

# Die Neuinterpretation der Stappitzer See-Bohrungen im Kontext der Klimageschichte und Landschaftsentwicklung

Von Ruth DRESCHER-SCHNEIDER & Jürgen M. REITNER

## Zusammenfassung

FRITZ & UCİK veröffentlichten 2001 eine ausführliche Arbeit zur Klima- und Vegetationsgeschichte des Seebachtales bei Mallnitz (Kärnten). Ihre Interpretation der Seesedimente widerspricht in mehreren Punkten der für die Ostalpen gängigen Meinung. Die Möglichkeit einer Neubearbeitung der Bohrkerne Stappitzer See 1 und 5 ergab sich im Zusammenhang mit einem Forschungsprojekt der ETH Zürich zur Frage der Erosion im Seebachtal (GRISCHOTT et al. 2017, 2018). Unter Berücksichtigung der Paläo-Vergletscherung des Tales, ergänzender Pollenanalysen und Sedimentologie sowie neuer Kenntnisse über den Auernig-Bergsturz (REITNER et al. 2018) kommt die Neuinterpretation der Bohrkerne zu folgendem Schluss: Die Sedimente unterhalb 118 m Tiefe wurden durch den Seebachgletscher im Gschnitz-Stadial abgelagert, der im Bereich des heutigen Sees in einen proglazialen Rückstausee des Auernig-Bergsturzes vorstieß. Das dabei abgelagerte Material stammt u. a. aus erodierten und aufgearbeiteten Böden älterer Interstadiale/Interglaziale. Zwischen 118 und 80 m u. GOK zeichnet sich die Füllung eines Seebeckens ab, das lateral noch im Kontakt mit abschmelzendem Eis steht. Die Pollenflora in diesem Abschnitt entspricht jener einer Gräsertundra mit ersten Sträuchern während der Ältesten Dryas. Nach oben schließen Bänderschluße (80–48 m u. GOK) an, die ohne Kontakt zu einem Gletscher abgelagert wurden. Pollenanalytisch lässt sich zunächst das Bølling/Allerød-Interstadial (80–71 m) mit einer ersten Einwanderung der Bäume und anschließend der massive Klimarückschlag der Jüngeren Dryas (Egesen, 71–61 m) nachweisen. Die holozäne Abfolge beginnt bei 61 m mit dem frühen Präboreal, wird durch einen ersten Hiatus (bei 57 m) von 1.000–1.500 Jahren und einem weiteren, deutlich kürzeren bei 48 m unterbrochen. Der Pollengehalt der finalen Seefüllung (oberhalb 48 m) wurde nur bis 39 m neu bearbeitet und zeigt keine Unterschiede zum ursprünglichen Pollendiagramm.

## Abstract

In 2001, FRITZ & UCİK published a comprehensive study on the chronology of climatic and vegetation change of the Seebach Valley in the municipality of Mallnitz (Carinthia). Their interpretation of the lacustrine record of drill cores (Stappitzer See 1 and 5) is in some issues of the Eastern Alps in contradiction to the scientific consensus. On occasion of a study on the erosion chronology of the Seebach Valley (GRISCHOTT et al. 2017, 2018), the cores were analysed again. Based on the reconstructed paleoglaciation of the valley, the results of additional pollenanalyses and of sedimentological investigations, and with respect to the insights of a study on the Auernig rock avalanche (REITNER et al. 2018), following results of the revision are notable: The basal sediments in 160–118 m depth were deposited by the Seebach Valley Glacier advancing in a proglacial lake dammed by the Auernig rock avalanche during the Gschnitz stadial. The sediments contain pollen derived from soils or deposits of older interstadials or interglacials. The record between 118 and 80 m shows glaciolacustrine depositional conditions in contact to decaying ice. The following banded silt (80–48 m) is free of any indication for a lake in direct contact to glaciers. The corresponding pollen flora represents that of a grass tundra with first shrubs typical for the Oldest Dryas. The Bølling/

## Schlüsselwörter

Sedimentologie, Pollenanalyse, Gletscherrekonstruktion, Klimaentwicklung, Wiederbewaldung, Vegetationsgeschichte, Würm-Spätglazial, Holozän

## Keywords

sedimentology, palynology, paleoglaciation, paleoclimatology, reforestation, vegetation history, Alpine Lateglacial, Holocene

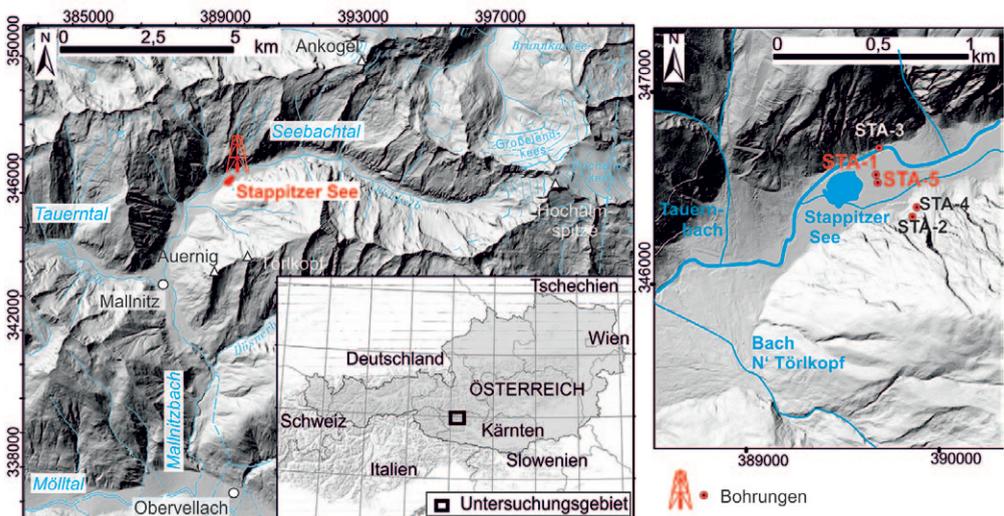
Allerød-Interstadial (80–71 m) with a reforestation and the following massive climatic deterioration of the Younger Dryas (Egesen stadial, 71–61 m) are based on palynological evidence. The Holocene succession starting in 61 m depth with the early Preboreal is not continuous. A first hiatus with a duration of 1.000–1.500 years is found in 57 m, whereas a second, shorter one, is evident in 48 m. The pollen content of the final lake infill (48–0 m) was analysed only up to 39 m with no deviation from the original pollen diagram.

### Einleitung

Das heutige Verständnis von Klimaänderungen und deren Folgen für die Umwelt fußt maßgeblich auf der Analyse von Paläoklimaarchiven wie beispielsweise Seeablagerungen. Gerade für den alpinen Raum mit seinen durch die Topographie bedingten Klimazonierungen und deren Verschiebungen in der Vergangenheit sind möglichst lange sowie gut dokumentierte und nachvollziehbar interpretierte Belege für vergangene Klimabedingungen essenziell, um die Auswirkungen eines zukünftigen Klimawandels abzuschätzen. Aufgrund des starken Reliefs im Bereich des Alpenhauptkammes und der dadurch verursachten Erosion sind Paläoklimaarchive mit einer großen zeitlichen Spannweite eine große Rarität.

Von besonderer Bedeutung sind daher die von A. FRITZ und H. UČIČ im Jahr 2001 (a, b) veröffentlichten Ergebnisse einer umfangreichen Studie an zwei Bohrungen (STA 1 bis 96 m Tiefe für ein Projekt der Österreichischen Draukraftwerke AG 1979 und die durch den Nationalpark Hohe Tauern unterstützte wissenschaftliche Bohrung STA 5 bis 160 m Tiefe) aus dem Verlandungsgebiet des Stappitzer Sees im Seebachtal bei Mallnitz (Kärnten) zu (Abb. 1). Diese lange Sequenz (Abb. 2) war neben der alten Bohrung im Dobramoos von BORTENSCHLAGER (1966) die erste moderne Sediment- und Pollenuntersuchung in Kärnten, die bis in die Zeit des Eiszerfalls nach dem Würm-Hochglazial zurückreicht. Das Ziel ihrer Arbeit war, einen allgemeinen Überblick über die Sedimentationsverhältnisse und die Vegetations- und Klimageschichte des Seebachtals zu erhalten.

**Abb 1:**  
Lage des Untersuchungsgebietes mit Lage der Bohrungen (Geländemodell zur Verfügung gestellt vom Amt der Kärntner Landesregierung).



FRITZ & UCIK (2001a, b) definieren in der Bohrung STA 5 den untersten 42 m mächtigen Sedimentkomplex als Ausdruck der Stappitzer Klimaschwankungen. Diese setzen sich aus einer Abfolge von stadialen und interstadialen Vegetations- und Klimaphasen zusammen, während der die ersten Gehölze (u. a. Grün-Erle, Fichte, Lärche) in das Seebachtal einwanderten. Diese Klimaschwankungen werden nicht nur aus der Pollenführung, sondern auch aus dem Verhalten jenes Talgletschers abgeleitet, dessen Gletscherzunge wiederholt über den heutigen Raum des Stappitzer Sees hinaus in Richtung Mallnitz vorstieß und so zu einem mehrmaligen Wechsel von Moränen, Sander- und Sanderseeablagerungen führte. Gemäß den Autoren sind die Oszillationen des pleniglazialen Talgletschers im Seebachtal als Äquivalente des Steinach- und Bühl-Stadiums aufzufassen. Diese aufwendige wissenschaftliche Arbeit wird in Fachpublikationen nicht einmal diskutiert, sondern zumeist schlicht und ergreifend ignoriert.

An dieser Stelle ist zu betonen, dass FRITZ & UCIK (2001a, b), abweichend von den bisherigen Gepflogenheiten in den Ostalpen (vgl. CHALINE & JERZ 1984, IVY-OCHS et al. 2008), in das Würm-Hochglazial (Pleniglazial) auch gleich die Eiszerfallsphase im frühen Spätglazial (REITNER 2007) inkludierten, welche die mittlerweile obsoleten Stadiale Bühl und Steinach umfasst. Das Spätglazial fängt dann bei den beiden Autoren erst mit dem Gschnitz bzw. mit der Ältesten Dryas an. Gemäß dem Pollendiagramm zeichnet sich diese Phase insgesamt als ein neuerlich sehr intensiver Kälterückschlag ab, der vermutlich nur deshalb nicht wieder zu einer ausgedehnten Vereisung der Alpen führte, weil offenbar die erforderlichen Niederschläge fehlten.

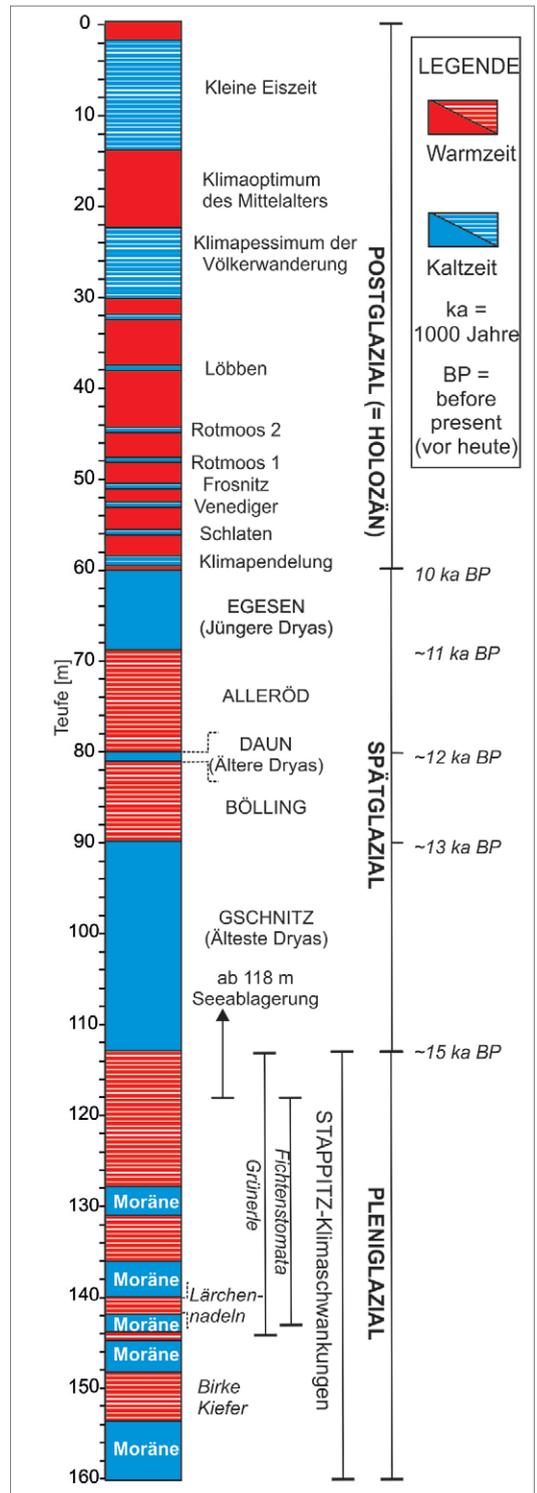


Abb. 2: Bohrkern und Interpretation nach FRITZ & UCIK 2001a, b; umgezeichnet). Die Alter sind unkalibriert, d. h. in <sup>14</sup>C-Jahren vor heute angegeben.

Das von den Autoren der Studie präsentierte Altersmodell für den unteren Abschnitt des Kerns (90–160 m), das die Grundlage für die „lückenlose Rekonstruktion der Vegetations- und Klimageschichte zurück bis in das ausgehende Pleniglazial des 17. und 18. Jahrtausends vor heute“ liefert, ist nicht unzweifelhaft und führte zu teils heftigen Diskussionen innerhalb der Kollegenschaft. Zum einen beziehen sich die Altersangaben auf konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter, die in diesem älteren Zeitbereich durch die Kalibration (Umrechnung in Kalenderjahre) um tw. mehr als 2000 Jahre älter sind. Andererseits basieren die Altersangaben im tieferen Bereich nicht auf  $^{14}\text{C}$ -Altersdatierungen, sondern auf Extrapolation von Sedimentationsraten. Zudem gründet die Annahme, dass das Profil etwa bis 17.000 J. v. h. oder weiter zurückgeht, darauf, dass der in den Sedimenten dokumentierte Gletscherhalt älter als eine Torfprobe aus dem Lengholzer Moor (Gemeinde Kleblach-Lind) im Oberen Drautal ist. Diese wurde mit  $^{14}\text{C}$  auf  $16.615 \pm 210$  (FRITZ 1978) datiert, was etwa 20.000 Kalenderjahren entspricht. Dieses Datum fällt aber in eine Phase, wo es selbst im Zungenbereich des Tagliamentogletschers nahe Udine nachweislich noch eine Vergletscherung gab (MONEGATO et al. 2007). Zudem steht dies auch im Widerspruch zu modernen Daten für das Abschmelzen des Draugletschers vom Jeserzer See (Saissersee) bei Velden und vom Längsee mit  $^{14}\text{C}$ -Altern von  $15.535 \pm 160$  (SCHULTZE 1984),  $15.400 \pm 470$  (SCHMIDT et al. 2002) und  $15.715 \pm 88$  (HUBER et al. 2010), die einem kalibrierten Alter von ca. 18,5 bis 19 ka entsprechen und im Einklang mit Ergebnissen zur Eisfreiheit im Traungletscherbereich (VAN HUSEN 1977) sind. (1 ka = 1.000 Jahre; bei Altersangaben gilt das als „1000 Jahre vor heute“ (J. v. h.) im Sinne des international gebräuchlichen BP (= before present), wobei die Gegenwart – sofern nicht anderes vermerkt – mit dem Jahr 1950 definiert ist.)

