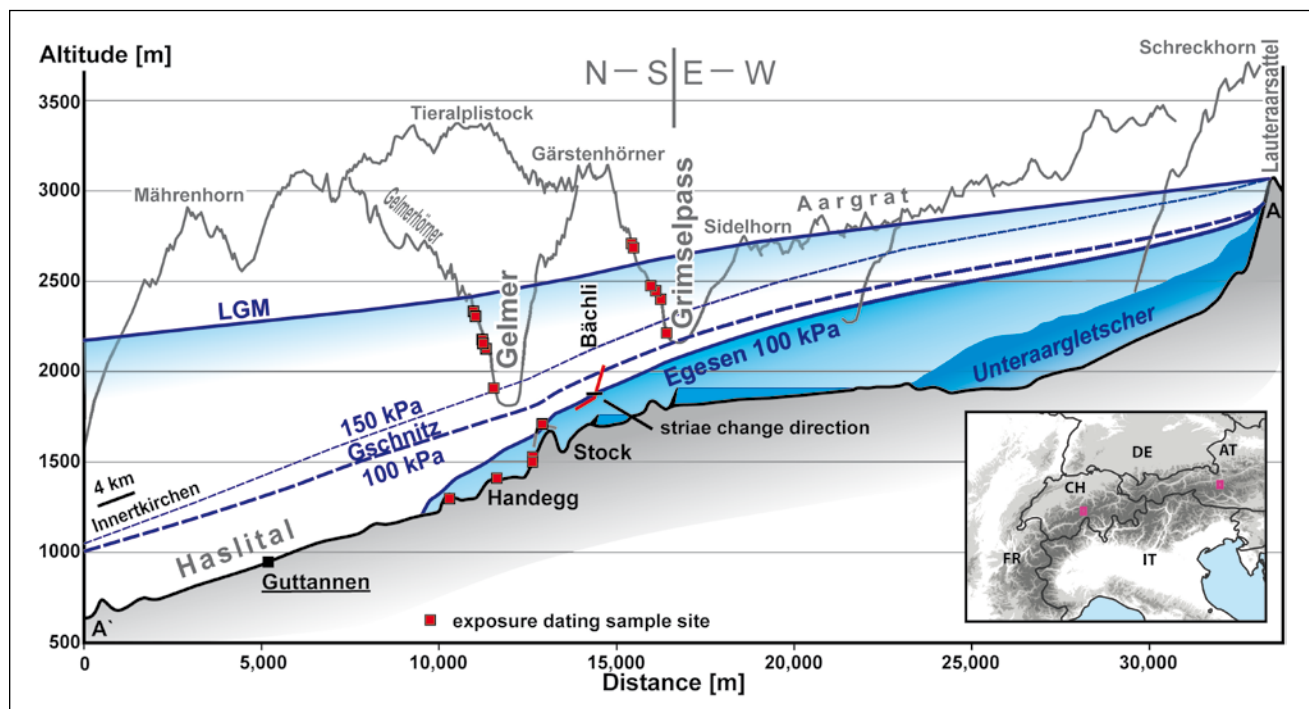


Fig. 1: Longitudinal profile from Unteraargletscher to Guttannen showing reconstructions of LGM, Gschnitz and Egesen ice surfaces (WIRSIG et al. 2016c) based on ice-flow direction indicators and surface exposure ages. Two shear stress values, 100 kPa and 150 kPa, were used to model the Gschnitz scenarios. The Egesen ice surface (100 kPa) is constrained to be just slightly higher than Stock and lower than the directional change of striae at Bächli (red line). Inset map shows location of Haslital (left) and Goldbergkees (right) study sites. Figure modified from WIRSIG et al. 2016c.

