

**Seesedimente als natürliches Archiv zur
Erstellung eines Murkalenders am
Beispiel des Pragser Wildsees
(Norditalien)**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium
(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der
Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Ralf IRMLER
geboren am 09. Juli 1974 in Nördlingen

Gutachter:

1. Prof. Dr. R. Mäusbacher (FSU Jena)
2. Prof. Dr. K.-H. Schmidt (MLU Halle-Wittenberg)
3. PD. Dr. J. Baade (FSU Jena)

Tag der öffentlichen Verteidigung: 03. Dezember 2003

Zusammenfassung

Im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees ereignen sich in episodischen Abständen Murgänge. Das feinkörnige Material wird dabei in den See gespült und ist dort als charakteristische Lage nachweisbar. Mit Hilfe der jahreszeitlich geschichteten Normalsedimentation gelang es erstmals, diese Ereignislagen hochauflösend zu datieren. Der so erstellte Ereigniskalender reflektiert das Murgeschehen der letzten 2200 Jahre im Einzugsgebiet des Sees. Eine Überprüfung dieser Chronologie erbrachte für die letzten beiden Jahrhunderte – abgesehen von den methodischen Unschärfen – eine gute Übereinkunft mit einer dendrogeomorphologischen Rekonstruktion der Schuttströme (STRUNK 1995). Während des gesamten Untersuchungszeitraumes sind über die einzelnen Jahrhunderte z.T. deutliche Schwankungen in der Anzahl der Ereignisse festzustellen. Im 18. Jahrhundert konnte ein deutlicher Anstieg der Murereignisse festgestellt werden; seit dieser Zeit verweilt die Murfrequenz auf hohem Niveau. Überraschend ist, dass in den Zeitabschnitten mit einer hohen Murfrequenz auch eine hohe Magnitude und umgekehrt nachweisbar ist. Dies widerspricht den meisten bisherigen Untersuchungen zur Murfrequenz und Murmagnitude (u.a. HARRIS & McDERMID 1998, BOVIS & JAKOB 1999). Wie bereits bei STRUNK (1995) konnte kein Zusammenhang der Murereignisse mit den zur Verfügung stehenden lokalen Klimadaten der letzten Jahrzehnte festgestellt werden. Auch im Vergleich mit der großräumigen, paläoklimatischen Situation der letzten 2000 Jahre konnten keine Parallelen gefunden werden. Somit scheint es – zumindest für dieses Untersuchungsgebiet – keine Verknüpfung von Klimaänderung (zumindest Temperatur) und Murfrequenz zu geben. Stattdessen kann der Murkalender Hinweise auf Jahre mit extrem heftigen Niederschlagsereignissen geben (MATTHEWS et al. 1997). Ein Einfluss des Menschen auf die Murtätigkeit in Folge von forst- oder almwirtschaftlicher Nutzung im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees konnte mit Hilfe der Pollenanalyse nachgewiesen werden (SCHNEIDER et al. in prep). Der Vergleich mit anderen Murgebieten in Europa zeigt, dass es durchaus Phasen gab, in welchen überregional mit einem verstärkten Auftreten von Muren zu rechnen war. Dass es im Detail regional deutliche Unterschiede in den rekonstruierten Murkalendern geben kann, ist einerseits in den unterschiedlichen Methoden zur Erstellung derartiger Kalender begründet und andererseits in der jedem Gebiet eigenen Charakteristik.

Die Paläoumweltsituation ließ sich zeitlich schlecht auflösen. Aufgrund der ¹⁴C-Datierungen ist es möglich, ein Minimalalter des Sees anzugeben. So wurde eine Baumnadel aus der Basis eines 12,1 m langen Kernes auf 6504±47 uncal. Jahre BP datiert. Wie viel Seesedimente im Liegenden folgen, ist unbekannt. Des Weiteren gibt es mehrere Indizien, die dafür sprechen, dass der Seespiegel zwischenzeitlich um etwa 20 m tiefer als heute lag. Mit der erstellten Warvenchronologie kann ein Zeitraum zwischen 500 und 1800 Warvenjahre BP angegeben werden. Klimatische Gründe hierfür können ausgeschlossen werden. Wahrscheinlicher ist eine höhere Wasserdurchlässigkeit des natürlichen Staudammes infolge von z.B. Erdbeben oder die rückschreitende Erosion des Abflusses.

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Projektes mit dem Titel „Dendrogeomorphologische und sedimentologische Untersuchungen zum Sedimenteintrag von Murgängen in einen Hochgebirgssee“ durchgeführt (MA 1308/9-1). An der Realisierung einer derartigen Arbeit sind viele Personen beteiligt, denen ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen möchte.

An erster Stelle möchte ich Dr. J. Müller (†) von der TU München danken. Bei ihm sammelte ich die ersten Erfahrungen in der Sedimentologie. Durch das Vertrauen, das er mir entgegenbrachte, und durch seine offenen Worte bezüglich der Einstellung zu einer Dissertation fand ich den Weg nach Jena.

Seinem Andenken sei diese Arbeit gewidmet.

Mein besonderer Dank gilt Prof. Dr. R. Mäusbacher, der mir dieses interessante und sehr vielseitige Dissertationsthema anvertraut und – trotz seiner vielen Verpflichtungen – großes Interesse am Fortschritt dieser Arbeit gezeigt hat.

Großen Dank bin ich Dr. G. Daut verpflichtet. Von seiner reichen Erfahrung konnte ich viel über die Limnogeologie und über die Arbeit im Labor lernen. Er unterstützte mich nicht nur tatkräftig im Gelände, sondern gab mir in vielen Diskussionen neue Anregungen und Ideen. Geduldig versuchte er, aus einem „hard rocker“ einen „soft rocker“ zu machen.

Für die Durchführung der Pollenanalyse sei Dr. H. Schneider gedankt. Sie verstand es, mich durch ihre tatkräftige Unterstützung bei einer Geländekampagne und bei vielen Diskussionen zu überraschen.

Ein herzliches Dankeschön geht an Frau Chr. Müller und Frau Chr. Luge für die Durchführung der geochemischen Analysen und für den ein oder anderen Tipp bei der Durchführung von Versuchen.

Des Weiteren sei Frau B. Veith gedankt, die mich gekonnt durch den bürokratischen Nebel der Universität geleitet hat. Zu danken gilt es auch dem Systemadministrator Herrn R. Hoffmann, der, obwohl er „nie“ Zeit hatte, stets bei diversen „medizinischen“ Eingriffen in die Hard- und Software meines sogenannten „Rechners“ zur Stelle. Für zahlreiche Anregungen, diverse Unterstützungen und gute Worte bin ich meinen Kollegen/innen, im Besonderen Martin Gude, Jussi Baade, Thorsten Behrens und Claudia Liese zu Dank verpflichtet. Ein Dank auch an die HiWis, die mich bei Gelände- und Laborarbeiten unterstützt haben. Hierbei sind Helen Dahlke, Christin Hilbich, Dana Höfer, Ronny Schröder, Nicole Schmidt, Annett Siebert, Ugo Taddei und Enrico Weber besonders hervorzuheben.

Für die Durchführung der Radiokarbondatierungen gilt mein Dank Dr. K. van der Borg (Universität Utrecht, NL). Dr. J. Müller (†) und seinen Mitarbeitern von der TU München sei für die Cäsiummessungen und die gute Zusammenarbeit gedankt.

Bei Fragen bezüglich der Dünnschliffanalyse fand ich bei Dr. A. Brauer (GFZ Potsdam) und Dr. J. Merkt (ehemals BGR Hannover) Unterstützung. Des weiteren möchte ich mich bei Frau S. Bergmann vom Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena für die Beratung in Fragen der Dünnschliffherstellung und der Durchführung der Gefriertrocknung bedanken. Dank auch Herrn H. Müller und seinen Mitarbeitern vom Fertigungslabor des Technischen Instituts der Friedrich-Schiller-Universität, die die gestellten, diffizilen technischen Aufgaben mit Bravour meisterten.

PD Dr. H. Strunk und den Diplomanden S. Rösner und M. Dannenmann von der Universität Regensburg sei für die interessanten und informativen Gespräche gedankt.

Bei Herrn B. Heiss und Frau C. Heiss möchte ich mich für die Erlaubnis zur Nutzung diverser Einrichtungen bedanken, im Speziellen dafür, dass sie uns „Arbeiter“ im ehrwürdigen Hotel ‚Pragser Wildsee‘ aufnahmen.

Herrn Dr. R. Sascor vom Amt für Naturparke der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol sei für die Erteilung einer Forschungsgenehmigung im Naturpark Fanes-Sennes-Prags gedankt.

Einen herzlichen Dank möchte ich meinen Eltern aussprechen. Wie schon während des Studiums, so konnte ich auch während des Promotionsvorhabens mit ihrer vollen Unterstützung rechnen.

Inhalt

1 EINFÜHRUNG	1
1.1 Forschungsstand	2
1.1.1 Murereignis, Frequenzanalyse und Ereignisdatierung	2
1.1.2 Seesedimente	3
1.1.3 Pragser Wildsee	7
1.2 Jahreszeitlich geschichtete Sedimente	8
1.2.1 Warvengeneese und Erhaltung	8
1.2.2 Warvennachweis	9
1.2.3 Fehlerbetrachtung	10
1.3 Untersuchungsgebiet und Seecharakteristik	10
1.4 Aufgabenstellung	14
2 METHODIK	15
2.1 Geländearbeiten	15
2.1.1 Sedimentechographie	15
2.1.2 Bohrungen	16
2.2 Laborarbeiten	18
2.2.1 Sedimentuntersuchungen	18
2.2.2 Dünnschliffherstellung	21
2.2.3 Untersuchungen zur Unterscheidung der Mureinzugsgebiete	22
3 ERGEBNISSE	23
3.1 Bathymetrie und Sedimentaufbau	23
3.2 Lithologie und Sedimentcharakterisierung	26
3.2.1 Kolbenlotkern PRKL 01/01	26
3.2.1.1 Kernbeschreibung	26
3.2.1.2 Sedimentologische und geochemische Untersuchungen	27
3.2.2 Kolbenlotkern PRKL 02/02	31
3.2.2.1 Kernbeschreibung	31
3.2.2.2 Sedimentologische und geochemische Untersuchungen	31
3.2.3 Charakterisierung der Einzugsgebiete	33
3.3 Chronologie und Murkalender	36
3.3.1 Warvenchronologie und Mikrogefüge der Sedimenttypen	36
3.3.2 Radiometrische Datierungen	44
3.3.2.1 ¹³⁷ Cs-Datierung	44
3.3.2.2 ¹⁴ C-Datierung	45
3.3.3 Murfrequenz und Magnitude	48

4 DISKUSSION UND INTERPRETATION DER ERGEBNISSE.....	50
4.1 Sedimentologie und Geochemie.....	50
4.1.1 Kolbenlotkern PRKL 01/01.....	50
4.1.2 Kolbenlotkern PRKL 02/02.....	51
4.1.3 Synthese der beiden Kolbenlotkerne.....	52
4.2 Chronologie und Murkalender	53
4.2.1 Vergleich mit Dendrogeomorphologie.....	53
4.2.2 Vergleich mit radiometrischen Datierungen	54
4.2.3 Qualität des Murkalenders.....	57
5 VERGLEICH DER MURFREQUENZ.....	58
5.1 mit den klimatischen Verhältnissen.....	58
5.2 mit anthropogenen Faktoren.....	63
5.3 mit der Erdbebenaktivität	65
5.4 mit anderen Murkalendern Europas.....	65
6 SCHLUSSGEDANKE UND AUSBLICK.....	68
7 LITERATURVERZEICHNIS.....	70
ANHANG	84

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes	11
Abb. 2: Vereinfachte geologische Übersichtskarte des Einzugsgebietes	12
Abb. 3: Blick über den Pragser Wildsee auf den Seekofel (2810 m ü.NN)	14
Abb. 4: Übersichtskarte zur Lage der Seismikprofile	16
Abb. 5: Übersichtskarte sämtlicher Bohrpunkte	18
Abb. 6: Ablaufschema der durchgeführten Laboranalysen	20
Abb. 7: Dünnschliffherstellung wassergesättigter Seesedimente	22
Abb. 8: Alte und neue bathymetrische Karte des Pragser Wildsees	24
Abb. 9: Zwei Seismikprofile des Pragser Wildsees	26
Abb. 10: Ergebnisse der Geochemie und Sedimentologie (PRKL 01/01)	29
Abb. 11: Ergebnisse der Geochemie und Sedimentologie (PRKL 02/02)	32
Abb. 12: Beispiele für klastische Laminierung	37
Abb. 13: Beispiele für organoklastische Laminierung	38
Abb. 14: Typische Strukturen an der Basis der subaquatischen Murablagerungen	40
Abb. 15: Dünnschliffphotos mit Besonderheiten	41
Abb. 16: REM-Aufnahme von Diatomeen	42
Abb. 17: Sedimentationsraten und Sedimenttypen des untersuchten Kernabschnittes	43
Abb. 18: Vergleich von Cs-Profil und Referenzkern (PR17/01)	45
Abb. 19: Alter-Tiefen Beziehung der ¹⁴ C-Proben	47
Abb. 20: Murfrequenz der letzten 2000 Jahre	48
Abb. 21: Murereignisse und Magnitude pro Jahrhundert des Untersuchungszeitraumes	50
Abb. 22: Vergleich des dendrogeomorphologischen und sedimentologischen Murkalenders mit einem Referenzkern PR (18/01)	54
Abb. 23: Vergleich der Warvenchronologie mit den radiometrischen Altern	56
Abb. 24: Tägliche Niederschlagssummen der letzten 50 Jahre	60
Abb. 25: Muraktivität während des Holozäns in Europa	66
Abb. 26: Muraktivität während historischer Zeit in Europa	67

