

Sedimente von vier Hochgebirgsseen unter unterschiedlichem Einfluß von Permafrost

Monica Tolotti ¹, Ulrike Nickus ², Hansjörg Thies³

¹ IASMA Research and Innovation Centre, Edmund Mach Foundation, Via E. Mach 1, I - 38010 San Michele all'Adige. monica.tolotti@fmach.it

² Institut für Atmosphären- und Kryosphärenwissenschaften, Universität Innsbruck, Innrain 52, A - 6020 Innsbruck, Österreich

³ Institut für Interdisziplinäre Gebirgsforschung, Österreichische Akademie der Wissenschaften Technikerstr. 21a, A - 6020 Innsbruck, Österreich

Zusammenfassung

Die paläolimnologische Untersuchung von Seen in Nord- und Südtirol wurde innerhalb des Interreg Projekts Permaqua (Permafrost und seine Auswirkungen auf Wasserhaushalt und Gewässerökologie im Hochgebirge) durchgeführt um die ökologische Entwicklung von Seen in Permafrostgebieten seit Ende der Kleinen Eiszeit (~1850) zu dokumentieren und mögliche Auswirkungen von abschmelzenden Permafrost auf Geochemie und Biologie dieser Seen zu untersuchen. Die Sedimentkerne aus vier Hochgebirgsseen (> ca. 2500 m ü.d.M.) im altkristallinen Gestein wurden radioisotopisch datiert (²¹⁰Pb, ²²⁶Ra, ¹³⁷Cs, ²⁴¹Am und ¹⁴C) und für lithologische (Sedimentdichte, Wassergehalt und organischen Gehalt), geochemische (Hauptelemente und Schwermetalle) und biologische (Abundanz und Artenzusammensetzung der Diatomeen) Indikatoren analysiert.

Alle untersuchten Seesedimente zeigen Veränderungen der lithologischen und biologischen Indikatoren zwischen Ende der Kleinen Eiszeit (um 1850) und den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts. Die Konzentration von Schwermetallen in den untersuchten Seesedimenten nehmen während der letzten ~ 150 Jahre großteils zu und erreichen die höchsten Werte nach den 1990er Jahren. Die für die Niederungsseen der nördlichen Hemisphäre typischen Veränderungen der

Diatomeenszusammensetzung nach dem Wirtschaftsboom der 1960er Jahre sind dagegen nicht erkennbar. Das Ausmass dieser Veränderungen scheint aber nicht ausschließlich mit dem Vorhandensein von aktiven Blockgletschern erklärt werden zu können. Die in den Seesedimenten ermittelten biologischen und chemischen Veränderungen können auf unterschiedliche Einflüsse wie Geochemie, Verwitterung und Charakteristika der Einzugsgebiete zurückgeführt werden.

Abstract

A paleolimnological survey of high mountain lakes in North- and South-Tyrol was conducted within the Interreg project Permaqua (permafrost and its effects on water balance and mountain water ecology) aiming at reconstructing the ecological evolution of lakes in permafrost regions since the end of the Little Ice Age (~1850), and to investigate possible effects of permafrost thawing on lake geochemistry and biology. Sediment cores from four lakes located above ~2500 m a.s.l. on crystalline bedrock were radioisotopically dated (²¹⁰Pb, ²²⁶Ra, ¹³⁷Cs and ²⁴¹Am and ¹⁴C) and analyzed for lithological (wet density, water and

organic content), geochemical (principal elements and heavy metals), and biological (diatom abundance and species composition) proxies. All the cores studied showed lithological and biological changes between the end of the Little Ice Age and the first decades of the 20th century. Concentrations of heavy metals increased in the studied cores during the last ~150 years and reached highest values after the 1990s. On the contrary, changes in diatom species composition which typically characterize many lower lakes of the northern hemisphere after the economic development in the 1960s were not recorded in the lakes investigated.

However, it is not possible to explain these changes as completely related to the presence of active rock glaciers in the lake catchments. The long-term changes of biological and chemical indicators observed in the studied sediment cores appear to be the results of a set of combined factors, such as geochemistry, weathering, or catchment characteristics.

1. Einleitung

Hochgebirgsseen werden als Studienobjekte zur Untersuchung möglicher Auswirkungen des globalen Wandels verwendet, wo ein möglicher anthropogener Einfluß oft als eher gering eingeschätzt wird (Catalan et al., 2013). Rezente Studien haben jedoch gezeigt, dass auch Hochgebirgsseen von atmosphärischer Deposition belastet werden (Battarbee et al., 2005; Wolfe et al., 2013; Spaulding et al., 2015), und dass sie gegenüber die Auswirkungen des Klimawandels, wie dem Abschmelzen von Gletscher und Permafrost empfindlich reagieren können (Slemmons et al., 2013; Thienpont et al., 2013; Rühland et al., 2015).

Die gesamte von Permafrost bedeckte Fläche der Alpen ist etwa dreimal so groß wie die Fläche der Alpenen Gletscher (Böckli et al., 2012). Aktive Blockgletscher stellen eine sehr verbreitete Form vom alpinen Permafrost dar (Barsch, 1996) und reagieren sehr empfindlich auf eine Zunahme der Lufttemperatur (Harris et al., 2003; Haeberli et al., 2006). Alpiner Permafrost und Blockgletscher

wurden bis vor kurzem vor allem morphologisch oder hydrologisch untersucht (e.g. Williams et al., 2006; Krainer et al., 2007; Haeberli et al., 2010). Die Auswirkungen von abschmelzendem Permafrost auf Chemie und Ökologie von Hochgebirgs-gewässern werden erst seit kurzem untersucht (Thies et al., 2007; 2013; Todd et al., 2012; Ilyashuk et al., 2014).

Innerhalb des Interreg Projekts Permaqua (Permafrost und seine Auswirkungen auf Wasserhaushalt und Gewässerökologie im Hochgebirge) wurde die paläolimnologische Untersuchung von Seen in Nord- und Südtirol durchgeführt um die ökologische Entwicklung von Seen in Permafrostgebieten seit Ende der kleinen Eiszeit (~1850) zu dokumentieren und mögliche Auswirkungen von abschmelzenden Permafrost auf Geochemie und Biologie dieser Seen zu untersuchen.

2. Untersuchungsgebiete und Methoden

Im Herbst 2012 und 2013 wurden aus vier Hochgebirgsseen in Nord- und Südtirol Sedimentkerne entnommen (Abbildung 1). Die Seen befinden sich in altkristallinem Gestein (Stingl & Mair, 2005) im Bereich des Alpenhauptkamms in einer Höhe von ca. 2500 bis 2800 m (Tabelle 1) und sind unterschiedlich von Permafrost beeinflusst (<http://gis2.provinz.bz.it/geobrowser>). Blockgletscher kommen im Einzugsgebiet von 2 Seen vor: ein inaktiver Blockgletscher im Bereich des Wilden Pludersees, ein aktiver Blockgletscher im Bereich des Wannenkarsees (Abbildung 1). Die Einzugsgebiete von Hungerschartensee und Großer Malersee weisen keine Blockgletscher auf, aber Permafrost in beiden Einzugsgebieten ist als weit verbreitet modelliert worden (Mair et al., 2011). Weitere Informationen über die untersuchten Seen sind in Thaler, et al. (2017) verfügbar. Die Beprobung der Kerne wurde mit einem modifizierten Kajakkorer (UWITEC, Mondsee, A) durchgeführt – im Hungerschartensee und Wilden Pludersee jeweils an der tiefsten Stelle, in den beiden anderen Seen im Bereich einer Wassertiefe von etwa 4 m wegen des Auftretens einer dicken Mooschicht (Wannenkarsee) bzw. Eisbedeckung

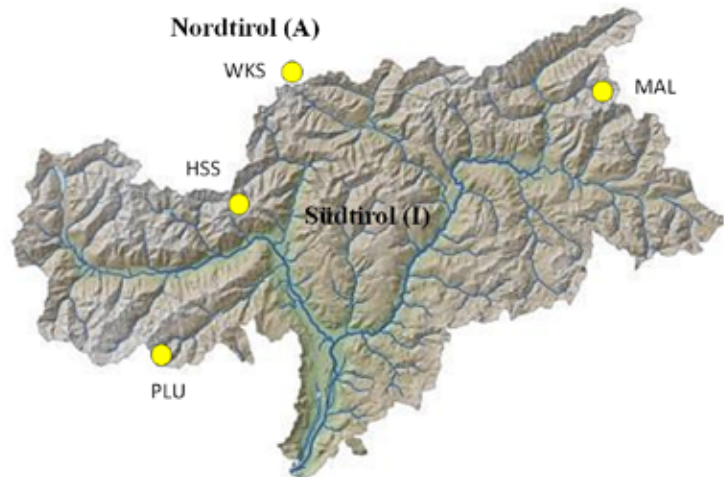


Abbildung 1. Untersuchte Seen in Nord- und Südtirol, mit Angabe der Höhe über dem Meer. Hungerschartensee (HSS), Wilder Pludersee (PLU) und Großer Malersee (MAL) wurden im Herbst 2012 beprobt, Wannenkarsee (WKS) im Herbst 2013.

Figure 1. Location of high mountain lakes sampled within the project Permaqua in North and South Tyrol, with indication of altitude above sea level. Hungerschartensee (HSS), Wilder Pludersee (PLU) and Großer Malersee (MAL) were sampled in autumn 2012, Wannenkarsee (WKS) in autumn 2013.



in der Seemitte (Großer Malersee) (Tabelle 2). Die Kerne wurden bis zur Bearbeitung bei 4°C dunkel gelagert und dann in 0,5 bis 1,0 cm dicken Schichten beprobt (Tabelle 2). Neben Aussehen, Farbe und Textur wurden die in Tabelle 3 aufgelisteten Indikatoren untersucht.

Die Sedimentkerne aus den vier Seen wurden anhand der radioaktiven Isotope ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs und ^{241}Am durch direkte Gamma-Analyse (Appleby, 2001) beim Environmental Change Research Centre (University College London, UK) datiert. Die Chronologie jedes analysierten Kerns wurde anhand des CRS Datierungsmodells (konstante ^{210}Pb Akkumulationsrate, Appleby, 2001) bestimmt.

Dieses Verfahren ermöglicht die Datierung von bis ~150 Jahre alten Sedimentschichten. Zusätzlich wurden ausgewählte Sedimentproben aus Hungerschartensee, Großer Malersee und

Wannenkarsee mit ^{14}C datiert. Die ^{14}C Datierung wurde bei Beta Analytics Inc. (Miami, USA) durchgeführt. Das ^{14}C -Alter wurde anhand der IntCal13 Kalibrationskurve (Reimer et al., 2013) durch das Programm OxCal 4.2. (Bronk, 1995, <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/OxCal.html>) mit einer Wahrscheinlichkeit von 95,4% kalibriert. Diese Kalibrationskurve berücksichtigt sowohl die Veränderung des Kohlenstoffgehalts in der terrestrischen Atmosphäre während der letzten ca. 40000 Jahre als auch die Zunahme an ^{14}C ärmeren Kohlenstoff seit Anfang der industriellen Zeit (Björck & Wohlfarth, 2001).

Eine kleine Sedimentmenge (ca. 2 g Frischmaterial) aus jeder Kernschicht diente der Bestimmung von Sedimentdichte, Wassergehalt und organischem Gehalt. Die Konzentrationen von Hauptelementen (Oxyde als %) und verschiedenen Spurenelementen (als ppm oder μg^{-1}

Table 1. Morphometrische Merkmale der untersuchten Seen mit Angabe der Geologie der Einzugsgebiete. B= geographische Breite; L = geographische Länge; H = Höhe über dem Meer; F = Fläche; T = Seetiefe; EG = Einzugsgebiet; EG:F= Einzugsgebiet: Seefläche; Klassen für die Beschreibung des EG (als Prozent der gesamten EG Oberfläche) nach dem EU Projekt CORINE land cover (<http://www.eea.europa.eu/publications/COR0-part1>): 1 = Gras und Bergland, 2 = Felsflächen, 3 = spärliche Vegetation, 4 = Gletscher; nv = nicht verfügbar; Geol. = geologische Angaben nach Stingl & Mair (2005): 1 = Ötztal-Stubai Kristallin mit Paragneiss, Glimmerschiefer und Quarzit, 2 = Ortler Kristallin mit granatführendem Paragneiss, 3 =Deferegggen-Antholz Kristallin mit Biotitgneiss, Glimmerschiefer, Amphibolit und Orthogneiss.

Table 1. Morphometrical features of the lakes investigated with indication of catchment geology. B= latitude; L = longitude; H = altitude (m a.s.l.); F = lake area; T = lake depth; EG = lake catchment; EG:F= ratio catchment to lake area; categories for the description of the lake catchment (as percent of its total area) according to the EU project CORINE land cover (<http://www.eea.europa.eu/publications/COR0-part1>): 1 = grass, 2 = bare rock, 3 = sparse vegetation, 4 = glacier; nv = not available; Geol. = catchment geology according to Stingl & Mair (2005): 1 = Ötztal-Stubai crystalline with paragneiss, micaschists and quartzite, 2 = Ortler crystalline with garnet-bearing paragneiss, 3 =Deferegggen-Antholz crystalline with biotite gneiss, micaschists, amphibolite and orthogneiss.

See	B	L	H	F	T	EG	EG:F	Beschreibung EG				Geol.
	UTM	UTM	m	ha	m	km ²		1	2	3	4	
Hungerschartensee	635084	517549	2778	1,70	14	1,3	76,5	0	88	12	0	1
Wilder Pludersee	638613	5146134	2483	0,95	nv	0,3	30,0	49	25	26	0	2
Größer Malersee	735137	5201205	2501	1,1	nv	0,2	18,2	0	50	50	0	3
Wannenkarsee	657939	5201127	2639	4,10	15	1,1	26,8	nv	nv	nv	nv	1

Table 2. Untersuchte Seen mit Angabe von Beprobungsdatum und Kernmerkmalen. NT = Nordtirol, ST = Südtirol, Akron. = Akronym.

Table 2. Lake studied with indication of date of sampling and core features. NT = N-Tyrol, ST = S-Tyrol. Akron. = acronym.

See	Akron	Gebiet	Beprobungsdatum	Beprobungstiefe (m)	Kernlänge (cm)	Schichtdicke (cm)	Probenanzahl
Hungerschartensee	HSS	Schnalstal (ST)	06.09.2012	14,0	58,0	0,5: bis 30 cm 1,0: 31-60 cm	88
Wilder Pludersee	PLU	Ultental (ST)	11.09.2012	4,0	18,0	0,5	36
Größer Malersee	MAL	Raintal (ST)	22.10.2012	4,0	26,0	0,5	52
Wannenkarsee	WKS	Windachtal (NT)	22.08.2013	13,5	13,0	0,5	26

Table 3. Lithologische, geochemische und biologische Indikatoren der untersuchten Seesedimente.

Table 3. Lithological, geochemical und biological indicators of the cores investigated.

Indikator	Information
Aussehen und Textur	Veränderungen im Einzugsgebiet des Sees
Radionuclide (²¹⁰ Pb, ¹³⁷ Cs, ²²⁶ Ra, ²⁴¹ Am)	Altersdatierung (max. bis ~1850 AD)
Radionuclide ¹⁴ C	Altersdatierung (Alter > 150 Jahre)
Sedimentationsrate	Geschwindigkeit der Sedimentansammlung auf dem Seeboden
Dichte	Hydrologische Veränderungen
Wasser- und organischer Gehalt	Chemische und trophische Entwicklung des Sees
Spurenelemente und Schwermetalle	Verwitterung, atmosphärische Belastung
Diatomeen (Artenzusammensetzung, Artenabundanz, ökologische Präferenz)	Habitatveränderungen, Rekonstruktion von Wasser-pH (Abschmelzen des Permafrosts) und von Gesamtphosphor als Indikator der Seetrophie

Trockenmaterial) wurden bei allen Sedimentschichten durch Röntgenfluoreszenz-Analyse bestimmt. Im vorliegenden Beitrag werden die Tiefenprofile 15 ausgewählter Elemente für jeden Kern dargestellt, um den Vergleich zwischen den untersuchten Seen zu erleichtern.

Die Untersuchung der subfossilen Kieselalgen erfolgte nach Reinigung der Diatomeenschalen in Wasserstoffperoxid (H_2O_2) und Herstellung von Dauerpräparaten in Naphrax Harz (Battarbee et al., 2001). Je 500 gereinigte Kieselalgenschalen pro Probe wurden mikroskopisch bei 1000x Vergrößerung bestimmt. Die taxonomische Bestimmung erfolgte nach Krammer & Lange-Bertalot (1986-2004), Lange-Bertalot & Metzeltin (1996), Lange-Bertalot (2001), Hofmann et al., (2011), Lange-Bertalot & Witkowski (2011).

Die Auswertung der Diatomeendiversität erfolgte über den Shannon Index (Shannon & Weaver, 1949) auf Basis der relativen Abundanzen aller bestimmten Diatomeentaxa. Diatomeen mit Häufigkeit $\geq 0,5\%$ in jeder Sedimentprobe dienten der Bestimmung von homogenen Diatomeenzonen entlang der untersuchten Kerne auf der Basis der CONISS Methodik (Programm ZONE, Lotter & Juggins, 1991). Die Anzahl der statistisch signifikanten Zonen wurde durch den Vergleich mit dem "broken stick"-Modell (Bennett, 1996) bestimmt. Jene Arten mit Häufigkeit $\geq 0,5\%$ wurden auch für die Rekonstruktion der langfristigen Veränderungen von Wasser-pH und gesamten Phosphorkonzentrationen (TP) in den untersuchten Seen verwendet. Die Rekonstruktion wurde mit dem Programm C2 1.7 (Juggins, 2007) anhand von den verfügbaren Kalibrationsdatensätzen im European Diatom Dataset (EDDI, Juggins 2001, <http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp>) durchgeführt. Die Ergebnisse der verschiedenen Trainingsfunktionen wurden nach den folgenden Kriterien ausgewählt: a) Größe ihres statistischen Fehlers, b) Eignung für die Abschätzung der im Seewasser gemessenen pH und TP Werte.