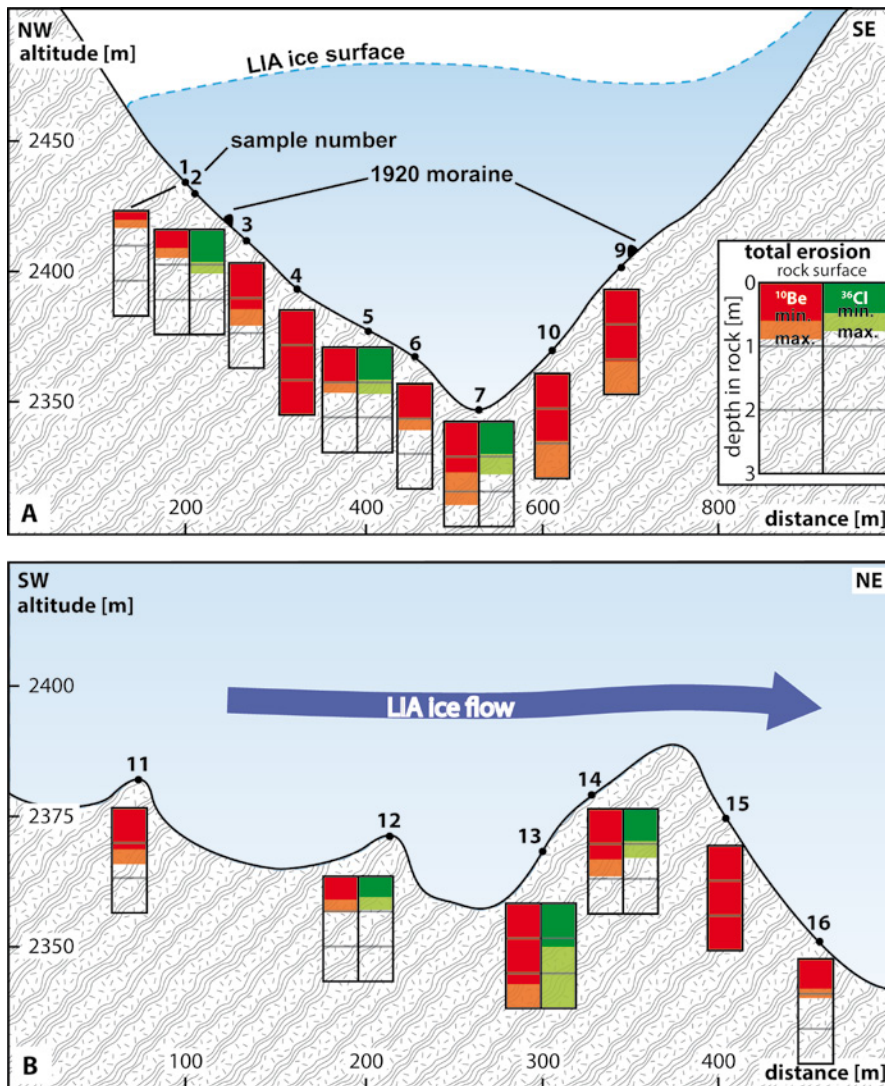


Fig. 2: Erosion depths into bedrock along A) transverse and B) longitudinal valley profiles at Goldbergkees (Austria) calculated with measured nuclide concentrations and known time of post-Little Ice Age exposure of < 100 yr (WIRSIG et al. in press). Erosion is deepest part way up the valley sides (Gold4,9,10) and at the stoss (Gold13) and lee (Gold15) sides of the bedrock riegel. The boxes showing the erosion depths are not to scale. Note that the scale changes from A to B but vertical exaggeration (~ 5x) stays the same. Figure modified from WIRSIG et al. in press.

23.0 ± 0.8 ka (WIRSIG et al. 2016c). Published chronologies in the Alpine forelands suggest a similar date for the end of the first LGM advance phase of the piedmont lobes. An only slightly lower ice surface of the Aare Glacier was thereafter attained then abandoned at 17.7 ± 0.8 ka. We further determine identical ages for the onset of ice surface lowering of 18.5 ± 1.1 ka in the Val Ferret on the southern side of the Mont Blanc massif (Western Alps) and of 18.4 ± 1.4 ka in Zillertal in the Eastern Alps (WIRSIG et al. 2016b). The ages suggest synchronous decay of the LGM glaciers in the accumulation zones of the Western, Central and Eastern Alps.