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Kenndaten des Pragser Wildsees	13
Tab. 2: Fehlerabschätzung der AAS-Analyse	20
Tab. 3: Vergleich der Ionenkonzentration von Filtermaterial und Kern PRKL 01/01	30
Tab. 4: Vergleich der Ionenkonzentration von Filtermaterial und Kern PRKL 02/02	33
Tab. 5: Gegenüberstellung der geochemischen Analysen von Filtermaterial, Mursedimenten und Normalsedimentation	34
Tab. 6: Statistische Parameter der geochemischen Analysen von Filtermaterial, Mursedimenten und Normalsedimentation	35
Tab. 7: Zusammenstellung der Ergebnisse der Mikrosondenanalyse	36
Tab. 8: ¹⁴ C-Alter der datierten Makrofossilien	47

„Der Wunsch, die großen Ereignisse der geologischen Geschichte nach Jahren zu messen, wächst in dem Maße, wie die Ereignisse sich unserer eigenen Zeit nähern und menschliche Angelegenheiten näher berühren.“

CHAMBERLIN & SALISBURY (1906: 413)

1 EINFÜHRUNG

Im Zusammenhang mit Klimaänderung und Treibhauseffekt wird in den Medien vermehrt über die globalen Naturgefahren berichtet. In konstanter Wiederkehr tauchen Themen wie „Jahrhundertfluten“, Dürre- oder Sturmkatastrophen oder von starken Niederschlägen ausgelöste Massenbewegungen in Fernsehberichten auf. Letztere spielen besonders in Gebirgen eine wichtige Rolle. Durch diese Berichterstattung wird der Bevölkerung suggeriert, dass es im Zuge des „Global Change“ zu einer deutlichen Zunahme dieser Gefahren kommt. Ob der Anstieg der von Naturkatastrophen verursachten Schäden in den letzten Jahren und Jahrzehnten klimatisch bedingt ist oder auf eine zunehmende Erschließung gefährdeter Zonen (VEIT 2002) infolge wachsenden Siedlungs- (oder besser wachsenden Tourismus-)druckes zurückzuführen ist, wird auch unter Wissenschaftlern kontrovers diskutiert. Im 3. „Münchener Forum Massenbewegung“, das am 3.3. – 4.3.1998 in München stattfand, erwähnt z.B. Dr. G. Patzelt (Universität Innsbruck), dass bei einer Klimaerwärmung vermehrt mit Massenbewegungen zu rechnen sei. In der gleichen Veranstaltung berichtet Dr. M. Zimmermann (Geo7, Bern), dass keine Zunahme speziell von Murgängen zu befürchten sei. Gleiches gibt er in geschriebener Form wieder (ZIMMERMANN et al. 1997), wohingegen er wenige Jahre vorher selbst noch anderer Meinung war (ZIMMERMANN & HÄBERLI 1992). Dies macht deutlich, dass die Datengrundlage zur Klärung dieses Sachverhaltes nicht ausreicht.

Um Prognosen für die Zukunft geben zu können, richten viele Wissenschaftler ihren Blick zurück in die Vergangenheit. Durch eine historische Recherche wird versucht, Informationen über ehemalige Naturgefahren zu erhalten. Neben diesem Studium von Schrift- und Bilddokumenten in Archiven greifen Wissenschaftler vermehrt auf natürliche Archive, wie Seesedimente, Eiskerne, Korallen oder Bäume zurück, in denen Informationen der vergangenen Klima- und Landschaftsgeschichte gespeichert sind.

Ein verhältnismäßig leicht zugängliches und sehr informationsreiches Archiv bilden Seesedimente. Durch die Analyse von Sedimentparametern (Mineralogie, Geochemie etc.) und diverser Proxydaten (Pollen, Diatomeen, Isotopen) können nicht nur lokale Änderungen im Einzugsgebiet ermittelt werden, sondern auch überregionale Aussagen über einzelne Zeitabschnitte getroffen werden. Ein solches Archiv repräsentieren die Sedimente des Pragser Wildsees. Im Einzugsgebiet dieses Sees befinden sich mehrere unterschiedlich große Murkegel. Während nach extremen Niederschlagsereignissen der grobe Murschutt bereits auf den Murkegeln akkumuliert wird, erreicht die feinkörnige Matrix aus der Filterspülung zusammen mit dem ablaufenden Wasser den See. Dort wird sie großflächig und im Vergleich

zur Normalsedimentation je nach Ereignis in stark variierender Mächtigkeit sedimentiert. Durch Erstellung einer Warvenchronologie sollte es möglich sein, die einzelnen Ereignisse jahrgenau zu datieren. Unter Berücksichtigung der paläoklimatischen Bedingungen und des menschlichen Einflusses im Einzugsgebiet des Sees könnte es mit Hilfe der so erstellten Murfrequenz gelingen, Aussagen über einen klima- oder anthropogen bedingten Anstieg der Murereignisse zu treffen.

Eine solche Untersuchung könnte damit eine wichtige Hilfe für Raumplaner oder Versicherungskonzerne zur Abschätzung zukünftiger Risiken und Gefahren sein.

1.1 FORSCHUNGSSTAND

1.1.1 Murereignis, Frequenzanalyse und Ereignisdatierung

Zur Morphologie, Rheologie, Sedimentologie und Dynamik von Murgängen liegt mittlerweile eine sehr große Zahl von Veröffentlichungen vor. Als grundlegende Arbeiten seien die von TAKAHASHI (1981, 1991), JOHNSON & RODINE (1984), COSTA (1984, 1988), PIERSON & COSTA (1987), DAVIES (1988), RICKENMANN (1988; 1990, 1999, 2001) HAEBERLI et al. (1990), HAEBERLI (1996) und COUSSOT & MEUNIER (1997) genannt. Über Änderungen des Fließverhaltens und die daraus resultierenden Sedimentstrukturen von Murgängen beim Eintritt in Gewässer äußern sich WEIRICH (1989) und SOHN et al. (2002). Da am Pragser Wildsee die Mursedimente das Profundal in Form von Trübeströmen erreichen, sei zu diesem Thema auf weiterführende Literatur von SHANMUGAM (1997), EDWARDS (1993) HSÜ & MC KENZIE (1985) oder MULDER & ALEXANDER (2001) verwiesen.

Durch eine zunehmende Präsenz von Murereignissen in den Medien – speziell im Rahmen der wachsenden Diskussion über einen Klimawandel – tritt vermehrt die Untersuchung von Murfrequenzen bzw. –magnituden in das Interesse der Wissenschaft. Die meisten Arbeiten (TAKAHASHI 1981, VANDINE 1985, JOHNSON et al. 1990, JACOB & BOVIS 1996) beruhen auf der Morphometrie des Einzugsgebietes, kombiniert mit historischen Recherchen. Durch deren Auswertung erhofft man sich, Aussagen über Zeitpunkt und Größe künftiger Ereignisse treffen (BOVIS & JACOB 1999) zu können. Eine sehr umfassende Untersuchung, die sich speziell mit den Schweizer Verhältnissen auseinandersetzt, stammt von ZIMMERMANN et al. (1997). In dieser Arbeit wurde größtenteils auf Datenbasis von Murereignissen nach heftigen Unwettern im Jahre 1987 für die Abschätzung einer Murgefährdung ein neues Parameter-Set geschaffen, das für Einzelabklärungen und Modellierungen (Reichweite eines Murganges, betroffene Flächen etc.) Anwendung finden kann.

Die Arbeiten, die sich mit der Datierung von Murereignissen beschäftigen und dadurch versuchen, eine Frequenzstudie zu erstellen, sind rar. RAPP & NYBERG (1981) gelang es mit Hilfe der Lichenometrie Ereignisse zu datieren, die bis zu 2700 Jahre zurückliegen. Weitere Arbeiten, die mit dieser Methode Murereignisse zurückdatierten, stammen u.a. von WINCHESTER & HARRISON (1994) und INNES (1983, 1997). Die Genauigkeit und zeitliche Auflösung der Lichenometrie lässt allerdings zu wünschen übrig. So dauert es je nach verwendeter Flechtenart um die

25 Jahre, bis sie für Datierungen herangezogen werden kann. Des Weiteren muss sichergestellt sein, dass die verwendeten Flechten nicht von inzwischen wieder erodierten Murgängen bedeckt waren. Da sie nur an der unbedeckten Oberfläche von Blöcken auf Murkegeln wachsen, ist eine räumliche Differenzierung von Murereignissen sehr schwierig.

Eine zeitlich höher auflösende Vorgehensweise ist die Dendrogeomorphologie, ein Begriff, der von ALESTALO (1971) geprägt wurde. Wirken geomorphologische Prozesse wie z.B. Kriech-, Gleit-, Rutsch- und Sturzvorgänge, vor allem aber Überschotterung oder Überschuttung durch Murgänge auf lebende Bäume ein, führen sie zu abrupten Wachstumsreaktionen der betroffenen Exemplare, die durch Jahrringanalysen zeitlich fixiert werden können (vgl. SCHWEINGRUBER 1990). Durch diese Ereignis-Reaktions-Systeme können geomorphologische Prozesse bis auf wenige Jahre genau datiert und deren Aktivitätsphasen raum-zeitlich rekonstruiert werden. Einen guten Überblick über die vielfältigen Anwendungsmöglichkeiten dendrogeomorphologischer Methoden mit jeweils zahlreichen bibliographischen Verweisen ermöglichen die Publikationen von ALESTALO (1971), SHRODER (1980), SHRODER & BUTLER (1986), HUPP et al. (1987), OSTERKAMP & HUPP (1987), COOK & KAIRIUKSTIS (1990), BRÄUNING (1995), SCHWEINGRUBER (1996) und STRUNK (1995; 1997). Trotz der zahlreichen Publikationen sind dendrogeomorphologische Methoden zur Datierung von Massenbewegungen bisher nur selten angewandt worden (vgl. HUPP et al. 1987). Bei den genannten Untersuchungen wird deutlich, dass mit Hilfe der Dendrochronologie eine sehr genaue Datierung von Massenbewegungen möglich ist. Der Zeitraum, für den ein Ereigniskalender erstellt werden kann, ist jedoch auf die Lebensdauer der Bäume, d. h. auf die letzten Jahrhunderte beschränkt.

Dass in dieser Richtung weiterführende Untersuchungen unbedingt erforderlich sind, belegen die Anregungen zur Verwendung neuer Datierungsmöglichkeiten im Hinblick auf das komplexe Beziehungsgefüge zwischen schnellen Massenbewegungen und der holozänen Klimageschichte, die von JONASSON et al. (1997) und HANNSS (1998) erhoben wurden. Eine detaillierte Zusammenstellung von Arbeiten über die klimatische Aussagekraft von diversen Massenbewegungen und ihre paläoklimatische Bedeutung wurde erstmals von MATTHEWS et al. (1997) herausgegeben. Hierbei wird auch über den Gebrauch von z.B. Murkalendern als Proxy für die Paläoklimarekonstruktion diskutiert, wobei ein Großteil der Autoren (u.a. VAN ASCH 1997, IVERSEN 1997) darin eine Möglichkeit sehen, besonders Starkniederschlagsereignisse der Vergangenheit zu fassen.

Wenn die zu untersuchenden Ereignisse mit einer Sedimentation in einem See verknüpft sind, bieten Seesedimente eine Möglichkeit, zu einem Ereigniskalender zu kommen, der Zeiträume überdeckt, die mit Hilfe der Dendrochronologie nicht erreicht werden können.

1.1.2 Seesedimente

Seesedimente rückten in den letzten 20 Jahren verstärkt in das Interesse der Wissenschaft. In den Ablagerungen spiegeln sich sowohl klimatische Änderungen als auch Veränderungen im Einzugsgebiet wieder. Sie bilden somit ein vorzügliches und im Verhältnis zu Eiskernen, marinen Sedimenten oder Korallen leicht

zugängliches Archiv, um Kenntnisse über Paläoklima oder Paläoumweltbedingungen zu gewinnen.

Die Möglichkeiten der Nutzung von Seesedimenten sind sehr umfangreich. Sie dienen einerseits als Lieferant für Proxydaten, andererseits bei jahreszeitlich laminierten Abfolgen zusätzlich zur Erstellung von hochauflösenden Chronologien. Bei den Proxydaten kann wiederum zwischen direkten (Sedimentationsraten, geochemische Parameter) und indirekten Proxies, die durch Extraktion und Auswertung von z.B. Diatomeen oder Pollen aus dem Sediment gewonnen werden, unterschieden werden. Die Literatur, die auf solchen Untersuchungen basiert, ist sehr umfangreich.

Der folgende kurze Abriss des Forschungsstandes soll im Wesentlichen auf die chronologische Bedeutung von Seesedimenten ausgerichtet sein. Im Anschluss sollen jüngere Arbeiten über Gebirgsseen und Massenbewegungen, die sich in Seen ereigneten, vorgestellt werden.