Aus palynologischer Sicht werden in dieser Studie zudem zwischen 160 und 94,5 m erstaunliche Funde von mit Zellplasma gefüllten Pollenkörnern (vorwiegend *Betula* und *Corylus*, z. T. in Mengen von bis zu 10 %) gemacht. Diese werden „mit einer Art ‚Kühlschrank-Effekt‘ erklärt, dem die Pollenkörner durch ihre Ablagerung auf Schnee- und Firmmassen ausgesetzt waren“ (FRITZ & UCIK 2001b: 43–44). Außergewöhnlich sind auch die Funde von Pollenkörnern exotischer Pflanzen (z. B. *Acanthus*, *Impatiens balfourii* Hook. f., *Rhus* cf. *coriaria* L., cf *Echinocystis lobata*, *Aesculus*, *Juglans* und *Celtis australis*) ebenfalls hauptsächlich in den sehr pollenarmen Sedimenten unterhalb 90 m, die mit der Klimagunst der Stappitzerschwankungen zu erklären versucht werden (ebenda: 43–48). Zu ähnlichen Schlussfolgerungen kommen die beiden Autoren auch in den Untersuchungen des Profils Görttschach (FRITZ & UCIK 2003) und im Profil Dobramoos (FRITZ & UCIK 2005).

Die oben erwähnten Interpretationen stehen jedoch vielfach im Gegensatz zu anderen, nur z. T. neuen Untersuchungsergebnissen sowohl in Kärnten als auch im Umkreis der restlichen Ostalpen. Aus diesem Grund schien eine Neubearbeitung, respektive Neuinterpretation der Kerne wünschenswert.

Letztlich ergab sich die Möglichkeit zu einer neuen Probenentnahme im Rahmen eines Forschungsprojektes der ETH Zürich zur Erosion im Seebachtal (GRISCHOTT et al. 2017).

### Naturräumliche Grundlagen

#### Lage und geologisch-geomorphologischer Rahmen

Das Seebachtal befindet sich in der Ankogelgruppe, einem zentralen Teil der Hohen Tauern (Abb. 1). Das Einzugsgebiet des Seebachtales reicht von der nivalen Höhenstufe mit der Hochalmspitze (3.360 m) als höchster Erhebung bis in die montane Höhenstufe mit dem Stappitzer See (1.271 m) und dem Ort Mallnitz (1.191 m). Die Entwässerung erfolgt durch den Seebach, dessen beim Winkelkees beginnender Oberlauf Winkelbach genannt wird und der bei Mallnitz in den Mallnitzbach mündet (Abb. 3).

Tektonisch betrachtet ist das Gebiet Teil des Tauernfensters, in dem die tiefste tektonische Einheit der Ostalpen – das Subpenninikum – freigelegt ist (vgl. PESTAL et al. 2005, SCHMID et al. 2013, SCHUSTER et al. 2015). Die steilen Flanken des Seebachtales werden überwiegend von Zentralgneis (Orthogneis) und Amphibolit des subpenninischen Venediger Deckensystems aufgebaut (vgl. ANGEL & STABER 1952, EXNER 1956, 1962, PESTAL et al. 2005). Nur im unteren Talabschnitt (ab Höhe Stappitzer See) tritt Woisgen-Schiefer (granatführende Glimmerschiefer) an den Flanken auf.

Die Überformung durch Gletscher hat das Seebachtal morphologisch maßgeblich geprägt. Die letzte große Eiserrfüllung des Seebachtales existierte während des Würm-Hochglazials (29–20 ka).

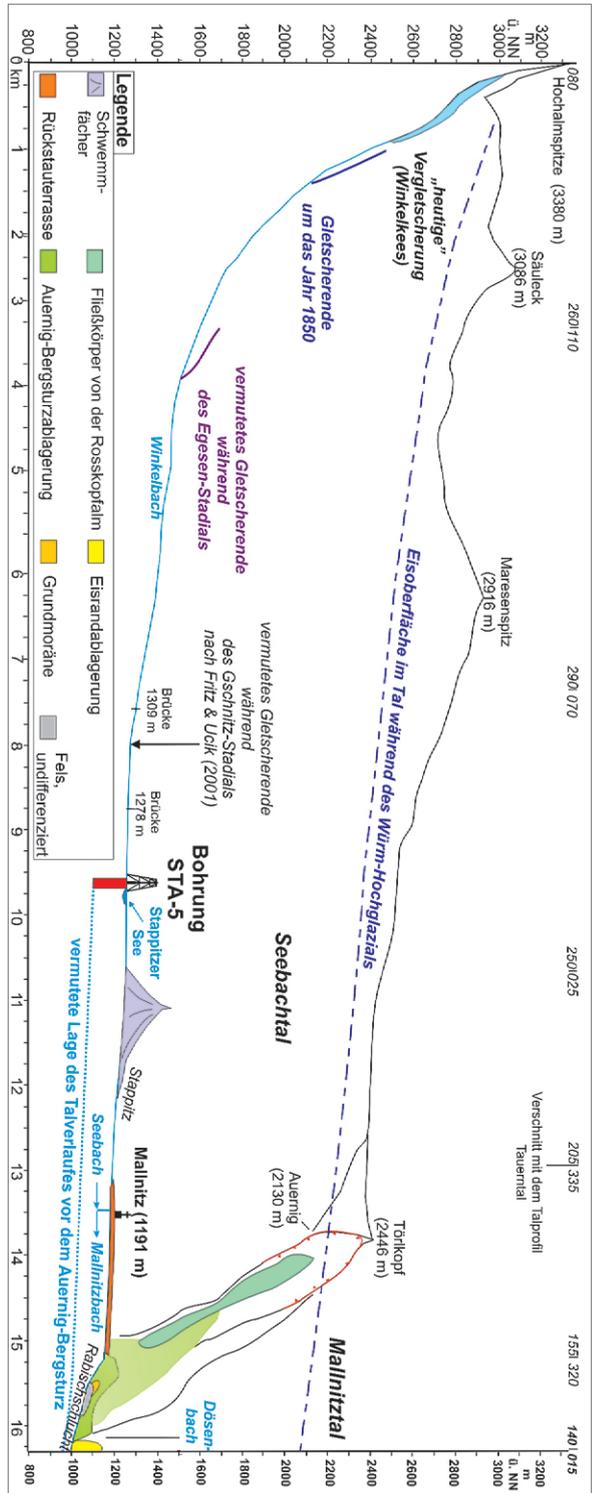


Abb. 3: Längsprofil im Seebachtal vom Quellgebiet bis zur Auernig-Bergsturzablagung mitsamt der teils vermuteten Gletscherausdehnung im Spätglazial und Holozän.

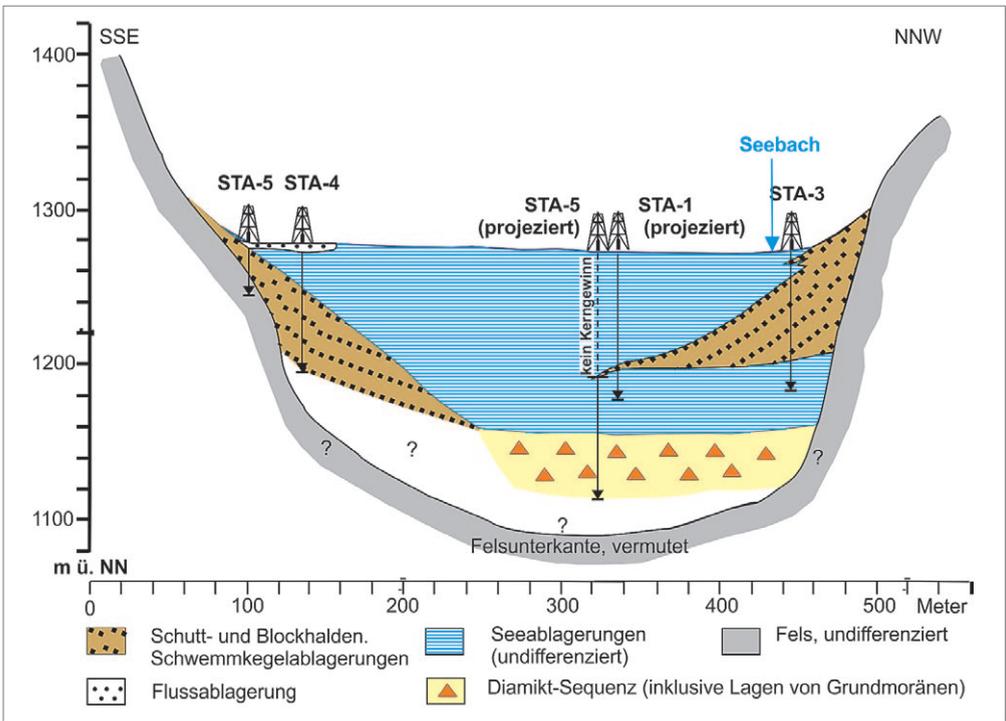
Während dessen Höhepunkt (~26–20 ka; vgl. MONEGATO et al. 2007) floss in diesem Gebiet ein dem Draugletscher-System zugehöriger Talgletscher, und somit war dieses Areal nicht nur Teil des Eisstromnetzes, sondern auch von dessen Nährgebiet (PENCK & BRÜCKNER 1909, VAN HUSEN 1987).

So lag die Eisoberfläche im Seebachtal im Bereich der Bohrlokalität zwischen 2.300 m und 2.400 m Höhe (CREUTZBURG 1921) und nur einige Bergspitzen und Kämme ragten als Nunatak heraus (Abb. 3). Diese wie auch vorhergegangene Großvergletscherungen in den letzten 870 ka (vgl. VAN HUSEN & REITNER 2011) haben durch die Erosion an der Gletscherbasis den Untergrund abgeschliffen und die Hänge versteilt, sodass es zu einer Akzentuierung und Erhöhung des Reliefs kam. Dies ist besonders schön im Seebachtal – einem Trogtal mit seinem U-förmigen Talquerprofil und den steilen Hangflanken – zu sehen (vgl. Abb. 4), deren Erhaltung der Stabilität des massigen Zentralgneis zu verdanken ist. Auch die Kare, die in den topographischen Karten häufig schon am Namen ersichtlich sind (z. B. Leitnerkar), sind die Hinterlassenschaft einer Gebirgsvergletscherung. Diese nischenförmigen Erosionsformen sind jedoch mit kleineren Gletscherausdehnungen wie jener im Spätglazial (ca. 20–11,7 ka) bzw. im Holozän (11,7 ka bis heute) verknüpft.

An glazialen Sedimenten aus dem Würm-Hochglazial liegen nur wenige vereinzelte Reste von Grundmoränen an den Talflanken vor. Demgegenüber treten die End- und Seitenmoränenkörper bzw. deren Erosionsreste aus dem Spätglazial und ganz besonders des letzten holozänen Gletscherhochstandes um 1850 (LIEB 1993) hervor. Letzterer bildet den Abschluss der „Kleinen Eiszeit“, einer von Ende des 13. Jahrhunderts bis Mitte des 19. Jahrhunderts dauernden Klimaphase mit häufigeren Gletscherausdehnungen in der Dimension von um 1850 (NICOLUSSI & PATZELT 2001, LE ROY et al. 2017). Die heutige Vergletscherung des Seebachtals mit dem Winkelkees als größtem Gletscher beträgt flächenmäßig gegenüber dem Jahr 1850 nur etwa 40 %.

Der heutige Talboden des Seebachtals wird maßgeblich von Murenschwemmkegeln der Seitenbäche geprägt, die zu einem unausgeglichene Flussgradienten mit steileren Abschnitten führte (Abb. 3). So liegt der Stappitzer See als Restsee in der Verlandungszone eines Rückstaubereiches, der durch das Zusammenspiel der talwärts vorbauenden Schwemmkegel des Tauernbaches im Norden und jenes aus dem Bereich unterhalb des Törlkopfes im Süden abgedämmt wurde (Abb. 1).

Im Bereich Stappitzer See wurden in den Jahren 1979–1981 vier Bohrungen STA 1–4 von der Österreichischen Draukraftwerke AG (ÖDK) abgeteuft, deren tiefste (STA 1) den Fels nicht erreichte (FRITZ & UČIK 2001a, b; Abb. 4). Zusätzlich wurde damals Refraktionsseismik zur Ermittlung der Tiefenlage des festen Felsuntergrundes durchgeführt. Ein 40 m südlich von der Lokalität der Bohrung STA 5 verlaufendes Tallängsprofil erbrachte einen „größten feststellbaren Abstand zum festen Fels mit ca. 150 m“ (zitiert aus FRITZ & UČIK 2001a), was als mögliche Mindesttiefe des Felses interpretiert wurde. Auch die im Jahr 1999 auf 160 m u. GOK abgeteuft und von 80–160 m gekernte Bohrung STA 5 (Abb. 2) verblieb in der Lockersedimentfüllung, sodass der rekonstruierte U-förmige Talquerschnitt (Abb. 4) im tieferen Bereich mit einigen Fragezeichen versehen ist.



### Klima und Vegetation des Seebachtales

Die Messstation von Mallnitz liegt auf 1.185 m ü. M. und zeigt eine Jahresmitteltemperatur von 5,2° C, ein Julimittel von 23° C und ein Januarmittel von -6° C. An Niederschlägen fallen 1.224 mm vorwiegend im Sommer (<http://www.klima.org/oesterreich/klima-mallnitz>, <https://de.climate-data.org/location/164165/>). Große tägliche und saisonale Schwankungen sprechen für kontinentale Klimaverhältnisse, die aber im Seebachtal durch die den Höhenzug des Ankogels von Norden teilweise überquerenden Nordstaulagen gemildert werden (höhere Niederschläge auch im Winter, stärkere Bewölkung, geringere Abstrahlung in klaren Nächten). Die Folge ist eine Flora mit einem gewissen Anteil an extra-zonalen Tieflandarten (JUNGMEIER 1990).