To quantify the fundamental process of subglacial erosion we present an approach of erosion rate and burial time determination based on comparison of apparent exposure ages derived from same-sample analysis of ^{10}Be , ^{14}C and ^{36}Cl (WIRSIG et al. 2016a). Due to the more complex production systematics, the production rate profile beneath the rock surface of ^{36}Cl has a different shape than the ones of ^{10}Be and ^{14}C . Erosion therefore results in systematically too old apparent ^{36}Cl ages compared to ^{10}Be and ^{14}C . In addition, because of the short ^{14}C half-life, decay during burial causes too young apparent ^{14}C ages compared to ^{10}Be and ^{36}Cl . At Goldbergkees (Eastern Alps), we apply this approach using ^{10}Be and ^{36}Cl to quantify subglacial abrasion rates in the recently ice-free (< 100 years) glacier forefield. Both nuclides

show that several of the analyzed surfaces were eroded by > 300 cm during the late Holocene (WIRSIG et al. in press). Calculated subglacial abrasion rates are > 5 mm / a. The deeply eroded surfaces are from sites more than 1 km upvalley of the LIA glacier terminus. On the other hand, several sites were hardly eroded at all as shown by the presence of inherited nuclides. We observe severe erosion along the lower valley flanks and both up- and downvalley of a cross-valley bedrock riegel (Fig. 2).

References

- WIRSIG, C., IVY-OCHS, S., AKÇAR, N., LUPKER, M., HIPPE, K., WACKER, L., VOCKENHUBER, C. & SCHLÜCHTER, C. (2016a): Combined cosmogenic ^{10}Be , in situ ^{14}C and ^{36}Cl concentrations in proglacial bedrock constrain Holocene history and erosion depth of Grueben glacier, Switzerland. – *Swiss Journal of Geosciences*. DOI: 10.1007/s00015-016-0227-2
- WIRSIG, C., IVY-OCHS, S., REITNER, J.M., CHRISTL, M., VOCKENHUBER, C., BICHLER, M. & REINDL, M. (?): Subglacial abrasion rates at Goldbergkees, Hohe Tauern, Austria, determined from cosmogenic ^{10}Be and ^{36}Cl concentrations. – *Earth Surface Processes and Landforms* (in press).
- WIRSIG, C., ZASADNI, J., CHRISTL, M., AKÇAR, N. & IVY-OCHS, S. (2016b): Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. – *Quaternary Science Reviews* 143, 37–50. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.001>
- WIRSIG, C., ZASADNI, J., IVY-OCHS, S., CHRISTL, M., KOBER, F. & SCHLÜCHTER, C. (2016c): A deglaciation model of the Oberhasli, Switzerland. – *Journal of Quaternary Science* 31, 46–59. DOI: 10.1002/jqs.2831

THESIS ABSTRACT

Spatially and temporally variable catchment-wide denudation rates – clues from the Alps

Reto Grischott

E-Mail: reto.grischott@phys.ethz.ch
University: Laboratory for Ion Beam Physics, ETH Zürich, Switzerland
Supervisors: Florian Kober, Sean D. Willett, Susan Ivy-Ochs, Rainer Wieler, Matthias Hinderer

Dissertation online: <http://e-collection.library.ethz.ch/view/eth:49001> (abstract only). Fulltext will be available in May 2017.

Catchment-wide denudation rates (CWDR) can be obtained by measuring in-situ produced terrestrial cosmogenic nuclides in alluvial sediments (GRANGER et al. 1996). For alpine catchments, such “modern” samples commonly provide a mean estimate of denudation over the last two millennia, but their sensitivity to recording climatic fluctuations on the Holocene time-scale is limited. In order to overcome these temporal limitations of modern CWDRs, paleo-CWDRs were derived from sediment cores collected in valley fills. The main goal of the thesis was therefore to establish ^{10}Be records of paleo-CWDRs in alpine settings, in order to determine controls on denudation over the Holocene and the latest Pleistocene. Additionally, for one setting it was aimed to independently validate the cosmogenic paleo-CWDRs by a sediment budget approach.