Stratigrafische Grafiken wurden mit Hilfe des Programms C2 1.7 (Juggins, 2007) erstellt.

3. Ergebnisse und Diskussion

3.1 Hungerschartensee

Aussehen und Textur

Der Sedimentkern aus dem Hungerschartensee (Schnalstal) ist 58 cm lang und weist eine homogene Struktur und Textur auf (Abbildung 2). Die oberen ca. 11 cm bestehen aus einer hellbraunen organischen Gytjtja mit glatter Textur, die mit der Tiefe kompakter wird. Feines mineralisches Material kommt erst zwischen 11 und 17 cm vor. Die darunterliegende Schicht besteht aus einer bräunlichen, glatten, und zunehmend kompakteren Gytjtja bis zu ca. 36 cm Tiefe. Mineralisches Material mit zunehmender Korngröße (von Ton bis feinem Sand) tritt in der tiefsten Kernsektion auf, wobei die untersten 2 cm des Kerns kompaktes und glattes Aussehen aufwiesen (Abbildung 2).

Datierung und Lithologie

Nur die oberste 6 cm dicke Kernschicht konnte durch die Radioisotope ^{210}Pb und ^{137}Cs datiert werden (Abbildung 3). Da aber aufgrund der außergewöhnlichen Weichheit des Sediments bei der Beprobung die obersten Schichten verloren gingen, entspricht die aktuelle Oberfläche des entnommenen Kerns dem Jahr 1963 (± 2 Jahre). Deshalb zeigt das ^{137}Cs Tiefenprofil (Abbildung 3) keine der typischen Maxima (i.e. 1963 und 1986), die ansonsten in europäischen Seesedimenten zu finden sind (Appleby, 2001). Die tiefste mit ^{210}Pb datierte Sedimentschicht weist ein Alter von 155 ± 33 Jahren auf, was dem Jahr 1857 ± 33 AD entspricht.

Insgesamt wurden sieben Sedimentschichten mit ^{14}C datiert. Sie zeigen eine regelmäßige Alterszunahme bis ca. 5300 Jahre in ~ 51 cm Tiefe (Abbildung 3). Ein großer Alterssprung auf 8085 ± 80 Jahre tritt zwischen 51 cm und 58 cm Tiefe auf (Abbildung 3).

Die Sedimentdichte (Abbildung 3) schwankt in den oberen 42 cm des Kerns um $1,1 \text{ g cm}^{-3}$ und erreicht in den tieferen Schichten Maxima von $1,3 \text{ g cm}^{-3}$. Der Wassergehalt zeigt hohe Werte (96-98% vom Frischgewicht) in den obersten

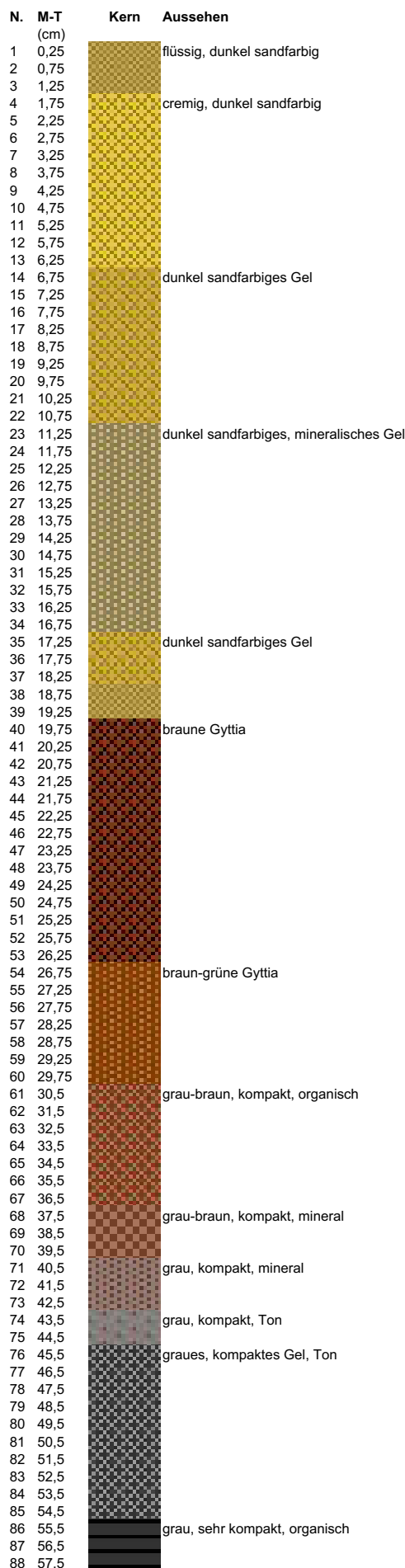


Abbildung 2. Aussehen und Textur des Sedimentkerns aus dem Hungerschartensee. M-T = mittlere Tiefe jeder Sedimentschicht.

Figure 2. Aspect and texture of the sediment core from Hungerschartensee. M-T = mean depth of each sediment layer.

42 cm des Kerns und nimmt zwischen 42 und 55 cm Tiefe bis zu 60% ab (Abbildung 3). Der durchschnittliche organische Gehalt in den oberen 25 cm des Kerns beträgt ~ 20% vom Trockengewicht und erreicht Werte bis zu 30% in etwa 40 cm Tiefe, was einem Niveau von produktiveren Hochgebirgsseen (e.g. Koinig et al., 2002) und Gebirgsseen unterhalb der Waldgrenze entspricht (e.g. Brancelj et al., 2002). Derart hohe Werte können mit einem niedrigen mineralischen Eintrag aus dem gletscherfreien Einzugsgebiet des Hungerschartensees erklärt werden (Lotter et al., 2002). Das Tiefenprofil des organischen Gehalts ist mit dem Verlauf des Wassergehalts vergleichbar und zeigt deutliche Abnahmen um die 15 cm Tiefe und insbesondere in der tiefsten 10 cm mächtigen Sedimentschicht, wo die Werte bis auf 6% abnehmen (Abbildung 3). Diese Schichten wurden während kälterer und feuchter Phasen im früheren Mittelalter beziehungsweise zwischen ca. 6000 und 5000 Jahre v.H. abgelagert (Dansgaard, et al., 1984; Walker et al., 2012). Der mineralische Beitrag aus dem Einzugsgebiet war in diesen Zeiten wahrscheinlich höher, worauf entsprechend hohe Sedimentdichten hinweisen. Im Gegensatz zu zahlreichen Hochgebirgsseen, die ab dem Ende der kleinen Eiszeit zwischen ca. 1850 und 1900 (Roberts, 2014) einen deutlichen Übergang von mineralischen zu organischen Sedimenten zeigen (Lotter et al., 2000; Lami et al., 2010; Wolfe et al., 2013;), weist der Hungerschartensee eine Zunahme von organischem Material erst in den späten 1930ern auf (Abbildung 3).

Geochemie

Die Tiefenprofile der 15 ausgewählten Elemente sind in Abbildung 4 dargestellt. Al, Mg, Ca, Cr, Rb und Zr (in hellblau in Abbildung 4 dargestellt) zeigen einen vergleichbaren vertikalen Verlauf mit leicht höheren Werten um ~15 cm Tiefe sowie zwischen ca. 45 und 49 cm, i.e. während des

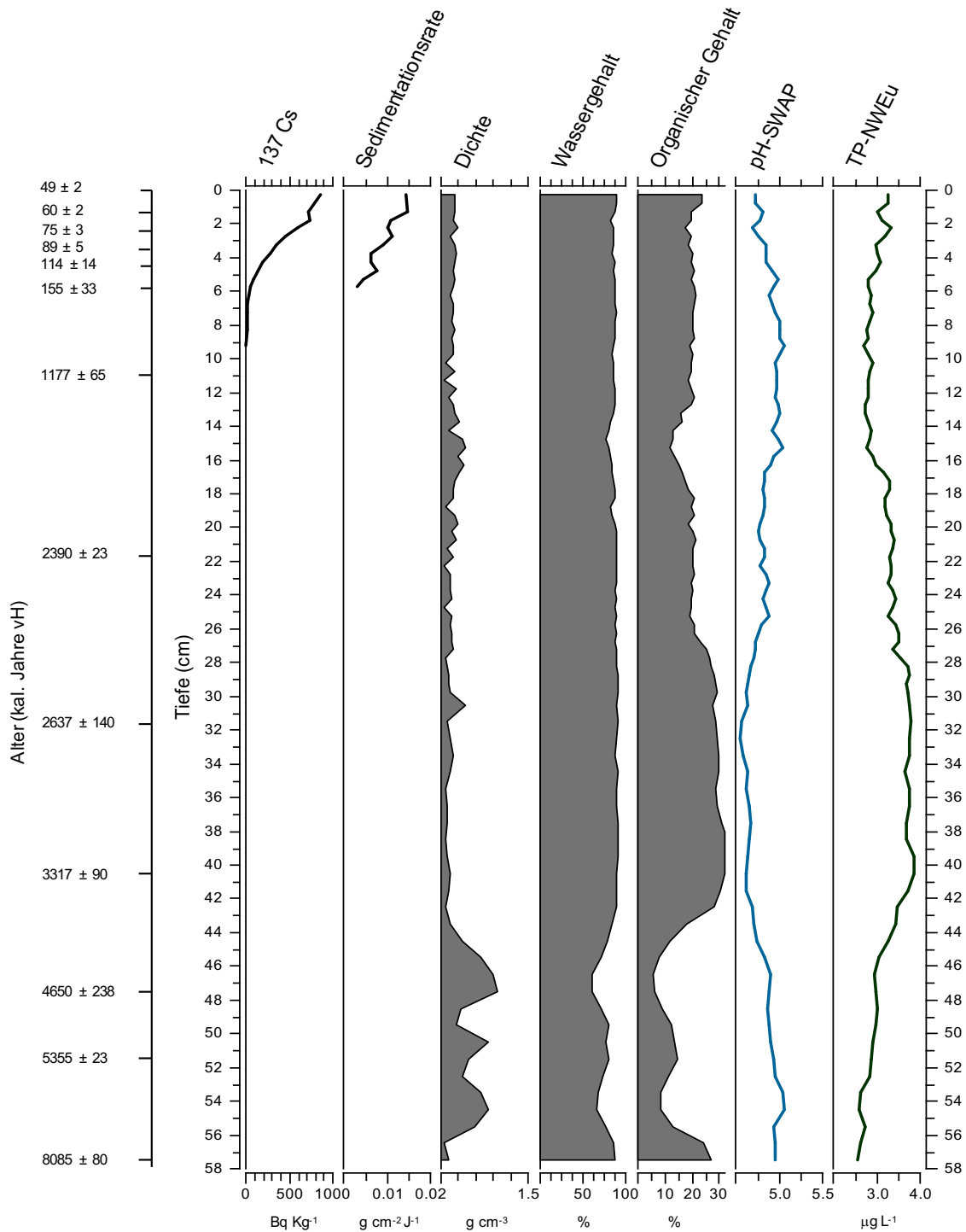


Abbildung 3. Tiefenprofile der lithologischen Indikatoren vom Sedimentkern aus dem Hungerschartensee, und der aus Diatomeen rekonstruierten Werte für pH und Gesamtphosphor (TP) des Seewassers. Sedimentalter als kalibrierte Jahre vor Heute (kal. Jahre v.H.). SWAP = Surface Waters Acidification Programme Datensatz (Birks et al., 1990), kalibriert auf 178 Seen aus Schweden, Norwegen, Schottland, Wales, Englischem Lake District. Wasser pH wurde durch eine gewichtete Mittelwertbildung mit „classical deshrinking“ ausgerechnet. NWEu = North Western European Datensatz (Bennion et al., 1996), kalibriert auf 152 Seen in SO England, English Midlands, Wales, Nordirland, Dänemark, Schweden. Wasser TP wurde durch die gewichtete Mittelwertbildung mit „classical deshrinking“ und downweighting der Artentoleranzen ausgerechnet. Durchschnittliche Standardfehler für pH und TP Rekonstruktion liegen bei 0,36 pH-Einheiten bzw. 2,11 $\mu\text{g L}^{-1}$ TP.

Figure 3. Depth profiles of the lithological indicators of the sediment core from Hungerschartensee and of diatom-inferred lake water pH and total phosphorus (TP). Sediment ages in calibrated years before present (kal. Jahre v.H.). SWAP = Surface Waters Acidification Programme dataset (Birks et al., 1990), calibrated on 178 lakes in Sweden, Norway, Scotland, Wales, English Lake District. Water pH was inferred by weighted averaging with classical deshrinking. NWEu = North Western European database (Bennion et al., 1996), calibrated on 152 lakes in SE England, English Midlands, Wales, N-Ireland, Denmark, Sweden. Water TP was inferred by weighted averaging with classical deshrinking and downweighting of species tolerances. Average standard error for pH and TP reconstruction are 0.36 and 2.11 $\mu\text{g L}^{-1}$, respectively.

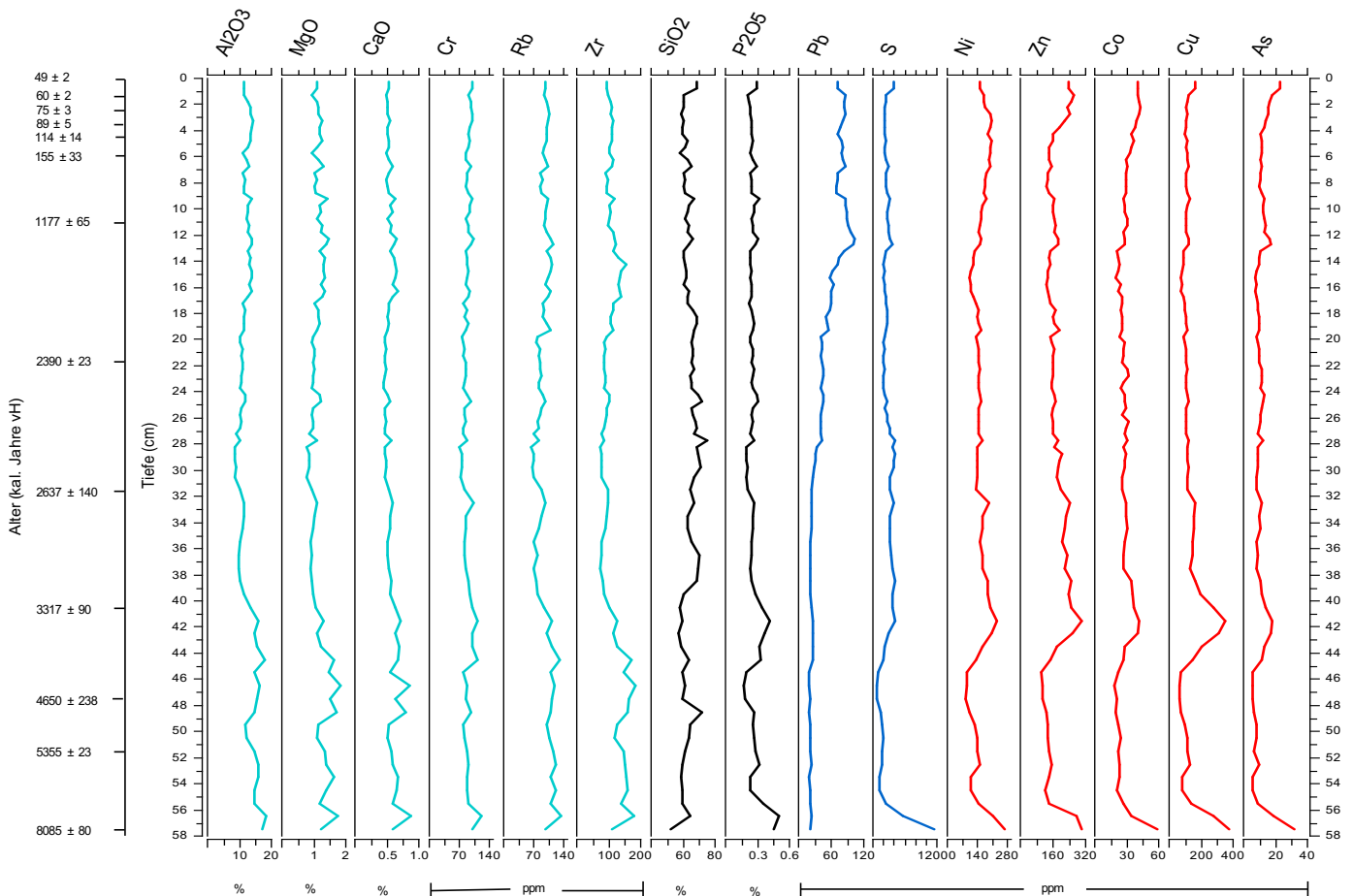


Abbildung 4. Tiefenprofile ausgewählter geochemischer Elemente und Schwermetalle im Sedimentkern aus dem Hungerschartensee.

Figure 4. Depth profiles of selected geochemical elements and heavy metals of the sediment core from Hungerschartensee.