Die heutige Pflanzendecke besteht, der Höhenlage entsprechend, aus intensiv forstwirtschaftlich genutzten Fichtenwäldern, die stellenweise mit Lärchen durchmischt sind. Die Waldgrenze ist durch den Druck der Almwirtschaft auf ca. 1.600 m ü. M. gedrückt. Grünerlenbestände sind im Bereich von Lawinenzügen genauso zu finden wie die Grauerlen entlang des Baches. Oberhalb und unterhalb des Sees dehnen sich Almweiden und Wiesen aus (JUNGMEIER 1990).

### Material und Methode

Die im aufgelassenen Dösentunnel der Tauernbahn gelagerten Kerne der Bohrungen STA 1 und STA 5 wurden begleitend zur Geologischen Landesaufnahme auf dem Blatt UTM Obervevlach mit Schwerpunkt

**Abb. 4:**  
Neu interpretiertes  
Querprofil im Be-  
reich der Stappitzer  
See-Bohrungen  
(modifiziert nach  
FRITZ & UČEK 2001a, b).

Auernig-Bergsturz (s. REITNER et al. 2018) und dann im Zusammenhang mit der Studie zur Paläo-Erosion mittels  $^{10}\text{Be}$ -Isotopen (PhD-Thesis Reto GRISCHOTT, ETH Zürich) im Hinblick auf Sedimentologie, Palynologie und  $^{10}\text{Be}$  untersucht und abschnittsweise beprobt.

Ergänzend dazu wurden die sedimentären Belege für die holozäne und spätglaziale Vergletscherung im Seebachtal über Höhenmodelle (zur Verfügung gestellt vom Amt der Kärntner Landesregierung, Unterabteilung ITU – Umweltdaten & KAGIS ) und publizierte Ergebnisse rekonstruiert und evaluiert.

### **Sedimentologische Bohrkernanalyse**

Die Beprobung und Beschreibung erfolgte im Oktober 2011, Mai 2013 und Juli 2014. Die Bohrkernbeschreibung folgte einem leicht modifizierten Lithofazies-Code nach KELLER (1996).

### **Rekonstruktion der Vergletscherung**

Die letzte Maximalausdehnung der Gletscher im Holozän (11,7 ka bis heute) ist mit dem Stand um das Jahr 1850 anhand der markanten Moränenzüge im Gelände gut definiert. Von glazialgeologischer Seite wurden dazu entsprechende Kartendarstellungen schon von SENARCLENCE-GRANCY (1939) in seiner umfassenden Studie zu den Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes präsentiert. Die heutige Vergletscherung des Seebachtales sowie einige Kenndaten dazu sind in der Gesamtdarstellung der Kärntner Gletscher durch LANG & LIEB (1993) dargelegt. Des Weiteren liegt eine räumliche Analyse des Rückganges der Kärntner Gletscher von 1850 bis 1969 durch LIEB (1993) vor. Zusätzlich wurden von Gerhard LIEB (Graz) unpublizierte Daten zur Schneegrenze um 1850 für diese Studie dankenswerterweise zur Verfügung gestellt. Dieser Datensatz basiert auf der für Alpengletscher durchaus realistischen Annahme, dass sich die Gletscherfläche in zwei Teile Akkumulationsgebiet (Nährgebiet) und ein Teil Ablationsgebiet (Zehrgebiet) teilen lässt (Methode „accumulation area ratio / AAR = 0,67). Als Ergänzung und Kontrolle wurde die Schneegrenze im Rahmen dieser Studie noch über den höchsten Ansatz der Seitenmoräne (Methode LICHTENECKER), auch „maximum elevation of lateral moraines“ (MELM; s. BENN & LEHMKUHL 2000) genannt, ermittelt. Letztere Methode erbrachte Schneegrenzwerte, die um 20 bis 80 m höher als die AAR-Werte liegen, was auf eine, letztlich realistische, starke Beeinflussung des Nährgebietes durch windverfrachteten Schnee, Lawinen und Schutt-Bedeckung hinweist. Daher wurden soweit möglich die MELM-Daten verwendet, um eine möglichst robuste Abschätzung der holozänen und spätglazialen Schneegrenzen in dieser Umgebung zu erhalten.

Diese paläogeographischen Ergebnisse wurden mit jenen des benachbarten Tauerntales (Oberlauf des Mallnitzbaches), wo eigene Kartierungen durchgeführt wurden, verglichen, um auch plausible Szenarien für die spätglaziale Landschafts- und Gletscherdynamik zu entwickeln.

### **Pollenanalyse und $^{14}\text{C}$ -Datierung**

Die Kerne lagern in einem aufgelassenen Tunnel der ÖBB in Mallnitz, der durch ein Tor verschlossen ist und der rezente Pollenflug somit kaum eindringen kann. Am 2. Juli 2014 wurden 48 Proben zwischen 39

und 94,3 m aus der Bohrung STA 1 und 21 Proben zwischen 80 und 145 m aus STA 5 entnommen. Die Feinsedimente im Kern STA 1 waren zwischen 80 und 84 m durch grobes, für Pollenanalyse ungeeignetes Material unterbrochen. Um die Lücke zu füllen, wurden vier Horizonte aus dem entsprechenden Abschnitt der Bohrung STA 5 entnommen und bearbeitet. Da sie jedoch viel pollenärmer waren und ein gegenüber STA 1 deutlich kälteres Klima vermittelten, wurden sie in der weiteren Diskussion nicht berücksichtigt.

Um beim chemischen Aufschluss der älteren Sedimente (unterhalb 80 m) eine Kontaminierung durch modernen Pollen weitestgehend zu vermeiden, fand die Aufbereitung im November statt, und es kamen durchwegs neue, noch nie verwendete Zentrifugengläser zum Einsatz. Die Methode (HCl, KOH, HF 70 %, HCl, Acetolyse nach ERDMANN (1934), KOH, Glycerin) ist eine der üblichen. Die Proben waren unterschiedlich feucht, was eine volumsgerechte Beprobung verunmöglichte. Das ganze Material wurde daher getrocknet, die Probenmenge anschließend in Gramm Trockengewicht bestimmt: Im Holozän reichten 3–5 g, in den älteren Abschnitten mussten mindestens 10 g aufgeschlossen werden. Zur Berechnung der Pollenkonzentrationen wurden den Proben schon zu Beginn eine bekannte Anzahl *Lycopodium*-Sporen (STOCKMARR 1971) beigegeben.

Zur Verifizierung einzelner Kräuterpollentypen wurde der Bestimmungsschlüssel für die Europäische Pollenflora von BEUG (2004), in seltenen Fällen auch die Referenzsammlung von R. DRESCHER-SCHNEIDER beigezogen.

Die Prozentwerte basieren auf der Pollensumme (PS): Baumpollen (BP) + terrestrischer Kräuterpollen (Nichtbaumpollen, NBP) = 100 %. Aus der PS ausgeschlossen und auf diese bezogen sind alle Sporen- und Wasserpflanzen. Die Unterscheidung von Grünerle und Grau-/Schwarzerle ist nicht immer möglich. Trotzdem wird *Alnus alnobetula* als eigene Kurve geführt und der Rest des *Alnus*-Pollens in *Alnus* sp. zusammengefasst. Im Diagramm, das mit dem Programm TILIA und TG\*View von GRIMM (2004–2014) berechnet und gezeichnet ist, sind nur jene Pollentypen eingezeichnet, die in der gesamten Sequenz mindestens dreimal vorkommen. Alle Einzelfunde werden in der Beschreibung der Pollenzonen erwähnt.

Proben für Radiokohlenstoff ( $^{14}\text{C}$ )-Datierungen wurden separiert und an der ETH Zürich datiert. Die Methodik der Aufbereitung und die Ergebnisse sind in GRISCHOTT et al. (2017) publiziert und in Tab. 1 nochmals zusammengefasst.

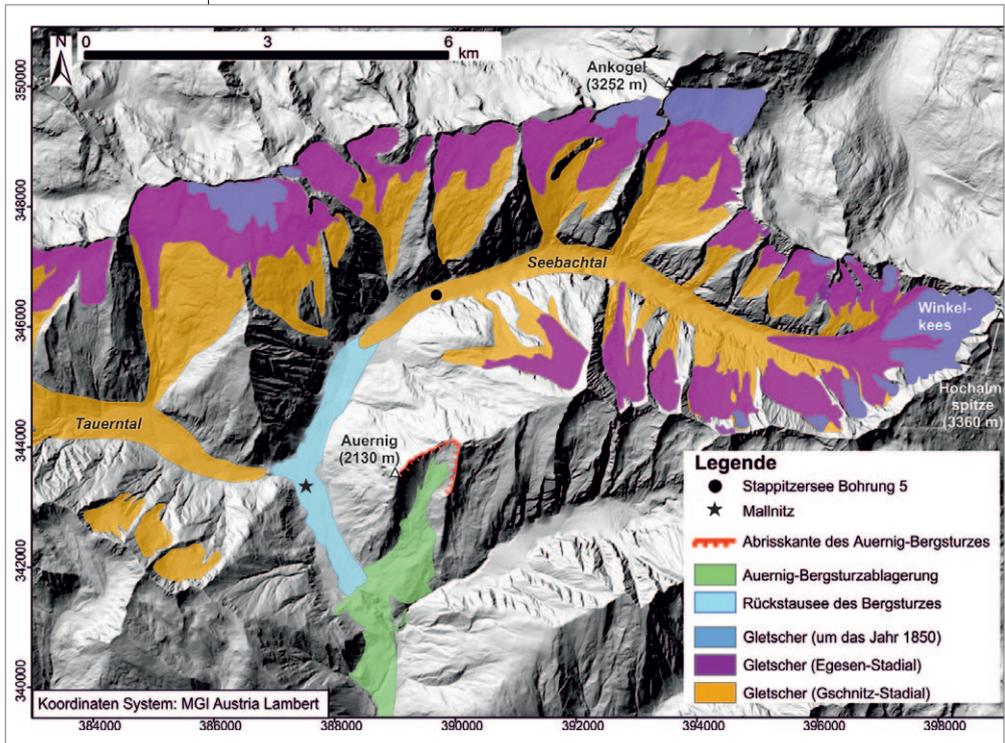
## Ergebnisse

### Vergletscherung (Abb. 5)

Da die Abfolge im Bohrkern nicht ohne Berücksichtigung der rekonstruierten Paläo-Vergletscherung im Seebachtal verständlich ist, wird hier mit dieser begonnen. Dieser umfassende Ansatz unterscheidet sich von der Vorgangsweise von FRITZ & UČEK (2001a, b), die ohne weitere Beschreibung oder Diskussion einen möglichen Halt im Gschnitz-Stadial bei der Lassacher Alm (ca. 2 km talaufwärts von der Bohrstelle; Abb. 3) in einer Überblickskarte darstellten.

**Abb. 5:** Die Vergletscherung im Seebachtal und näherer Umgebung während des Egesen-Stadials und um das Jahr 1850 (Holozän). Die Paläogeografische Situation während des Gschnitz-Stadials umfasst den Rückstausee durch den Bergsturz vom Auernig (Geländemodell zur Verfügung gestellt vom Amt der Kärntner Landesregierung).

Im Vorfeld der Moränen um das Jahr 1850 befinden sich in den meisten Karen blockreiche, zumeist multiple End- und Seitenmoränenwälle mit markanter Kammlinie, die die Rekonstruktion von gut definierten Paläogletschergeometrien erlauben. Die morphologische Charakteristik zusammen mit der Schneegrenzdifferenz von etwa 300 m gegenüber dem Bezugsniveau von 1850 ( $\Delta ELA$ ) für die Maximalausdehnung sind, unter Berücksichtigung von regionalen und alpenweiten Vergleichsarbeiten (IVY-OCHS et al. 2006, BICHLER et al. 2016, REITNER et al. 2016), gute Belege dafür, dass die Bildung der Moränen während des Egesen-Stadials in der Jüngeren Dryas (12,8–11,7 ka) erfolgte. Kein Gletscher erreichte in dieser Phase die Bohrlokalitäten vom Stappitzer See (Abb. 5). Außerhalb der Egesen-Moränen sind die Reste an glazialen Sedimenten zu spärlich, um eine gut fundierte Gletscherrekonstruktion im Seebachtal durchführen zu können. Im Allgemeinen sind in den Hohen Tauern und Umgebung Moränenwälle des prominenten prä-Bölling/Allerød-Stadials, des Gschnitz-Stadials (16–17 ka; IVY-OCHS et al. 2006, REITNER et al. 2016), mit einer Schneegrenzdifferenz von bis zu 500–700 m bekannt. So findet man eine derartige markante Endmoräne am Ausgang des Tauerntales (SENARCLENCE-GRANCY 1939, REITNER et al. 2018) in mehr als 3 km Distanz zu den bei der Jamnighütte (1.748 m) befindlichen Egesen-Moränen. Auch im Seebachtal muss eine größere Gletscherzunge während dieser kalten Klimaphase im Spätglazial existiert haben. Basierend auf einer groben Abschätzung, unter Berücksichtigung der Situation im Tauerntal, wird vermutet, dass die Gletscher-



zung über den heutigen Bereich des Stappitzer Sees hinaus bis oberhalb Mallnitz vorgestoßen war (Abb. 5). Zu ähnlichen Überlegungen kam auch SENARCLENCE-GRANCY (1939: 227).

Da die Ablagerungen der Eiszerfallsphase ab der Rabischschlucht südlich Mallnitz vorkommen, liegt im Einzugsgebiet des Mallnitzbaches in Summe eine sedimentäre Abfolge von Eiszerfallsphase, Gschnitz-Stadial und Egesen-Stadial vor, die für die Ostalpen typisch ist (REITNER et al. 2016).