A major part of the thesis was dedicated to the first goal of establishing ^{10}Be records of paleo-CWDRs in the European Alps. The approach entailed selecting two alpine catchments with different altitude ranges, in order to compare and test them for climatic impacts on denudation. The lower altitudinal range (1200–2400 m) is represented by the Seebach catchment in the eastern Austrian Alps (GRISCHOTT et al., submitted). The geomorphological analysis indicates that that sediment released from the upper hillslopes above ~2400 m are geomorphologically disconnected to the trunk stream for the Holocene. Repeated sediment samples from the active stream during three years were analysed to obtain estimates about modern CWDRs. Paleo-CWDRs were obtained from ^{10}Be measurements derived from a previously drilled 160 m-long lake sediment core, which contains the Late Glacial to present signal. The combined record of paleo and modern CWDRs show three different stages of denudation. The Late Glacial to the Early Holocene period is characterized by a decreasing trend of anomalously high CWDRs of ~7 mm/yr towards typical alpine rates of ~0.6 mm/yr, which can be explained by the incorporation of low-dosed, glacial sediments found in the sediment core (Fig. 1A). The temporal trend of our ^{10}Be data

indicate paraglacial sediment fluxes for the Seebach Valley from at least ~15 to ~7 kyr BP which show a similar pattern like the paraglacial cycle postulated by CHURCH & RYDER (1972). Holocene CWDRs for the last 7 kyrs correlate with the frequency of extreme precipitation events and anti-correlate with mean annual temperature. Minimal CWDRs of ~0.4 mm/yr were found during the Middle Holocene, and are best explained by weaker hillslope erosion induced by rare extreme precipitation events, dense vegetation cover and thus stabilized soils on the hillslope (Fig. 1B). In the Late Holocene, CWDRs quickly raised again and then remained at a constant rate of 0.65–0.85 mm/yr, due to increased hillslope erosion likely caused by frequent extreme precipitation events and lower timberlines and vegetation cover (Fig. 1C).

The second study area is the Fedoz catchment in the eastern Swiss Alps, which represents the higher altitudinal range (2000–3000 m). Samples from three alluvial sediment cores integrating over the last 6 kyr, and a three-year time series of samples from the active stream were analysed for ^{10}Be (GRISCHOTT et al. 2016). Derived paleo-CWDRs show a surprisingly constant temporal trend of 0.7 mm/yr for the last 6 kyr. We propose that the elongated alluvial floodplain in the Fedoz Valley may act as an efficient sediment buffer on the Holocene time-scales (Fig. 2). Sediments from glacial and hillslope erosion containing low and high ^{10}Be concentrations, respectively, are mixed and their variability in ^{10}Be is dampened during transport. Therefore, variations in the ^{10}Be signal that may be produced by Holocene climate fluctuations are only poorly transferred to the outlet and are, thus, not recorded in the ^{10}Be record of the studied sediment archive. Despite this loss of signal variability, it is proposed that the buffered ^{10}Be signal still could be meaningfully interpreted as a robust, longer-term denudation rate.

The data from the Fedoz catchment have additionally been used to independently validate the cosmogenic denudation rates by a sediment budget approach (EINSELE & HINDERER 1998). Geophysical measures of the subaquatic and