Die Verwendung jahreszeitlich-geschichteter Sedimente zur Erstellung einer Chronologie geht auf DE GEER (1912) zurück. Er führte auch den Begriff „Warve“ für jährlich geschichtete Seesedimente ein. Im ursprünglichen Sinn bezieht sich dieses Wort auf glazilakustrine Ablagerungen. In seiner beinahe hundert Jahre alten Arbeit rekonstruierte De Geer durch vergleichende Untersuchungen an Bändertonprofilen den Eisrückzug in Schweden. Über lange Zeit geriet diese Datierungsmethode wieder in Vergessenheit. Erst in den 70er/80er Jahren des 20. Jahrhunderts rückte sie mit der wachsenden Nachfrage nach hochauflösenden Daten zur Klima- und Umweltrekonstruktion wieder ins Interesse der Wissenschaft. So gelang es mit hochauflösenden Sedimentsequenzen die Klimaperioden des Spätglazials genauer zu fassen. Im Besonderen die Untersuchungen an den Maarseen der Eifel sind hierbei von Bedeutung (ZOLITSCHKA 1998, BRAUER et al 1999, BRAUER et al. 2001 a, LITT et al. 2001). Vergleichbare Studien gibt es auch von MERKT (1994) und MERKT & MÜLLER (1999) über den Hämelsee in Niedersachsen. Die Untersuchungen von GOSLAR et al. (1993) wurden an Sedimenten aus dem Lake Gościaż (Polen) durchgeführt. An Schweizer Seen wurden Arbeiten von Lotter (1991) und Lotter et al. (1992) ebenfalls über spätglaziale Klimaperioden publiziert. Das Resümee dieser Arbeiten ist, dass auf dem europäischen Festland während des Spätglazials nur mittels Seesedimente vernünftige Chronologien für die Landschaftsgeschichte und Paläoklimarekonstruktion erstellt werden können. So variieren in den einzelnen Untersuchungsgebieten der Beginn und die Dauer der einzelnen Biozonen nur um wenige Jahrzehnte. Aufgrund der Kohlenstoff Plateaus ist die Verwendung der ^{14}C -Datierung problematisch für eine genaue Zeiteinschätzung.

Mit Hilfe von Seesedimenten gelingt es sowohl regionale als auch überregionale Ereignisse etwa jahrgenau zu datieren. ALEFS (1997) konnte Hochwasserereignisse im Ammersee nachweisen und datieren. Mit Hilfe von laminierten Sedimenten aus dem Schleinsee (Süddeutschland) gelang es CLARK et al. (1989) eine detaillierte Aufzeichnung von Brandereignissen der Umgebung zu erstellen. EDEN & PAGE (1998) konnten einen weit zurückreichenden Kalender von Sturmereignissen in Neuseeland aufstellen. Über die in Sedimentabfolgen eingebetteten Tephralagen gelang es, diverse Vulkanausbrüche genau zu datieren. Die Genauigkeit übertrifft dabei häufig die radiometrischen Datierungen. Am Lago

Grande di Monticchio (S-Italien) wurde eine Sedimentationsratenchronologie erstellt (ZOLITSCHKA & NEGENDANK 1993, ZOLITSCHKA 1998), mit deren Hilfe eine Tephrochronologie der Region rekonstruiert werden konnte (WULF 2002).

Inzwischen wird daran gearbeitet, die auf der Dendrochronologie basierende ^{14}C -Kalibrationskurve – sie reicht derzeit bis 11871 cal. Jahre BP zurück (KROMER & SPURK 1998) – mit Hilfe laminiertes Seesedimente in die Vergangenheit zu verlängern. Die Seen, die für die Erstellung solcher langer Zeitreihen geeignet sind, sind allerdings sehr rar. Der in Japan gelegene Lake Suigetsu soll eine geschichtete Sedimentabfolge aufweisen, die bis 45000 Jahre BP zurückreicht (KITAWAGA & VAN DER PFLICHT 1998, KITAWAGA & VAN DER PFLICHT 2000). Dies würde auch die ^{14}C -U/Th Kalibrationskurve übertreffen, die durch die U/Th-Datierung an Korallen ermittelt wurde und 23500 Jahre BP umfasst (STEIN et al. 2000).

Da Gebirgsseen aufgrund ihrer Höhenlage sehr empfindlich auf Klima- und Umweltveränderungen reagieren, konzentrierte sich in den letzten Jahren die Forschung auf diese Ökosysteme. Dies spiegelt sich auch in einigen Großprojekten wieder. So wurde in den 90er Jahren das mit Mitteln der Europäischen Union geförderte MOLAR-Projekt (MOuntain LAke Research) initiiert. Hierbei wurden sieben abgelegene Seen in Norwegen, Finnland, Österreich, Schweiz, Spanien, Slowenien und der Slowakei untersucht. Mit Hilfe radiometrischer, geochemischer und mikrobiologischer Methoden wurden dabei hochauflösende Proxydaten gewonnen. Diese wurden mit Temperaturaufzeichnungen der letzten 200 Jahre verglichen, wobei diese Daten vorab für jede Region homogenisiert und an die jeweiligen Höhenverhältnisse der Untersuchungsgebiete angepasst wurden. Diese Daten wurden mit Vorort installierten Klimastationen verglichen. Die gewonnenen Ergebnisse zeigen, dass dieses Verfahren eine relativ genaue Vorgehensweise ist, mit welchem Oberflächentemperaturen von Seen und die Eisbedeckung rekonstruiert werden können. Die Proxydaten an den unterschiedlichen Seen zeigen, dass diese lokal sehr unterschiedlich beeinflusst werden und somit ein Vergleich z.T. schwer fällt. Einem gebündelten Abriss dieses Projektes wurden eine Ausgabe des *Journal of Paleolimnology*, Band 28 (u.a. BATTERBEE et al. (a,b), CATALAN et al., CAMERON et al., LOTTER et al., KOINIG et al., alle 2002) und einzelne Beiträge in einem Supplementband (1) des *Journal of Limnology* (Band 59) gewidmet (u.a. APPLEBY, KAMENIK et al., OHLENDORF et al. 2000). Ein ähnlich umfassendes Projekt ist CLIMASILAC. Dabei wurden am Lac d'Annecy in den französischen Alpen umfassende Untersuchungen zur See- und Klimageschichte durchgeführt. Neben geophysikalischen, geochemischen und mikrobiologischen Methoden kamen auch mikromorphometrische Untersuchungen zum Einsatz. Dabei konnten im basalen Teil des Kernes die glazialen Rückzugsstadien des Spätglazials rekonstruiert werden. Darüber hinaus konnte durch die gewonnenen Multi-Proxy Daten das Klimageschehen des Spätglazials und Holozäns hochauflösend charakterisiert werden. Auch hier wurden die wesentlichen Ergebnisse in einer Ausgabe des *Journal of Paleolimnology* (Band 25) zusammengefasst (u.a. DAVID et al., BRAUER & CASANOVA, BECK et al., MANALT et al., LOIZEAU et al., MAGNY et al., NOËL et al., DEARING et al., alle 2001). Ein anderes größeres Projekt befasste sich mit dem Baldeggersee in der Schweiz. Hierbei wurden in erster Linie limnologische, geochemische und mikromorphometrische

Untersuchungen durchgeführt. Es sollte der Einfluss von Änderungen der Eutrophierung, des Klimas und der Hydrologie auf die Warvenbildung untersucht und neue Proxies für windinduzierte Seedurchmischungen gefunden werden (WEHRLI et al 1997). Bei diesem Projekt kam ein neu entwickeltes Gefrierbohrverfahren zum Einsatz, welches detaillierte hochauflösende Studien am Sediment erlaubt. Auch hier wurde den Ergebnissen der Teilprojekte (u.a. SCHALLER et al. (a,b), LOTTER & BIRKS, LOTTER et al., alle 1997) eine extra Ausgabe einer Zeitschrift gewidmet (Aquatic Sciences, Band 59).

Den Einfluss des Klimas auf den Mineralmagnetismus konnte LANCI et al. (2001) an zwei Schweizer Hochgebirgsseen nachweisen. Die Validierung der Ergebnisse erfolgt mittels Palynologie und Geochemie. Eine sehr umfassende Studie über den Einfluss der geographischen Lage, der Vegetation und der Landnutzung auf den Wasser- und Sedimentchemismus kleiner Seen wurde bei MÜLLER et al. (1998) dargestellt. Hierfür wurden 68 Seen der Schweiz, Frankreichs und Italiens untersucht, die zwischen 334 und 2339 m ü.NN. liegen. Die Resultate einer interdisziplinären Untersuchung des Zürich Sees wurde von HSÜ & KELTS (1984) herausgegeben. Neben Innovationen für neue limnogeologische Untersuchungsmethoden brachte dieses Forschungsprojekt auch neue Erkenntnisse zur Landschaftsgeschichte des Züricher Raumes. Arbeiten, die sich mit Radionukliduntersuchungen an hochalpinen Seen beschäftigen, stammen von ALBRECHT (1999) und ARNAUD et al. (2002). Erstgenanntem gelang es über vergleichende Untersuchungen an Seesedimenten und Böden des Einzugsgebietes durch ^{137}Cs - und ^{210}Pb -Datierungen Veränderungen von Erosionsprozessen und –geschwindigkeiten nachzuweisen. ARNAUD et al. (2002) hingegen wies mit Hilfe einer ^{210}Pb -Geochronologie historisch belegte Flut- und Erdbebenereignisse an einem See (Lac Anterne) in den Französischen Alpen nach.

Zu den im Folgenden zu betrachtenden Massenbewegungen (Rutschungen, Muren etc.) im Einzugsgebiet von Seen sind für den alpinen Bereich Einzeluntersuchungen publiziert, die vor allem die zeitliche Stellung, den Bewegungsmechanismus, den Auslöser oder das Gefahrenpotential betrachten, z. B. HEIM (1908), KELTS & HSÜ (1980), HSÜ & KELTS (1985), DAUT (1998). Bei diesen Untersuchungen wird deutlich, dass deren Kenntnis vor allem auch für die künstlichen Seen, die zur Energie- und Wassergewinnung angelegt werden, von Bedeutung sind (PICKRILL 1987). MÜLLER (1987), BELLONI (1987) und HENDRON (1987) beschäftigten sich mit der Vajont-Katastrophe in Italien. Weitergehende Rekonstruktionen zu Häufigkeit und Intensität über längere Zeiträume wurden bislang vorwiegend aus direkten Beobachtungen, historischen Recherchen (SIEGENTHALER et al. 1987, SIEGENTHALER & STURM 1991a, b) oder mit Pollen- und ^{14}C -Datierungen an Sedimenten für weiter zurückreichende Ereignisse abgeleitet (DAPPLES et al. 2002). JEDLITSCHKA (1992) kann beispielsweise für Murgänge am Traunsee eine Zyklizität von 100 bis 150 Jahren nachweisen, die mit Waldentwicklungsphasen und der damit verbundenen unterschiedlichen Erosionstätigkeit verbunden ist. Bei der Muffrequenzanalyse wird insbesondere in den Arbeiten von PAGE et al. (1994), PASUTO & SILVANO (1998), GLADE (1998) und DE VITA & REICHENBACH (1998) die Bedeutung der Niederschläge als auslösender Faktor diskutiert. HAGG & BECHT (2000) erläutern sowohl den Einfluss von

Niederschlag als auch die Rolle des Substrates auf die Auslösung von Hangmuren. Die Bedeutung des Permafrostes in Gebirgsregionen auf Hangstabilität und Schuttproduktion fand bei HARRIS et al. (2001a,b) und HARRIS & VONDER MÜHLL (2001) seinen Niederschlag.

In den Arbeiten, die sich bei der Abschätzung der Murfrequenz mit der Analyse von Seesedimenten beschäftigen, erfolgte eine Verknüpfung mit im Einzugsgebiet durchgeführten Aufnahmen bislang nur in Ansätzen. So untersuchte KOTARBA & BAUMGART-KOTARBA (1997) die Muraktivität während des Holozäns an einem See, der in der Hohen Tatra (Polen) liegt. Die Charakterisierung der Sedimente ist allerdings dürftig, ebenso die Auflösung der Ereignisse. So basiert das Zeitgerüst auf einer radiometrischen Datierung und auf den Ergebnissen einer durchgeführten Pollenanalyse. Die Zeitangaben über Unterschiede in der Muraktivität beziehen sich meist auf einzelne Klimaperioden. Die detailliertesten Ergebnisse zur Rekonstruktion von Massenbewegungsereignissen mit Hilfe von Seesedimenten werden von EDEN & PAGE (1998) bzw. TRUSTRUM et al. (1999) in Neuseeland vorgelegt. Sie können für die vergangenen 2250 Jahre einen Ereigniskalender mit einer jährlichen Auflösung erstellen, der deutlich macht, dass neben der klimatischen Steuergröße Niederschlag die Eingriffe des Menschen von großer Bedeutung sind. Unter Zugrundelegung von historischen Niederschlagsdaten konnte für einzelne Sturmereignisse die Niederschlagssumme abgeschätzt werden. Auch bei dieser Untersuchung ist anzumerken, dass Datierung und räumliche Zuordnung der Rutschereignisse im Einzugsgebiet nicht so detailliert sind, dass eine direkte Zuordnung zur Stratigraphie der Seesedimente möglich ist. Dies macht deutlich, dass die Hauptdefizite derzeit noch in der Erarbeitung von hochaufgelösten Datensätzen liegen, die für Aussagen über die Frequenz und Magnitude derartiger Murereignisse auch über weiter zurückreichende Zeiträume geeignet sind.