### **Bohrkernbeschreibung**

Der kombinierte Kern aus STA 5 (80–160 m u. GOK) und STA 1 (80–0 m u. GOK) lässt sich folgendermaßen in vier Abschnitte gliedern (Abb. 6):

#### **I) Diamikt-Sequenz: 160–118 m u. GOK (1.113–1.155 m)**

Der unterste Kernabschnitt wird dominiert von hellgrauen Diamikten (D; genereller Begriff für nicht-sortierte terrigene Sedimente mit einer Bandbreite von Korngrößen) mit (fein-)sandiger Matrix und maximalen Korngrößen bis in den Bereich Grobkies (20–63 mm) und Steine (63–200 mm), die zumeist matrixgestützt (Dm) sind, aber auch korngestützt (Dc) sein können. Meist sind diese ungeschichtet (massiv; Dmm oder Dcm), weisen aber auch gelegentlich eine schwache Schichtung (Dms, Dcs) auf. Letztere können bei Zunahme der Klaster und Rückgang der Matrix bzw. grobsandiger Matrix Übergänge zu Kies-Sand-Gemischen (GS) zeigen. Die kantengerundeten (subangular) bis seltener angerundeten (subrounded) Geschiebe haben eine typische glaziale Formung („flat iron“), besitzen allerdings aufgrund der vorherrschenden widerstandsfähigen Lithologie (Zentralgneis) kaum Kritzer. Sieben Lagen aus massiven und matrixgestützten Diamikten (Dmm) weisen eine sehr dichte Lagerung, d. h. Überkonsolidierung auf, die für Grundmoränen typisch ist. Untergeordnet treten zwischen den Diamikten immer wieder eingeschaltete Lagen von Sand und Schluff, massiv und laminiert (Fm, Fl), mit gelegentlichen Dropstones (Fld, Smd) auf.

#### **II) Glaziolakustrine Sedimente: 118–80 m (1.155–1.193 m)**

Massive bis laminierte hellgraue Sandlagen (Sm, Sl) teils mit Dropstones (dominant aus Zentralgneis, seltener aus Amphibolit) und laminierte Schluffe (Fl) dominieren die Abfolge. Das Top in 82 m bilden grobkörnige Ablagerungen mit unter anderem korngestützten und geschichteten Kiesen (Gcp).

#### **III) Lakustrine Verfüllung eines Seebeckens: 80–48 m (1.193–1.225 m)**

Von 80 m u. GOK aufwärts ist die aus grauen laminierten Schluffen mit alternierenden Feinsandlagen bestehende Sequenz deutlich feinkörniger als zuvor. Dropstones mit variierender Lithologie treten in 72–69 m u. GOK und als Ausreißer in 67 m u. GOK auf. Von 60 m u. GOK an wird das laminierte siltige Feinsediment dunkler, und organischer Detritus ist ersichtlich (Lithofazies Flo). In 54 m u. GOK sticht die Präsenz eines singulären, eckigen Dropstone aus (Woisgen-)Schiefer heraus.

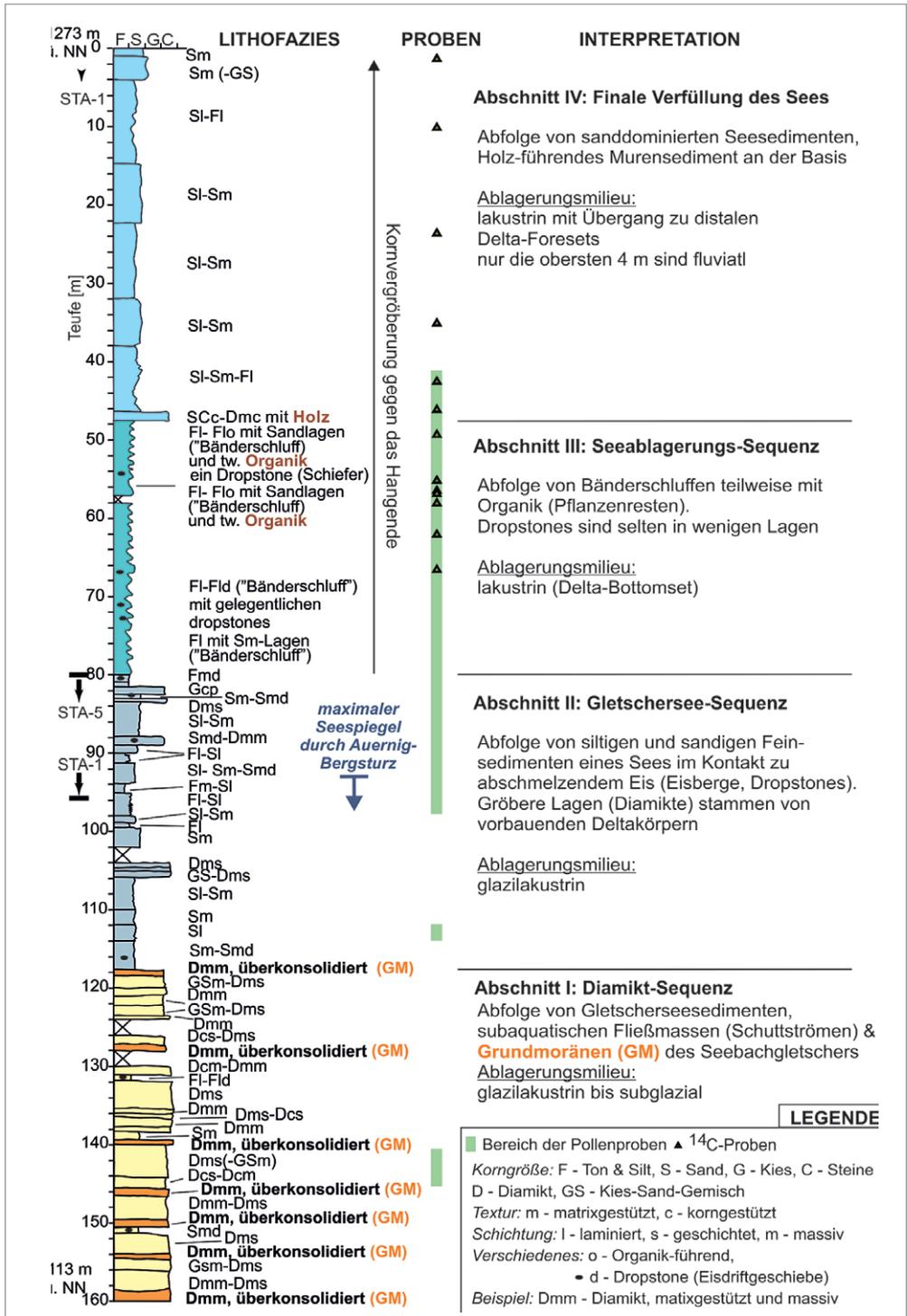


Abb. 6: Die Sedimentabfolge im integrierten Kern der Bohrungen STA 1 und STA 5.

IV) Finale Seeverfüllung: 48–0 m (1.225–1.273 m)

Die holzführende unsortierte Lage aus korngestütztem eckigem Schutt bis Diamikt mit viel Amphibolit in 48 m ist ein auffallender stratigrafischer Markerhorizont.

Der darüber folgende Kernabschnitt ist im Vergleich zum unmittelbar liegenden Teil (Abschnitt III) etwas gröber, das heißt Sand-dominiertes. So herrschen laminierte bis massive Sande (Sm, Sl) vor, und laminierte Schluffe (Fl) treten nur untergeordnet auf.

Ab 4 m u. GOK treten schwach kiesführende Sedimente auf, die dann von Sanden überlagert werden.

### Datierungen (Tab. 1)

8 AMS-Datierungen für das Holozän (STA 1) und 7 weitere für das gesamte Spätglazial (STA 1 und STA 5) ergänzen die von FRITZ & UCİK (2001a) publizierten Radiokarbon-Daten. Die Datierungen aus dem holozänen Abschnitt (Kern STA 1), die meist aussagekräftige und mit den Pollendaten korrelierbare Ergebnisse brachten, wurden in GRISCHOTT et al. 2017 erstmals interpretiert. Die Ergebnisse der Messungen aus der Bohrung STA 5 werden unten diskutiert.

**Tab. 1:**  
**Tabelle der <sup>14</sup>C-**  
**Datierungen aus**  
**den Stappitzer**  
**See-Bohrungen.**

Tab. 1			Fritz & Učík			Grischott et al. 2017		
Kern	Tiefe	dat. Material	<sup>14</sup> C uncalib. BP		cal BP (vor 1950)	<sup>14</sup> C uncalib. BP		cal BP (vor 1950)
STA 1	1,2	Holz	ETH-23703	85±45	12–26			
STA 1	10,25	Samen				ETH-54083	780±306	70–738
STA 1	23,75	Holz				ETH-54085	2.042±31	1.905–2.112
STA 1	32,3	Torf	ETH-23222	2.150±55	2002–2.309			
STA 1	35,25	Holz				ETH-54084	2.074±31	1.951–2.127
STA 1	42,35	Holz	Vera-1618	4.180±30	4.610–4.770			
STA 1	42,45	Holz				ETH-52156	4.078±31	4.440–4.810
STA 1	44,15	Holz	VRI-1741	4.120±50	4.530–4.820			
STA 1	46,05	Holz	Vera-1619	4.065±25	4.490–4.670			
STA 1	48,7	Holz	VRI-1742	4.920±60	5.600–5.720			
STA 1	49,25	Holz	Vera-1620	3.805±45	4.080–4.360			
STA 1	51,1	Holz	Vera-1621	5.785±35	6.490–6.670			
STA 1	52,4	Holz	Vera-1622	6.590±30	7.420–7.510			
STA 1	54,1	Holz	Vera-1623	7.935±30	8.630–8.990			
STA 1	54,7	Holz	VRI-1743	9.230±80	11.180–10.300			
STA 1	55.1/55.25	Holz	Vera-1624	9.365±35	10.480–10.690			
STA 1	55,6	Holz				ETH-52157	6.622±35	7.440–7.580
STA 1	56,4	Samen				ETH-52158	7.925±52	8.600–8.990
STA 1	56,8	Holz				ETH-52159	7.951±36	8.640–8.990
STA 1	66,75	Holz				ETH-55613	10.388±45	12.061–12.418
STA 5	83,2	Holz				ETH-53728	106±25	
STA 5	83,5	Holz				ETH-55614	–72±29	
STA 5	88,5	Holz				ETH-53729	4.946±30	
STA 5	89,5	Holz				ETH-53730	–326±25	
STA 5	101,5	Holz				ETH-55616	–1.748±30	
STA 5	110,5	Holz				ETH-55617	–350±26	





### Pollenanalyse

Die Analysen konzentrierten sich auf jene Teile des Profils, deren frühere Interpretation in Widerspruch zu anderen Arbeiten steht. Dies betrifft einerseits das frühe Holozän, andererseits das Spätglazial und einzelne Abschnitte des ausgehenden „Pleniglazials“. Die Erhaltung der Kerne war in der Bohrung STA 5 teilweise so schlecht, dass eine saubere Probenentnahme nicht mehr gewährleistet werden konnte. Daher ist das Pollenprofil (Abb. 7a und b) in diesem Bereich nur lückenhaft.

#### **Pollenzone PZ STA 5-1a (145–140 m): Diamikt – Sequenz mit Umlagerungen (entspricht DA 2 in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen sind äußerst gering (zwischen 60 und 151 Pollenkörner PK/g Trockengewicht). Dementsprechend sind auch die Pollensummen niedrig, zeigen aber trotzdem eine auffällende Mischung aus warmzeitlichen Elementen (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Acer*, *Fagus*, *Abies* und *Sambucus*) und weniger anspruchsvollen Typen (*Pinus sylvestris/mugo*, *Alnus alnobetula*, *Salix*, *Betula*), aber auch *Alnus* sp. und *Picea*. Bemerkenswert ist der sehr hohe Anteil an monoleten Sporen.

Einzelfund: *Plantago lanceolata*.

#### **PZ STA 5-1b (115,7–115 m): glazio-lakustrine Sedimente mit Umlagerungen (entspr. DA 4 pro parte in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die zwei Horizonte zeigen eine ähnliche Zusammensetzung wie PZ STA 5-1a mit ebenfalls sehr geringer Pollenkonzentration (< 100 PK/g). In beiden PZ ist auf den stark variierenden Erhaltungszustand des Pollens hinzuweisen: Ausgezeichnet erhalten waren *Abies*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus* (z. T.), *Fraxinus excelsior*, *Sambucus* und teilweise *Picea*, während sich *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus*, z. T. *Picea* und teilweise *Fagus* in schlechtem Zustand befanden.

#### **PZ STA 5-2 (98,5–91,5 m): Stadial mit geringerer Umlagerung (entspr. DA 5 p.p. in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen sind noch immer niedrig, schwanken aber zwischen 249 und 9.984 PK/g. Der Anteil des Baumpollens (BP) steigt von zunächst ca. 10 auf ca. 50 % und wird von *Pinus sylvestris/mugo* dominiert. *Betula*, *Pinus cembra*, *Alnus alnobetula* und *Juniperus* sind ebenfalls mit Werten von > 10 % vertreten. *Picea* und *Quercus* sind hauptsächlich im obersten Horizont präsent. Der Kräuterpollen wird von Poaceae, *Artemisia*, Chenopodiaceae und Cyperaceae vertreten.

Einzelfund: *Ephedra distachya*-Typ.

#### **PZ STA 1-1 (89,5–82 m): Übergang Stadial zu Interstadial mit *Juniperus* (kein Äquivalent in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen sind noch immer gering (364–2.175 PK/g). Der Anteil des BP variiert zwischen 55 und 65 % und wird von *Pinus sylvestris/mugo* (Durchschnitt ca. 30 %) dominiert, gefolgt von *Betula* (ca. 10 %) und schwankenden Werten von *Juniperus* (1–20 %). *Pinus cembra* wird allmählich häufiger und erreicht am Übergang zu PZ STA 1-2 schon knapp 10 %.

Einzelfund: *Allium*-Typ.

**PZ STA 1-2 (82–71 m): Interstadial mit *Pinus sylvestris/mugo* und *Pinus cembra* (entspr. DA 6 p.p. in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen steigen nun deutlich und schwanken zwischen  $\pm 8.000$  und  $\pm 26.000$  PK/g. *Pinus sylvestris/mugo* dominiert mit 45–60 %, während die Werte von *Pinus cembra* (5–17 %) kontinuierlich ansteigen. *Larix* ist in Einzelkörnern vorhanden und wird durch Spaltöffnungen bestätigt. Grünerlen (1–10 %) und Wacholder (bis 3 %) sind regelmäßig zu finden. Auch die Kräutervegetation ist mit ca. 20 % noch immer gut vertreten.

Einzelfund: *Valeriana*.