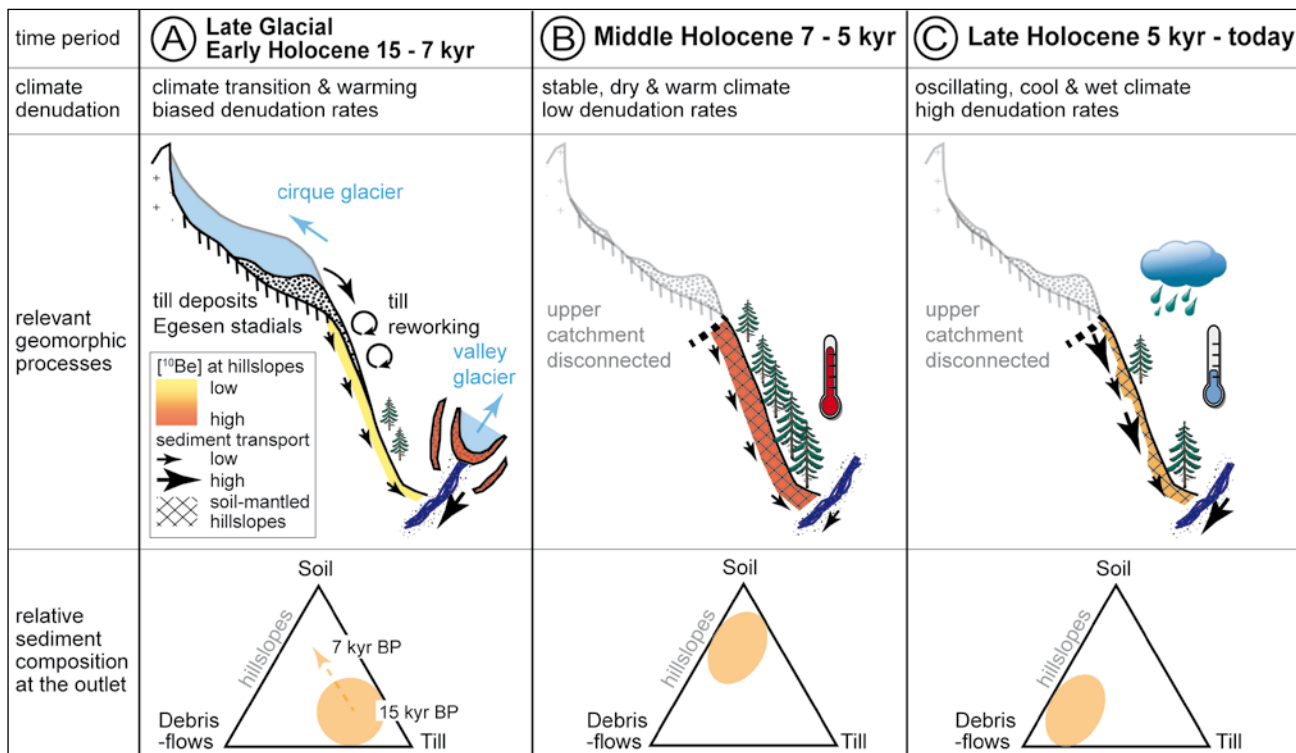


Fig. 1: Schematic, temporal evolution of the ^{10}Be hillslope profile, hillslope cover and interpreted sediment fluxes for the Holocene. During the Late Pleistocene and Early Holocene (A), reworking of the glacial sediments and zeroed hillslopes due to glacial erosion leads to low ^{10}Be concentrations of exported sediments. The Mid-Holocene (B) is characterized by rare flood events and warm temperatures leading to the development of soil and vegetation cover and related stabilization of hillslopes. Later, increase of the flood frequency and colder temperatures during the Late Holocene (C) leads to higher hillslope erosion and sediment flux.

subaerial delta slope were used to define the sediment volumes (Fig. 2). The sediment cores from both parts were taken to validate the data as ground truth and integrate them in a chronostratigraphical framework. However, due to several technical limitations of the geophysical techniques and a lack of sediment cores with reliable age depth models, the uncertainty of the derived sediment budget is significant. Mean denudation rates based on the sediment budget model are a magnitude lower during the Middle Holocene compared with the cosmogenic CWDRs. This offset might result

from sediment storage caused by a strongly reduced transport capacity of the Fedoz River, likely due to a decreased occurrence of flood events. During the Late Holocene, CWDRs calculated from the sediment budget are half of the cosmogenic nuclide derived, which may imply that less storage in the catchment occurred. Frequent flood events might have increased the fluvial transport capacity and provided a stronger connection between the river and hillslopes.

Altogether, this work shows that great progress was made in isolating climate control on denudation over a