1.1.3 Pragser Wildsee

Wissenschaftliche Arbeiten, die den Pragser Wildsee zum Ziel hatten, sind rar. Eine der ältesten Publikationen, die sich mit dem Pragser Wildsee beschäftigt, stammt von DAMIAN (1899). Neben einer Beschreibung des Sees enthält die Arbeit auch die erste bathymetrische Karte. In der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts entstanden mehrere Veröffentlichungen, die sich mit der Limnologie des Sees beschäftigten (u.a. BREHM & ZEDERBAUER 1904, STELLA 1931, PESTA 1923). Hierbei beruhte das Interesse auf planktonischen Organismen. Umfangreiche hydrologische Studien führte ENGELN (1972) im Rahmen einer Geländeübung am Pragser Wildsee durch. Er beschränkte sich dabei nicht nur auf die Hydrologie, sondern führte auch Untersuchungen an oberflächennahen Sedimenten aus dem See und dem Einzugsgebiet durch. Die dabei erzielten Ergebnisse wurden in einer speziellen Serie der Universität Amsterdam zusammengefasst. Seit den 80er Jahren führt die Landesagentur für Umwelt und Arbeitsschutz der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol mehrmals jährlich Untersuchungen zur Wasserbeschaffenheit durch. Seit Mitte der 80er Jahre beschäftigt sich STRUNK (u.a. 1989 a, b, 1995) mit den Murgängen im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees. Es gelang ihm dabei mit Hilfe der Dendrogeomorphologie einen Murkalender zu rekonstruieren, der 450 Jahre zurückreicht. In dieser Arbeit wurde auch die

Beziehung zwischen Murffrequenz und Niederschlag näher untersucht. Es konnten allerdings aus den Niederschlagstagesummen „amtlicher Beobachtungsstationen keine ernstzunehmenden Schwellenwerte für murauslösende Niederschläge abgeleitet werden“ (STRUNK 1995; 175).

1.2 JAHRESZEITLICH GESCHICHTETE SEDIMENTE

Die Ausführungen der folgenden Kapitel sind in detaillierter Form und mit umfassenden Literaturverweisen in ZOLITSCHKA (1998) zu finden.

Vor beinahe 100 Jahren wurden geschichtete Seesedimente erstmals zur Erstellung einer Geochronologie verwendet (DE GEER 1912). In dieser grundlegenden Arbeit wurde auch erstmals der Begriff Warve für jahreszeitlich geschichtete Sedimente eingeführt. Im Gegensatz zum heutigen Sprachgebrauch bezog sich der damalige Ausdruck auf jahreszeitlich laminierte, glazilakustrine Sequenzen. Im heutigen Sprachgebrauch werden Warven als „laminierte Sedimente stehender Wasserkörper, die im jahreszeitlichen Rhythmus aus dünnen, horizontalen Lagen wechselnder Zusammensetzung aufgebaut sind“ (ZOLITSCHKA 1990) bezeichnet. Bereits in den 30er Jahren stellte SCHOSTAKOVICH (1936) fest, dass die wesentlichen Steuermechanismen die sich saisonal wiederholenden Temperatur- und Niederschlagsschwankungen sind. Diese über lange Zeit vergessene Tatsache gelangte erst wieder im Zuge der „global change“ Diskussion ins Interesse der Wissenschaft.

1.2.1 Warvengenesse und Erhaltung

Über die Warvenentstehung gibt es zahlreiche Publikationen. Grundlegende Arbeiten stammen von STURM (1979), O’SULLIVAN (1983), HSÜ & KELTS (1985), SAARNISTO (1986) und ANDERSON & DEAN (1988), um nur einige wenige zu nennen. Im Wesentlichen werden drei Warventypen unterschieden, die allerdings selten in Reinform vorliegen. Es sind dies zum einen klastische, organische und chemische Warven.

Die klastischen Warven treten meist in hohen geographischen Breiten und in Gebirgen auf. Schnee- bzw. Gletscherschmelze als Reaktion auf das sommerliche Einstrahlungsmaximum kontrollieren den Zufluss in den See. Die Sedimente sind in der Regel aus einer gröberen Basislage und einer feinkörnigen Toplage aufgebaut. Der Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet wird im Wesentlichen durch die Höhe des Zuflusses kontrolliert.

In den mittleren Breiten, mit Ausnahmen auch in den Tropen, überwiegen organische Warven. Voraussetzung sind Seen mit vegetationsbedecktem Einzugsgebiet zur Reduzierung des allochthonen klastischen Sedimenteintrags und mit erhöhtem Nährstoffgehalt. „Lagenbildend treten im Frühling und Sommer Algenblüten auf, die eine oder mehrere Sublaminae bilden. Die kontrastierende dunkle Sublamina wird aus amorpher autochthoner organischer Substanz bzw. aus allochthonen Teilen höherer Pflanzen aufgebaut, die im Herbst im See absterben oder aus dem Litoral durch Umlagerungsprozesse in das zentrale Becken verfrachtet werden“ (ZOLITSCHKA 1998). Durch zusätzlichen allochthonen klastischen Eintrag und/oder durch biochemische Kalzitfällung wird dieses Grundmuster der Sedimentation vielfach modifiziert (KELTS & HSÜ 1978).

Chemische Warven, die in ariden Gebieten dominieren, beruhen auf der rhythmischen Ausfällung von Aragonit, Kalzit, Gips und Halit. „Die Rhythmizität kommt bei diesem Sedimenttyp dadurch zustande, dass während der jahreszyklisch auftretenden Niederschlagsereignisse zusätzlich allochthone Substanzen wie Tone oder organische Substanzen in den See eingeschwemmt werden“ (ZOLITSCHKA 1998).

Für die Qualität und Erhaltung der Warven spielen mehrere Faktoren eine Rolle. Am wichtigsten ist dabei die Morphometrie des Seebeckens. So sind tiefe Seen mit einem flachen zentralen Bereich günstig. Hier wird die Sedimentoberfläche vor Strömungen und Rutschungen geschützt. Diese Bedingungen sind auch am Pragser Wildsee gegeben. Des Weiteren dürfen am Seegrund keine Turbidite oder Umlagerungsvorgänge vorkommen, noch eine Zerstörung durch Bioturbation erfolgen. Neben der geeigneten Morphometrie wirken sich eine thermische Schichtung und Meromixie günstig aus (ANDERSON et al. 1985, SAARNISTO 1986). Eine thermische Schichtung ist auch am Pragser Wildsee zweimal im Jahreszyklus ausgebildet (Autonome Provinz Bozen 1992).

1.2.2 Warvennachweis

Ehe man eine Warvenchronologie erstellt, muss der Beweis einer jahreszeitlichen Schichtung erbracht werden. Hierfür gibt es unterschiedliche Möglichkeiten. Man kann den Sedimentbefund mit den Ergebnissen aus Sedimentfallenuntersuchungen vergleichen (LEEMAN & NIESSEN 1994, RETELLE & CHILD 1996). Eine weitere Möglichkeit besteht darin, Sedimentkerne aus verschiedenen Jahren zu untersuchen und daran den jährlichen Sedimentzuwachs zu bestimmen (RENBERG 1986). In vielen Seen sind das Auftreten der Diatomeen (SAARNISTO 1986, LOTTER 1989, ZOLITSCHKA 1990) und die sommerliche Kalzitfällung (KELTS & HSÜ 1978, ANDERSON et al. 1985) geeignete Hilfsmittel zur Warvenabgrenzung. Darüber hinaus werden auch Pollen und Chrysophyceencysten herangezogen (GEYH et al. 1971, LOTTER 1989).

Diese Nachweise können meist nur über einen kurzen Zeitabschnitt erbracht werden. Da Hiaten oder Abschnitte mit nicht jahreszeitlicher Schichtung in längeren Sedimentabfolgen nicht immer zu erkennen sind, müssen weiter zurückreichende Warvenchronologien mit anderen Datierungsmethoden überprüft werden. Dafür geeignet sind Radionuklide (^{14}C , ^{137}Cs , ^{210}Pb), Tephrochronologie, Paläomagnetik und anthropogene Markerlagen. Eine Chronologie kann auch beim Auftreten einer Korrelation von Warvendicken-Variationen und meteorologischen Daten bzw. Proxydaten anderer Archive (LEEMAN & NIESSEN 1994, ANDERSON et al. 1985b, HARDY et al. 1996) oder beim Nachweis von Periodizitäten, die mit Zyklen solarer Aktivitäten verglichen werden (BRAUER 1994, BRAUER et al. 1994, VOS et al. 1995), abgesichert werden. Es ist jedoch zu bedenken, dass das Fehlen einer Korrelation nicht automatisch eine Jahresschichtung ausschließt.

1.2.3 Fehlerbetrachtung

Bei der Erstellung von Warven- und Sedimentationsratenchronologien können nach ZOLITSCHKA (1998: 8) drei mögliche systematische Fehler unterschieden werden:

- Durch Kernverlust bei der Kerngewinnung, durch fehlende Überlappung oder durch falsche Korrelation überlappender Kernserien können Fehler verursacht werden. Durch verbesserte Kerntechniken und durch Entnahme von mindestens zwei parallelen Kernserien und Aufbau eines Kompositprofils können diese Fehler minimiert werden. Dieser Fehlertyp ist aufgrund großzügiger Überlappung der Bohrkerne und deutlicher Korrelation am Pragser Wildsee als gering zu betrachten.
- „Zu den systematischen Fehlern bei der Auswertung einer Warvensequenz zählen Erosion – zum Beispiel an der Basis von Homogeniten, Turbiditen und Tephralagen – und lokale Störungen der Schichtung verursacht durch Kotpillen, Dropstones, Entgasungsröhren oder Bioturbation. Solche Fehler können nur zum Teil erkannt werden, wenn mehrere parallele Profile aus einem See vorliegen“ (ZOLITSCHKA 1998).
- In Abhängigkeit von der Qualität des sedimentologischen Aufzeichnungsprozesses können sowohl Interpretationsfehler als auch Zählfehler verursacht werden. Dieser Fehlertyp lässt sich durch Mehrfachzählungen eines Profils und parallele Auswertung durch weitere Bearbeiter minimieren. Die Analyse von mehreren parallelen Profilen führt meist zur besseren Erkennbarkeit von fragwürdigen Schichten, da an den verschiedenen Bohrpunkten etwas andere Bedingungen für die Warvengenese und deren Erhaltung geherrscht haben.

Welche Fehlertypen bei der Warvenanalyse an den Sedimenten des Pragser Wildsees eine Rolle spielen und die Größe der möglichen Fehler sollen im Detail in Kap. 4.2.2 betrachtet und diskutiert werden.

1.3 UNTERSUCHUNGSGEBIET UND SEECHARAKTERISTIK

Am Nordrand der Südtiroler Dolomiten/Italien (Abb. 1) befindet sich auf einer Höhe von 1492 m ü.NN der Pragser Wildsee (Lago di Braies). Wenige Kilometer westlich der Wasserscheide von Drau und Rienz, zwischen den Ortschaften Welsberg und Niederndorf, zweigt das Pragser Tal vom Ost-West verlaufenden Pustertal nach Süden ab. In der Ortschaft Schmieden teilt sich das Pragser Tal. Der östliche Ast führt in das Tal von Altprags, während der westliche Ast in das Tal von Innerprags führt. An dessen Ende liegt der jährlich von unzähligen Touristen besuchte Pragser Wildsee. Dieser See wird im Süden vom Seekofel (Abb. 2 und 3) – mit 2810 m ü.NN die höchste Erhebung im Einzugsgebiet – überragt. An der Basis seiner steilen Flanken befinden sich große Murschwemmkegel. Die Liefergebiete des Murschutts sind einerseits alte Kare, andererseits tektonisch angelegte Rinnenstrukturen, die zwischen 1650 m und 2300 m ü.NN liegen. Bei der Geschiebefracht handelt es sich gemäß der Definition von ZIMMERMANN et al. (1997) meist um Altschutt, untergeordnet um Jungschutt. Im Osten wird der See

von den senkrecht zum See hin abfallenden Wänden des kleinen Roskofels (2594 m ü.NN) und des kleinen Apostel (1995 m ü.NN), im Westen vom Schwarzberg (2123 m ü.NN) umrahmt. Im Südwesten mündet das Grünwaldtal in den Pragser Wildsee (Abb. 2). Im Norden des Sees liegt das über 100 Jahre alte Hotel ‚Pragser Wildsee‘. Aufgrund der einzigartigen Flora und Fauna dieser Gebirgslandschaft wurde das Gebiet 1980 mit der Gründung des Naturparks „Fanes-Sennes-Prags“ von der Autonomen Provinz Bozen-Südtirol unter Naturschutz gestellt.