Mittelalters bzw. während feuchter und kälterer Phasen des mittleren Holozäns.

SiO₂ und P₂O₅ zeigen geringe Veränderungen entlang des Sedimentkerns, wobei P₂O₅ leicht höhere Werte in den Kernschichten mit höherem organischem Gehalt aufweist. Das könnte sowohl mit autochthonen P-Quellen (i.e. aus Primärproduktion von benthischen und planktischen Algen) als auch mit allochthonen Einträgen aus Einzugsgebieten oder atmosphärischer Staubdeposition (Ballantyne et al., 2011) zusammenhängen.

Die Konzentration von Pb nimmt ab ca. 13 Tiefe ab, was einem Alter von ca. 1200 Jahren entspricht

(Abbildung 4). Die sonst typische Zunahme der Pb-Konzentration in den obersten Schichten von Seesedimenten als Folge von atmosphärischer Deposition aus anthropogenen Quellen war nicht nachweisbar. Schwefel zeigt die höchsten Werte (bis 11600 ppm) in den tiefsten Sedimentschichten, was auf geogene Quellen hinweist.

Alle in Abbildung 4 dargestellten Schwermetalle zeigen vergleichbare Profile mit deutlich höheren Konzentrationen in ~42 und ab 56 cm Tiefe. Diese Sedimentschichten wurden während wärmerer Phasen des mittleren Holozäns (i.e. vor 4000 und 6000 Jahren) abgelagert (Dansgaard, et al., 1984;

Walker et al., 2012). Mit Ausnahme von Ni zeigen die untersuchten Metalle etwas höhere Konzentrationen ab Ende des 19. Jahrhunderts (Abbildung 4).

Diatomeen

Die Diatomeengemeinschaften entlang des Kerns bestehen aus 54 Taxa, die ausschließlich den kolonienförmigen Centralen beziehungsweise den benthonischen Pennalen angehören. Die zentralen Arten (i.e. *Aulacoseira distans* var. *navalis*, *A. alpigena*, *A. cf. pfaffiana*, Abbildung 5a-c) haben im Hungerschartensee einen thicoplanktischen Habitus, was ihre große Häufigkeit sowohl im litoralen Benthos als auch im Plankton zeigt (Thaler et al., 2015). Bei den Centralen und Pennalen sind vorwiegend die säureliebenden Arten vertreten, die typisch für hochalpine Gewässer mit geringer Mineralisierung und niedrigem Nährstoffgehalt sind, wie z.B. *Chamaepinnularia mediocris*, *Cymbella gaeumannii*, *Pinnularia microstauron*, *Psammothidium scoticum* (Abbildung 5). Jene Diatomeenarten, die sowohl im Wasser als auch auf feuchten Substraten wachsen können, überwiegen im gesamten Kern, was auf mögliche saisonale Schwankungen des Seewasserspiegels hinweist. Das Tiefenprofil des Shannon Index weist auf mäßige und stabile Diversität der Diatomeen hin, mit den niedrigsten Werten (um 0,9) in der Kernsektion mit Vorherrschen von *Aulacoseira distans* var. *navalis*, und Werten bis zu 3,2 in der oberen Kernhälfte.

Die Tiefenprofile der 13 dominanten Arten (mit relativer Häufigkeit >4%) sowie die 9 ermittelten homogenen Diatomeenzonen sind in Abbildung 6 dargestellt. Neben der durchgehenden Dominanz von *Aulacoseira distans* var. *navalis*, die um 30 cm Tiefe 92% aller Diatomeen erreicht, ist eine deutliche Variabilität der Diatomeen in den Zonen D1-D4 (Abbildung 6) zu erkennen, was der Sedimentablagerung bis vor ca. 3000 Jahren entspricht. Zone D5 (ca. 3000 bis 2500 Jahre) stellt eine Übergangsperiode dar, die von verschiedenen *Aulacoseira* Arten und *Pinnularia microstauron*, sowie von der Abnahme aller anderen Arten gekennzeichnet ist. Ab Zone D4 nehmen viele der in den tieferen Sedimentschichten vorkommenden Arten wieder zu, wobei neue Arten wie *Chamaepinnularia mediocris* die Artenfolge in

den oberen drei Zonen D7-D9 bestimmen. Die oberste Zone, die einer Sedimentablagerung seit den 1930ern entspricht, ist von einer Zunahme von säureliebenden Arten, wie *Achnantheidium acidoclinatum*, *A. distans* var. *navalis* und *Pinnularia microstauron* var. *nonfasciata* gekennzeichnet (Abbildungen 5m, 5b, 5p, und 6).

Der Übergang zwischen angrenzenden Diatomeenzonen entlang des Kerns stimmt gut mit wesentlichen Veränderungen der lithologischen und geochemischen Indikatoren überein (cf. Abbildungen 3 und 4), was auf eine enge Beziehung zwischen abiotischen Bedingungen und Entwicklung der benthischen Diatomeengemeinschaft im Hungerschartensee hinweist.

Rekonstruierte Profile von pH-Wert und Phosphor

Wegen des Verlustes der obersten Sedimentschicht während der Probenahme wurden pH-Werte und Phosphor (TP) aus der Diatomeengemeinschaft einer zusätzlichen Oberflächensedimentprobe bestimmt und mit den aktuellen Werten von pH und TP im Seewasser verglichen (4,8 bzw. ca. 3 µg L⁻¹, Thaler et al., 2015).

Für die Rekonstruktion des pH-Werts in der Oberflächensedimentprobe wurde der auf Nord-Europäische Seen kalibrierte SWAP Datensatz (Birks et al., 1990) verwendet. Dies ergab einen pH-Wert von 4,9. Die Ergebnisse der Rekonstruktion des pH-Werts sind in Abbildung 3 dargestellt.

Das pH-Profil zeigt eine leichte Abnahme der Werte, von pH ~5 auf ~4,5, von tieferen Sedimentschichten bis etwa 30 cm Tiefe. In Richtung oberer Sedimentschichten nimmt der pH bis auf einen Wert von 5,1 zu. Nur die obersten mit ²¹⁰Pb datierten Schichten zeigen wieder niedrigere pH-Werte. Der Schwankung der rekonstruierten pH-Werte steht ein Standardfehler der Rekonstruktion von pH 0,07-0,14 gegenüber, was bei der Interpretation der Daten berücksichtigt werden muss. Der Verlauf der rekonstruierten pH-Werte wird vor allem von der Abundanz der dominanten säureliebenden und oligotrophentischen *Aulacoseira distans* var. *navalis* bestimmt (Abbildung 6). Deshalb spielen die anderen Indikatoren für einen sauren pH-Wert (vor allem *Achnanthes* Arten) nur eine untergeordnete Rolle.

Für die Rekonstruktion der Phosphorwerte wurde der NW-Europäischen TP-Datensatz

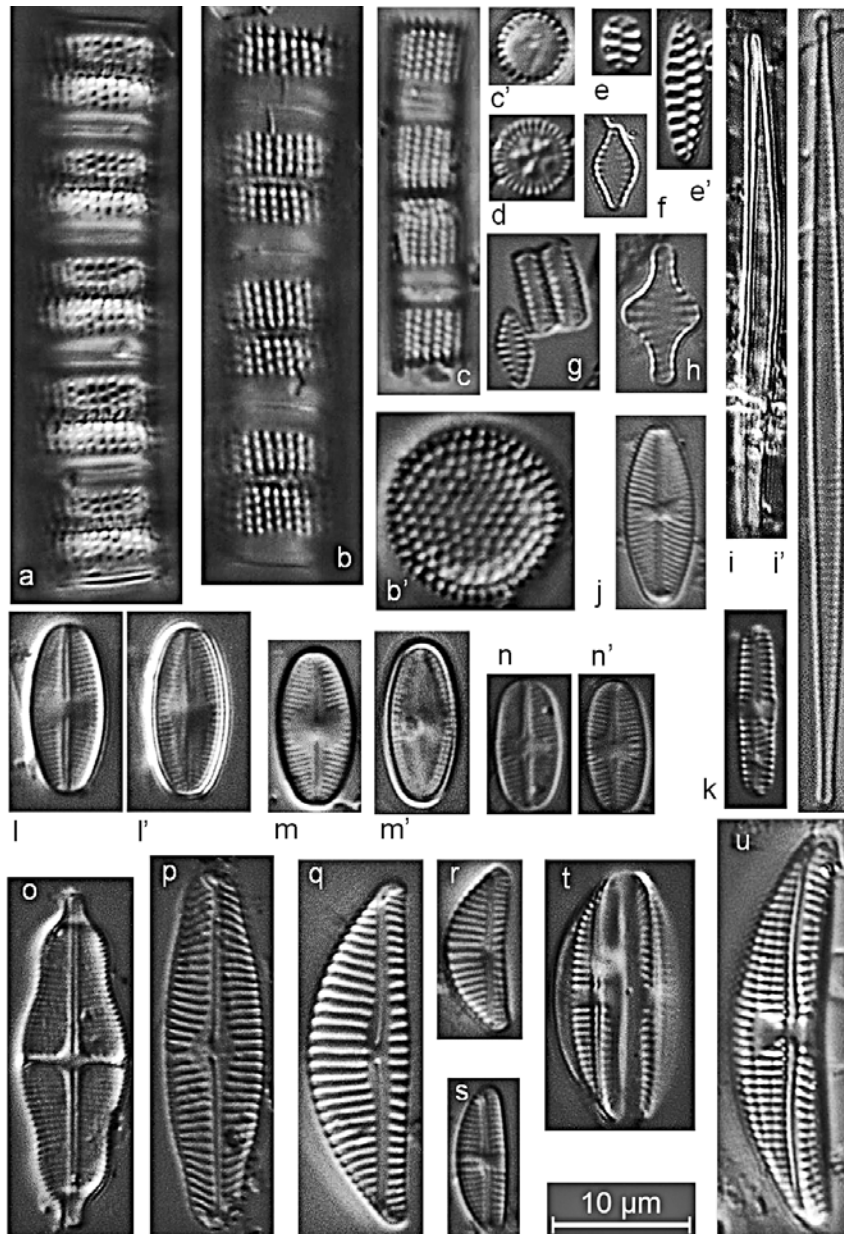


Abbildung 5. Einige der häufigsten Diatomeen aus den Sedimentkernen der vier untersuchten Permaqua Seen; a: *Aulacoseira pfaffiana*; b-b': *A. distans* var. *nivalis*; c-c': *Aulacoseira alpigena*; d: *Cyclotella comensis*; e e': *Staurosira mutabilis*; f: *S. parasitoides*; g-g': *S. microstriata*; h: *S. pseudoconstruens*; i-i': *Fragilaria gracilis*; j: *Cavinula lapidosa*/ *variostrata*; k: *Chamaepinnularia mediocris*; l-l': *Psammothidium marginulatum*; m-m': *P. acidoclinatum*; n-n': *P. scoticum*; o: *Stauroneis smithii*; p: *Pinnulara microstauron* var. *nonfasciata*; q: *Encyonema silesiacum*; r: *E. minutum*; s: *Cymbella gauemannii*; t: *Amphora inariensis*; u: *A. copulata*.

Figure 5. Some of the most abundant diatom species found in the sediment cores from the four investigated Permaqua lakes; a: *Aulacoseira pfaffiana*; b-b': *A. distans* var. *nivalis*; c-c': *Aulacoseira alpigena*; d: *Cyclotella comensis*; e e': *Staurosira mutabilis*; f: *S. parasitoides*; g-g': *S. microstriata*; h: *S. pseudoconstruens*; i-i': *Fragilaria gracilis*; j: *Cavinula lapidosa*/ *variostrata*; k: *Chamaepinnularia mediocris*; l-l': *Psammothidium marginulatum*; m-m': *P. acidoclinatum*; n-n': *P. scoticum*; o: *Stauroneis smithii*; p: *Pinnulara microstauron* var. *nonfasciata*; q: *Encyonema silesiacum*; r: *E. minutum*; s: *Cymbella gauemannii*; t: *Amphora inariensis*; u: *A. copulata*.

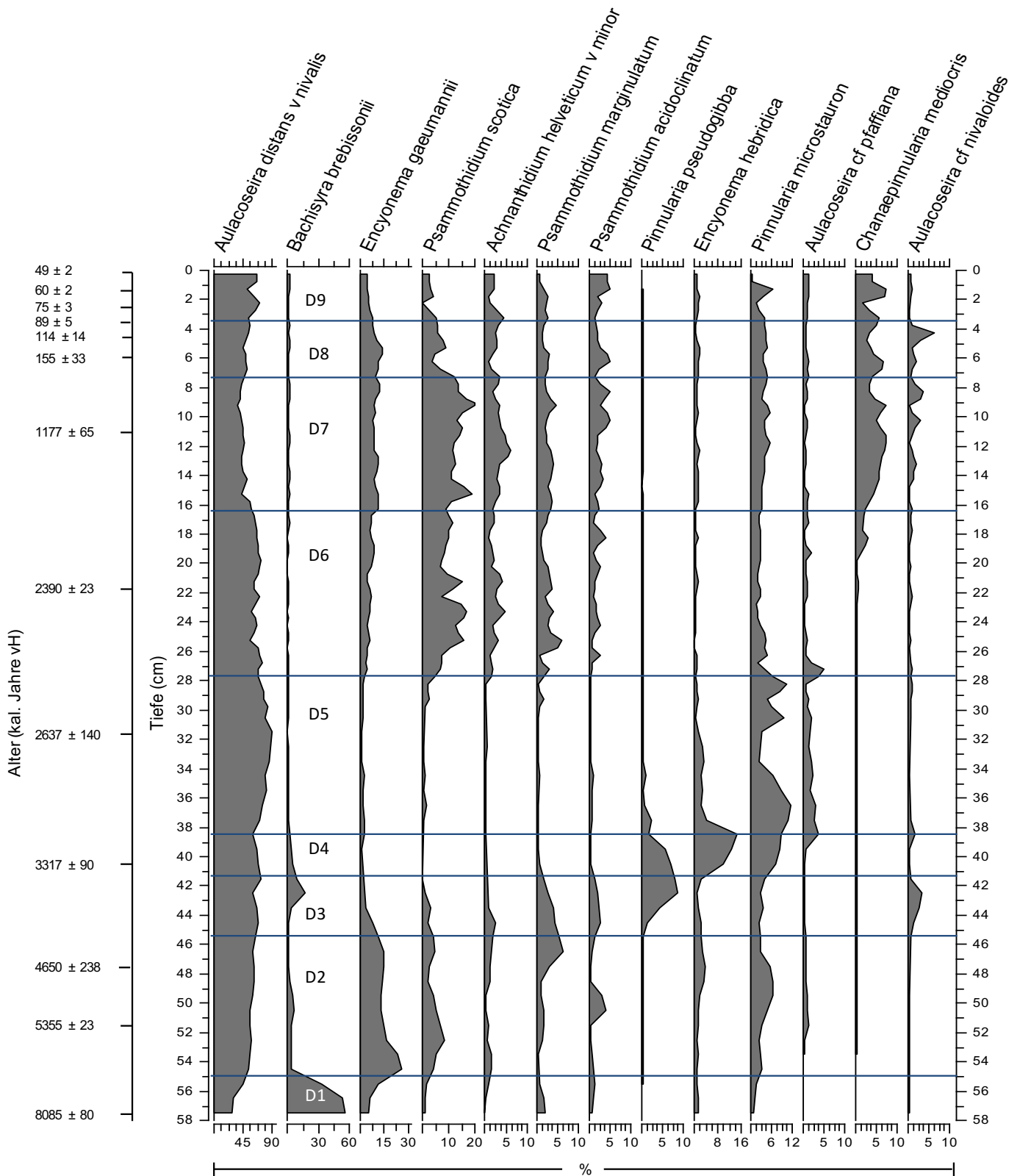


Abbildung 6. Tiefenprofile der Diatomeenarten, die im Sedimentkern aus dem Hungerschartensee mindestens in 2 Proben bestimmt wurden und eine relative Abundanz >4% erreichen. D1-D9 = homogene Diatomeenzonen.

Figure 6. Depth profiles of diatom species identified in at least in two samples of the sediment core from Hungerschartensee, and reaching abundance >4%. D1-D9 = homogeneous diatom zones.

(Bennion et al., 1996) verwendet, der die beste Abschätzung von Gesamtposphorwerten im See von 2–4 $\mu\text{g L}^{-1}$ ergab. Die rekonstruierten TP-Werte weisen auf keine signifikanten Veränderungen der Seetrophie im gesamten Sedimentprofil hin, da die TP-Werte insgesamt im ultraoligotrophen Bereich liegen (i.e. $<4 \mu\text{g L}^{-1}$, Vollenweider & Kerekes, 1982).

3.2 Wilder Pludersee

Aussehen und Textur

Wegen der sehr zähflüssigen Konsistenz des Sedimentes konnten nur kurze Kerne (ca. 20 cm) aus dem Wilden Pludersee entnommen werden. Struktur und Textur des Sedimentkerns sind variabel (Abbildung 7). Die obersten hellbraunen 2 cm weisen auf einen hohen Sauerstoffgehalt hin. Die Schicht zwischen 3 und 5 cm Tiefe besteht aus einer sehr dunklen (anoxischen) und kompakten organischen Gytta. Die mittlere Kernsektion (5–15 cm) zeigt einen hohen Mineralgehalt aus feinem Sand bis kleinem Kies. Die untersten 6 cm des Sedimentkerns sind sehr kompakt und reich an Ton und feinem Sand.