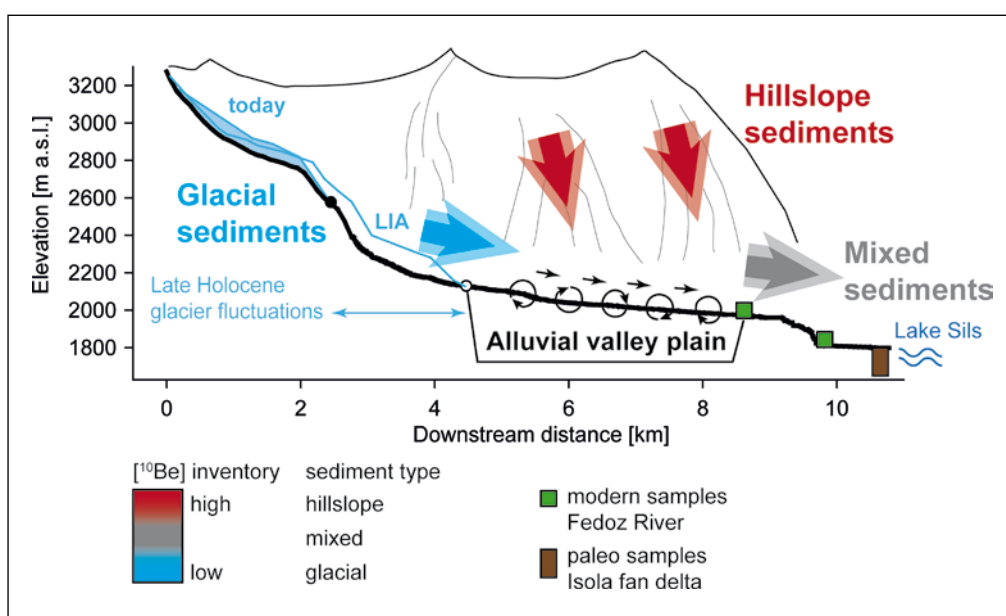


Fig. 2: Schematic sketch of contributing sediment sources and their assumed ^{10}Be signature in the Fedoz catchment shown along with the channel length profile of the Fedoz River, the locations of the ^{10}Be samples and sediment cores. The alluvial flood plain is suggested to act as an important sediment buffer and mixing system (indicated by the retrograde arrows). The sediment budget is estimated based on sediment volumes of the delta plain and slope. (Figure modified from GRISCHOTT et al. 2016)

10^3 – 10^4 year timescale by the extended analysis of ^{10}Be in sediment archives of various catchments. Furthermore, it has been proven once more that ^{10}Be can serve as an ideal sediment tracer even for settings or time periods where this proxy is not representative for hillslope erosion.

References

- CHURCH, M., RYDER, J.M. (1972): Paraglacial sedimentation – A consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. – *Geological Society of America Bulletin* 83, 3059–&.
- EINSELE, G., HINDERER, M. (1998): Quantifying denudation and sediment-accumulation systems (open and closed lakes): basic concepts and first results. – *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 140, 7–21.
- GRANGER, D.E., KIRCHNER, J.W. & FINKEL, R. (1996): Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. – *Journal of Geology* 104, 249–257.
- GRISCHOTT, R., KOBER, F., LUPKER, M., HIPPE, K., IVY-OCHS, S., HAJDAS, I., SALCHER, B. & CHRISTL, M. (2016): Constant denudation rates in a high alpine catchment for the last 6 kyrs. – *Earth Surf Processes*, 10.1002/esp.4070
- GRISCHOTT, R., KOBER, F., LUPKER, M., REITNER, J.M., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I., CHRISTL, M. & WILLETT, S.D. (submitted): Millennial scale variability of denudation rates for the last 15 kyrs inferred from the detrital ^{10}Be record of lake Stappitz in the Hohe Tauern massif, Austrian Alps. – *The Holocene*.

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. 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. 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 Rechtschreibform 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

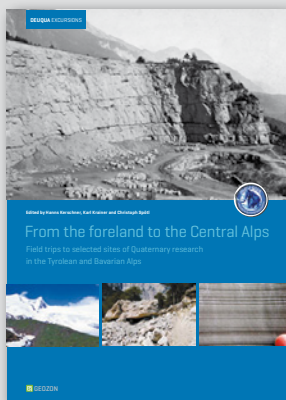
Express Reports sind kurze, schnell veröffentlichte Texte zu innovativen Aspekten der Quartärforschung. Sie sind keine vollständigen Artikel und benötigen daher weder eine Zusammenfassung noch einen umfangreichen Überblick über den Forschungsstand. Es genügt eine kurze und prägnante Hinführung auf das 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.