**PZ STA 1-3 (71–62 m): Stadial mit *Pinus sylvestris/mugo*, *Artemisia* und *Chenopodiaceae* (entspr. DA 7 in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen sind etwas niedriger als zuvor (6.700–14.600 PK/g). Der BP-Anteil fällt in der ersten Periode auf  $< 60$  % zurück und steigt erst nach Erreichen des klimatischen Tiefpunktes bei ca. 66 m wieder langsam an. Die Bestände von *Pinus sylvestris/mugo* werden stark, jene von *Pinus cembra* nur mäßig geschädigt. Die Werte der Birken verändern sich kaum, jene des Wacholders nehmen gar etwas zu. Bemerkenswert ist der langsame Anstieg des *Picea*-Pollens in der zweiten Hälfte der PZ. Unter den Kräutern können vor allem Poaceae, *Artemisia* und *Chenopodiaceae* profitieren. Das Ende der Kälteperiode zeichnet sich durch das Absinken der Kurven von *Artemisia* und *Juni-perus* ab.

Einzelfunde: *Astrantia*-Typ, *Bupleurum*-Typ, Fabaceae, *Pleurospermum austriacum*, *Sanguisorba officinalis*, *Vitis*.

**PZ STA 1-4 (61–58,5 m): Frühholozän mit Kiefern-Dominanz (entspr. DA 8 in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen steigen deutlich an (13.128–79.000 PK/g), u. a. bedingt durch die Ausbreitung der Bäume (BP 80–85 %). Diese PZ ist durch die Dominanz von *Pinus sylvestris/mugo* und einen Anstieg von *Betula*, *Pinus cembra*, *Alnus alnobetula* und *Picea* charakterisiert. Die Kräuter spielen nur noch eine geringe Rolle.

Einzelfunde: *Heraceum*, *Vitis*.

**PZ STA 1-5 (57–51,5 m): Mittleres Holozän, mit *Picea*, *Alnus alnobetula* und *Corylus* (entspr. DA 9 p.p. in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen steigen sprunghaft auf  $> 100.000$  PK/g an. Die *Picea*-Kurve setzt mit  $\pm 30$  % ein und geht, bedingt durch ansteigende Werte bei der Grünerle, auf ca. 15 % zurück. Spaltöffnungen bestätigen ihr Vorkommen im Umkreis des Sees. *Corylus* erreicht einen mäßigen Gipfel von ca. 10 %. Neben *Ulmus* (3–5 %) und *Quercus* (1–2 %) zeigt auch *Fagus* schon eine  $\pm$  regelmäßige Präsenz.

Einzelfunde: Cannabaceae, *Geranium*, *Thesium*.

**STA 1-6 (51,5–39 m): *Alnus alnobetula*-*Picea*-Zone (entspr. DA 9 p.p. in FRITZ & UCIK 2001a)**

Die Pollenkonzentrationen sind zunächst noch hoch (200.000–300.000 PK/g) und sinken am Ende auf  $< 100.000$  PK/g ab. Der Anteil

der BP liegt zwischen 80 und 90 % und wird meist von *Alnus alnobetula* (30–58 %) dominiert, gefolgt von *Picea*, deren Vorkommen wiederum durch Spaltöffnungen und einer Nadel belegt ist. Die Ausbreitung von *Fagus* und die Einwanderung von *Abies* (beides Abbilder aus den tieferen Lagen) zeichnen sich ab.

Einzelfunde: *Ostrya*, *Populus*, *Epilobium*, *Heracleum*, *Hypericum*-Typ, *Lysimachia*, *Rhinanthus*-Typ, *Scabiosa*, *Soldanella*, *Cystopteris fragilis*, *Equisetum*, *Lycopodium annotinum*, *Sparganium*.

## Diskussion

### Die Genese der Sedimente und deren Ablagerungsraum

Da innerhalb der Diamikt-betonten Sequenz in [Abschnitt I](#) (Abb. 5) keine Hinweise auf Verwitterung und damit auf eine temporäre Unterbrechung der Sedimentation ersichtlich sind, wird diese als eine Phase besprochen.

Der Schlüssel zum Verständnis sind die Sande und die laminierten bis massiven Schluffe mit Dropstones. Letztere sind in der feinkörnigen Abfolge als korngößenmäßige „Ausreißer“ nur mit Transport über in einem See schwimmende Eisschollen bis -berge und anschließendem Ausschmelzen erklärbar. Damit ist ein glaziolakustrines Ablagerungsmilieu im Sinne eines Sees im Kontakt zu einem Gletscher angezeigt. Die locker gelagerten massiven bis geschichteten Diamikte (Dmm, Dms, Dcs, Dms-GSm) werden als subaquatische Schuttströme (debris flow) interpretiert. Demgegenüber sind die überkonsolidierten Diamikte (Dmm) aufgrund der Fazies eindeutig als Grundmoränen eines temperierten Gletschers zu charakterisieren (vgl. MENZIES & REITNER 2016). Die Zentralgneisgeschiebe und die für subglaziale Ablagerungen in Orthogneisgebieten typische Sand-betonte Matrix sprechen für die Ablagerungen eines Seebachgletschers.

Das plausibelste paläogeografische Szenario zur Erklärung dieser Abfolge ist ein Gletscher, der während einer glazialen Phase älter als das Egesen-Stage in einen in seinem Vorfeld befindlichen d. h. proglazialen See vorstieß (Abb. 8b, 8c). In Abhängigkeit von der Wassertiefe im Verhältnis zu seiner Mächtigkeit verlor der Gletscher immer wieder Grundkontakt und schwamm auf. Dadurch wurde seine Stirn instabil und der Gletscher büßte so durch Zerbrechen an seiner Front Eismassen mittels Kalbung, d. h. Abspaltung von Eisbergen ein. In diesen Phasen des Zurückweichens der Gletscherfront wurden immer wieder subaquatisch Schuttströme und glaziolakustrine Feinsedimente abgelagert. Demgegenüber belegt in der Abfolge die Grundmoräne den Bodenkontakt der Gletscherbasis. Über die mehrfache Wiederholung dieser subglazialen und glaziolakustrinen Prozesse wurde letztlich eine 40 m mächtige Rampe aufgebaut, die den finalen Gletschervorstoß erleichtert. Die Abfolge ist auch sehr plausibel mit einem Gletschervorstoß kombinierbar, bei dem der Talgletscher erst Bodenkontakt (Grundmoräne in 160 m u. GOK) hatte und sich im Vorfeld ein See mit einem ansteigenden Wasserspiegel, beispielsweise infolge der Abdämmung durch einen Bergsturz, entwickelte (Abb. 8a).

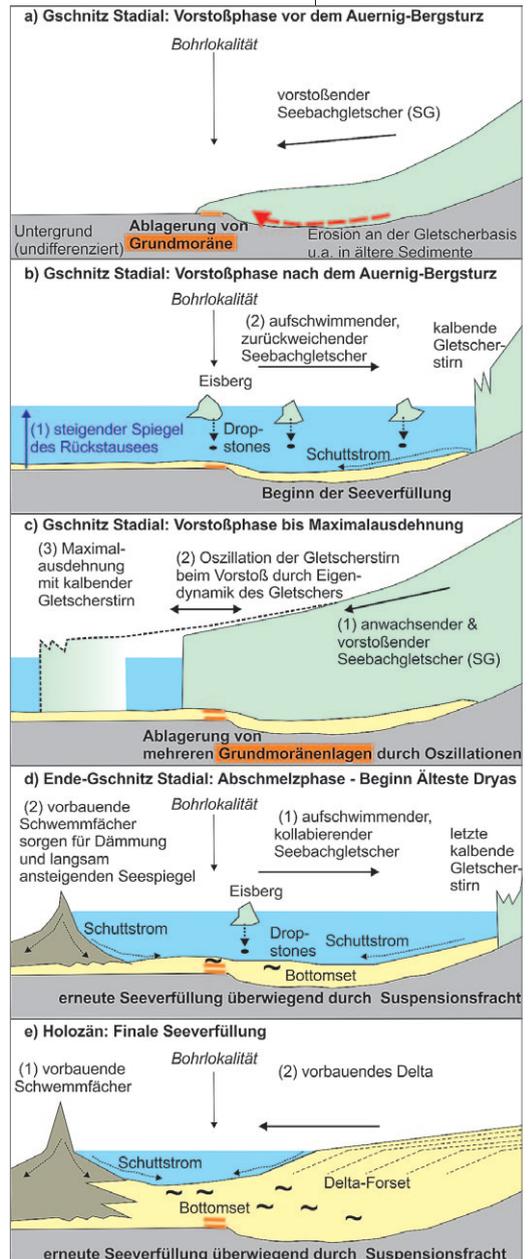
Diese Interpretation der beschriebenen Sequenz als Resultat der Eigendynamik eines vorstößenden Gletschers, die in ähnlicher Weise auch

für Fjordbereiche immer wieder beschrieben wird (BENN & EVANS 2010, cum lit.), steht im massiven Widerspruch zu der von FRITZ & UCİK (2001a, b), deren Beschreibung der Sedimentabfolge zwar leicht abweicht, aber die Grundzüge wiedergibt. Generell sehen diese Autoren in den Sedimenten zwischen den Grundmoränen Sander- bis Sanderseeablagerungen, die aufgrund des klimatisch gesteuerten Zurückweichens des Talgletschers während der vermeintlich wärmeren Interstadiale der „Stappitzer Klimaschwankung“ (umfasst in Summe die Sedimentfolge von 160 bis 113 m u. GOK; Abb. 2) abgelagert wurden. Die Grundmoränen gelten dementsprechend als Ablagerung von kalten Stadien.

Mit der obersten Grundmoräne in 118 m u. GOK ist die letzte Ablagerung der Gletscherbasis belegt. Mit den Sanden und Schluffen im Abschnitt II (118–80 m u. GOK) war der Gletscher an der Bohrlokalität abgeschmolzen, d. h. vermutlich ein letztes Mal aufgeschwommen und zerlegt (Abb. 8d). Das Resultat dieses Prozesses war ein See, der noch im Kontakt zu letztlich abschmelzendem Eis war. Dementsprechend kam es zur Dropstone-Ablagerung aus treibenden Eisbergen. Gelegentlich geschichtete Diamikte (Dms, GS-Dms) werden so wie zuvor als subaquatische Schuttströme betrachtet, die von den Flanken oder von der zurückweichenden und kalbenden Gletscherfront geschüttet wurden. Die Fazies der grobkörnigen Schüttung in 82 m u. GOK kann als distaler Teile eines subaquatischen, von seitlichen Schwemmfächern ausgehenden Deltakörpers (fan delta) interpretiert werden.

Die Seeablagerungen setzen sich mit feinkörnigen Bänderschluffen in Abschnitt III (80–48 m u. GOK) fort. Ein direkter Kontakt des Sees zu einem Gletscher ist in diesem Zeitabschnitt nicht ableitbar. Die Dropstones treten in 72–69 m u. GOK und als Ausreißer in 67 m u. GOK auf und sind in einem Abschnitt, der sich laut Pollenanalyse (s. u.) schon am Übergang zur bzw. in der Jüngeren Dryas befindet, was auch durch die <sup>14</sup>C-Datierung eines Holzstückes aus 66,7 m u. GOK mit einem Alter von 12.061–12.418 J. v. h. (ETH 55613; Tab. 1) gestützt wird. Theoretisch ist es daher möglich, dass sich hier schon eine in

**Abb. 8a–e:** Schematische Darstellung der wichtigsten Prozesse zum Verständnis der Genese der Sedimente aus den Bohrkernen STA 1 und STA 5.



den höheren Karen anwachsende Jüngere Dryas-Vergletscherung (Egesen-Stadial) abzeichnet, die über Eisabbrüche Eisberge und somit Dropstones in den See gebracht hat. Transport via Flusseisschollen, die angefrorenes Material während der Frühjahrsschmelzwässer mitreißen konnten, das dann ausschmolz, wird aber als die einfachere Lösung betrachtet, da es sonst keine sedimentären und morphologischen Hinweise auf eine unmittelbare Nähe von Lokalgletschern gibt (vgl. Abb. 3, 5).

Die dunkleren Feinsedimente mit organischem Detritus in 60 m u. GOK belegen auch schon makroskopisch eine Seeablagerung unter warmzeitlichen Bedingungen, die gemäß  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (Tab. 1) und Pollenanalyse (FRITZ & UCIK 2001b; GRISCHOTT et al. 2018) im Holozän stattfand. Die Präsenz eines singulären, eckigen Dropstone aus Woisgenschiefer in 54 m u. GOK ist mit Lawinentransport von den nahen, aus ebendieser Lithologie aufgebauten Wänden plausibel zu erklären.

Abschnitt IV (48–0 m u. GOK) setzt mit den holzführenden Murenablagerungen in 48 m ein, welche – basierend auf den Radiokarbonaten – einen Hiatus (Schichtausfall) anzeigt. Da Seesedimente diesen unter- und überlagern, sind durchgehende lakustrine Bedingungen für diesen höchsten Abschnitt sehr wahrscheinlich. Jedenfalls erscheint es möglich, dass ein Teil der Seeablagerungen im Kontakt zu dem Murensediment erodiert wurde. Der morphologische Rahmen in der Umgebung der Bohrlokalisierung weist auf eine anhaltende Abdämmung des Seebachs durch vorbauende Schwemmfächer hin (Abb. 8e). Die weitere Seebildung erfolgte damit im Rückstau von zwei gegenüberliegenden Schwemmfächern, die beim Stappitzer See die unmittelbare Kulisse prägen (Abb. 1). Somit liegt hier an der Bohrlokalisierung die finale Seeverfüllung vor, deren Restsee der heutige Stappitzer See ist. Nur die obersten Meter mit Komponenten in Kiesgröße deuten auf einen letzten fluviatilen Einfluss hin, der die für Seen typische Deltaverfüllung mit einer Kornvergrößerung gegen das Hangende (coarsening-upward Sequenz der Abschnitte III & IV) abschließt.