Datierung und Lithologie

Die oberen ~16 cm des untersuchten Kerns wurden mit Radioisotopen datiert, was der Sedimentablagerung seit Jahr 1857 ± 16 entspricht (Abbildung 8). Die ^{210}Pb Datierung stimmt mit dem ^{137}Cs -Tiefenprofil überein, dessen maximaler Wert (bei 5,25 cm Tiefe) von radioaktivem Niederschlag des Jahres 1963 stammt (Abbildung 8). Wegen des hohen mineralischen Sedimentanteils konnte keine ^{14}C Datierung durchgeführt werden. Deshalb wurde das Alter der unteren Sedimentschichten empirisch über eine extrapolierte Sedimentationsrate von 0,03 cm pro Jahr abgeschätzt. Das ergab ein maximales Alter von ca. 330 Jahren. Die durch die ^{210}Pb bestimmte Sedimentationsrate zeigt eine ausgeprägte Zunahme zwischen dem mittleren 19. Jahrhundert bis in die 1950er Jahre (Abbildung 8). Nach einer raschen Abnahme Ende der 1950er bleibt die Sedimentationsrate bis in die Gegenwart niedrig. Das Tiefenprofil der Sedimentdichte zeigt Werte $> 1,3 \text{ g cm}^{-3}$ vom

unteren Ende des Sedimentkerns bis ca. 8 cm Tiefe, mit maximalen Werten von $2,3 \text{ g cm}^{-3}$ innerhalb der mineralischen Schicht (Abbildung 8). Darüber bleibt die Sedimentdichte bei Werten um $< 1,2 \text{ g cm}^{-3}$. Sedimenttextur, Sedimentationsrate und Dichte weisen auf eine Periode stärkerer hydrologischer Aktivität im Einzugsgebiet vom Wilder Pludersee vor den 1950er Jahren hin. Wassergehalt und organischer Gehalt des Sediments zeigen deutlich höhere Werte seit Ende der 1960er Jahre.

Geochemie

Die geochemischen Tiefenprofile des Sedimentkerns sind in Abbildung 9 dargestellt. Die Konzentrationen von Al, Mg, Ca, Cr, Rb und Zr zeigen wenig Änderungen. SiO_2 nimmt in oberen Sedimentschichten leicht ab, während Phosphor eine leichte Zunahme seit der 1960er zeigt, die in Übereinstimmung mit dem höheren organischen Gehalt der oberen Sedimentschichten steht (Abbildung 8). Die Konzentration von S zeigt ein Maximum vor etwa 40 Jahren. Dies könnte mit der erhöhten atmosphärischen Schwefeldeposition in den 1970ern in Verbindung stehen.

Die Konzentrationen der Schwermetalle sind insgesamt niedriger als in den anderen untersuchten Seen und weisen wenig zeitliche Veränderungen auf. Nur As und Co zeigen leichte Anreicherungen in den obersten Kernschichten.

Diatomeen

Im Sedimentkern des Wilden Pludersees wurden insgesamt 62 Diatomeentaxa bestimmt. Obwohl die benthischen Arten den Großteil der Diatomeengemeinschaften im ganzen Kern darstellen, kommt die zentrische *Cyclotella comensis* (Abbildung 5d) mit einer durchschnittlichen Häufigkeit von 2% regelmäßig vor. Das Vorkommen planktischer Diatomeen ist für Hochgebirgsseen eher außergewöhnlich und wird mit guter Pufferung und Mineralisierung des Seewasser in Verbindung gebracht (Tolotti et al., 2009), was den Verhältnissen im Wilden Pludersee entspricht (Thaler et al., 2015).

Der Großteil der Diatomeengemeinschaften im Sediment des Wilden Pludersees besteht aus

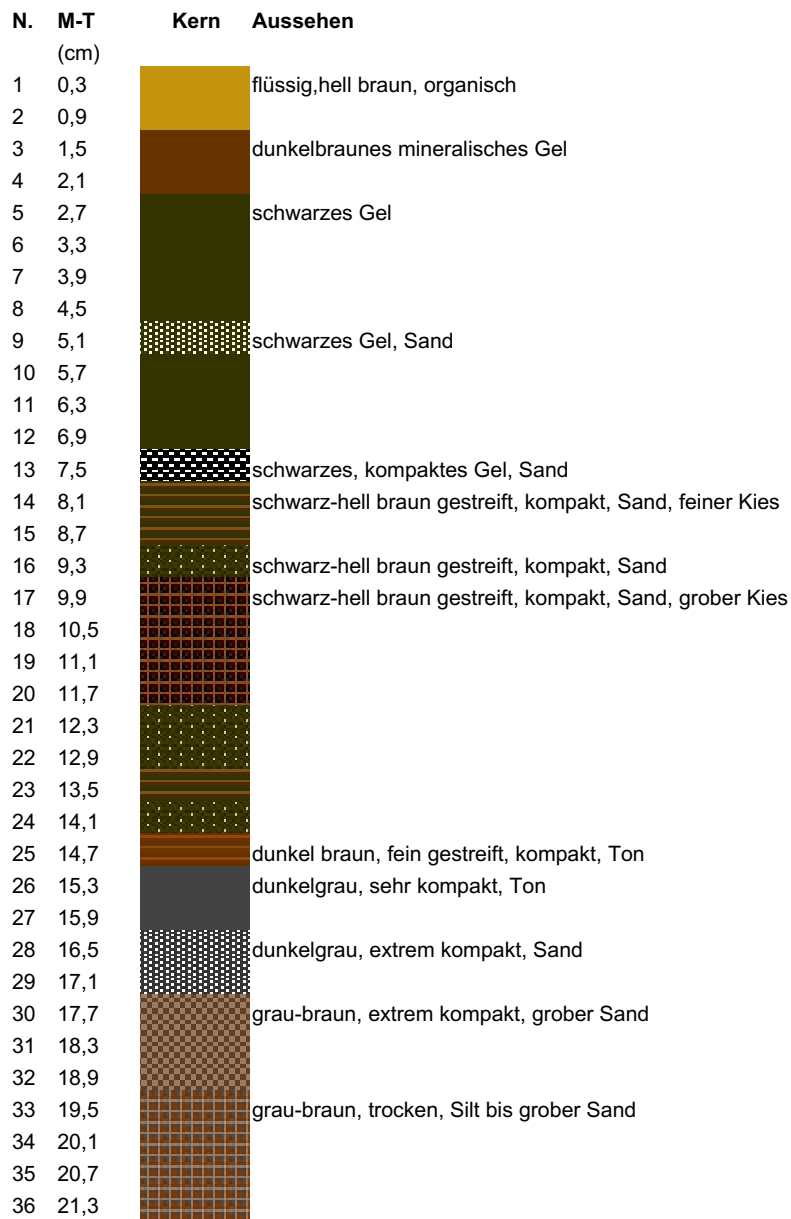


Abbildung 7. Aussehen und Textur des Sedimentkerns aus dem Wilden Pludersee. Abkürzungen wie in Abbildung 2.
 Figure 7. Aspect and texture of the sediment core from Wilder Pludersee. Abbreviations as in Figure 2.

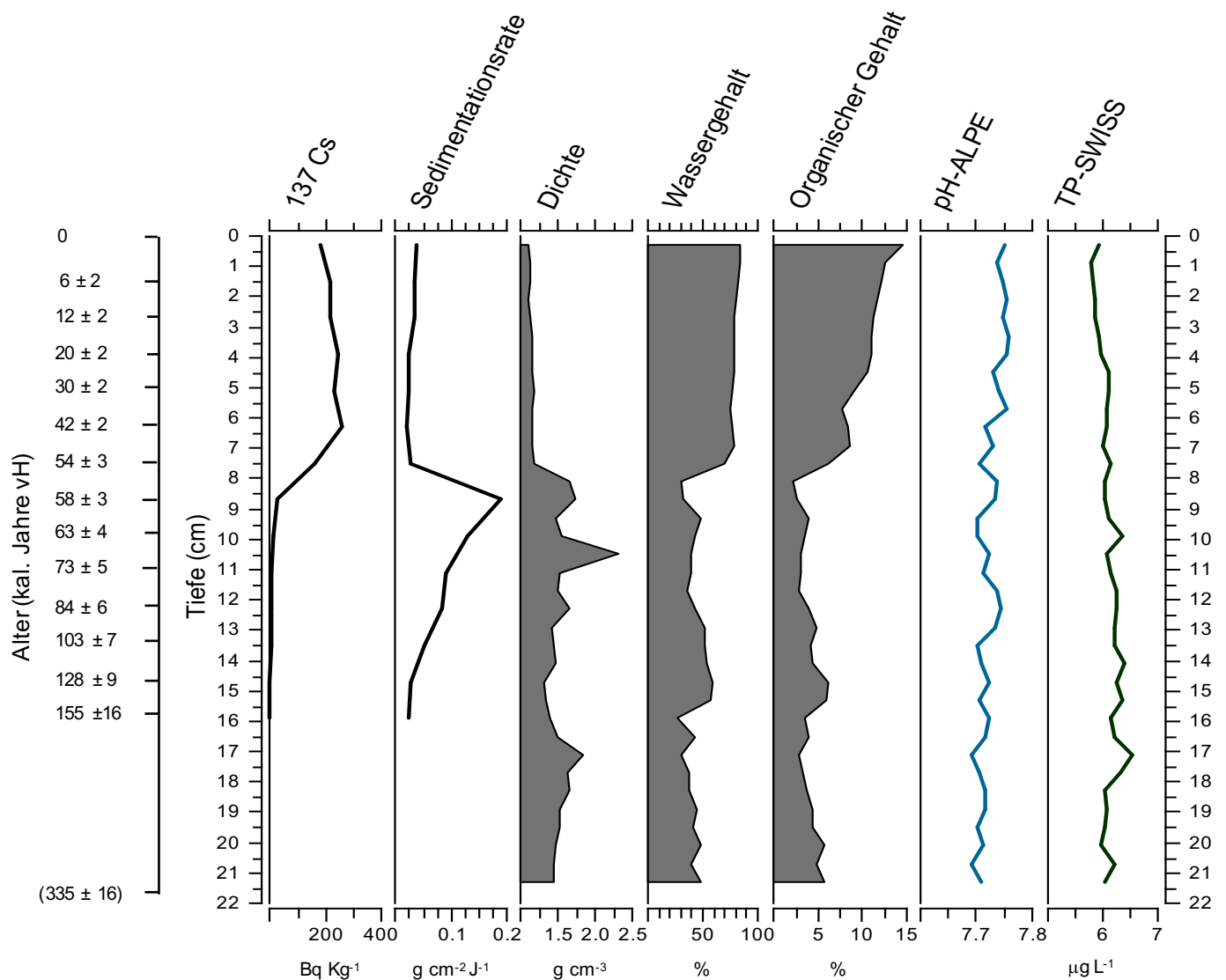


Abbildung 8. Tiefenprofile der lithologischen Indikatoren vom Sedimentkern aus dem Wilden Pludersee, und der Diatomeen-rekonstruierte pH-Wert und Gesamtphosphor (TP) des Sees. Sedimentalter wie in Abbildung 3 (kal. Jahre v.H.). ALPE = Alpe-Mountain Datensatz (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>), kalibriert auf 118 Gebirgsseen in den Alpen, Norwegen, Svalbard, Kola Halbinsel, UK, Slovenia, Slovakia, Poland, Portugal, Spanien. Der pH-Wert wurde durch eine gewichtete Mittelwertbildung mit „inverse deshrinking“ ausgerechnet. SWISS = Schweizer Datensatz (Lotter et al., 1998), kalibriert auf 68 kleine Seen im Schweizer Plateau, Jura Alpen, Subalpine Region der Südalpen. Wasser TP wurde durch eine gewichtete Mittelwertbildung mit „classical deshrinking“ ausgerechnet. Durchschnittliche Standardfehler der pH und TP Rekonstruktion liegen bei 0,39 bzw. 1,87 $\mu\text{g L}^{-1}$.

Figure 8. Depth profiles of the lithological indicators of the sediment core from Wilder Pludersee and of diatom-inferred lake water pH and total phosphorus (TP). Sediment ages as in Figure 3 (kal. Jahre v.H.). ALPE = Alpe-Mountain database (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>), calibrated on 118 mountain lakes in the Alps, Norway, Svalbard, Kola Peninsula, UK, Slovenia, Slovakia, Poland, Portugal, Spain. Water pH was inferred by weighted averaging with inverse deshrinking. SWISS = Swissr database (Lotter et al., 1998), calibrated on 68 small lakes of the Swiss Plateau, Jura Alps, Subalpine Region. Water TP was inferred by weighted averaging with classical deshrinking. Average standard error for pH and TP reconstruction are 0.39 and 1.87 $\mu\text{g L}^{-1}$, respectively.

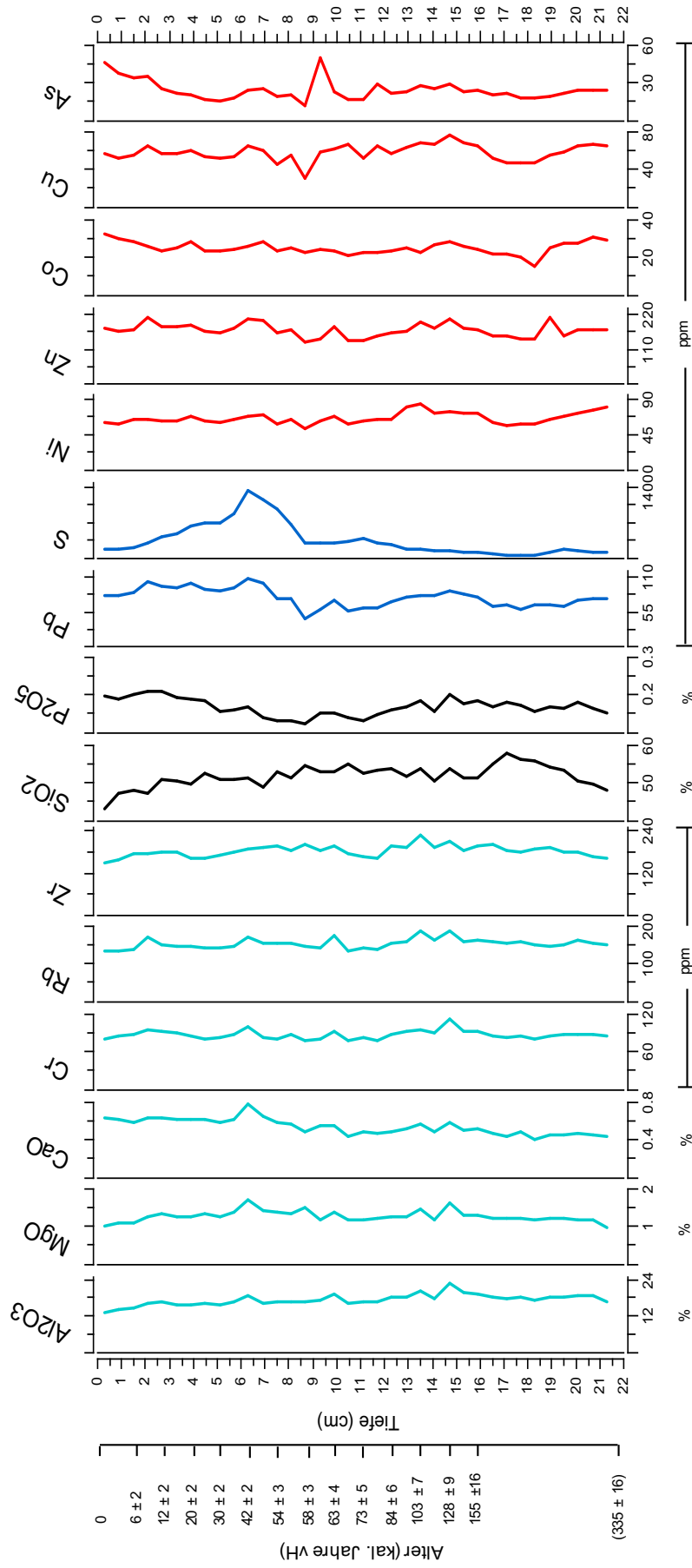


Abbildung 9. Tiefenprofile ausgewählter geochemischer Elemente und Schwermetalle im Sedimentkern aus dem Wilden Pludersee.
 Figure 9. Depth profiles of selected geochemical elements and heavy metals of the sediment core from Wilder Pludersee.