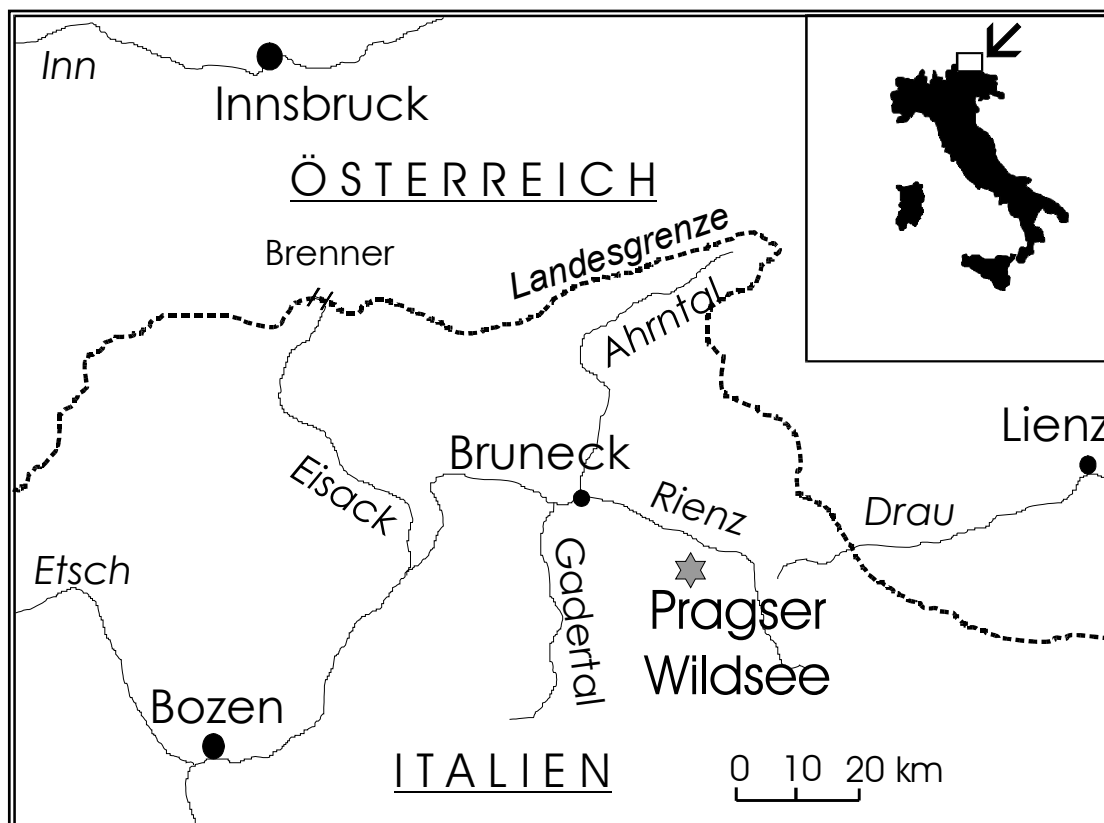
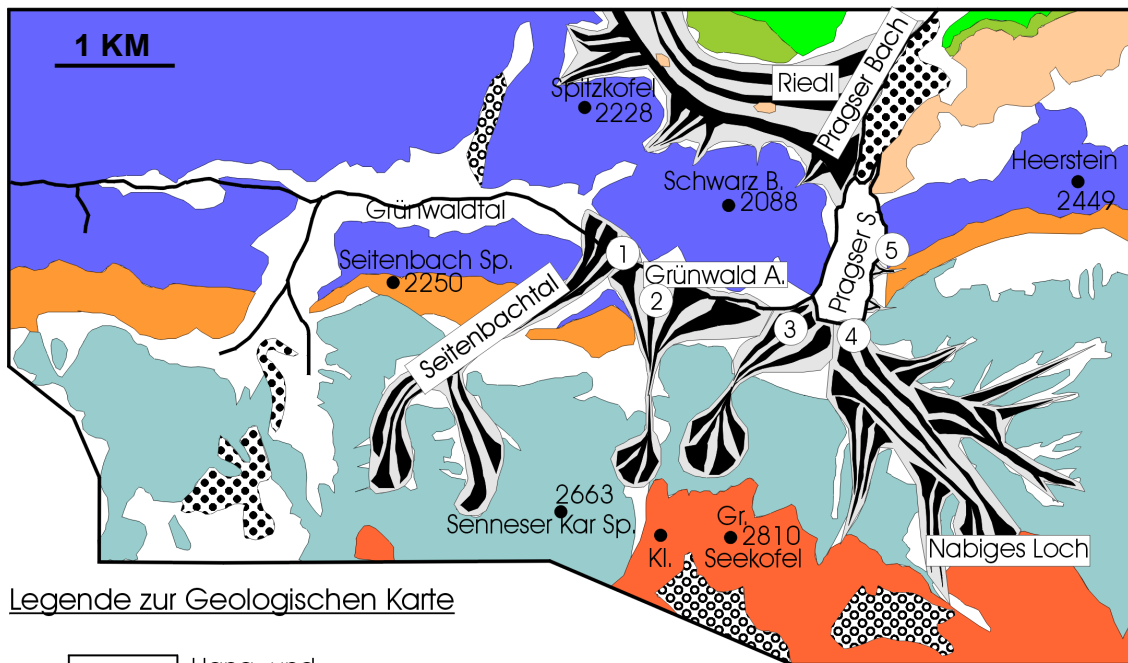


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes am Nordrand der Dolomiten.

Das etwa 30 km² große Einzugsgebiet des Pragser Wildsees wird im wesentlichen von triassischen Sedimentgesteinen aufgebaut (Abb. 2). Nur der Gipfelaufbau des Seekofels wird von liassischen Gesteinen gebildet (PIA 1937, HEISSEL 1982). Die am häufigst auftretenden Gesteine sind Karbonate, wobei der Dolomit eine dominierende Stellung einnimmt. Am Nordende des Sees sind Kieselschiefer, Tuffsandsteine und Mergelkalke der Wengener Schichten am Aufbau des Untergrundes beteiligt. Die mit etwa 70° nach Süden einfallenden Schichten streichen Ost-West. Das gesamte Gebiet der Pragser Dolomiten wird von sinistralen Querstörungen durchzogen. In einer dieser Störungen ist der Pragser Wildsee angelegt (PIA 1937). Die quartären Ablagerungen in der Umgebung des Sees konzentrieren sich im wesentlichen auf Mur- und Hangschutt (Abb. 2). Darüber hinaus spielen auch Fels- und Bergsturzmassen eine bedeutende Rolle. Über die Entstehung des Pragser Wildsees gibt es unterschiedliche Vorstellungen. Während ABELE (1974) von einer Aufstauung des Pragser Tales durch ein Bergsturzereignis ausgeht, ist nach Meinung von KLEBELSBERG (1956: 104) oder ENGELEN (1972) eine Bergsturzmoräne für den Aufstau des Tales mitverantwortlich. Nach Ansicht von HEISS (1992), HANTKE (1983: 267) und DAMIAN

(1899: 86) ist der riesige Riedlschuttfächer (Abb. 2) – benannt nach dem Riedlhof – und untergeordnet kleinere Bergstürze die Ursache für die Genese des Pragser Wildsees.

Der Seespiegel des 35,8 ha großen Pragser Wildsees (Tab. 1) unterliegt starken jahreszeitlichen Schwankungen. Der maximale Seespiegel liegt nach der Schneeschmelze Ende Mai/Anfang Juni bei 1492 m ü.NN. Im März/April liegt der Seespiegel 4 - 5 m niedriger (ENGELEN 1972, Autonome Provinz Bozen 1992). Der einzig nennenswerte oberflächige Seezufluss entwässert das Grünwaldtal (Abb. 2). Er ist nur periodisch, im Frühjahr zur Schneeschmelze und nach Starkregenereignissen aktiv. Zu einem nicht unerheblichen Teil wird der See über subaquatische Grund- und Karstquellen gespeist. Der oberflächige Abfluss des Sees erfolgt über ein schmales Gerinne neben dem Hotel ‚Pragser Wildsee‘; er existiert ebenso nur von Mai bis Juni. Ein Großteil des Seeabflusses erfolgt unterirdisch durch den natürlichen Damm aus Schutt- und Sturzmassen. Dieses Wasser tritt einige hundert Meter nördlich an mehreren Quellen im Bachbett wieder zu Tage. Von November bis Mai ist der See von einer geschlossenen Eisdecke bedeckt (ENGELEN 1972, HEISS 1992).



Legende zur Geologischen Karte

Quartär		Hang- und Wildbachschutt	Trias		Dachsteinkalk (bis Lias)		Wengener Schichten
		Mur- und Schwemmfächer			Hauptdolomit		Buchensteiner Schichten
		Blockschutt			Dürrensteindolomit und Plätzwiesschichten		Pragser Schichten
		Moränen			Schlerndolomit		

Abb. 2.: Vereinfachte geologische Karte des Einzugsgebietes des Pragser Wildsees (verändert nach PIA 1937).

Die dem Pragser Wildsee nächstgelegene Wetterstation liegt etwa 2 km nordöstlich des Sees in der Ortschaft St. Veit auf einer Höhe von 1285 m ü.NN. Die Niederschlagsaufzeichnungen, die vom hydrographischen Amt der Provinz Südtirol zur Verfügung gestellt wurden, reichen mit kleinen Unterbrechungen bis in das Jahr 1924 zurück. Die Temperaturlaufzeichnungen gehen – ebenfalls mit kürzeren Unterbrechungen – bis 1961 zurück. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt in diesem Zeitraum 5,7 °C mit einer durchschnittlichen Sommer- und Wintertemperatur von 14,2 °C und -3,3 °C. Die durchschnittlichen Frosttage umfassen 171 Tage. Die mittleren Jahresniederschläge betragen 856 mm, wobei beinahe 70 % der Niederschläge im Sommer (328 mm) und Herbst (228 mm) fallen (Abb. 24). Die durchschnittlichen Niederschlagstage pro Jahr betragen 101 Tage. Für den Zeitraum von 1951 bis 1993 wurde in der Form der Niederschläge zwischen Regen und Schnee unterschieden. Etwa an 30 % der Niederschlagstage fällt der Niederschlag in Form von Schnee, wobei für diesen Betrachtungszeitraum nur die Monate Juli und August ständig schneefrei waren. Die Schneemenge beträgt durchschnittlich 224 mm.

Tab. 1: *Kenndaten des Pragser Wildsees (ergänzt durch Autonome Provinz Bozen 1992)*

Koordinaten	46°41'30" N, 12°05' E
Seespiegelhöhe	1492 m ü.NN
Seeoberfläche	35,8 ha
Volumen	7.207.000 m ³
Maximale Wassertiefe	38 m
Mittlere Wassertiefe	21 m
Länge	1,4 km
Mittlere Breite	500 m
Umfang	3208 m
Einzugsgebiet	29,5 km ²
Reliefenergie	1320 m
Trophierung	oligotroph



Abb. 3: Blick über den Pragser Wildsee Richtung Süden auf den Seekofel (2810 m ü.NN). An seinen Flanken befinden sich die größten Murkegel. Im Bild links ist Kegel 4 (vgl. Abb. 2) gut zu erkennen.

1.4 AUFGABENSTELLUNG

Ausgehend von den Ergebnissen von STRUNK (1995) und der Hypothese, dass sich Murereignisse in den Seesedimenten abbilden, ist der Gegenstand dieser Arbeit der bisher erstmalige Versuch, mittels Seesedimenten aus dem Pragser Wildsee die Murfrequenz des Einzugsgebietes zu rekonstruieren. Durch die Auswertung von Dünnschliffen soll ein hochaufgelöster Murkalender erstellt werden, der möglichst weit in die Vergangenheit zurückreicht. Dieser Kalender soll für den Untersuchungszeitraum mit den heutigen Klimadaten und für weiter zurückliegende Zeiträume mit den vorherrschenden paläoklimatischen Verhältnissen verglichen werden. Hiermit soll in Zusammenhang mit den anthropogenen Einflüssen die Frage geklärt werden, ob durch Änderung dieser Faktoren (Klima, Mensch) Schwankungen in der Murfrequenz und der Murmagnitude verursacht werden. Des Weiteren soll geklärt werden, ob die anhaltende Klimaerwärmung das Murgeschehen am Pragser Wildsee beeinflusst.

Da am Pragser Wildsee mehrere Murkegel am episodischen Sedimenteintrag durch Murereignisse beteiligt sind, soll eine räumliche Differenzierung der Herkunft einzelner Ereignislagen vorgenommen werden. Ziel ist es dabei, im Idealfall für jeden Murkegel einen eigenen Murkalender zu rekonstruieren. Somit wäre es möglich, jedem Teileinzugsgebiet Phasen verstärkter Muraktivität zeitlich zuzuordnen. Über eine derartige Analyse wäre darüber hinaus eine detaillierte Landschaftsgeschichte möglich.

Des Weiteren sollte mit Hilfe der Seesedimente eine Aussage über die Paläoumweltbedingungen und u.U. über das Paläoklima im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees getroffen werden. Hierfür wurden umfangreiche geochemische und sedimentologische Untersuchungen durchgeführt. In gleichem Zusammenhang sollten auch weitere Hinweise auf die Seeentstehung und auf das Seealter

gewonnen werden. Für beide Fragen existieren in der Literatur mehrere Hypothesen (vgl. Kap. 1.3), aber letztendlich keine gesicherten Beweise. Auch hierfür können neben einer aktuellen bathymetrischen Karte und den geochemischen Analysen Dünnschliffuntersuchungen und radiometrische Datierungen nützlich sein.