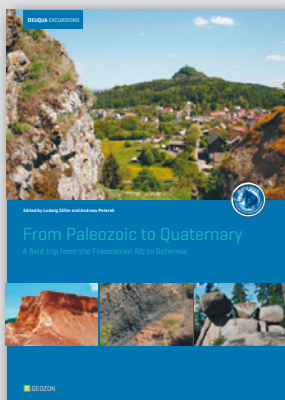
DEUQUA EXKURSIONSFÜHRER



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

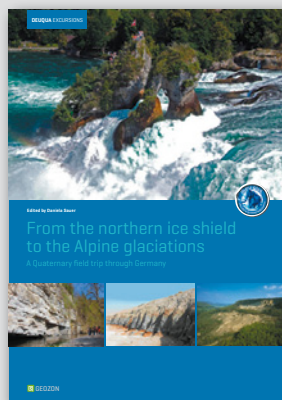
160 Seiten, A4, 34,- Euro



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

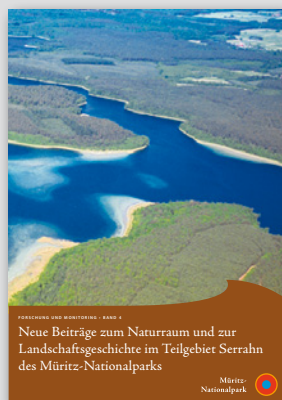
78 Seiten, A4, 22,- Euro



Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz

ISBN 978-3-941971-00-4

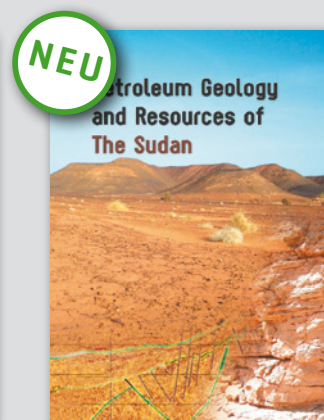
94 Seiten, A4, 29,- Euro



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
Pettenkoferstr. 16-18
D-10247 Berlin
Germany

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

Tiny Samples - Big Results

Sub-100 μg carbon upon consultation

Free measurements when you submit samples for Carbon-14 dating:

- ✓ d13C (IRMS) - all sample types
- ✓ d15N - non-cremated bone
- ✓ d18O - carbonate
- ✓ d18O and dD - water

Stable isotope analyses also available without ^{14}C dating

Radiocarbon Dating
Consistent Accuracy, Delivered on Time



Beta Analytic
www.radiocarbon.com

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

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,- €
Vol. 65 No 1	Hötting Breccia Auct./Austria, Talbildung Lütjensee/Stormarn, Glowe-Paläosee/Insel Rügen	27,- €
Vol. 65 No 2	Moränen versus Till, Lienz Area/Austria, Northern Calcareous Alps, Habernis und Curau	27,- €

Subscription / Abonnement

Title: E&G – Quaternary Science Journal

Print-ISSN: 0424-7116

Issues per volume: 2

Prices [EUR] print per volume

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

Wholesalers, booksellers: 32,80 €

VAT is not included.

Postage [EUR] per volume

within Germany: 2,50 €

World (Surface): 6,80 €

World (Airmail): 7,70 €

Special offer

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

Order address

Geozon Science Media

Pettenkoferstr. 16-18

10247 Berlin, Germany

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

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

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

web: www.geozon.net

Contents

- DOI 10.3285/eg.65.2.01
- 95 **Moränen versus Till: Empfehlungen für die Beschreibung, Interpretation und Klassifikation glazialer Landformen und Sedimente**
Sven Lukas, Henrik Rother
- DOI 10.3285/eg.65.2.02
- 113 **Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria)**
Jürgen M. Reitner, Susan Ivy-Ochs, Ruth Drescher-Schneider, Irka Hajdas, Manfred Linner
- DOI 10.3285/eg.65.2.03
- 145 **First ^{36}Cl exposure ages from a moraine in the Northern Calcareous Alps**
Andrew P. Moran, Susan Ivy-Ochs, Christof Vockenhuber, Hanns Kerschner
- DOI 10.3285/eg.65.2.04
- 156 **Zur Bildung von Quellmoor-Kuppen mit Quellkalk-Bildungen bei Habernis und Curau (nördliches und mittleres Schleswig-Holstein)**
Alf Grube, Hartmut Usinger
- DOI 10.3285/eg.65.2.er1
- er 1 **EXPRESS REPORT Discussing surface crack structures in the Schorfheide region, NE Germany**
Maximilian Krumbach, Eric Runge, Ole Toelle
- DOI 10.3285/eg.65.2.th1
- th 1 **THESIS ABSTRACT Constraining the timing of deglaciation of the High Alps and rates of subglacial erosion with cosmogenic nuclides**
Christian Wirsig
- DOI 10.3285/eg.65.2.th2
- th 2 **THESIS ABSTRACT Spatially and temporally variable catchment-wide denudation rates – clues from the Alps**
Reto Grischott