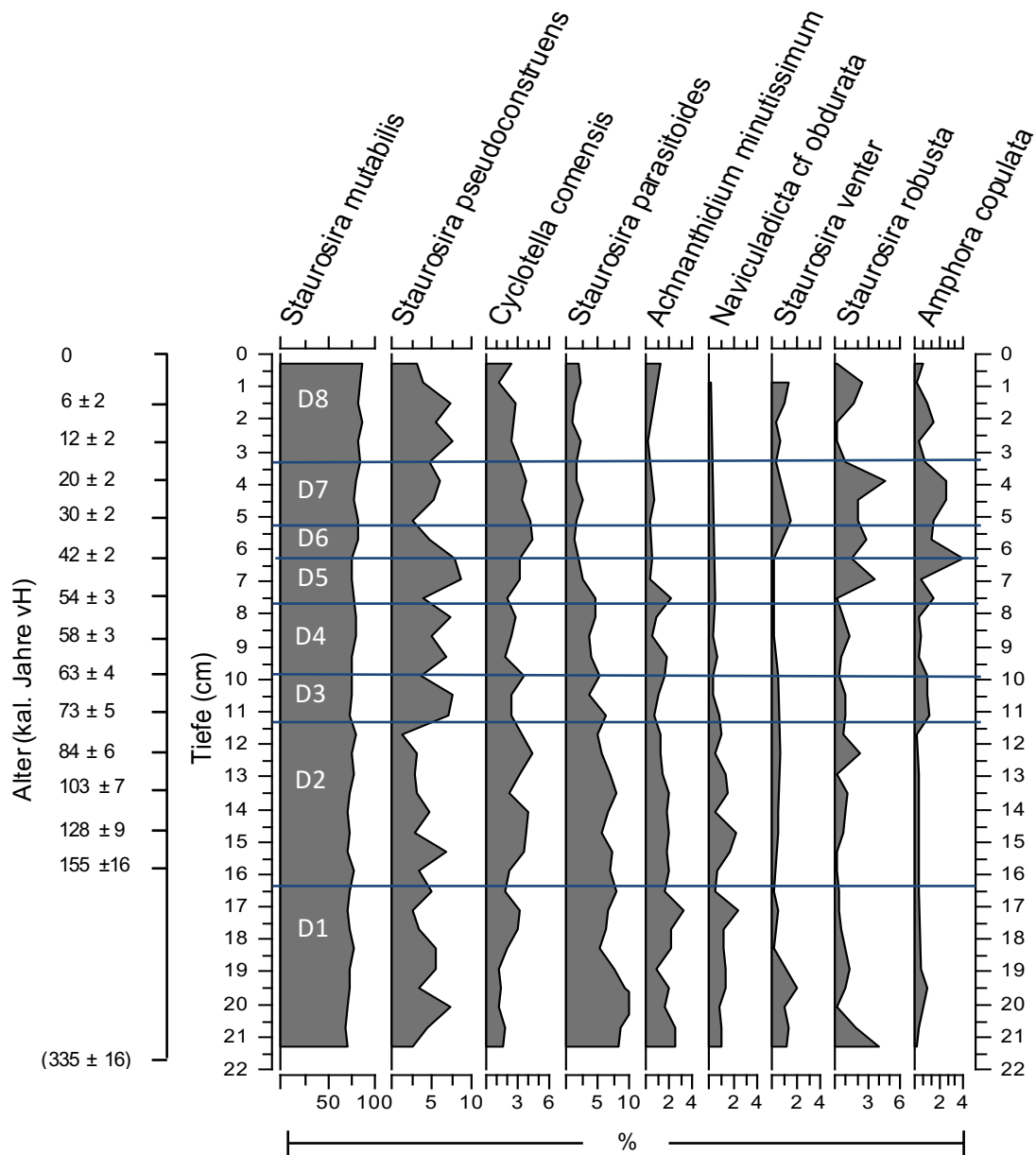


Abbildung 10. Tiefenprofile der Diatomeenarten, die im Sedimentkern aus dem Wilden Pludersee mindestens in 2 Proben bestimmt wurden, und relative Abundanz >4% erreichten.

Figure 10. Depth profiles of diatom species identified in at least in two samples of the sediment core from Wilder Pludersee, and reaching minimum relative abundance >4%.

alkaliphilen Arten, die sich unter unterschiedlichen Nährstoffverhältnissen entwickeln können und die eine Austrocknung des Substrats tolerieren. *Fragilaria*-Arten beherrschen die Diatomeengemeinschaften entlang des ganzen Kerns, was mit dem neutralen pH des Seewassers zusammenhängt (Van Dam, 1994). *Staurosira mutabilis* (früher *Fragilaria pinnata*, Abbildung 5e) stellt mit Häufigkeiten zwischen 76 und 87% der gesamten Diatomeen-Abundanz die eudominante Art dar (Abbildung 10), und wird von *S. brevistriata*, *S. parasitoides* und *S. pseudoconstruens* begleitet (Abbildung 5f, 5h). Obwohl alle anderen benthischen Pennales selten sind, erlauben sie die Unterteilung des Sediments in acht homogene Diatomeenzonen (Abbildung 10), was auch durch geochemische Indikatoren bestätigt wird. Die Diversität der Diatomeengemeinschaften nimmt von den tieferen Sedimentschichten bis zur Oberfläche durchgehend ab (Shannon Index von 1,9 bis 0,9), was mit dem zunehmenden Anteil der Fragilarien in der oberen 8 cm des Sedimentkerns zusammenhängt.

Rekonstruktion von pH-Wert und Phosphor

Die beste Abschätzung der aktuellen im Seewasser bestimmten pH-Werte (ca. pH 7,7) wurde durch gewichtete Mittelwerte der Methode des „inverse deshrinking“ mit dem ALPE Kalibrations-Datensatz (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>) erreicht (Abbildung 8). Alle verfügbaren Kalibrationsdatensätze überschätzen die TP-Konzentrationen im Seewasser (2-4 $\mu\text{g L}^{-1}$, Thaler et al., 2015), aber liegen noch im Bereich der Oligotrophie (4-10 $\mu\text{g L}^{-1}$, Vollenweider & Kerekes, 1982). Dies hängt mit der Dominanz der *Fragilaria*-Arten zusammen, die wegen ihrer weiten Nährstofftoleranz keine guten Indikatoren für die Trophie von Seen darstellen (Hoffman, 1994). Die rekonstruierten Werte für pH und TP zeigen entlang des Sedimentprofils kaum einen Trend, was mit der Dominanz von *Fragilaria*-Arten mit ähnlichen ökologischen Präferenzen zusammenhängt.

3.3 Großer Malersee

Aussehen und Textur

Der untersuchte Sedimentkern aus dem Großen Malersee ist 23 cm lang (Abbildung 11). Der oberste Zentimeter des Sedimentkerns ist durch eine grosse Anzahl an Chironomidenröhren charakterisiert. Die darauf folgenden ca. 6 cm bestehen aus einer organischen und dunklen Gytta, wobei die Anteile von feinem anorganischen Material nach unten zunehmen. Eine hellere, teilweise gestreifte und kompakte Schicht kommt zwischen 7 und 15 cm Tiefe vor, während die unteren Sedimentschichten aus extrem kompaktem Material bestehen, das auch feinen Sand enthält.

Datierung und Lithologie

Die obersten 6 cm des Kerns konnten mit den Radioisotopen ^{210}Pb und ^{137}Cs datiert werden und entsprechen einem Sedimentalter von 128 ± 25 Jahren (Abbildung 12). Zusätzlich wurden drei Sedimentproben zwischen 3,75 cm Tiefe und den untersten Sedimentschichten mit ^{14}C datiert. Das ermittelte Alter für die unterste Sedimentschicht beträgt 3305 ± 75 Jahre, was auf eine insgesamt sehr geringe Sedimentationsrate hinweist (z.B. 0,0055 cm pro Jahr in 6 cm Tiefe, Abbildung 12). Die lithologischen Tiefenprofile vom Großen Malersee lassen sich in zwei Abschnitte einteilen (Abbildung 12). Vom Kernboden bis der Sedimenttiefe von 12 cm sind die Werte für Sedimentdichte ($1,6 \text{ g cm}^{-3}$), Wassergehalt (30-40% vom Frischgewicht) und organischen Gehalt (um 2% vom Trockengewicht) ziemlich konstant. Dagegen sind die obersten 10 cm des Kerns durch abnehmende Sedimentdichte, und zunehmenden Gehalt an Wasser und organischem Material gekennzeichnet (Abbildung 12). Der organische Gehalt der Sedimentoberfläche (~20% vom Trockengewicht) ist mit Werten von mesotrophen Gebirgsseen vergleichbar (e.g. Brancelj et al., 2002; Koinig et al., 2002; Lotter et al., 2002).

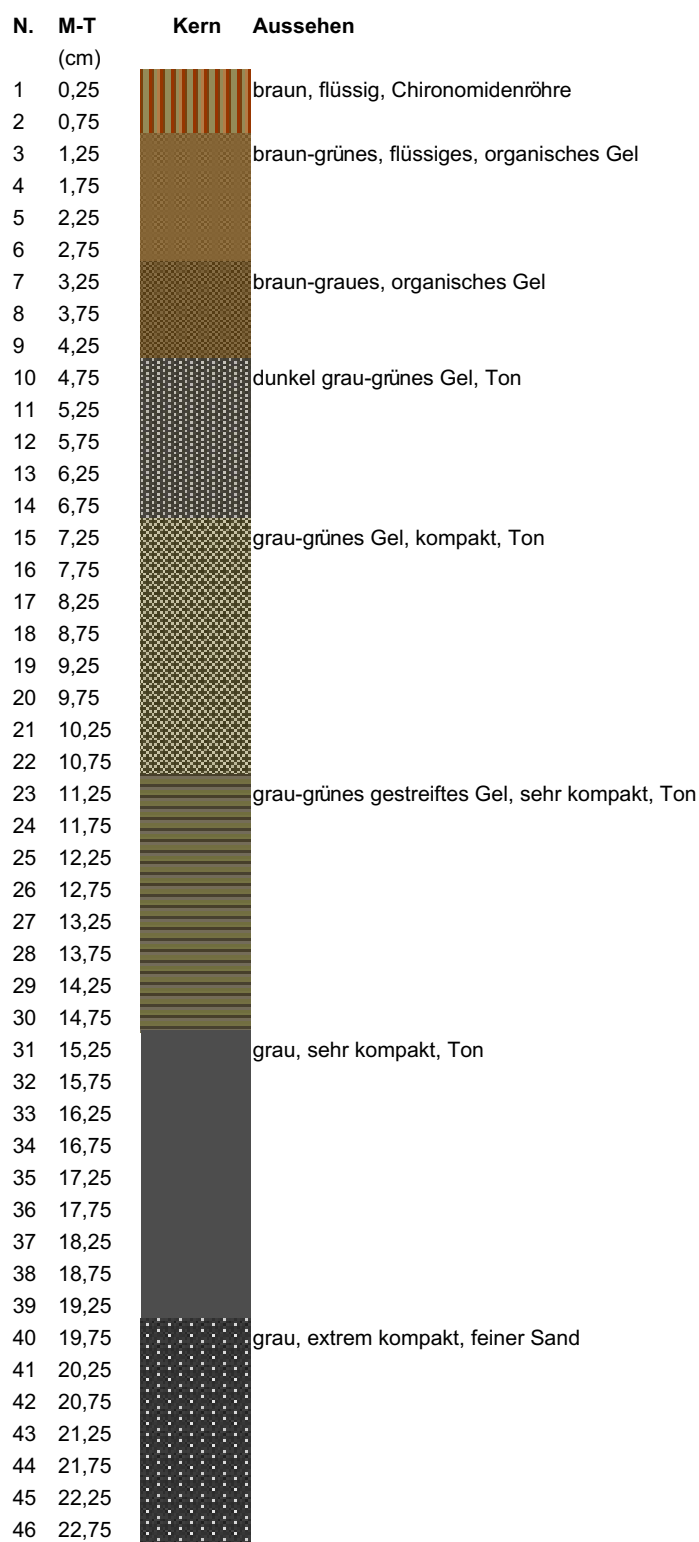


Abbildung 11. Aussehen und Textur des Sedimentkerns aus dem Großen Malersee. Abkürzungen wie in Abbildung 2.
 Figure 11. Aspect and texture of the sediment core from Großer Malersee. Abbreviations as in Figure 2.

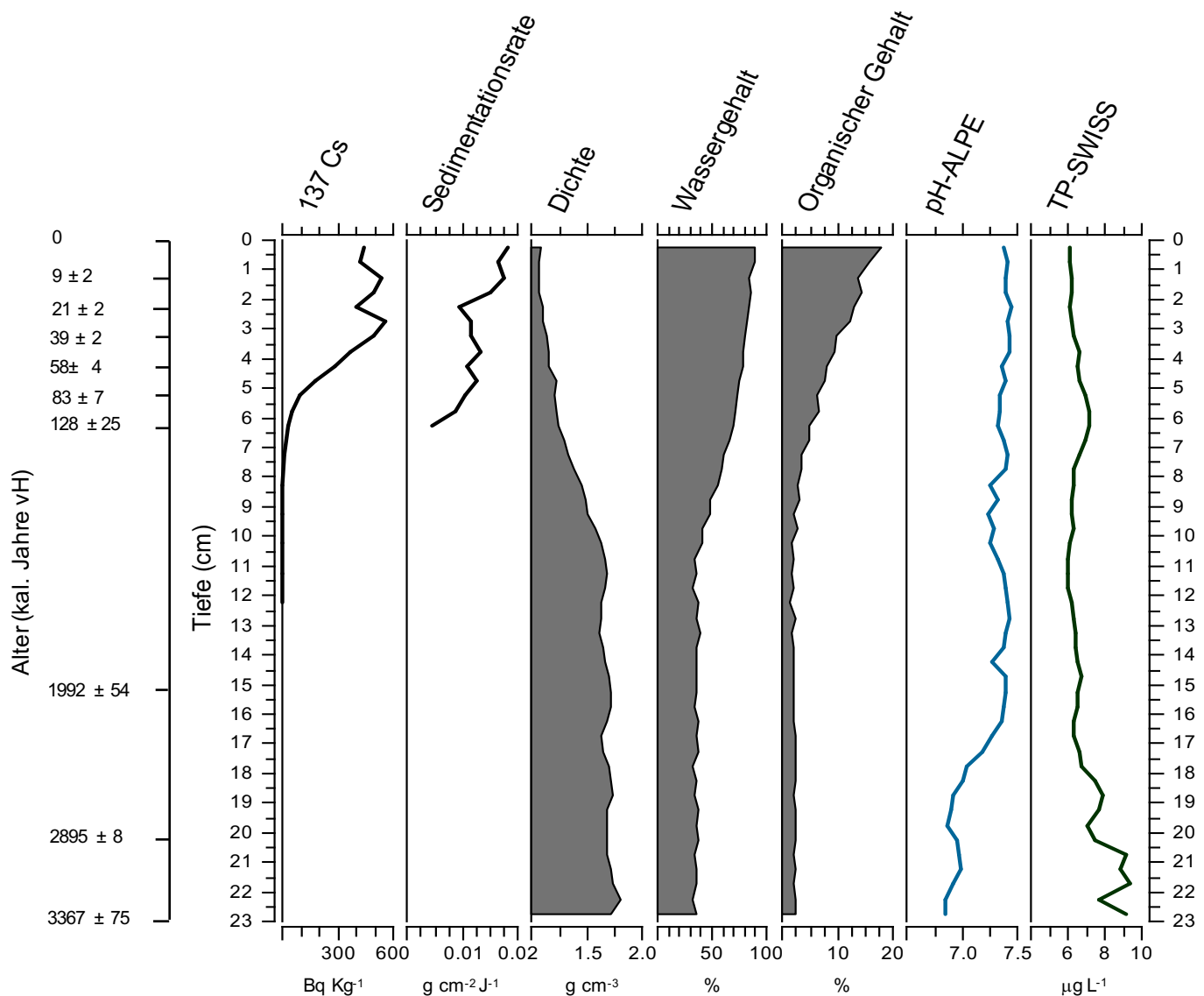


Abbildung 12. Tiefenprofile der lithologischen Indikatoren vom Sedimentkern aus dem Großen Malersee, und der Diatomeen-rekonstruierten pH-Werte und Gesamtposphor (TP) des Sees. Sedimentalter wie in Abbildung 3 (kal. Jahre v.H.). ALPE = Alpe-Mountain Datensatz (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>). Wasser pH wurde durch lokal-gewichtete gewichtete Mittelwertbildung mit „bootstrapping“ ausgerechnet. SWISS = Schweizer Datensatz (Lotter et al., 1998). Wasser TP wurde durch eine gewichtete Mittelwertbildung mit „classical deshrinking“ ausgerechnet. Durchschnittliche Standardfehler der pH und TP Rekonstruktion liegen bei 0,37 pH-Einheiten bzw. 1,86 $\mu\text{g L}^{-1}$ TP.

Figure 12. Depth profiles of the lithological indicators of the sediment core from Großer Malersee and of diatom-inferred lake water pH and total phosphorus (TP). Sediment ages as in Figure 3 (kal. Jahre v.H.). ALPE = Alpe-Mountain database (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>). Water pH was inferred by locally-weighted weighted averaging with bootstrapping. SWISS = Swiss database (Lotter et al., 1998). Water TP was inferred by weighted averaging with classical deshrinking. Average standard error for pH and TP reconstruction are 0.37 and 1.86 $\mu\text{g L}^{-1}$, respectively.

Geochemie

Die in Abbildung 13 dargestellten geochemischen Tiefenprofile zeigen nur geringe zeitliche Veränderungen der untersuchten Elemente während der letzten 3000 Jahre, d.h. nach Ende des klimatischen Holozänoptimums (Dansgaard, et al., 1984; Walker et al., 2012). Nur während der letzten 150 Jahre, d.h. seit dem Ende der Kleinen Eiszeit, ist eine leichte Abnahme der Werte für Al, Mg, Ca, Cr, Rb und Zr erkennbar. Silizium und Phosphor zeigen ähnliche Profile, die durch eine deutliche Zunahme seit den 1930er Jahren gekennzeichnet sind. Die Zunahme der Nährstoffe erfolgt im Vergleich zur beobachteten Zunahme vom organischen Gehalt etwas später (Abbildungen 12 und 13).