2 METHODIK

2.1 GELÄNDEARBEITEN

Die ersten Voruntersuchungen am Pragser Wildsee fanden im Juni 1998 im Rahmen einer Geländeübung statt. Neben bodenkundlichen, geomorphologischen und biologischen Untersuchungen im Einzugsgebiet des Sees wurden aus dem See mehrere Schwerelotkerne gewonnen und bearbeitet. Als Vorbereitung für eine umfangreiche Geländekampagne diente eine weitere Geländeübung Anfang Juni 2001. Hierbei kamen schwerpunktmäßig limnogeologische Methoden zur Anwendung. Mitte Juni erfolgte schließlich die erste große Geländeaktion im Rahmen des DFG Projektes (MA 1308/9-1). Neben der Komplettierung der Sedimentechographie wurde dabei der erste Kolbenlotkern gewonnen. Im darauffolgenden Jahr wurden im gleichen Monat nochmals Kurzkerne und zwei weitere Langkerne mittels Kolbenlot genommen. Auf das dabei gewonnene Daten- und Probenmaterial stützen sich die folgenden Untersuchungen.

2.1.1 Sedimentechographie

Zur Erstellung einer aktuellen bathymetrischen Karte sowie zur Untersuchung des Sedimentkörpers wurden mit einem Sedimentechographen (*Innomar 96-SES light*) 10 Längs- und 34 Querprofile gemessen (Abb. 4). Die Funktionsweise eines solchen Gerätes ist ähnlich der eines Echolots. Über einen sogenannten Schwinger werden akustische Signale senkrecht nach unten abgegeben. Diese Signale werden an der Grenzfläche von Medien mit unterschiedlicher Dichte (z.B. Wasser – Sediment, feinkörniges – grobkörniges Sediment) reflektiert. Aus der Laufzeitdifferenz des Schalls wird die Tiefenlage der Grenzfläche ermittelt. Die Eindringtiefe in den Untergrund ist neben den Sedimenteigenschaften von der Energie und der Frequenz abhängig. Der am Pragser Wildsee verwendete Echograph arbeitet mit einem parametrischen Sendeverfahren. Dabei werden von einem „Unterwasser-Schallwandler gleichzeitig mindestens zwei Frequenzen mit hohen Schalldrücken abgestrahlt. Die Infolge nichtlinearer Wechselwirkungen im Wasser entstehenden Schallwellen der Differenzfrequenzen sind besonders gut für Objekt- und Sedimentortung geeignet“ (WENDT & WUNDERLICH 2001). Die Primärfrequenz bzw. Hochfrequenz (100 kHz) hat eine geringe Eindringtiefe und dient im wesentlichen dazu, die Grenze zwischen Sediment und Wasser zu bestimmen, so dass diese Aufzeichnungen die Erstellung präziser bathymetrischer Karten ermöglicht. Die Sekundärfrequenz bzw. Niederfrequenz (4-12 kHz) dient dagegen zur Untersuchung des Sedimentaufbaus. Neben des geringeren Gewichtes und der

Größe des Systems ist die vertikale und horizontale Auflösung gegenüber dem mit linear-akustischen Schallquellen deutlich höher. Ein weiterer Vorteil ist die Einsatzmöglichkeit dieses Systems selbst in extremem Flachwasser (WENDT & WUNDERLICH 2001).

Die Schallgeschwindigkeit des Echographen wurde gemäß der Ausbreitung des Schalls in Süßwasser auf 1460 m/s eingestellt. Die erreichbare Auflösung von Sedimentstrukturen dieses Systems liegt nach Firmenangaben im cm-Bereich. Die Einmessung der gefahrenen Profilpunkte erfolgte kontinuierlich mit Onlineregistrierung und -navigation mittels GPS-System.

Eine kompakte Zusammenstellung über die Einsatzmöglichkeiten der Sedimentechographie und deren Interpretation findet sich in SCHOLZ (2001). Weitere Darstellungen zur Interpretation von Sedimentechographien, z.T. mit theoretischem Hintergrund sind bei DAMUTH (1980) und FLOOD (1980) zu finden.

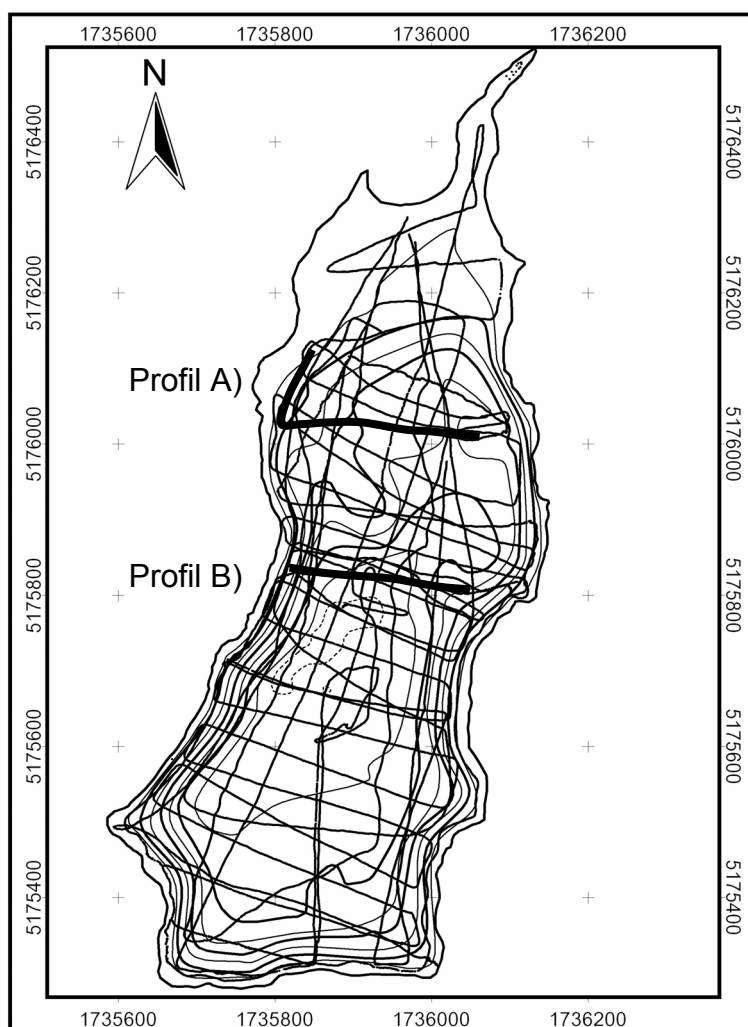


Abb. 4: Übersichtskarte der aufgezeichneten Seismikprofile. Die hervorgehobenen Linien markieren die Lage der Profile von Abb. 9. Die Koordinatenkreuze haben horizontal wie vertikal einen Abstand von 200 m.

2.1.2 Bohrungen

Bei zwei Geländekampagnen in den Jahren 2001 und 2002 wurden über den gesamten See verteilt insgesamt 35 Kurzkerne (Abb. 5) mit einem modifizierten Schwerelot nach MEISCHNER & RUMOHR (1974) gewonnen. Der Kerndurchmesser

betrug 5 cm, die Kernlängen variierten zwischen 20 und 90 cm. Die hohe Zahl an Kurzkernen diente dazu, die flächenhafte Ausbreitung einzelner Murlagen zu rekonstruieren und nachzuweisen, dass die Ereignislagen lückenlos und flächenhaft verteilt in den Sedimenten des Profundal erhalten sind. Abb. 22 zeigt exemplarisch den vergleichbaren Aufbau der Kurzkerne aus dem Profundal. Einzelne Ereignislagen lassen sich anhand der Tiefenlage, Farbe und Mächtigkeit sehr gut korrelieren.

Basierend auf den Erkenntnissen der Sedimentechographie und der Kurzkerne wurde ein repräsentativer Bohrpunkt für die Entnahme einer hochaufgelösten Sedimentsequenz mit Hilfe eines Kolbenlotes (*Uwitec*) ausgewählt (Abb. 5). Der Bohransatzpunkt liegt nahe dem Seetiefsten in 37 m Wassertiefe. Die verwendete Bohrkammer hatte eine Länge von 2 m und einen Durchmesser von 6,3 cm. Der erste Teil des Kernes (PRKL 01/01) wurde mit einem Meter Überlappung im Jahre 2001 gewonnen, wobei eine Kernteufe (KT) von 7,3 m erzielt wurde. Der zweite Teil des Kernes (PRKL 01/02) wurde im Juni 2002 entnommen, wobei in 12,1 m Kernteufe (KT) mangels Bohrfortschritt in nach wie vor geschichteten Sedimenten abgebrochen werden musste. Hierbei wurde mit einem halben Meter Überlappung gearbeitet. Die Kernsequenz der Jahre 2001 und 2002 wird in den folgenden Ausführungen mit PRKL 01/01 bezeichnet.

Ein weiterer Kolbenlotkern (PRKL 02/02) wurde knapp 300 m weiter nordöstlich nahe einer Schwelle in 25 m Wassertiefe genommen (Abb. 5). In 3,2 m Tiefe musste nach Erreichen grober Schotter die Bohrung abgebrochen werden. Diese Bohrung, die ebenfalls mit einem halben Meter Überlappung niedergebracht wurde, hatte zum Ziel, das Basement des Sees zu erreichen und darauf aufbauend, Aussagen über das Alter und die Entstehung des Sees zu treffen.

Noch im Gelände wurden die Kerne in Ein-Meter-Stücke geteilt, verschlossen und senkrecht stehend nach Jena transportiert. Dort wurden die Kerne bis zur weiteren Bearbeitung stehend, kühl und dunkel gelagert.

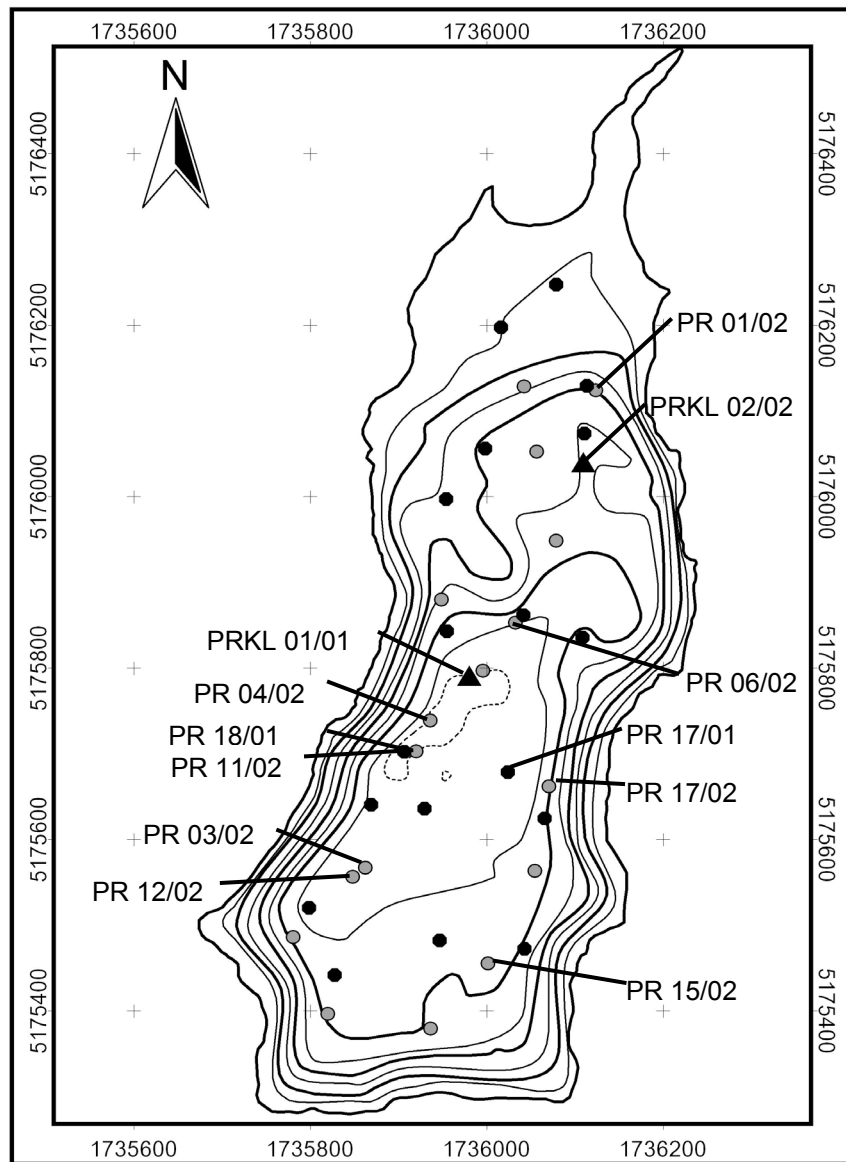


Abb. 5: Übersichtskarte sämtlicher Bohrpunkte. Die schwarzen Kreise markieren die Bohrpunkte der Schwerelotkerne aus dem Jahr 2001, die grauen Kreise die Bohrpunkte der Kampagne aus dem Jahr 2002. Die schwarzen Dreiecke geben die Lokationen der Kolbenlotkerne wieder. Kerne, auf welche in Abbildungen oder im Text eingegangen wird, sind beschriftet. Die Koordinatenkreuze haben horizontal wie vertikal einen Abstand von 200 m.

2.2 LABORARBEITEN

2.2.1 Sedimentuntersuchungen

Die Sedimentkerne wurden im Labor für Geoökologie in Jena der Länge nach halbiert, fotografiert und dokumentiert (Struktur, Korngröße, Farbe). Eine Kernhälfte wurde in 10 cm-Schritten beprobt, während die andere Hälfte in einem Kühlraum bei 4 °C gelagert wurde. An den etwa 165 Proben der beiden Kolbenlotkerne wurden zur genaueren Charakterisierung des Materiales sedimentologische, geochemische und mineralogische Untersuchungen durchgeführt (Abb. 6).