### Palynostratigraphie

Basierend auf der sedimentologischen Analyse entstammen die Sedimente zwischen 160 und mindestens 118 m in STA 5 einer glaziolakustrinen Umgebung mit einem in einen proglazialen See aus dem Seebachtal vorstoßenden Gletscher. Diese Ablagerungsbedingungen spiegeln sich auch in der Pollenzusammensetzung der PZ STA 5-1a und 1b wider. Diese ist typisch für Sedimente, welche zum großen Teil aus Material stammen, das aus Gletschereis ausgeschmolzen ist. Solches Material beinhaltet u. a. abgeschürfte ältere Böden und evtl. Torfbrocken (siehe Pasterze, DRESCHER-SCHNEIDER & KELLERER-PIRKLBAUER 2008), die durch die Eis- und Wasserbewegung unterschiedlich stark aufgearbeitet (Abb. 8a) und schließlich bei ruhigen Sedimentationsbedingungen abgelagert wurden. Neben Pollenkörnern enthalten sie auch Holzreste und gelegentlich Nadeln, Nadelreste und Spaltöffnungen. Diese Funde, aber auch eine einmalige, hohe Anzahl von *Acer*-Pollen (135,5 m u. GOK), 19 % *Fraxinus* (124,5 m u. GOK) und knapp über 5 % *Taxus* (z. T. mit erhaltenem Plasma, 116,5 m u. GOK) können weder für eine sehr frühe Einwanderung der meso- bis thermophilen Baumarten noch für lokale Baumbestände sprechen (FRITZ & UCIK 2001 a, b, 58), da sich die Glet-

schierzunge damals noch immer im Bereich der Bohrstelle befand und die klimatischen Bedingungen sogar für die robustesten Baum- und Straucharten auch im unvergletscherten Gebiet Kärntens ungeeignet waren (Temperaturerniedrigung etwa  $-10^{\circ}\text{C}$  und ca. ein Viertel der Niederschläge von heute, KERSCHNER & IVY-OCHS 2008). Die Mischung aus temperierten und kalt getönten Pollentypen ist ein bekanntes Phänomen in kaltzeitlichen Ablagerungen (u. a. Lago Piccolo d'Avigliano, SCHNEIDER 1985; Azzano Decimo, PINI et al. 2009; Niederweningen, DEHNERT et al. 2012; Unterangerberg, STARNBERGER et al. 2013), wobei durch Charakterisierung des Erhaltungszustandes (PINI et al. 2009) oft eine Unterscheidung von direkt eingelagerten und aufgearbeiteten Pollen möglich ist. Durch die Kargheit der Vegetation und der geringen Pollenproduktion kann der Anteil der umgelagerten PK jenen aus der lokalen Vegetation stammenden Pollen übertreffen und interstadiale oder interglaziale Verhältnisse vortäuschen (DEHNERT et al. 2012). Diese Situation trifft im Stappitzer See besonders für die Pollenflora der Sedimente unterhalb ca. 110 m zu. Ein weiteres Problem dieser sehr pollenarmen Sedimente ist die Gefahr der Kontamination mit rezenten PK. Eine Untersuchung von NGUYEN & WEBER (2015) zeigt, dass z. B. Pollenkörner von durch Insekten bestäubten Zierpflanzen über Monate in den entsprechenden Räumen einer Wohnung nachgewiesen werden können, dass sie sich auch auf andere Räume verteilen und dass sie unbemerkt an den Kleidern haften und so überall vertragen werden. Im Kapitel 7.2.2 von FRITZ & UCIK (2001a: 44–45) werden keine Angaben zum Erhaltungszustand der diversen „exotischen“ Pollenfunde gemacht. Obwohl die meisten der aufgeführten Typen charakteristische Merkmale zeigen, ist ein guter bis sehr guter Erhaltungszustand anzunehmen, was ein Indiz gegen eine Umlagerung, aber für eine moderne Verunreinigung im Zuge der Beprobung und/oder der Pollen-Aufbereitung spricht. Auffallend ist zudem, dass ein Teil der hier aufgeführten Arten entweder im Mittelmeerraum, Kleinasien oder gar in Übersee resp. Asien beheimatet ist, heute aber mehr oder weniger häufig in Gärten angebaut wird (*Acanthus*, *Echinocystis*/Igelgurke, *Aesculus*/Rosskastanie, *Juglans*/Walnuss oder *Celtis*/Zürgelbaum) und teilweise ausgewildert ist, wie z. B. *Ailanthus* (Götterbaum, mit einem sehr ähnlichen Pollentyp wie *Rhus* cf. *coriaria*/Gerber-Sumach) und das aus dem Himalaya stammende *Impatiens glandulifera* (drüsiges Springkraut, mit dem gleichen Pollentyp wie *Impatiens balfourii*, ebenfalls aus dem Himalaya), dessen bisher ältester bekannter Fund in Kärnten aus dem Jahre 1899 vom „Seitschacher Bache nächst dem Schloße in Arnoldstein, Kärnten“ stammt (Beleg von PROHASKA im Herbarium GJO, DRESCHER & PROTS 1996). Der Pollen der Himmelsleiter (*Polemonium coeruleum*) ist dagegen in spätglazialen Sedimenten nicht unbekannt, genauso wenig wie *Cerinth* (Wachsblume) und *Onosma* (Lotwurz). Die beiden letzten Gattungen sind zu den Vertretern der Trockensteppe zu zählen, die nach dem Ende des Spätglazials in den Alpen teilweise ausgestorben sein dürften. Die Pollenkörner von *Centaurea rupestris* (Felsen-Flockenblume, beschränkt auf Standorte über Kalk!) und *C. dichroantha* (subendemisch im Friaul und angrenzenden Slowenien, PIGNATTI 1982 Bd. 3: 180–181) werden von BEUG (2004) in den nicht weiter unterscheidbaren *Centaurea scabiosa*-Typ einbezogen. Als Argument für eine klimatisch günstigere Periode können alle diese Funde nicht herangezogen werden.

Was zusätzlich gegen eine Phase der Klimagunst spricht, sind die in Kapitel 7.2.1 (S. 43) beschriebenen und nach Meinung der Autoren zunächst tiefgekühlten und dann im Präparat trotzdem wieder keimfähigen Pollenkörner von Birke und Hasel (und auch *Taxus* in Kap. 7.2.3.2.4). Auch wenn Keimzellen unter bestimmten Bedingungen eingefroren werden können (z. B. in der Reproduktionsmedizin bei ca.  $-200^{\circ}\text{C}$ ) und sich nach entsprechend vorsichtigem Auftauen noch als keimfähig erweisen, sind solche Bedingungen in der Natur äußerst unwahrscheinlich. Spätestens wird der Polleninhalt jedoch durch die Acetolyse (nach Angabe der Autoren wurde die von FRITZ 1999 beschriebene Aufbereitungsmethode mit Acetolyse verwendet) völlig zerstört. Das bedeutet, dass dieser Birken-, Hasel- und Eibenpollen erst nach dem chemischen Aufschluss, wahrscheinlich bei der Vorbereitung der Zählpräparate in die Proben gelangt sein müssen. Hasel-, Erlen- und Birkenpollen lagern sich während der Blüte überall ab und können auch Wochen später unbemerkt wieder aufgewirbelt werden. Je geringer die Pollenkonzentration im untersuchten Material ist, desto größer ist die Chance, solche Pollenkörner bei der Analyse zu finden. Für jeden Pollenanalytiker, der viel mit pollenarmen Sedimenten zu tun hat, ist das ein bekanntes Phänomen.

Eine zeitliche Einstufung der Sedimente aus STA 5 ist wegen des hohen Anteils an umgelagerten PK pollenstratigraphisch nicht möglich. Auch die Datierung mit Hilfe von  $^{14}\text{C}$ -Daten schlug fehl, da die Messungen von Holzfunden zwischen 83 und 110 m u. GOK aus STA 5 völlig unrealistische Daten ergaben (Tab. 1). Es wird eine Störung/Kontamination des Kernes wahrscheinlich während der Bohrung vermutet. Die Datierung aus dem Lengholzer Moor (FRITZ 1978) mit  $16.615 \pm 210$  uncal. BP (ca. 19,9 ka), die FRITZ & UCIK im Stappitzer See als Datierungshilfe diente, steht im Widerspruch zur Pollenflora bei 810 m u. GOK im Lengholzer Moor (FRITZ 1965), die eher für ein Bølling/Allerød zeitliches Alter sprechen. Das Datum dürfte wohl durch Hartwassereffekt verfälscht worden sein.

Die Sedimente mit einem relativ hohen Anteil an umgelagerten Pollentypen scheinen in der Bohrung STA 5 bis mindestens 80 m zu reichen. Die lokale Pollenproduktion nimmt aber nach oben langsam zu, und der Anteil an aufgearbeiteten PK geht damit prozentmäßig allmählich zurück (siehe PZ STA 5-2 und Pollenprofil FRITZ & UCIK 2001a). Aus pollenanalytischer Sicht widerspiegeln die Ablagerungen in der Bohrung STA 1 zwischen 90 und 82 m (PZ STA 1-1, deren vergleichbare Phase in STA 5 nicht gefunden wurde) einen Zeitabschnitt ruhiger Sedimentation, mit nur mäßiger Beeinflussung durch Gletscher und Schmelzwässer. Eine Phase mit erhöhter Ausbreitung von Wacholder (wie in PZ STA 1-1 erkennbar) – meist begleitet von Weiden und Sanddorn – ist das Anzeichen einer beginnenden Wiederbesiedlung der Region mit Gebüsch nach dem endgültigen Rückzug der Gletscher. Sie entspricht im Längsee der Zone P2 (HUBER et al. 2010) und wird in den Südalpen in die Zeit vor 15,5–16 ka datiert (VESCOVI et al. 2007). Auf Grund der noch immer ungünstigen Klimabedingungen (Ende des Gschnitz-Vortstoßes) und bedingt durch die Höhenlage des Stappitzer Sees ist diese Phase möglicherweise im Seebachtal etwas später zu erwarten.

Oberhalb des subaquatischen Deltakörpers (ca. 84–80 m) widerspiegelt sich ein lockerer Föhrenwald mit Zirbe und Lärche (PZ STA 1-2).

Diese PZ ist vergleichbar sowohl mit der Zone 4 im Längsee (HUBER et al. 2010) als auch mit dem Spätglazial im Kohlstratten-Moor bei Neumarkt (Stmk, DRESCHER-SCHNEIDER 2008), in beiden Lokalitäten datiert zwischen ca. 14,5/14 und ca. 12,6 ka, und entspricht dem ersten spätglazialen Interstadial (Bølling/Allerød, oder Greenland-Interstadial GI-1, WALKER et al. 1999). Zwischen der Wacholder-Phase und dem endgültigen Anstieg von *Pinus sylvestris/mugo* und *Pinus cembra* ist meist eine Periode mit einer ersten Birken-Ausbreitung ausgebildet (Zone 3 im Längsee), die in den östlichen Südalpen zwischen 15.500 und 15.000 J. v. h. beginnt und mit der Kiefern-Ausbreitung endet. Diese Birken-Phase fehlt im Stappitzer See. Möglicherweise wurde sie während des Eintrags der Schuttmasse zwischen 80 und 84 m zerstört. Wann die Bäume das Seebachtal erreicht haben, ist nicht genau erkennbar. Der Anstieg der Pollenkonzentrationen und die Belege durch Lärchen- und Kiefernspaltöffnungen oberhalb 77 m sprechen dafür, dass spätestens ab dieser Zeit mit offenen Waldbeständen mit *Pinus sylvestris/mugo*, *Pinus cembra*, *Larix*, *Betula* und Sträuchern wie Wacholder, Weiden und Grünerlen zu rechnen ist. Die unregelmäßigen Spuren von Fichte, Eiche, Ulme und Linde sind wahrscheinlich noch immer auf Umlagerungen und/oder auf den Ferntransport aus dem Süden zurückzuführen. Ähnliche Verhältnisse sind auch im Längsee zu finden. Eine erste Einwanderung dieser Bäume in die klimatisch günstigeren Tallagen ist zwar nicht ganz auszuschließen, aber höchstens für den jüngeren Abschnitt dieses Bølling/Allerød Interstadials zu erwarten. Alle diese Arten hatten in den Südalpen ihr Refugialgebiet (u. a. AVIGLIANO et al. 2000, MONEGATO et al. 2015), die nachhaltige Ausbreitung begann aber auch dort erst mit der Klimaerwärmung und dem Anstieg der Niederschläge um ca. 14.600 J. v. h.

Der oberhalb von ca. 71 m erkennbare Klimarückschlag (PZ STA 1-3) ist der Jüngeren Dryas (ca. 12.650–11.700 J. v. h.) zuzuordnen und entspricht dem Egesen-Gletschervorstoß, der im Seebachtal talaufwärts und an den Hängen etliche Moränen zurückgelassen hat (Abb. 5). Das Datum von 12,061–12,418 J. v. h. in 66,75 m u. GOK (Tab. 1) steht damit durchaus im Einklang. Der Klimasturz war enorm, ist doch mit einem Rückgang der Sommertemperaturen um 3,5 bis

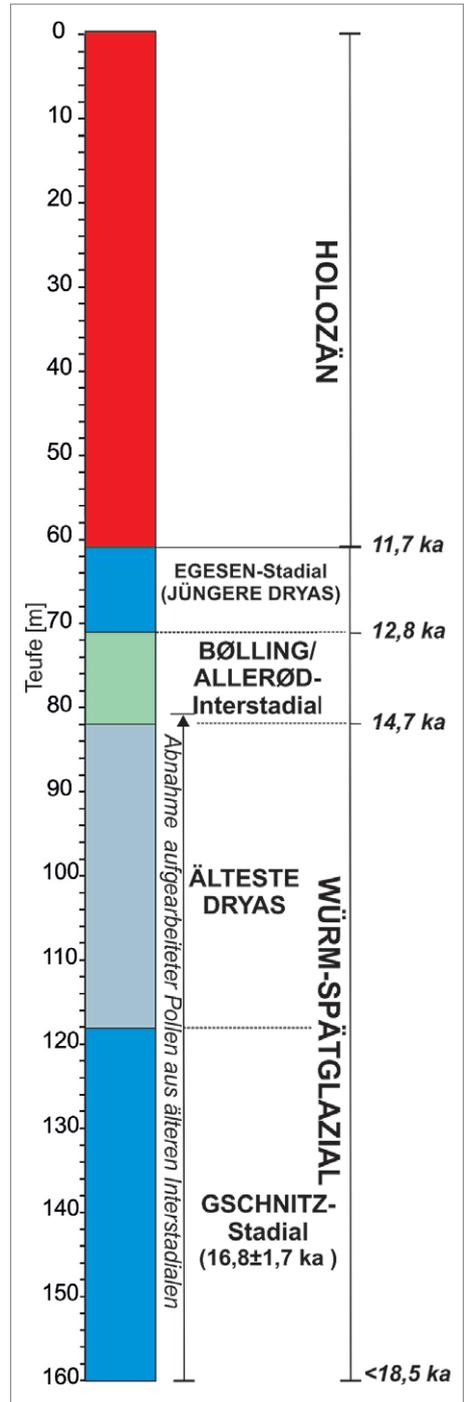


Abb. 9: Klima- und Chronologie-Diagramm der Bohrkerne STA 1 und STA 5.