Die Elemente Pb und S weisen in den letzten ~200 Jahren zunehmende Werte mit einem Maximum um die 1970er Jahre auf, gefolgt von einer besonders bei Schwefel deutlichen Abnahme während der letzten Jahrzehnte. Die Tiefenprofile der Schwermetalle Ni und Zn zeigen seit Ende des 19. Jahrhunderts eine Zunahme (Abbildung 13). Die Metalle Co und Cu nehmen kaum zu, wohingegen As seine höchsten Werte bereits ab 11 cm Sedimenttiefe erreicht.

Diatomeen

Die gesamte Anzahl der im Sedimentkern bestimmten Diatomeenschalen (hier nicht dargestellt) entspricht dem Tiefenprofil von organischem Material und nimmt bis in den tiefsten Sedimentschichten stark ab. Deswegen konnten in den Schichten ab 13,5 cm Tiefe nur ca. 100 Diatomeenschalen bestimmt werden. Dennoch bestehen die Diatomeengemeinschaften im Sedimentkern vom Großen Malersee aus etwa 100 Taxa. Die Tiefenprofile der 19 häufigsten Arten sind für die sieben ermittelten homogenen Diatomeenzonen in Abbildung 14 dargestellt. Die untersten zwei Zonen (D1 und D2), die die Periode von vor 3000 bis 2000 Jahre umfassen, sind von vielen säureliebenden, oligo-mesotraphen-tischen bis toleranten pennaten Arten geprägt, insbesondere von *Encyonema silesiacum* und *E. minutum* (Abbildung 5q, 5r), *Amphora inariensis* und *A. copulta* (Abbildung 5t-u, j, o), *Cavinula lapidosa* und *C. variostrata*, und *Stauroneis smithii*

(Abbildung 5j, 5o). Die hohen Werte des Shannon Index (bis zu 4,7 in der untersten Sedimentschicht) weisen auf eine große Artenvielfalt hin. Die benthischen Fragilarien nehmen gegen Ende der Zone D2 deutlich zu und prägen dann die Diatomeengemeinschaften mit relativen Abundanzen bis über 90% während der letzten zwei Jahrtausende (Abbildung 14). Diese Artengruppe besteht aus kleinen circumneutralen und meso-eutrophen bis hin zu nährstofftoleranten Arten (e.g. *Staurosira mutabilis*, *S. pseudoconstruens*, *S. parasitoides* und *S. microstriata*, Abbildungen 5e-h und 14). Die Dominanz der Fragilarien ist von einer Abnahme der Diatomeendiversität (Shannon Index bis 2,4) bis zur obersten Sedimentschicht begleitet. Jedoch werden die benthischen Fragilarien der Zonen D5 und D6, die wahrscheinlich der Sedimentablagerung während der Kleinen Eiszeit entsprechen, von einigen säureliebenden bis circumneutralen Arten ersetzt, z.B. von *Cavinula* spp., *A. inariensis* und *Nitzschia* spp. (Abbildung 14). Diese alternierende Dominanz der Fragilarien spiegelt den Wechsel zwischen kälteren und wärmeren Perioden während der letzten drei Jahrtausende wider und bestätigt, dass eine Zunahme der benthischen Fragilarien mit saisonalen Lufttemperatur und Niederschlägen zusammenhängt (Lotter et al., 2000).

Rekonstruktion von pH-Wert und Phosphor

Aufgrund der geringen Diatomeenanzahl in den tieferen Kernschichten sind die rekonstruierten Werte für pH und Phosphor (TP) unterhalb 13,5 cm Tiefe mit Vorsicht zu betrachten (Abbildung 12). Die aktuellen pH Werte vom Großen Malersee (um 7,2) werden am besten mit dem ALPE- Datensatz (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>) und lokal gewichteten Mittelwerten abgeschätzt. Die pH-Werte nehmen von den untersten Sedimentschichten bis zu einer Tiefe von 16-17 cm leicht zu und bleiben dann bei etwa pH 7,5 bis zur Sedimentoberfläche konstant. Ähnlich wie beim Wilden Pludersee überschätzen alle verfügbaren Funktionen die für den Großen Malersee ermittelten TP Konzentrationen (2-4 $\mu\text{g L}^{-1}$). Jedoch bleiben die rekonstruierten TP-Werte durchgehend im oligotrophen Bereich (4-10 $\mu\text{g L}^{-1}$, Vollenweider & Kerekes, 1982) und

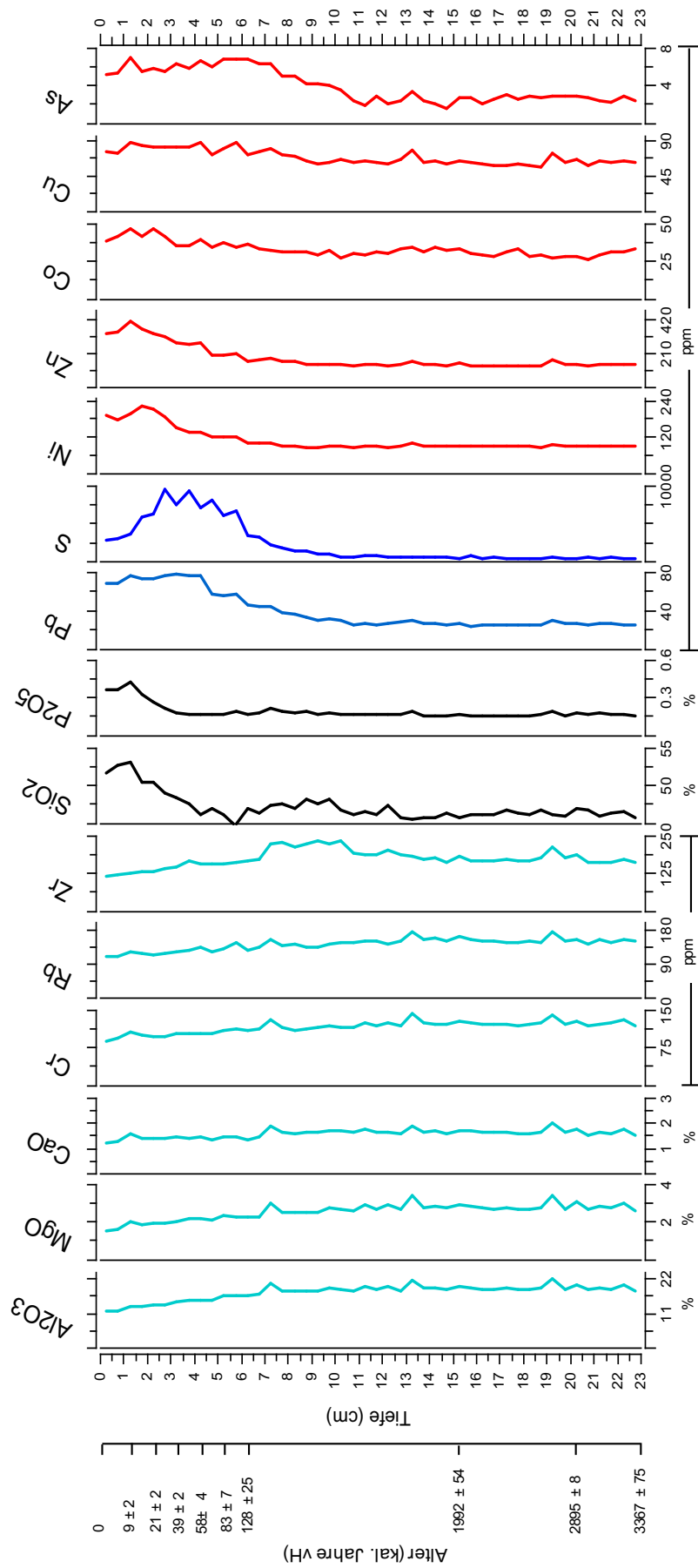


Abbildung 13. Tiefenprofile ausgewählter geochemischer Elemente und Schwermetalle im Sedimentkern aus dem Großen Malensee.
 Figure 13. Depth profiles of selected geochemical elements and heavy metals of the sediment core from Großer Malensee.

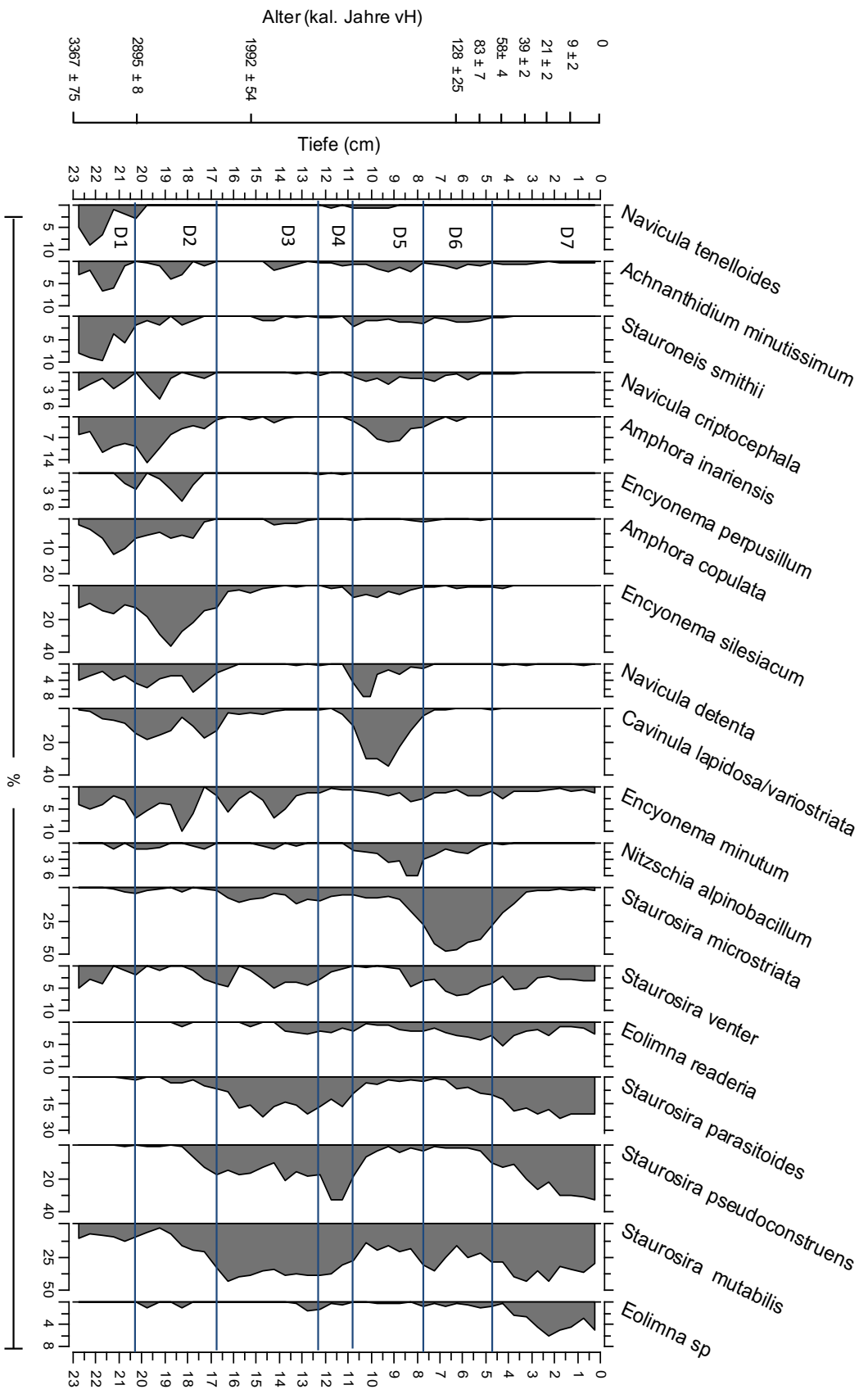


Abbildung 14. Tiefenprofile der Diatomearten, die im Sedimentkern aus dem Großen Malersee mindestens in 2 Proben bestimmt wurden und eine relative Abundanz >4% erreichen.
 Figure 14. Depth profiles of diatom species identified in at least in two samples of the sediment core from Großer Malersee, and reaching minimum relative abundance >4%.

nehmen bis zu Oberfläche ab, was mit der Präferenz vieler der in tieferen Sedimentschichten vorkommenden Diatomeenarten für etwas nährstoffreichere Gewässer in Einklang steht.

3.4 Wannenkarsee

Aussehen und Textur

Der entnommene Sedimentkern ist nur 13 cm lang, da eine dicke Mooschicht auf der Sedimentoberfläche die Probenentnahme erschwerte. Die mit entnommene Mooschicht musste von der Kernoberfläche entfernt werden, was den Verlust der obersten Sedimentschicht verursachte. Die obersten 2,5 cm des Kerns waren sehr flüssig (Abbildung 15) und enthielten kleine Moosfragmente. Die folgende 3,5 cm dicke Schicht besteht aus kompaktem und dunklem Gel. Unterhalb von 6 cm Tiefe wird das Sediment grau und durchgehend kompakter durch zunehmenden Schlick- und Tongehalt.

Datierung und Lithologie

Wegen des Verlustes der obersten Sedimentschicht beginnt die ^{210}Pb Chronologie erst im Jahr 2008 ± 2 (Abbildung 16). Die tiefste datierte Schicht (6,5 cm) entspricht dem Jahr 1901 ± 23 . Die höchste ^{137}Cs Konzentration tritt Mitte der 1980er Jahre auf. Die Sedimentationsrate nimmt von Anfang des 20. Jahrhunderts bis zu den 1970er Jahren zu und dann in den letzten ~40 Jahren wieder ab (Abbildung 16). Die entlang des Kerns sehr variabel Sedimentationsraten erschweren die Abschätzung des Alters der unteren Sedimentschichten.

Die Kerndichte erreicht in den untersten Sedimentschichten die höchsten Werte (bis zu $1,5 \text{ g cm}^{-3}$), und nimmt in Richtung Kernoberfläche ab (Abbildung 16). Wassergehalt und organischer Gehalt sind im Vergleich zu den anderen drei Seen gering und nehmen von den unteren zu den oberen Sedimentschichten leicht zu.

Geochemie

Die geochemischen Tiefenprofile des Sedimentkerns sind in Abbildung 17 dargestellt. Al, Mg, Ca, Cr, Rb und Zr und Phosphor zeigen im Sedimentkern kaum einen Trend. SiO_2 zeigt eine leichte Abnahme entlang des Kerns. Die Konzentrationen von Pb und Schwefel sind im Vergleich zu den anderen Seen besonders niedrig (cf. Abbildungen 4, 9 und 13). Pb erreicht nur die Hälfte der Konzentrationen der anderen Seen und der Schwefelgehalt liegt im Wannenkarsee um einen Faktor 10 niedriger als in den übrigen untersuchten Seen. Die untersuchten Schwermetalle zeigen eine leichte Zunahme seit Anfang des 20. Jahrhunderts. Nur As zeigt eine ausgeprägte Zunahme während der letzten etwa 30 Jahre. Die Größenordnung der Schwermetallkonzentrationen ist mit denen der anderen untersuchten Seen vergleichbar.

Diatomeen

Die subfossilen Diatomeengemeinschaften bestehen aus 74 Taxa. Im Vergleich zu den anderen untersuchten Seen sind aber im Kern aus dem Wannenkarsee weniger Diatomeen vorhanden. Die Tiefenprofile der 13 häufigsten Diatomeenarten sind in Abbildung 18 dargestellt. Die benthischen Pennalen sind häufiger als die *Fragilaria*-Arten und sind meistens von zahlreichen Achnanthoidenarten vertreten (Abbildung 5 und 18). Nach den 1950er Jahren nehmen die Fragilarien (mit *Fragilaria gracilis*, Abbildung 5i) deutlich zu und erreichen ~20% der gesamten Diatomeenabundanz (Abbildung 18). Die seltenen zentrischen Arten (i.e. *Aulacoseira alpigena* und *Aulacoseira distans* var. *nivalis*) erreichen Häufigkeiten bis ~20% in der unteren ca. 4 cm dicken Schicht (Abbildung 18). Die Diatomeendiversität erreicht nur mäßige Werte (Shannonindex von 2.9 bis 3.8).

Die in Abbildung 18 dargestellten homogenen Diatomeenzonen weisen unterschiedliche Abwechslung von Arten und Gruppen auf. Die zwei tiefsten Zonen sind von säureliebenden Arten dominiert, die vorwiegend in sehr nährstoffarmen Gewässern vorkommen und die eine Austrocknung des Substrats gut tolerieren

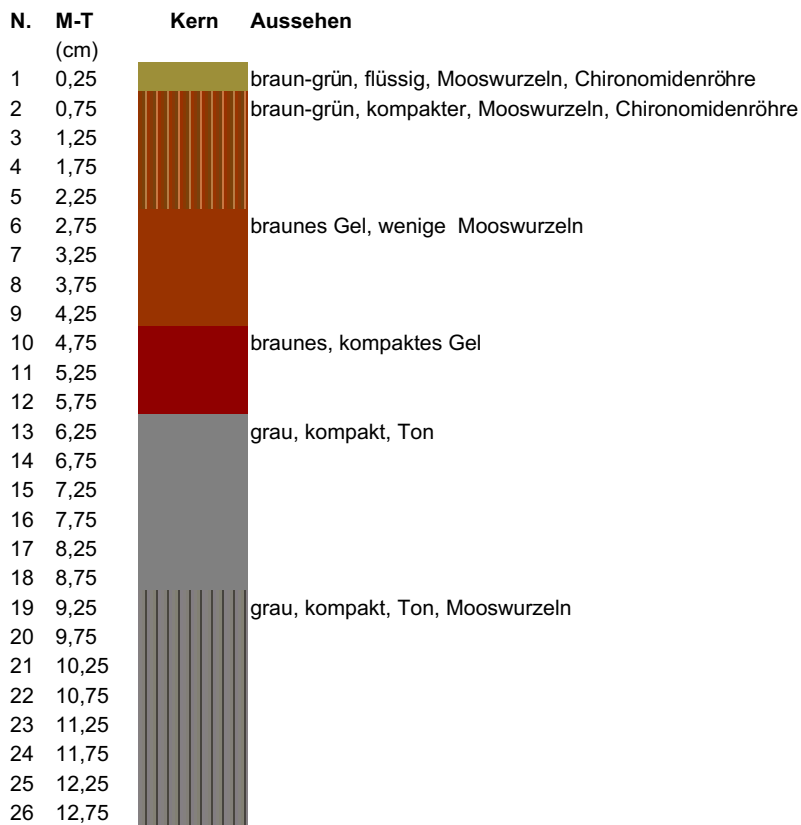


Abbildung 15. Aussehen und Textur des Sedimentkerns aus dem Wannenkarsee. Abkürzungen wie in Abbildung 2.
Figure 15. Aspect and texture of the sediment core from Wannenkarsee. Abbreviations as in Figure 2.