Der Wassergehalt wurde durch Bestimmung des Nass- und des Trockengewichtes nach Ofentrocknung bei 45 °C bis zur Gewichtskonstanz errechnet. Da an dem Probenmaterial noch eine Tonmineralanalyse durchgeführt

werden soll, wurde auf eine Erhitzung bei 105 °C verzichtet. Der angegebene Wassergehalt bezieht sich auf das Nassgewicht.

Die Korngrößenanalyse erfolgte mit Hilfe eines Laser Particle Sizers (*Shimadzu Sald-2001*). Zur Organikzerstörung wurden vorab alle Proben mit H₂O₂ behandelt. Bei grobkörnigem Probenmaterial (> 0,2 mm) wurde eine kombinierte Sieb- und Laser Particle Sizer-Analyse durchgeführt. Bei dieser Art der Korngrößenbestimmung wird das Probenmaterial in einen Wasserkreislauf gegeben, der eine Messzelle durchfließt. Auf diese Messzelle ist ein Laserstrahl gerichtet. Je nach Korngröße und der Mineralogie der Körner wird der Laserstrahl in einem bestimmten Winkel refraktiert. An Ringdetektoren wird die Refraktion registriert und es erfolgt eine Umrechnung in die Korngrößen. Der Refraktionsindex muss vorab am Gerät auf die dominierende Mineralphase des zu untersuchenden Probenmaterials eingestellt werden. Die Kritik, wonach diese Methode bei karbonatreichen Proben nur bedingt anwendbar sei (MURRAY 2002), kann nicht bestätigt werden.

Mit Hilfe eines Elementar Analysers (*Vario EL*) wurde der TS-, TN- und TC-Gehalt der Sedimentproben bestimmt. Hierfür wird Probenmaterial unter Sauerstoffzufuhr und hohen Temperaturen verbrannt. Über spezifische Adsorptionssäulen werden die Messkomponenten voneinander getrennt und nacheinander mit einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor bestimmt. Zur besseren Einschätzung des TC-Gehaltes wurden alle Proben zur Ermittlung des TOC-Gehaltes nach einer externen Karbonatzerstörung mit Salzsäure (32 %) noch einmal gemessen. Zur Fehlerabschätzung erfolgte bei jeder 15. Probe eine Doppelbestimmung. Bei den Doppelbestimmungen lag die durchschnittliche Fehlerabweichung für das Element Schwefel bei ±11 %, Stickstoff bei ±9 % und Kohlenstoff bei ±4 %. Der Gehalt an TOC und Schwefel gibt dabei Anhaltspunkte über die Größe des Organikanteils im Sediment. Der Schwefel erlaubt Rückschlüsse auf die (Lebens-) Bedingungen am Seegrund. Vom Stickstoff wurden Hinweise auf anthropogene Einflüsse erwartet.

Die Makroelemente Natrium (Na), Kalium (K), Eisen (Fe) und Aluminium (Al) wurden mit dem Atomabsorptionsspektrophotometer (*Shimadzu AA-6701* und *AA-6800*) ermittelt. Über das Eisen erhoffte man sich Hinweise auf die Ursache für Farbänderungen im Kernverlauf. Die Elemente K, Al und Na charakterisieren viele Silikate. Durch ihre Bestimmung sind erste Hinweise auf den allochthonen Sedimenteintrag und die Tonmineralogie zu erwarten. Hierfür wird das Sediment mit Königswasser in der Mikrowelle nach einem Programm sukzessive auf 200 °C erhitzt und bei dieser Temperatur 30 min. lang aufgeschlossen. Nach dem Abfiltrieren wird die so entstandene Probenlösung in einer je nach Element charakteristischen Flamme zerstäubt. In ihr wird die Probe atomisiert und das Licht der Spektralquelle hindurchgeschickt. Nach der Passage durch die Flamme wird die gesuchte Spektrallinie mit dem Monochromator abgetrennt und ihre Intensität am Photomultiplier gemessen. Zur Fehlerabschätzung wurde nach jeder 9. Sedimentprobe ein Probenstandard (BCR, Reference Material No. 320, River Sediment) aufgeschlossen und mitgemessen. Als Maß für den Fehler dient hierbei die Standardabweichung (StW) und der Mittelwert (MW) dieser Proben (Tab. 2).

Tab. 2: Fehlerabschätzung an einer Standardprobe für die am AAS gemessenen Elemente. MW=Mittelwert, Stw=Standardabweichung

	Na (ppm)	Fe (ppm)	Al (ppm)	K (ppm)	Cu (ppm)	Co (ppb)	Cd (ppb)	Zn (ppm)	Pb (ppb)	Ni (ppm)
MW	558,2	32954,7	31914,9	10225,2	44,6	111,8	0,48	121,0	40,2	57,1
StW	142,1	2096,2	4178,3	2299,5	5,2	6,0	0,019	8,9	2,2	17,1

Mineralogische Untersuchungen wurden mit einem Röntgendiffraktometer (*Brucker AXS, Gadds*) an homogenisierten Pulverpräparaten durchgeführt. Bei der Röntgendiffraktometrie werden kristalline und subkristalline Substanzen sichtbar gemacht, da Kristallgitter die Eigenschaft haben, in sie eingedrungene Röntgenstrahlung in charakteristischer Weise gemäß der Bragg'schen Gleichung zu beugen.

An den extrem grobkörnigen Proben des Kernes PRKL 02/02 wurde auf die Durchführung der geochemischen Analysen verzichtet.

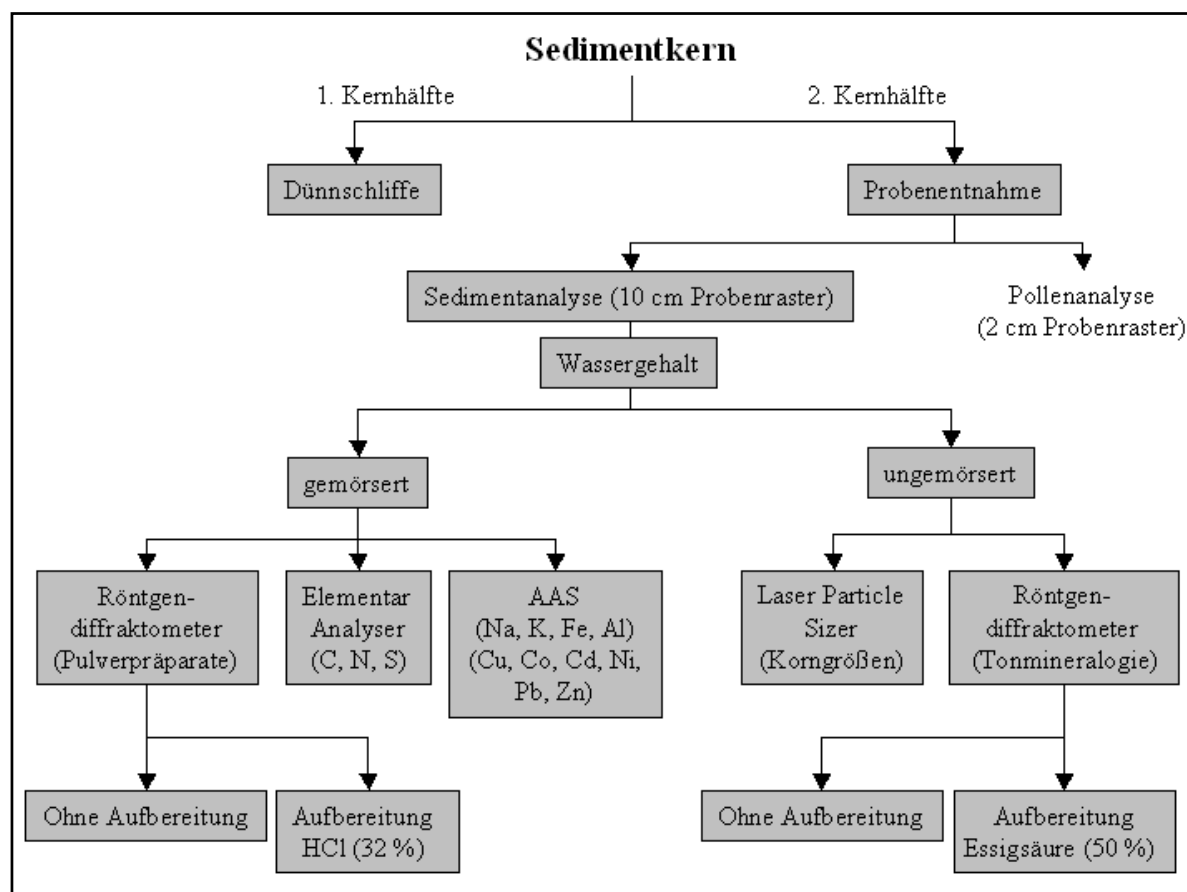


Abb. 6: Ablaufschema der durchgeführten Laboruntersuchungen. Für die Sedimentanalyse wurde im 10 cm, für die Pollenanalyse im 2 cm Raster beprobt.

2.2.2 Dünnschliffherstellung

Aus der nicht beprobten zweiten Kernhälfte des Kernes PRKL 01/01 wurden bis in eine Tiefe von 5,2 m Dünnschliffe hergestellt und untersucht. Da zum Zeitpunkt der Dünnschliffherstellung davon ausgegangen werden musste, dass in 5,02 m KT die erste verlässliche ^{14}C -Datierung zur Verfügung steht (vgl. Kap. 4.2.2.), beschränkt sich die Analyse zunächst auf den obersten Kernabschnitt. Die Präparation der Dünnschliffe aus feuchten, unverfestigten Sedimenten orientierte sich an MERKT (1971) und ALEFS (1997). Die Nummerierung der einzelnen Arbeitsschritte richtet sich nach Abb. 7.

Aus einer gestürzten Kernhälfte wurde mit Hilfe eines Nylonfadens eine 1 cm starke Scheibe entlang von Führungsschienen abgetrennt (1). In diese „Sedimentscheibe“ wurden Aluschiffchen (11 x 2,5 x 1 cm) mit perforiertem Boden eingedrückt. Die Überlappung betrug in den meisten Fällen 2 cm (2). Anschließend wurden die Aluschiffchen mit den Probensegmenten in flüssigem Stickstoff schockgefroren (3). Es folgte die Gefriertrocknung (4). Die getrockneten Proben wurden in größere Aluförmchen und diese wiederum in einen Exsikkator gegeben. Dort wurden die Proben unter Vakuum mit dem Harz Araldit 20/20 eingegossen, wobei das Harz in das große Aluförmchen gegossen wurde und die Durchtränkung der Proben durch die Perforation von unten erfolgte (5). Falls nach etwa einer halben Stunde keine komplette Durchtränkung erzielt war, wurde zum Schluss noch Harz von oben auf die Probe gegeben. Anschließend wurden die Proben mehrere Tage getrocknet. Die so entstandenen Sedimentklötzchen wurden aufgrund der Sondergröße (11 x 2,5 cm) an das Labor Th. Beckmann in Schwülper-Lagesbüttel zum Schleifen geschickt. Die Schliffstärke liegt bei 22 μm . Die Auswertung der Dünnschliffe erfolgte mit dem Mikroskop Jenlab Pol der Firma *Carl Zeiss Jena*. Die Objektive hatten 2,5x, 10x, 20x und 50x Vergrößerung. Ein Gesamteindruck des Schliffes wurde mit einem Mikrofiche-Gerät (*Carl Zeiss Jena*) gewonnen.

Dieses weitverbreitete und schnelle Verfahren zur Dünnschliffherstellung ist mit einigen kleineren Problemen verbunden. Beim Stürzen des Kernes können Risse im Sedimentkern entstehen; das Eintauchen der Probensegmente in den flüssigen Stickstoff sollte zur Verhinderung von Längsrissen langsam erfolgen; es gilt auch zu bedenken, dass diese Methode eine Material schrumpfung zur Folge hat. Dieser Umstand ist bei der Korrelation von Dünnschliff und Kernfoto zu berücksichtigen.