5° C und einer Reduktion der Niederschläge um 50 bis 70 % gegenüber heute zu rechnen (KERSCHNER & IVY-OCHS 2008). Damit dürfte ein großer Teil des Baumbestandes im Umkreis des Sees und talaufwärts zerstört worden sein. Erst nach dem Kältemaximum und mit Zunahme der Niederschläge ab der Mitte dieser PZ vermochten sich die Kiefernbestände langsam zu erholen. Hier finden sich auch wieder erste Spaltöffnungen.

Während des pollenanalytisch erfassten Spätglazials (90–61 m) ist mit Ausnahme der Jüngeren Dryas (70–61 m) keine ausgesprochen kalte Periode – wie von FRITZ & UCIK (2001a, b) postuliert – erkennbar. Vielmehr zeichnet sich die allgemein bekannte Entwicklung von noch recht ungünstigen Bedingungen während der Wacholder-Phase (> ca. 14.600 J. v. h.), zu einer warmen und relativ feuchten Zeit mit Einwanderung und Ausbreitung von Kiefer, Zirbe, Birke, Lärche im Seebachtal zwischen ca. 14.300 und 12.650 J. v. h., und endlich dem Kälterückschlag mit weitgehender Entwaldung des Tales in der Jüngeren Dryas (12.650 bis 11.700 J. v. h.) ab.

Aus mehreren Untersuchungen in den Ostalpen ist der Beginn des Früh-Holozäns durch ausgedehnte Kiefern-Bestände einerseits und durch eine Entwicklung und Ausbreitung von Zirbe, Lärche und Grünlerle andererseits gekennzeichnet, auf die ein ± ausgeprägter Birken-Gipfel folgt und dem Präboreal zugeschrieben wird (z. B. Hirschbichl – OEGGL & WAHLMÜLLER 1994; Längsee – SCHMIDT et al. 1998; Kohltratten Moor – DRESCHER-SCHNEIDER 2008). Im Stappitzer See ist der Beginn dieser Entwicklung in der PZ STA 1-4 zu erkennen. Obwohl in dieser frühen Phase keine Spaltöffnungen gefunden wurden, dürfte das Seebachtal weitgehend bewaldet gewesen sein, da die Waldgrenze schon im Präboreal (ab ca. 11.000 J. v. h.) mit Zirbe und Lärche auf mindestens 1.800 m ü.M. stieg (OEGGL 2015).

Die Pollenflora in PZ STA 1-5 (mit reichlich Fichten und Haseln, wenig Kiefern und ersten Buchen und Tannen) stimmt mit Pollenspektren aus dem frühen Atlantikum (ca. 9.000–8.500 J. v. h.) überein, was durch neue Daten zwischen 55 und 57 m (Tab. 1) mit Alter zwischen 8.990 und 8.600 J. v. h. bestätigt wird. Sowohl die Ausbreitung von Fichte, Ulme und Hasel (bekannt aus der jüngeren Hälfte des Präboreals, ± 11.000 und 10.000 J. v. h.) und die starke Haselausbreitung mit Dominanz in den tieferen Lagen im Boreal (z. B. Kleinsee – SCHULTZE 1976; Wörthersee – SCHULTZE 1979; Pressegger See – ZWANDER 1981) fehlen im Stappitzer See. Wegen zu schlechter Erhaltung des Bohrkerns zwischen 58 und 57 m stehen zwar keine Pollenproben zur Verfügung. Auf Grund der ähnlichen Sedimentstruktur wie oberhalb und direkt unterhalb des gestörten Kernstückes ist es jedoch unwahrscheinlich, dass in diesem einen Meter die Entwicklung von 1.000 bis 1.500 Jahren enthalten sein sollten. Es ist daher ein Hiatus anzunehmen, der die Zeit etwa zwischen 10.500 und 9.000 J. v. h. umfasst.

Der Anstieg der Buchenwerte und der Beginn der geschlossenen Tannenkurve (Grenze PZ STA 1-5/1-6) ist je nach Gegend unterschiedlich datiert: 8.900–8.400 J. v. h. im Längsee (SCHMIDT et al. 1998), ca. 5.700 J. v. h. nördlich von Lienz (DRESCHER-SCHNEIDER unpubl.) und im Defreggental (OEGGL 1994). Auswirkungen des Klimarückschlags um 8.200 J. v. h. lassen sich weder auf die Vegetation, noch auf die Sedimentationsrate erkennen. Mit der Deltaschüttung bei 48 m scheint jedoch

eine ruhige Phase mit eher geringer Sedimentation zu enden. Oberhalb dieser Störung ist eine massive Entwicklung der Grünerlenbestände abgebildet, was als Hinweis auf eine Ausweitung von durch Lawinen gestörten Hängen gelten kann. Gemeinsam mit der ansteigenden Sedimentationsrate (über ca. 4 m Sediment gleiche Alter zwischen 4,5 und 4,7 ka, Tab. 1) zeichnen sich hier möglicherweise die ungünstigen Klimabedingungen während der Rotmoos II-Schwankung ab.

### **Die Bohrung im Kontext mit der Landschaftsentwicklung und Klimastratigraphie**

Aus der Zusammenschau der sedimentologischen, palynologischen und auch geochronologischen Bohrerndaten mit den Befunden aus der geologischen Kartierung und den Paläogletscherrekonstruktionen der Umgebung ergibt sich folgender Konnex zur Landschaftsentwicklung und zur bekannten Klimastratigraphie:

Die auf eine Grundmoräne führende Diamikt-Sequenz (I) ist so wie die darauffolgende glaziolakustrine Sequenz (II) älter als das Bølling/Allerød-Interstadial (14,7–12,8 ka; im Abschnitt III; Abb. 6). Betrachtet man diese kontinuierliche Abfolge, die sich aus den Abschnitten I und II ergeben, so belegen diese einen markanten Gletschervorstoß in einen See und das darauffolgende, vermutlich rapide Abschmelzen wiederum in einen See (Abb. 8). Aus dem Vergleich mit den Erkenntnissen in den Alpen (IVY-OCHS et al. 2008) und insbesondere den Hohen Tauern (REITNER et al. 2016) ist es sehr plausibel, dass die Diamikt-Sequenz subglaziale und glaziolakustrine Ablagerungen des mit  $16,8 \pm 1,7$  ka datierten Gschnitz-Stadials (IVY-OCHS et al. 2006) repräsentiert. Klassischerweise ist das Gschnitz-Stadial in größeren Tälern wie an der Typlokalität bei Trins im Gschnitztal oder auch bei Malta im Maltatal (SCHUSTER et al. 2006) durch ein bis zwei Endmoränenzüge mit assoziierten Sander- bis Terrassenschüttungen, die eine freie Vorflut im Gletschervorfeld belegen, dokumentiert. Eine derartige Situation ist auch im Tauernbachtal gegeben, wo mittels End- und Seitenmoränen eine gut definierte Gletscherzunge über einen längeren Zeitraum stationär lag. Interessanterweise gehen die Schmelzwasserschüttungen dieses Gschnitz-zeitlichen Tauernbachgletschers in die Rückstausedimente des Bergsturzes vom Auernig über (REITNER et al. 2018). Aufgrund von Datierungen erfolgte das dämmende Bergsturzereignis um  $17,5 \pm 1,5$  ka. Somit wäre mit dem Bergsturzsee ein sehr plausibler Kandidat für die Genese eines tieferen proglazialen Sees im Seebachtal gegeben. So belegen Rückstausedimente bei Mallnitz einen zumindest über längere Zeit stabilen Seespiegel in der Höhe von bis zu 1.180 m. Die Diamikt-Sequenz (Abschnitt I) lässt sich dann mit einem Szenario erklären, bei dem der im Gschnitz-Stadial vorstoßende Seebachgletscher „schlagartig“ mit einem auf bis zu 70 m Wassertiefe aufspiegelnden Bergsturzsee in seinem Vorfeld konfrontiert ist (Abb. 8a und 8b). In Abhängigkeit vom Verhältnis zwischen Wassertiefe und (anwachsender) Gletschermächtigkeit wechselt die Gletschersohle zwischen Bodenkontakt und Aufschwimmen und somit zwischen Ablagerung von Grundmoräne und jener von subaquatischen Schuttströmen und Dropstones. Letztlich wurde dann über die mehrfache Wiederholung dieser subglazialen und glaziolakustrinen Prozesse eine 40 m mächtige Sedimentrampe aufge-

baut und somit die Wassertiefe reduziert, die den finalen Gletschervorstoß erleichterte. Dabei wurde auch jenes Material abgelagert, das Pollen älterer Interstadiale führt. Dieses Material wurde zuvor talaufwärts durch subglaziale Erosion, d. h. durch die kombinierte Wirkung von Gletschereis und Schmelzwässern an der Gletschersohle, abgetragen. Das Gletscherende während der Maximalausdehnung im Gschnitz-Stadial lag talabwärts von der Bohrstelle vermutlich als im Bergsturzsee kalbende Gletscherfront vor (Abb. 5).

Mit dem vermutlich rapiden Abschmelzen der Gletscherzunge lagen letztmals glaziolakustrine Bedingungen mit in einem See treibenden Eisbergen vor (Abb. 8d). In dem vegetationsfreien Einzugsgebiet setzte schon unmittelbar mit Rückgang der Gschnitz-zeitlichen Gletscher die Erosion der von ihnen zuvor aufgebauten Moränenablagerungen ein. So ist zu vermuten, dass die Schwemmfächer des Tauernbaches wie auch aus dem stark durch Erosion geprägten Gebiet nördlich Törlkopf schon in dieser Abschmelzphase stark talwärts vorbauten. Dieses Progradieren ist eine plausible Erklärung für das frühzeitige Anheben des Seespiegels über das Niveau von 1.180 m hinaus, das sich dann im Laufe des weiteren Spätglazials wie auch im Holozän fortsetzte.

Mit der Wiederbewaldung im Bølling/Allerød-Interstadial (14,7–12,8 ka) setzte eine zunehmende Stabilisierung der Hänge im Einzugsgebiet ein, ehe mit dem markanten Klima-Rückschlag der Jüngeren Dryas (12,8–11,7 ka) die Kargletscher erneut, allerdings mit deutlich geringerer Ausdehnung, vorstießen (Abb. 5). Mit Beginn des Holozäns und des starken Temperaturanstiegs stieg die Waldgrenze rasch an. Die Abtragung von glazialen Sedimenten prägt noch bis etwa 7.000 J. v. h. das Erosionsgeschehen (GRISCHOTT et al. 2017, 2018), was sich aber in den Pollenspektren kaum mehr abzeichnet. In der Spätphase des Holozäns (ab 4 ka) nehmen die Vergletscherungen im Seebachtal zu und werden in dieser kühleren Klimaphase mehrfach Gletscherausdehnungen wie beim letzten Hochstand der Kleinen Eiszeit um 1850 erreicht.

### Schlussfolgerungen

Die Neuinterpretation der Stappitzer See-Bohrung STA 1 und STA 5 weicht in folgenden Punkten von FRITZ & UČEK (2001a, b) ab:

Basierend auf der faziellen Analyse des Bohrkernmaterials und der Rekonstruktion der Paläo-Vergletscherung der näheren Umgebung und des angrenzenden Tauerntales repräsentiert der Abschnitt 160 bis 118 m einen Gletschervorstoß während des Gschnitz-Stadials. In dieser Zeit stieß der Talgletscher in einen vermutlich durch den Bergsturz vom Auernig gebildeten See vor. Bei diesem Prozess kam es zum mehrfachen Aufschwimmen des Gletschers. Dabei wurde vom Gletscher Material abgelagert, dessen Pollengehalt einerseits aus der Erosion von älteren interstadialen/interglazialen Sedimenten stammt. Dies trifft auf die mesophilen Pollentypen (*Picea*, *Alnus*, *Tilia*, *Corylus*, *Abies*) zu. Andererseits stellen die exotischen und die z. T. noch mit Inhalt gefüllten Pollenkörner eine rezente Kontamination dar. Somit ist die von FRITZ & UČEK (2001a, b) postulierte Stappitzer See-Klimaschwankung/-pendelung mit einer Abfolge von Stadialen und Interstadialen einerseits und die frühe Einwanderung der Fichte andererseits, auch im Einklang mit Befunden vom Jeserzer See (SCHMIDT et al. 2012), widerlegt.

Von 118 bis 80 m ist die Füllung eines Seebeckens dokumentiert, das noch randlich im Kontakt zu abschmelzendem Gletschereis stand. Auch in diesem Abschnitt liegt noch umgelagerter Pollen vor. Ab spätestens 95 m u. GOK wird das Seespiegelniveau von zwei flussabwärts gelegenen Schwemmkegeln bestimmt.

Vermutlich aufgrund von Erosion im Zusammenhang mit der Deltaschüttung zwischen 80 und 84 m fehlt der Übergang von der ersten Ausbreitung der Gebüsche (Älteste Dryas) bis zum Anstieg der Kiefer (frühes Interstadial). Das Bølling/Allerød-Interstadial setzt in 80 m Tiefe ein und wird bei ca. 71 m durch den Kälterückschlag der Jüngeren Dryas beendet. In der Folge kam es in den höheren Karen des Seebach-Einzugsgebietes noch einmal zu einem Gletschervorstoß (Egesen-Stadial).

Der Beginn des Frühen Holozäns ist im Profil bei ca. 61 m erkennbar, während zwischen dem mittleren Präboreal und dem frühen Atlantikum ein Hiatus (bei ca. 57 m) von 1.000 bis 1.500 Jahren besteht. Somit können weder die Schlaten-Schwankung (ca. 10.750–10.350 J. v. h.) noch die Venediger-Schwankung (ca. 9.650–8.850 J. v. h., PATZELT 1977, HAAS et al. 1989) enthalten sein.

Außer einer Schüttung bei 48 m und einem wahrscheinlich dadurch ausgelösten kurzen Hiatus zeigen die bis 39 m reichenden Pollenanalysen keine nennenswerten Unterschiede zum ursprünglichen Pollendiagramm.