(Abbildung 18). Verschiedene *Achnanthyidium*-Arten sind dominant und werden von *Aulacoseira* spp., *Encyonema* spp. und *Pinnularia microstauron* var. *non fasciata* begleitet (Abbildung 5p). Zwischen Zone D3 und D7, d.h. nach Ende des 19. Jahrhunderts, nehmen *Achnanthyidium* so wie die *Encyonema*-Arten rasch ab und werden nach und nach durch säureliebende bis circumneutrale oligotraphente Arten ersetzt (von *Pinnularia microstauron* var. *nonfasciata* bis *Fragilaria gracilis* und *Achnanthyidium minutissimum* in Abbildung 18). Die oberste Diatomeenzzone, die den letzten 30 Jahren entspricht, ist durch eine deutliche Zunahme von der stark säureliebenden *Psammothidium marginulatum* (Abbildung 5l) gekennzeichnet.

Rekonstruktion von pH-Wert und Phosphor

Der ALPE Datensatz (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>) unterschätzt nur etwas die im Wasser ermittelten pH Werte (um 6,3) vom Wannenkarsee (Thaler et al., 2015). Das rekonstruierte pH Tiefenprofil des Sedimentkerns (Abbildung 16) zeigt stabile Werte um pH 5,8 von unteren Sedimentschichten bis in 5,5 cm Tiefe. Darüber nimmt der pH-Wert bis zu pH 6,4 zu und geht dann wieder etwas zurück. Alle verfügbaren Datensätze überschätzen mehr oder weniger die sehr geringen Phosphorkonzentrationen im Wannenkarsee ($1-2 \mu\text{g L}^{-1}$, Thaler et al., 2015) und ergeben ein TP Profil ohne Trend. Nur der NW-Europäische Datensatz (Bennion et al., 1996) deutet auf eine leichte TP Zunahme hin, die aber immer im ultraoligo- bzw. oligotrophen Niveau bleibt.

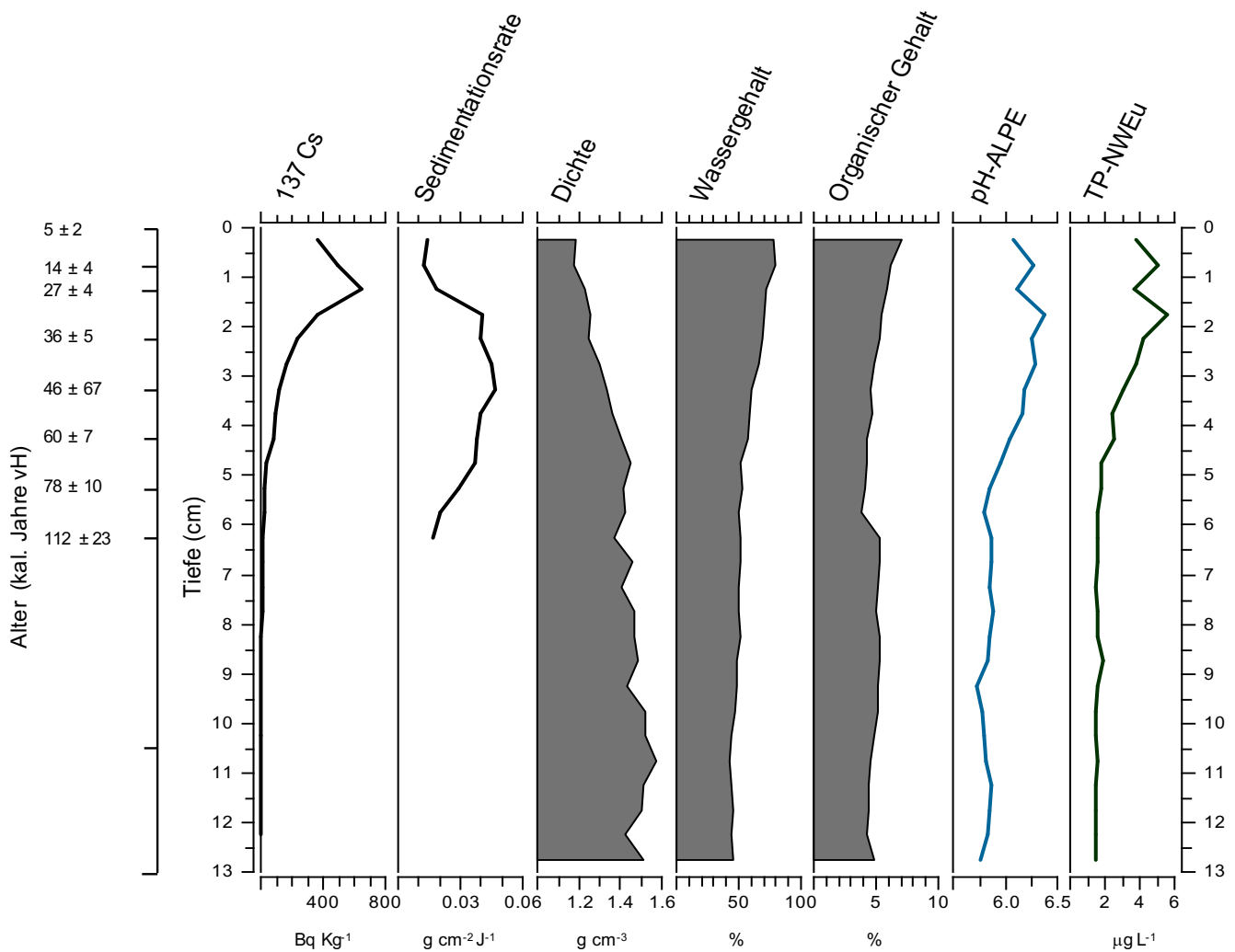


Abbildung 16. Tiefenprofile der lithologischen Indikatoren vom Sedimentkern aus dem Wannenkarsee, und der Diatomeen-rekonstruierten pH und Gesamtphosphor (TP) Werte des Seewassers. Sedimentalter wie in Abbildung 3 (kal. Jahre v.H.). ALPE = Alpe-Mountain Datensatz (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>). Wasser pH wurde durch lokal-gewichtete gewichtete Mittelwertbildung mit „inverse deshrinking“ ausgerechnet. NWEu = North Western European Datensatz (Bennion et al., 1996). Wasser TP wurde durch eine gewichtete Mittelwertbildung mit „classical deshrinking“ ausgerechnet. Durchschnittliche Standardfehler der pH und TP Rekonstruktion liegen bei 0,36 pH-Einheiten bzw. 2,28 µg L⁻¹ TP.

Figure 16. Depth profiles of the lithological indicators of the sediment core from Wannenkarsee and of diatom-inferred lake water pH and total phosphorus (TP). Sediment ages as in Figure 3 (kal. Jahre v.H.). ALPE = Alpe-Mountain database (<http://craticula.ncl.ac.uk/Eddi/jsp/datasets.jsp>). Water pH was inferred by weighted averaging with inverse deshrinking. NWEu = North Western European database (Bennion et al., 1996). Water TP was inferred by weighted averaging with classical deshrinking. Average standard error for pH and TP reconstruction are 0.36 and 2.28 µg L⁻¹, respectively.

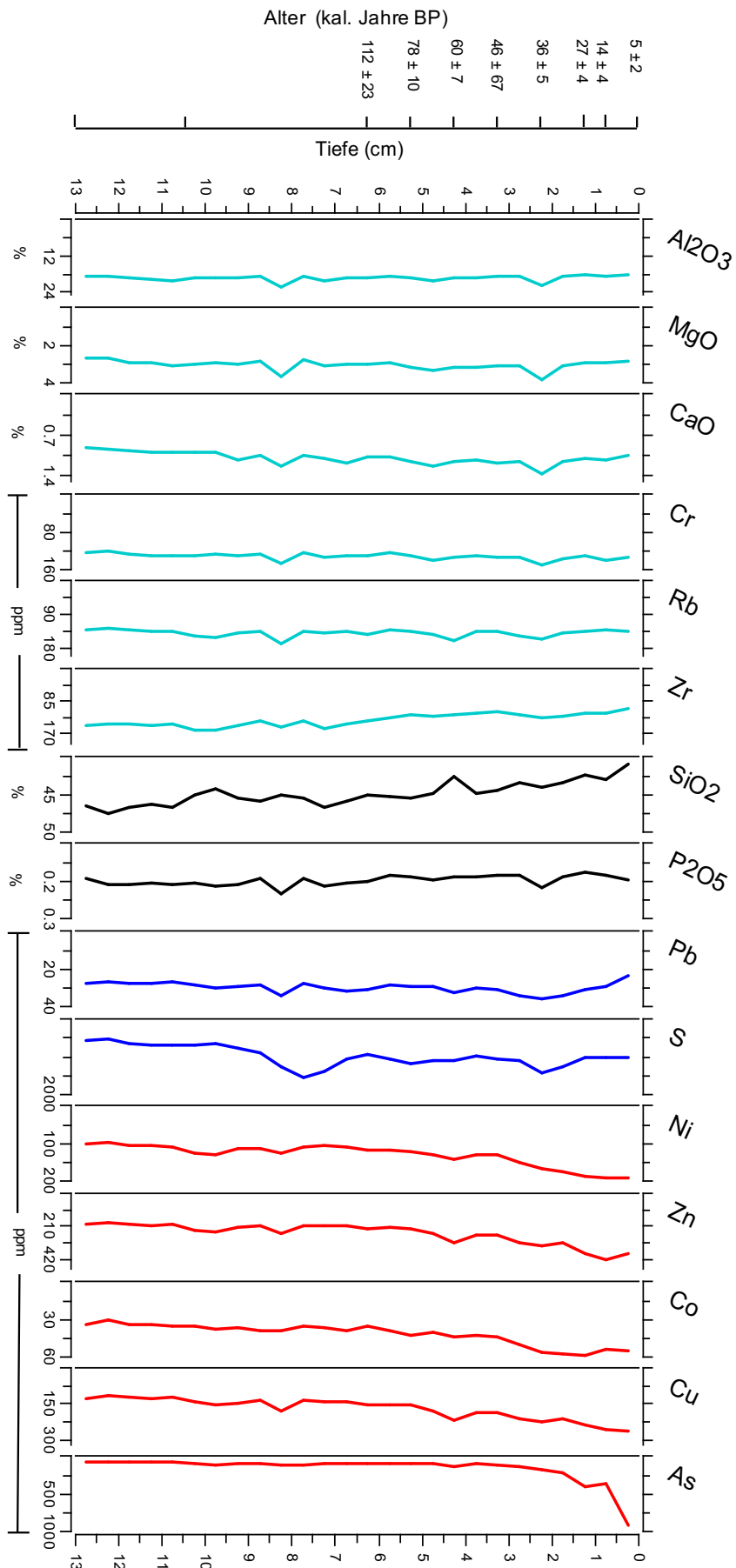


Abbildung 17. Tiefenprofile ausgewählter Elemente und Schwermetalle im Sedimentkern aus dem Wannenkarsee.
 Figure 17. Depth profiles of selected chemical elements and heavy metals of the sediment core from Wannenkarsee.

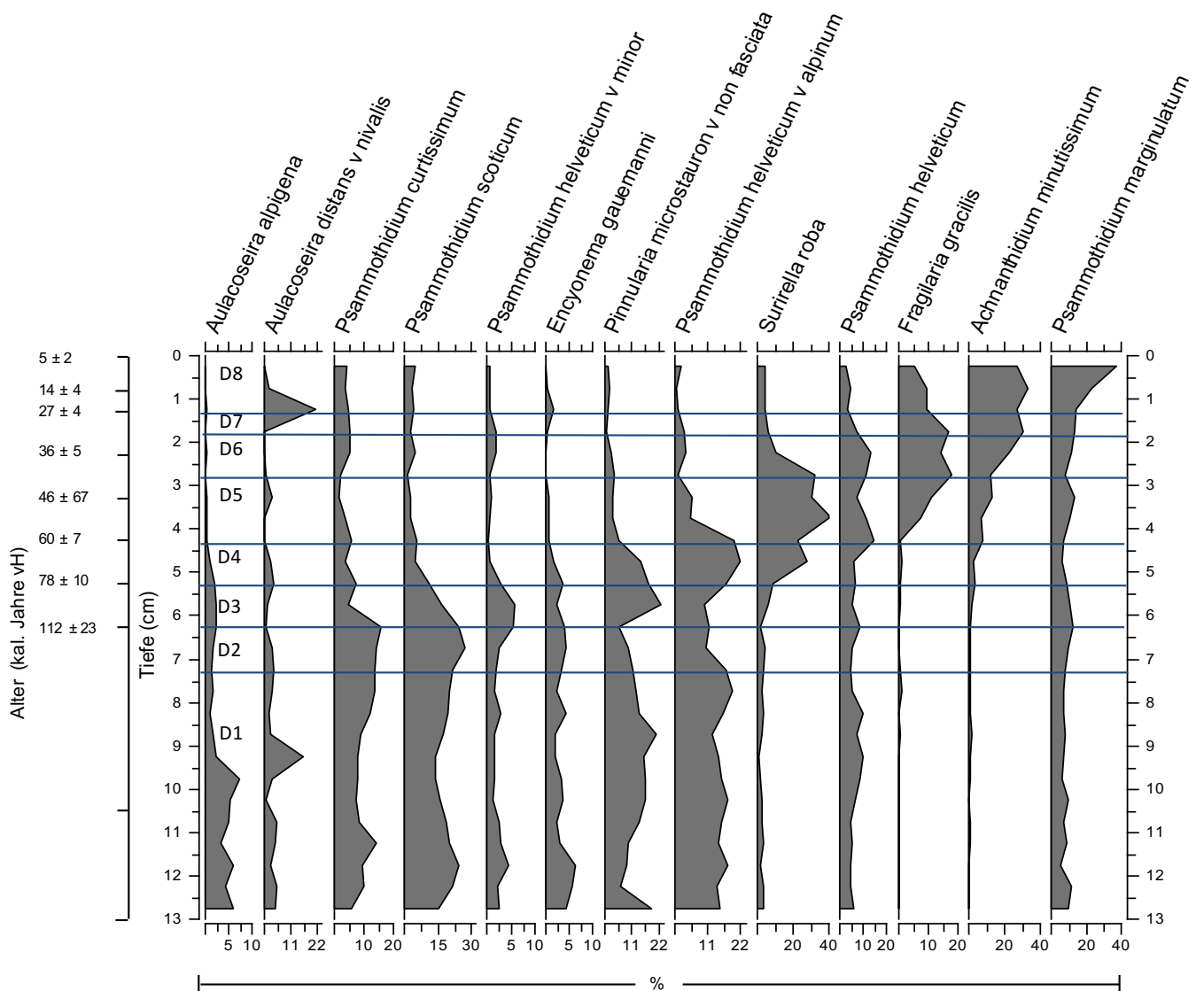


Abbildung 18. Tiefenprofile der Diatomearten, die im Sedimentkern aus dem Wannenkarsee mindestens in 2 Proben bestimmt wurden und eine relative Abundanz >4% erreichen.

Figure 18. Depth profiles of diatom species identified in at least in two samples of the sediment core from Wannenkarsee, and reaching minimum relative abundance > 4%.

4. Schlussfolgerung und Ausblick

Die Ergebnisse der vorliegenden Sedimentuntersuchung werfen einen ersten Blick auf die ökologische Entwicklung während der letzten Jahrhunderte von Hochgebirgsseen in Permafrostgebieten von Nord- und Südtirol.

Alle untersuchten Seesedimente zeigen Veränderungen in der Sedimentdichte, dem organischen Gehalt, der Sedimentationsrate sowie in der Artenzusammensetzung der Diatomeen zwischen Ende der Kleinen Eiszeit (um 1850) und den ersten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts. Die in vielen Seen auftretenden Maxima von Pb und S im Sediment als Folge von erhöhter anthropogener Emission während des 20. Jahrhunderts (e.g. Lotter et al., 2002) sind nur in zwei der untersuchten Seen (Hungerschartensee und Wannenkarsee) nachweisbar. Die typischen Veränderungen der lithologischen Indikatoren und der Kiesellagen nach dem Wirtschaftsboom der 1960er, die in den meisten Niederungsseen der nördlichen Hemisphäre beobachtet werden (Smol, 2008), sind dagegen nicht erkennbar.

Die Konzentration von Schwermetallen in den Sedimenten der vier Seen nehmen während der letzten ~ 150 Jahre großteils zu und erreichen die höchsten Werte zwischen den 1990er und den 2000er Jahren. Schwermetalle kommen auch im kristallinen Gestein vor (Brown, 2002; Todd et al., 2012) und können durch Verwitterung vermehrt freigesetzt werden (White et al., 1999; Williams et al., 2006). Aber auch abschmelzender Permafrost könnte eine Quelle für Schwermetalle im Seewasser bzw. Sediment darstellen (Thies et al., 2007; Fortner et al., 2011; Thies et al., 2013). Das Ausmass der Veränderungen in den Sedimenten der vier Seen scheint nicht ausschließlich mit dem Vorhandensein von aktiven Blockgletschern erklärt werden zu können, da die größten Veränderungen im Sediment des Großen Malersees – einem See ohne aktiven Blockgletscher im Einzugsgebiet, und im Sediment des Wannenkarsee – einem See mit einem aktiven Blockgletscher im Einzugsgebiet beobachtet wurden. Im Sediment des Wilden Pludersees, in dessen Einzugsgebiet ein inaktiver Blockgletscher vorhanden ist, zeigt die geringsten zeitlichen Veränderungen und

niedrigsten Metallkonzentrationen. Dies zeigt, dass die Interpretation zeitlicher Veränderungen der geochemischen Zusammensetzung in Seesedimenten auch in scheinbar wenig belasteten Hochgebirgsseen schwierig ist, da noch unbekannte Prozesse an der Freisetzung von Stoffen beteiligt sind (Boyle, 2001).

Die Diatomeengemeinschaften der untersuchten Seesedimente zeigen einen ausgeprägten hochalpinen Charakter und weisen während der letzten Jahrhunderte bis Jahrtausende eine durchgehende Dominanz von Arten auf, die typisch für wenig mineralisierte, leicht saure bis circumneutrale und nährstoffarme Gewässer sind.

Die in den Seesedimenten ermittelten biologischen und chemischen Veränderungen können auf unterschiedliche Einflüsse wie Geochemie, Verwitterung und Charakteristika der Einzugsgebiete zurückgeführt werden. Weitere Faktoren wie abschmelzender Permafrost oder atmosphärische Deposition können zu den beobachtenden Veränderungen beitragen.

Danksagung

Ein herzlicher Dank geht an:

- das INTERREG IV Projekt Permaqua und die Landesagentur für Umwelt der Autonomen Provinz Bozen für die Finanzierung dieser paläolimnologischen Untersuchung von Alpinen Seen;
- das Biologische Labor Leifers: Bertha Thaler, Andreas Scapin, Renate Alber, Birgit Lösch für die Unterstützung bei der Beprobung der Seen, und Danilo Tait für die chemischen Analysen der Wasserproben;
- Manuela Milan und Adriano Boscaini (Stiftung Edmund Mach) für die Hilfe bei der Beprobung und Bearbeitung der Seesedimentkerne;
- Margherita Obrelli und Michele Zannoni für Aufbereitung der Sedimentproben und Hilfe bei der Auswertung der subfossilen Diatomeen.
- Mathias Hirsperger (Institut für Geologie, Universität Innsbruck) für die Analysen der Hauptelemente und Metalle in den Sedimentkernen.

Literaturverzeichnis

- Appleby, P. G. (2001): Chronostratigraphic techniques in recent sediments. - In: Last W. M., Smol J. P. (eds.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 1: Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques, 171-203, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Ballantyne, A. P., Brahney, J., Fernandez, D., Lawrence, C. L., Saros, J., Neff, J. C. (2011): Biogeochemical response of alpine lakes to a recent increase in dust deposition in the Southwestern, US. - *Biogeosciences*, 8: 2689-2706.
- Barsch, D. (1996): Rockglaciers. Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. – 331, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Battarbee, R. W., Jones, V. J., Flower, R. J., Cameron, N. G., Bennion H., Carvalho, L. (2001): Diatoms. – In: Last W. M., Smol J. P. (eds.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol. 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators, 155-202, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Battarbee, R. W., Patrick, S., Kernan, M., Psenner, R., Thies, H., Grimalt, J., Rosseland, B. O., Wathne, B., Catalan, J., Mosello, R., Lami, A., Livingstone, D., Stuchlik, E., Straskrabova, V., Raddum, G. (2005): High mountain lakes and atmospherically transported pollutants. – In: Huber U. M., Bugmann H. K. M., Reasoner M. A. (eds.): Global Change in Mountain Regions. 113-121, Springer, New York.
- Bennett, K. D. (1996): Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. – *New Phytol.*, 132: 155-170.
- Bennion, H., Anderson, N. J., Juggins, S. (1996): Predicting epilimnetic phosphorus concentrations using an improved diatom-based transfer function and its application to lake eutrophication management. – *Environ. Sci. Technol.*, 30: 2004-2007.
- Birks, H. J. B., Juggins, S., Line, J. M. (1990): Lake surface-water chemistry reconstruction from paleolimnological data. – In: Mason B. J. (ed.): The Surface Waters Acidification Programme, 301-313, Cambridge University Press, Cambridge.
- Björck, S., Wohlfarth B. (2001): ¹⁴C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. – In: Last W. M., Smol J. P. (eds.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol. 2: Physical and Chemical Techniques, 205-245, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands.
- Böckli, L., Brenning, A., Gruber, S., Noetzli, J. (2012): Permafrost distribution in the European Alps: calculation and evaluation of an index map and summary statistics. – *The Cryosphere*, 6: 807-820.
- Boyle, J. F. (2001): Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. – In: Last W. M., Smol J. P. (eds.): Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, Vol 2: Physical and Chemical Techniques, 83-141, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, The Netherlands.
- Brancelj, A., Šiško, M., Muri, G., Appleby, A., Lami, A., Shilland, E., Rose, N. L., Kamenik, C., Brooks, S. J., Dearing, J. A. (2002): Lake Jezero v Ledvici (NW Slovenia) – changes in sediment records over the last two centuries. – *J. Paleolimnol.*, 28: 47-58.
- Bronk Ramsey, C. (1995): Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program. – *Radiocarbon*, 37: 425-430.
- Brown, G. H. (2002): Glacier meltwater hydrochemistry. – *Appl. Geochem.*, 17: 855-883.
- Catalan, J., Pla-Rabés, S., Wolfe, A. P., Smol, J. P., Rühland, K. M., Anderson, N. J., Kopáček, J., Stuchlík, E., Schmidt, R., Koinig, K. A., Camarero, L., Flower, R. J., Heiri, O., Kamenik, C., Korhola, A., Leavitt, P. R., Psenner, R., Renberg, I. (2013): Global change revealed by palaeolimnological records from remote lakes: a review. – *J. Paleolimnol.*, 49: 513-535.
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Oeschger, H. (1984): North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. *Climate Processes and Climate Sensitivity*, Geophys. Monogr., Amer. Geophys. Union, 29: 288-298.
- Darmody, R. G., Thorn, C. E., Harder, R. L., Schlyter, J. P. L., Dixon, J. C. (2000): Weathering implications of water chemistry in an arctic-alpine environment, Northern Sweden. – *Geomorphology*, 34: 89-100.
- Fortner, S. K., Mark, B. G., McKenzie, J. M., Bury, J., Trierweiler, A., Baraer, M., Burns, P. J., Munk, L. (2011): Elevated stream trace and minor element concentrations in the foreland of receding tropical glaciers. – *Appl. Geochem.*, 26: 1792-1801.
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, A., Kaufmann, V., Ladanyi, B., Matsuoka, N., Springman, S., Vonder Mühl, D. (2006): Permafrost creep and rock glacier dynamics. – *Permafrost Periglac. Proc.*, 17: 189-214.
- Haeberli, W., Noetzli, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., Isaksen, K., Kneisel, C., Krautblatter, M., Phillips, M. (2010): Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. – *J. Glaciol.*, 56: 1043-1058.
- Harris, C., Von der Mühl, D., Isaksen, K., Haeberli, W., Sollid, J. L., King, L., Holmlund, P., Dramis, F., Guglielmin, M., Palacios, D. (2003): Warming permafrost in European mountains. – *Global Planet. Change*, 39: 215-225.

- Hofmann, G. (1994): Aufwuchs-Diatomeen in Seen und ihre Eignung als Indikatoren der Trophie. – 241, *Bibl. Diatomol.*, 30, J. Cramer, Berlin Stuttgart.
- Hofmann, G., Werum, M., Lange-Bertalot, H. (2011): Diatomeen im Süßwasser-Benthos von Mitteleuropa. Bestimmungflora Kieselalgen für die ökologische Praxis. Über 700 der häufigsten Arten und ihre Ökologie. – 908, A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell, D.
- Ilyashuk, B. P., Ilyashuk, E. A., Psenner, R., Tessadri, R., Koinig, K. A. (2014): Rock glacier outflows may adversely affect lakes: lessons from the past and present of two neighboring water bodies in a crystalline-rock watershed. – *Environ. Sci. Technol.*, 48: 6192-6200.
- Juggins, S. (2001): The European Diatom Database, User Guide. – 72, <http://caticula.ncl.ac.uk/Eddi/docs/EddiGuide.pdf>.
- Juggins, S. (2007): C2 Version 1.5. User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualization. – 73, Newcastle University, Newcastle upon Tyne, UK.
- Koinig, K. A., Kamenik, C., Schmidt, R., Augustí-Panareda, A., Appleby, P., Lami, A., Prazakowa, M., Rose, N. L., Schnell, Ø. A., Tessadri, R., Thompson, R., Psenner, R. (2002): Environmental changes in an alpine lake (Gossenköllesee, Austria) over the last two centuries – the influence of air temperature on biological parameters. – *J. Paleolimnol.*, 28: 147-160.
- Krainer, K., Mostler, W., Spötl, C. (2007): Discharge from active rock glaciers, Austrian Alps: a stable isotope approach. – *Austrian J. Earth Sci.*, 100: 102-112.
- Krammer, K., Lange-Bertalot, H. (1986–2004): Süßwasserflora von Mitteleuropa. – In: Ettl H., Gerloff J., Heynig H., Mollenhauer D. (eds.): 2/1 Bacillariophyceae, Naviculaceae, -876; 2/2 Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae, – 596; 2/3 Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae, – 576; 2/4 Achnantheaceae, – 468. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, D.
- Lami, A., Turner, S., Musazzi, S., Gerli, S., Guilizzoni, P., Rose, N. L., Yang, H., Wu, G., Yang, R. (2010): Sedimentary evidence for recent increases in production in Tibetan plateau lakes. – *Hydrobiologia*, 648:175-187.
- Lange-Bertalot, H. (2001): *Navicula sensu stricto*. 10 Genera separated from *Navicula sensu lato*. *Frustulia*. In: Lange-Bertalot H. (ed.): *Diatoms of Europe 2*, – 526, Gantner Verlag, Ruggell, D.
- Lange-Bertalot, H., Metzeltin, D. (1996): Indicators of oligotrophy. – In: Lange-Bertalot H. (ed.): *Iconographia Diatomologica 2*, – 390, Koeltz, Königsstein, D.
- Lange-Bertalot, H., Witkowski, A., Båk, M. (2011): *Eunotia* and some related genera. In: Lange-Bertalot H. (ed.): *Diatoms of Europe 6*, – 780, A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell.
- Lotter, A., Juggins, S. (1991): POLPROF, TRAN and ZONE: programs for plotting, editing and zoning pollen and diatom data. – *INQUA Subcommission for the study of the Holocene Working Group on Data-Handling Methods. Newsletter 6*: 4-6.
- Lotter, A. F., Hofmann, W., Kamenik, C., Lami, A., Ohlendorf, C., Sturm, M., Van der Knapp, W. O., Van Leeuwen, J. F. N. (2000): Sedimentological and biostratigraphical analyses of short sediment cores from Hagelseewli (2339 m a.s.l.) in the Swiss Alps. – *J. Limnol.*, 59 (Suppl. 1): 53-64.
- Lotter, A. F., Appleby, P. G., Bindler, R., Dearing, J. A., Grytnes, J.-A., Hofmann, W., Kamenik, C., Lami, A., Livingstone, D. M., Ohlendorf, C., Rose, N., Sturm, M. (2002): The sediment record of the past 200 years in a Swiss high-alpine lake: Hagelseewli (2339 m a.s.l.). – *J. Paleolimnol.*, 28: 111-127.
- Lotter, A. F., Birks, H. J. B., Hofmann, W., Marchetto, A. (1998): Modern diatom, cladocera, chironomid, and chrysophyte cyst assemblages as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in the Alps. II. Nutrients. – *J. Paleolimnol.*, 19: 443-63.
- Mair, V., Zischg, A., Lang, K., Tonidandel, D., Krainer, K., Kellerer-Pirklbauer, A., Deline, P., Schoeneich, P., Cremonese, E., Pogliotti, P., Gruber, S., Böckli, L. (2011): PermaNET – Permafrost Long-term Monitoring Network. Synthesericht, – 24, INTERPRAEVENT Schriftenreihe 1, Report 3. Klagenfurt, A.
- Reimer, P. J., Bard, E., Baylis, S. A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haffidason, H., Hajdas, I., Hatté, 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., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. (2013): IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. – *Radiocarbon*, 55: 1869-1887.
- Roberts, N. (2014): *The Holocene: an environmental history*. – 376, Wiley Blackwell, Chichester UK.
- Rühland, K. M., Paterson, A. M., Smol, J. P. (2015): Lake diatom responses to warming: reviewing the evidence. – *J. Paleolimnol.*, 54: 1-35.
- Shannon, C. E., Weaver, W. (1949): *The mathematical theory of communication*. – 177, University of Illinois Press, Urbana, USA.
- Slemmons, K. E. H., Saros, J. E., Stone, J. R., McGowan, S., Hess, C. T., Cahl, D. (2015): Effects of glacier meltwater on the algal sedimentary record of an alpine lake in the central US Rocky Mountains throughout the late Holocene. – *J. Paleolimnol.*, 53: 385-399.

- Smol J. P. (2008): *Pollution of Lakes and Rivers: A Paleolimnological Perspective*. – 383, Blackwell Publishers, Malden, USA.
- Spaulding, S. A., Out, M. K., Wolfe, A. P., Baron, J.S. (2015): Paleolimnological records of nitrogen deposition in shallow, high-elevation lakes of Grand Teton National Park, Wyoming, U.S.A. – *Arct. Antarct. Alp. Res.*, 47: 703-717.
- Stingl, V., Mair, V. (2005): *Einführung in die Geologie Südtirols*. – 80, Kraler Druck, Brixen/Varn, I.
- Thaler, B., Tait, D., Tolotti, M. (2015): Permafrost und Gewässerökologie. – *Geo.Alp*, 12: 183-234.
- Thienpont, J. R., Rühland, K. M., Pisaric, M. F. J., Kokelj, S. V., Kimpe, L. E., Blais, J. M., Smol, J. P. (2013): Biological responses to permafrost thaw slumping in Canadian Arctic lakes. – *Fresh. Biol.*, 58: 337-353.
- Thies, H., Nickus, U., Mair, V., Tessadri, R., Tait, D., Thaler, B., Psenner, R. (2007): Unexpected response of high alpine lake waters to climate warming. – *Environ. Sci. Technol.*, 41: 7424-7429.
- Thies, H., Nickus, U., Tolotti, M., Tessadri, R., Krainer K. (2013): Evidence of rock glacier melt impacts on water chemistry and diatoms in high mountain streams. – *Cold Reg. Sci. Technol.*, 96: 77-85.
- Todd, A. S., Manning, A. H., Verplanck, P. L., Crouch, C., McKnight, D. M., Dunham, R. (2012): Climate-change-driven deterioration of water quality in a mineralized watershed. – *Environ. Sci. Technol.*, 46: 9324-9332.
- Tolotti, M., Forsström, L., Morabito, G., Thaler, B., Stoyneva, M., Cantonati, M., Šiško, M., Lotter, A. (2009): Biogeographical characterization of phytoplankton assemblages in high altitude, and high latitude European lakes. – *Advanc. Limnol.*, 62: 55-75.
- Van Dam, H., Mertens, A., Sinkeldam, J. (1994): A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands. – *Neth. J. Aquat. Ecol.*, 28: 117-133.
- Vollenweider, R. A., Kerekes, J. (1982): *Eutrophication of Waters, Monitoring, Assessment and Control*. – 154, OECD, Paris, F.
- Walker, M. J. C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J. J., Newnam, R. M., Rasmussen, S. O., Weiss, H. (2012): Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE. – *J. Quat. Sci.*, 27: 649-659.
- White, A. F., Blum, A. E., Bullen, T. D., Vivit, D. V., Schulz, M., Fitzpatrick, J. (1999): The effect of temperature on experimental and natural weathering rates of granitoid rocks. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 3277-3291.
- Wilkinson, L. (1990): *Systat: The System for Statistics*. – 677, Evanston, Illinois, Systat Inc., USA.
- Williams, M. W., Knau, M., Caine, N., Liu, F., Verplank, P. L. (2006): Geochemistry and source waters of rock glaciers outflow, Colorado Front Range. – *Permafrost Periglac. Proc.*, 17: 13-33.
- Wolfe, A. P., Hobbs, W. O., Birks, H. H., Briner, J. P., Holmgren, S. U., Ingólfsson, O., Kaushal, S. S., Miller, G. H., Pagani, M., Saros, J. E., Winbrooke, W. (2013): Stratigraphic expressions of the Holocene-Anthropocene transition revealed in sediments from remote lakes. – *Earth Sci. Rew.*, 116: 17-34.