## LITERATUR

- ANGEL F. & STABER R. (1952): Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 13: 1–112.
- AVIGLIANO R., DI ANASTASIO G., IMPRONTA S., PERESANI M. & RAVAZZI C. (2000): A new late glacial to early Holocene palaeobotanical and archaeological record in the Eastern Pre-Alps: the Palughetto basin (Cansiglio Plateau, Italy). – *Journal of Quaternary Science*, 15: 789–803.
- BENN B. & EVANS D. (2010): *Glaciers and Glaciation*. – Taylor & Francis Ltd., 2. überarbeitete Auflage, Routledge, 816 S.
- BENN D. I. & LEHMKUHL F. (2000): Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. – *Quaternary International*, 65: 15–29.
- BEUG H. J. (2004): Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. – Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, 542 S.
- BICHLER M., REINDL M., REITNER J. M., DRESCHER-SCHNEIDER R., WIRSIG C., CHRISTL M., HAJDAS I. & IVY-ÖCHS S. (2016): Landslide deposits as stratigraphic markers for a sequence-based glacial stratigraphy: a case study of a Younger Dryas system in the Eastern Alps. – *Boreas*, 45: 537–551.
- BORTENSCHLAGER S. (1966): Pollenanalytische Untersuchung des Dobramoores in Kärnten. – *Carinthia II*, 156/76: 59–74.
- CHALINE J. & JERZ H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, 35: 185–206.
- CREUTZBURG N. (1921): Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. – *Ostalpine Formenstudien* Abt. 2 (1): 1–102.
- DE.CLIMA: <https://de.climate-data.org/location/164165/>, abgerufen 2.4.2018.
- DEHNERT A., LOWICK S. E., PREUSSER F., ANSELMETTI F. S., DRESCHER-SCHNEIDER R., GRAF H. R., HELLER F., HORSTMAYER H., KEMNA H. A., NORBERT R., NOWACZYK N. R., ZÜGER A. & FURRER H. (2012): Evolution of an overdeepened trough in the northern Alpine Foreland at Niederweningen, Switzerland. – *Quaternary Science Reviews*, 34: 127–145.

## Dank

Die Autoren danken sowohl dem Nationalpark Hohe Tauern und seiner Wissenschaftskordinatorin Mag. Katharina Aichhorn herzlich für die vielfältige Unterstützung im Rahmen der Studie als auch Prof. H. Mayrhofer, Institut für Pflanzenwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz, für die Erlaubnis, das Labor zur Pollenaufbereitung zu benutzen. Prof. Gerhard Lieb sei für die Überlassung unpublizierter Daten zu den Gletschern im Seebachtal gedankt. Die GIS-basierten Darstellungen profitierten maßgeblich von der Unterstützung durch Mathias Bichler, MSC.

- DRESCHER A. & PROTS B. (1996): *Impatiens glandulifera* ROYLE im südöstlichen Alpenvorland – Geschichte, Phytosoziologie und Ökologie. – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 126: 145–162.
- DRESCHER-SCHNEIDER R. (2008): Das Kohltratten-Moor im Süden von Schloss Lind. Neue pollen- und großrestanalytische Ergebnisse zur spät- und postglazialen Vegetations- und Klimaentwicklung im Gebiet Neumarkt (Steiermark, Österreich). – Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 137: 63–84.
- DRESCHER-SCHNEIDER R. & KELLERER-PIRKLBAUER A. (2008): Gletscherschwund einst und heute. – Neue Erkenntnisse zur holozänen Vegetations- und Klimageschichte der Pasterze (Hohe Tauern, Österreich): 45–51. In: REITNER J. M., FIEBIG M. C., NEUGEBAUER-MARESCH CH., PACHER M. & WINIWARTER V. (Ed.) (2008): Veränderter Lebensraum – Gestern, heute und morgen. – Tagung 31. August bis 6. September 2008, Wien, Abh. GBA, 62.
- ERDTMAN G. (1934): Über die Verwendung von Essigsäureanhydrid bei Pollen-Untersuchungen. – Svensk Botanik Tidskrift, 28: 354–358.
- EXNER C. (1956): Geologische Karte der Umgebung von Gastein, Maßstab 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EXNER C. (1962): Geologische Karte der Sonnblickgruppe, Maßstab 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRITZ A. (1965): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im oberen Drautal, Kärnten. – Carinthia II, 155./75.: 90–115.
- FRITZ A. (1978): <sup>14</sup>C-Datierungen aus dem Holozän und dem Würmglazial Kärntens (1962–1978). – Carinthia II, 168./88.: 215–226.
- FRITZ A. (1999): 4000 Jahre menschliche Siedlungstätigkeit im Spiegel der Pollenanalyse. Ein Pollendiagramm vom Millsätter See. – Carinthia I: 43–52.
- FRITZ A. & UCIK F. H. (2001a): Klimageschichte der Hohen Tauern. Spätwürmzeitliche und postglaziale Klima- und Vegetationsentwicklung in den südlichen Hohen Tauern (Ostalpen, Kärnten). Ergebnisse der Bohrungen am Stappitzer See bei Mallnitz. – Wissenschaftliche Mitteilungen des Nationalparks Hohe Tauern, Sonderband 3: 3–90.
- FRITZ A. & UCIK F. H. (2001b): Beitrag zur Klima- und Vegetationsgeschichte des Seebachtals bei Mallnitz, Hohe Tauern, während der letzten 17.000 bis 18.000 Jahre. – Carinthia II, 191./111: 393–402, Klagenfurt.
- FRITZ A. & UCIK F. H. (2003): Das Gailtal (Kärnten) – Ein ostalpines Gehölzrefugium seit dem Ende des Würm-Hochglazials: Pollendiagramm Görttschach. – Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft, 145. (Jahresband): 295–266.
- FRITZ A. & UCIK F. H. (2005): Das würmeiszeitliche Dobramoor am Rande des Draugletschers (Kärnten – Ostalpen). Klima- und Vegetationsgeschichte seit dem späten Pleniglazial. – Carinthia II, 195./115.: 441–490.
- GRIMM E. C. (2004–2013): TILIA Version 2.0.33 (Computer Software, Illinois State Museum and Collection, Springfield, USA).
- GRISCHOTT R., KOBER F., LUPKER M., REITNER J. M., DRESCHER-SCHNEIDER R., HAJDAS I., CHRISTL M. & WILLET S. D. (2017): Millennial scale variability of denudation rates for the last 15 kyr inferred from the detrital <sup>10</sup>Be record of Lake Stappitz in the Hohe Tauern massif, Austrian Alps. – The Holocene, 17(12): 1914–1927.
- GRISCHOTT R., KOBER F., REITNER J. M. & DRESCHER-SCHNEIDER R. (2018): Klimagesteuerte Denudationsraten und Sedimentfrachten der letzten 15.000 Jahre im Seebachtal bei Mallnitz, Hohe Tauern. – Carinthia II, 208./128.: 413–428.
- HAAS J. N., RICHOU I., TINNER W. & WICK L. (1989): Synchronous Holocene climatic oscillations recorded on the Swiss Plateau and at timberline in the Alps. – The Holocene, 8: 301–309.
- HUBER K., WECKSTRÖM K., DRESCHER-SCHNEIDER R., KNOLL J., SCHMIDT J. & SCHMIDT R. (2010): Climate changes during the last glacial termination inferred from diatom based temperatures and pollen in a sediment core from Längsee (Austria). – Journal of Paleolimnology, 43: 131–147.
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., KUBIK P. & SCHLÜCHTER C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: The Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, 21: 115–130.

- IVY-OCBS 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.
- JUNGMEIER M. (1990): Die Vegetation des Stappitzer Sees. Ein Beitrag zur kleinräumigen Nationalparkplanung. – Diplomarbeit an der formal- und naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Wien, 89 S.
- KELLER B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – *Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik*, 132: 5–10.
- KERSCHNER H. & IVY-OCBS S. (2008): Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. – *Global and Planetary Change*, 60: 58–71.
- KLIMA.ORG: <http://www.klima.org/oesterreich/klima-mallnitz>, abgerufen 16. September 2017.
- LANG H. & LIEB G. K. (1993): Die Gletscher Kärntens. – Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, Klagenfurt, 184 S.
- LE ROY M., DELINE P., CARCAILLET J., SCHIMMELPFENNIG I. & ERMINI M. (2017):  $^{10}\text{Be}$  exposure dating of the timing of Neoglacial glacier advances in the Ecrins-Pelvoux massif, southern French Alps. – *Quaternary Science Reviews*, 178 (Suppl. C): 118–138.
- LIEB G. K. (1993): Zur quantitativen Erfassung des Rückganges der Kärntner Gletscher vom Hochstand um 1850 bis 1969. – *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz*, 31 (1992/93): 231–251.
- MENZIES J. & REITNER J. M. (2016): Microsedimentology of ice stream tills from the Eastern Alps, Austria – a new perspective on till microstructures. – *Boreas*, 45: 804–827.
- 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 (2): 284–302.
- MONEGATO G., RAVAZZI C., CULIBERG M., PINI R., BAVEC M., CALDERONI G., JEŽ J. & PEREGO R. (2015): Sedimentary evolution and persistence of open forests between the south-eastern Alpine fringe and the Northern Dinarides during the Last Glacial Maximum – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 436: 23–40.
- NGUYEN PH. & WEBER M. (2015): Forensic value of pollen from ornamental indoor plants. – *Grana*, 54 (3): 236–246.
- NICOLUSSI K. & PATZELT G. (2001): Untersuchungen zur holozänen Gletscherentwicklung von Pasterze und Gepatschferner (Ostalpen). – *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 36: 1–87.
- OEGGL K. (2015): Die Entwicklung der hochmontanen und subalpinen Wälder im Holozän. – *Berichte der Reinhold-Tüxen-Gesellschaft*, 27: 123–131.
- OEGGL K. & WAHLMÜLLER N. (1994): Holozäne Vegetationsentwicklung an der Waldgrenze der Ostalpen: die Planlacke (2140 m)/Sankt Jakob im Defreggen, Osttirol. – *Disser-tationes Botanicae (Festschrift Gerhard Lang)*, 234: 389–411.
- PATZELT G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen: 249–259. In: FRENZEL B. (Ed.) (1977): *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. – *Erdwissenschaftliche Forschung*, 13, Wiesbaden, 330 S.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Bd. I–III, Tauchnitz, Leipzig, 1199 S.
- PESTAL G., HEJL E., BRAUNSTINGL R., EGGER H., VAN HUSEN D., LINNER M., MANDL G., REITNER J., RUPP C. & SCHUSTER R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PIGNATTI S. (1982): Flora d'Italia. – *Edagricole Bologna*, Vol. 3: 181–183.
- PINI R., RAVAZZI C. & DONEGANA M. (2009): Pollen stratigraphy, vegetation and climate history of the last 215 ka in the Azzano Decimo core (plain of Friuli, north-eastern Italy). – *Quaternary Science Reviews*, 28: 1268–1290.
- REITNER J. M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, 164–165: 64–84.
- REITNER J. M., IVY-OCBS 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.
- REITNER J. M., OSTERMANN M., SCHUSTER R., BICHLER M., KNOLL T., ROBL J. & IVY-OCBS S. (2018): Der Bergsturz vom Auernig (Mallnitz/Kärnten), seine Altersstellung und Folgen. – Carinthia II, 207./127.: 503–548.
- SCHMIDT R., WUNSAM S., BROSCHE U., FOTT J., LAMI A., LÖFFLER H., MARCHETTO A., MÜLLER H. W., PRAZÁKOVA M. & SCHWAIGHOFER B. (1998): Late and post-glacial history of meromictic Längsee (Austria), in respect to climate change and anthropogenic impact. – Aquatic Sciences, 60: 56–88.
- SCHMIDT R., VAN DER BOGAARD C., MERKT J. & MÜLLER J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the southeastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and paleoclimate. – 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.
- SCHMID S. M., SCHARF A., HANDY M. R. & ROSENBERG C. L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectono-metamorphic synthesis – Swiss Journal of Geosciences, 106: 1–32.
- SCHNEIDER R. (1985): Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der spät- und post-glazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien). – Botanische Jahrbücher Systematik, 100: 26–109.
- SCHULTZE E. (1976): Ein Beitrag zur spät- und frühpostglazialen Vegetationsentwicklung Kärntens. Profil Kleinsee (447 m NN). – Carinthia II, 166./86.: 197–204.
- SCHULTZE E. (1979): Die Bedeutung eines Pollenprofils aus dem Haidensee (486 m NN) in Kärnten für die spät- und frühpostglaziale Vegetationsentwicklung im nördlichen Klagenfurter Becken. – Linzer biologische Beiträge, 11: 21–31.
- SCHULTZE E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – Carinthia II, 174./94.: 261–266.
- SCHUSTER R., PESTAL G. & REITNER J. M. (2006): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geologische Bundesanstalt, Wien, 115 S.
- SCHUSTER R., DAURER A., KRENMAYR H. G., LINNER M., MANDL G. W., PESTAL G. & REITNER J. M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – Geologische Bundesanstalt, Wien, 80 S.
- SENARCLENS-GRANCY W. (1939): Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes. – Jahrbuch der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 89 (1939): 197–232.
- STARNBERGER R., DRESCHER-SCHNEIDER R., REITNER R. M., RODNIGHT H., REIMER P. J. & SPÖTL CH. (2013): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). – Quaternary Science Reviews 68: 17–42.
- STOCKMARR J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. – Pollen et Spores, 13: 615–621.
- VAN HUSEN D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120: 1–130.
- VAN HUSEN D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Veröffentlichung der Geologischen Bundesanstalt 2, Wien, 24 S.
- VAN HUSEN D. & REITNER J. M. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. E&G – Quaternary Science Journal, 60: 366–387.
- VESCOVI E., RAVAZZI C., ARPENTI E., FINSINGER W., PINI R., VALSECCHIA V., WICK L., AMMANN B. & TINNER W. (2007): Interactions between climate and vegetation during the Lateglacial period as recorded by lake and mire sediment archives in Northern Italy and Southern Switzerland. – Quaternary Science Reviews, 26: 1650–1669.
- WALKER M. J. C., BJÖRK S., LOWE J. J., CWYNAR L. C., JOHNSEN S., KNUDSEN K.-L., WOHLFARTH B. & INTIMATE GROUP (1999): Isotopic 'events' in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. – Quaternary Science Reviews, 18: 1143–1150.
- ZWANDER H. (1981): Zur Wald- und Siedlungsgeschichte des Gailtales. – Carinthia II, 171./91.: 117–144.

#### **Anschriften der AutorInnen**

Dr. Ruth Drescher-Schneider,  
Schillingsdorfer  
Straße 27, 8010  
Kainbach bei Graz,  
E-Mail: ruthdrescher@hotmail.com

Dr. Jürgen  
M. Reitner,  
Geologische  
Bundesanstalt,  
Neulinggasse 38,  
1030 Wien,  
E-Mail: Juergen.  
Reitner@geologie.  
ac.at

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 2018

Band/Volume: [208\\_128](#)

Autor(en)/Author(s): Drescher-Schneider [Drescher] Ruth, Reitner Jürgen M.

Artikel/Article: [Die Neuinterpretation der Stappitzer See-Bohrungen im Kontext der Klimageschichte und Landschaftsentwicklung 369-398](#)