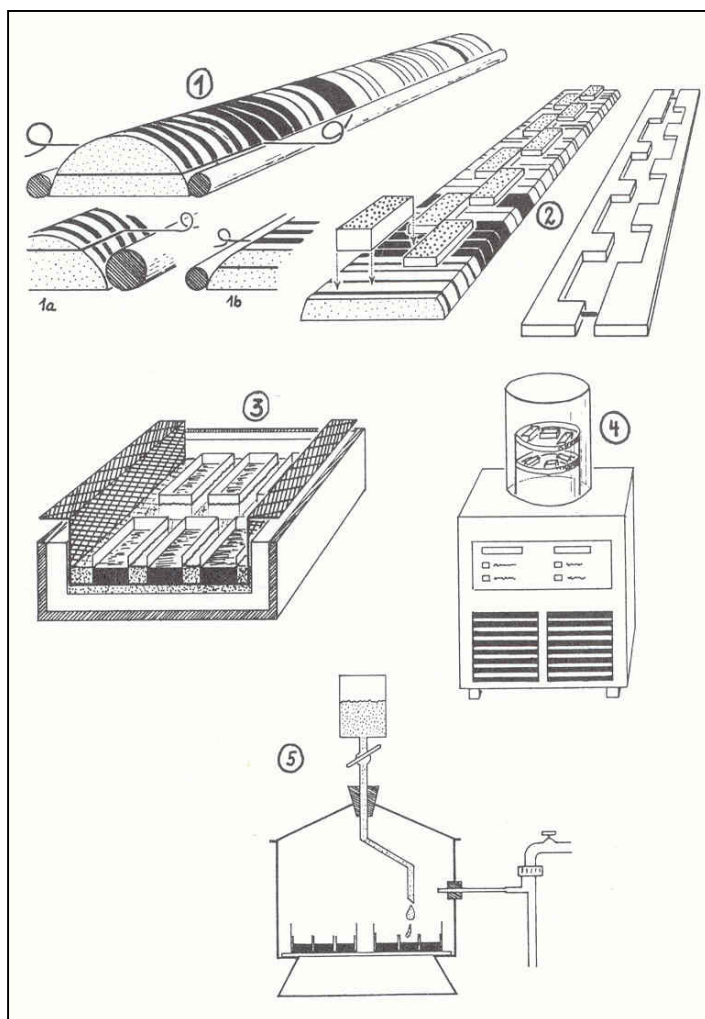


Abb. 7: Dünnschliffherstellung von wassergesättigten Seesedimenten (Nummern siehe Text), verändert nach ALEFS (1997).

2.2.3 Untersuchungen zur Unterscheidung der Mureinzugsgebiete

Am Aufbau der Seeablagerungen sind Muren von mehreren Murkegeln beteiligt (Abb. 2). Die größten und aktivsten Murkegel haben ihren Ursprung in ehemaligen Karen derselben stratigraphischen Einheit (Dachsteinkalk, Hauptdolomit). Da in den Kernen farbliche Unterschiede zwischen einzelnen Murlagen festzustellen waren, wurde zunächst davon ausgegangen, mittels unterschiedlicher Methoden eine räumliche Differenzierung der Farbvarianzen vornehmen zu können. Hierfür wurde von jedem Murkegel repräsentatives, unverwittertes Filtermaterial (Abb. 2) gesammelt und auf seine Zusammensetzung hin analysiert. Das gleiche Verfahren erfolgte mit unterschiedlichen Ereignislagen, die aus dem Referenzkern PR 18/01 (Abb. 5) gewonnen wurden. Durch den Vergleich der fünf Proben aus dem Einzugsgebiet und der elf Referenzproben (davon 6 Murlagen und 5 Proben der Normalsedimentation) erwartete man sich eine präzise Zuordnung der Murgänge.

Zunächst wurden die Gehalte an Schwermetallen untersucht. Neben den Makroelementen (Na, K, Fe, Al) wurden mit dem Atomabsorptionsspektrophotometer auch Co, Ni, Cd, Cu, Pb und Zn gemessen. Die Auswahl gerade dieser Elemente hat mit ihrem häufigen akzessorischen Auftreten in Karbonaten und

Sulfiden zu tun. Als weitere Methode wurde am Filtermaterial eine Schwermineralanalyse durchgeführt. Hierfür wurde das Probenmaterial zunächst mit konzentrierter Salzsäure behandelt. Im Anschluss erfolgte die Zentrifugenabtrennung, wobei als Trennflüssigkeit Natriumpolywolframat ($\delta = 2,86 \text{ g/cm}^3$) eingesetzt wurde. Von dem etwa 20 g eingewogenen Probenmaterial blieben nach der Aufbereitung nur wenige Körner übrig, die die Schwermineralfraktion repräsentierten. Obwohl eine Repräsentativität anzuzweifeln ist, wurden diese wenigen Körner am Rasterelektronenmikroskop (*Leica S440i*) des Technischen Institutes der Friedrich-Schiller-Universität mit der Mikrosonde auf ihre elementare Zusammensetzung hin untersucht. Bei dieser energiedispersiven Mikroanalyse wird die Probe von einem gebündeltem Elektronenstrahl beschossen. Es entsteht ein Röntgenspektrum mit elementspezifischen, charakteristischen Linien, deren Intensität von der Elementkonzentration der Probe abhängt. Eine Tonmineralanalyse mit der Röntgendiffraktometrie (*Bruker AXS, Gadds*) wurde nur ansatzweise durchgeführt. Hierfür wurden von der Tonfraktion, die mit Hilfe des Atterberg-Verfahrens von der Sedimentprobe abgetrennt wurde, Texturpräparate hergestellt und analysiert.

3 ERGEBNISSE

3.1 BATHYMETRIE UND SEDIMENTAUFBAU

Durch die flachseismische Vermessung (100/8 kHz) des Sees konnte erstmals eine genaue bathymetrische Karte (Abb. 8) des Pragser Wildsees bei einem definiertem Seespiegel erstellt werden. Wie bereits erwähnt, fanden die Messungen im Juni 2001 bei annähernd höchstem Seespiegel (1492,6 m ü.NN) statt. Wie der Abb. 8 zu entnehmen ist, fällt die Ost-, Süd- und Westflanke des Sees sehr steil zum Profundal hin ab. Die tiefste Stelle (knapp 38 m) befindet sich etwa an der schmalsten Stelle des Sees. Das Nordufer weist nur ein geringes Gefälle auf. Im Nordteil des Sees zeichnen Schwellen kleinere Teilbecken nach. Im Vergleich zu einer bereits existierenden Karte aus dem Jahre 1899 (DAMIAN 1899) weist die neue Vermessung besonders dort ein anderes Relief des Untergrundes auf (Abb. 8). Die Ursache für diese Reliefform konnte nicht gänzlich geklärt werden. Die folgenden Interpretationsmöglichkeiten ergeben sich aus den Erkenntnissen der Morphologie und der Seismik. Vermutlich handelt es sich um Reste glazigener Bildungen (Moränenrückzugsstadien?), deren Form einerseits von den Schwemmfächern (Riedlschuttfächer im Westen, kleiner seitlicher Schwemmfächer im Osten) und einem ehemaligen Seeabfluss überprägt wurde. Ebenfalls ist es möglich, dass es sich um Erosionsformen ehemaliger Seeabflüsse handelt, die sich durch eine ständige Erhöhung des Stauniveaus – in erster Linie ausgelöst durch eine starke Aktivität des Riedlschuttfächers (Abb. 2) – im Laufe des sich neu anpassenden Seespiegels entwickelt haben. Auszuschließen ist aufgrund der tektonischen Situation des Gebietes (PIA 1937), dass es sich um Hartbänke des angrenzenden Schlerndolomit handelt. So wurde bei allen kartierten N-S

verlaufenden Störungen – der Pragser Wildsee ist in einer derartigen Störungszone angelegt – ein sinistraler Bewegungssinn festgestellt. Zur Interpretation der Einschnürungen des Seereliefs wäre aber eine dextrale Bewegungsrichtung nötig.

Der Unterschied der maximalen Seetiefe zwischen DAMIAN (1899) mit 35,7 m und den eigenen Messungen (37,8 m) dürfte mit den starken Schwankungen des Seespiegels im jahreszeitlichen Zyklus zusammenhängen (vgl. Abb. 8). Wie bereits in der Einführung erwähnt, beträgt die derzeitige Differenz zwischen höchstem Seespiegel Ende Mai/Anfang Juni und niedrigstem Wasserstand im Frühjahr bis zu 5 m (Autonome Provinz Bozen 1992).

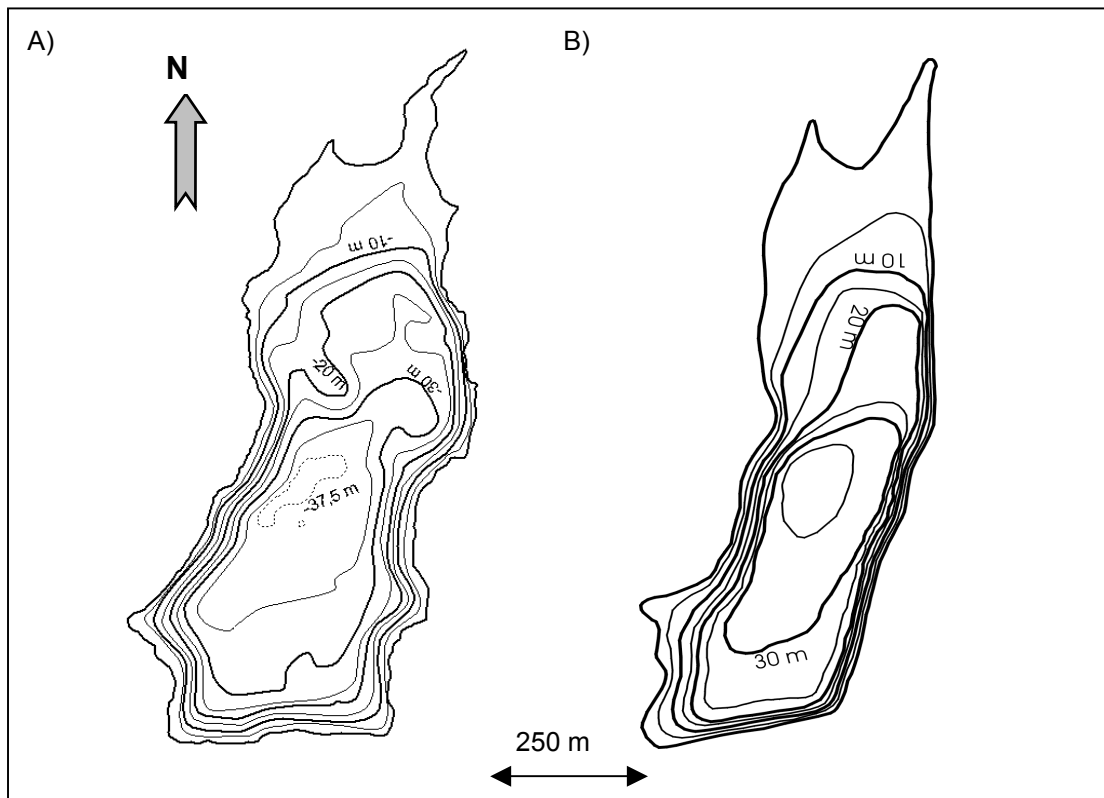


Abb. 8: Die bathymetrischen Karten des Pragser Wildsees. Karte A) basiert auf eigenen Vermessungen mittels Sedimentechographie, B) leicht veränderte bathymetrische Karte nach DAMIAN (1899).

Geschichtete Seesedimente sind in den Seismikprofilen ab einer Wassertiefe von etwa 28 m in einer nennenswerten Mächtigkeit festzustellen (Abb. 9). Die mit der Echographie ermittelte Maximalmächtigkeit der geschichteten Ablagerungen beträgt etwa 10 m (bei Schallgeschwindigkeit von 1460 m/s in Süßwasser). Für die Umrechnung in die tatsächliche Mächtigkeit muss die etwas höhere Laufzeit in Seesedimenten berücksichtigt werden. Die Laufzeiten von 1550 m/s bzw. 1660 m/s, die FINCKH et al. (1984) bzw. CURZI et al. (1992; beide in BECK et al. 2001) für die oberflächennahen Sedimente alpiner Seen nutzen, scheinen für den Sedimenttyp des Pragser Wildsees nicht geeignet. Es würden sich tatsächliche Maximalmächtigkeiten der geschichteten Sedimente von 10,6 m bzw. 11,4 m ergeben. Dies würde dem Ergebnis des Kolbenlotkernes widersprechen. Dort sind in einer Teufe von 12,1 m immer noch geschichtete Seesedimente anzutreffen. Wählt man Schallgeschwindigkeiten von 1600-1800 m/s, wie sie DAUT (1998) für

die Oberflächensedimente des Starnberger Sees gewählt hat, kann eine gute Übereinkunft mit dem Kernergebnis erzielt werden.

Der Versuch, einzelne Reflektoren mit charakteristischen Lagen des Bohrkernes zu korrelieren, scheiterte. Gründe hierfür könnten in der nicht ausreichenden Auflösung des Gerätes oder in den zu ähnlichen Materialeigenschaften zu suchen sein. So unterscheiden sich die Mursedimente – abgesehen von der Struktur – nur in der wenige Zentimeter umfassenden Basis durch gröbere und organikreichere Ablagerungen von der Normalsedimentation.

Es gibt in den Profilen keinen Hinweis auf Erreichen der Sedimentbasis. Der Grund für die geringe Eindringtiefe des Schalls in den Randbereichen ist unterschiedlich. Der flach einfallende Nordteil des Sees wird von kiesigem Material aufgebaut. In derartigem Substrat werden mit dem verwendeten Gerät nur mäßige Eindringtiefen erreicht. Ähnlich verhält es sich am Südufer. Hier lagert sich von den Murkegeln geschütteter Kies bzw. Grobsand ab. Ein weiteres Problem ist dort das steil einfallende Gelände. Trotz des geringen Öffnungswinkels ($3,6^\circ$) des Schwingers erschweren Seitenechos die Interpretation der Profile. Die gleichen Schwierigkeiten ergeben sich beim steil einfallenden Ost- und Westufer (Abb. 9). Am Westufer sind Signale zu erkennen, die wahrscheinlich von einem oder mehreren Bergstürzen herrühren. Anzeichen für „slumping structures“ oder ähnliche Rutschstrukturen konnten nicht gefunden werden. Nur an einer Stelle gibt es Hinweise auf einen etwas mächtigeren Murkörper (Abb. 9).

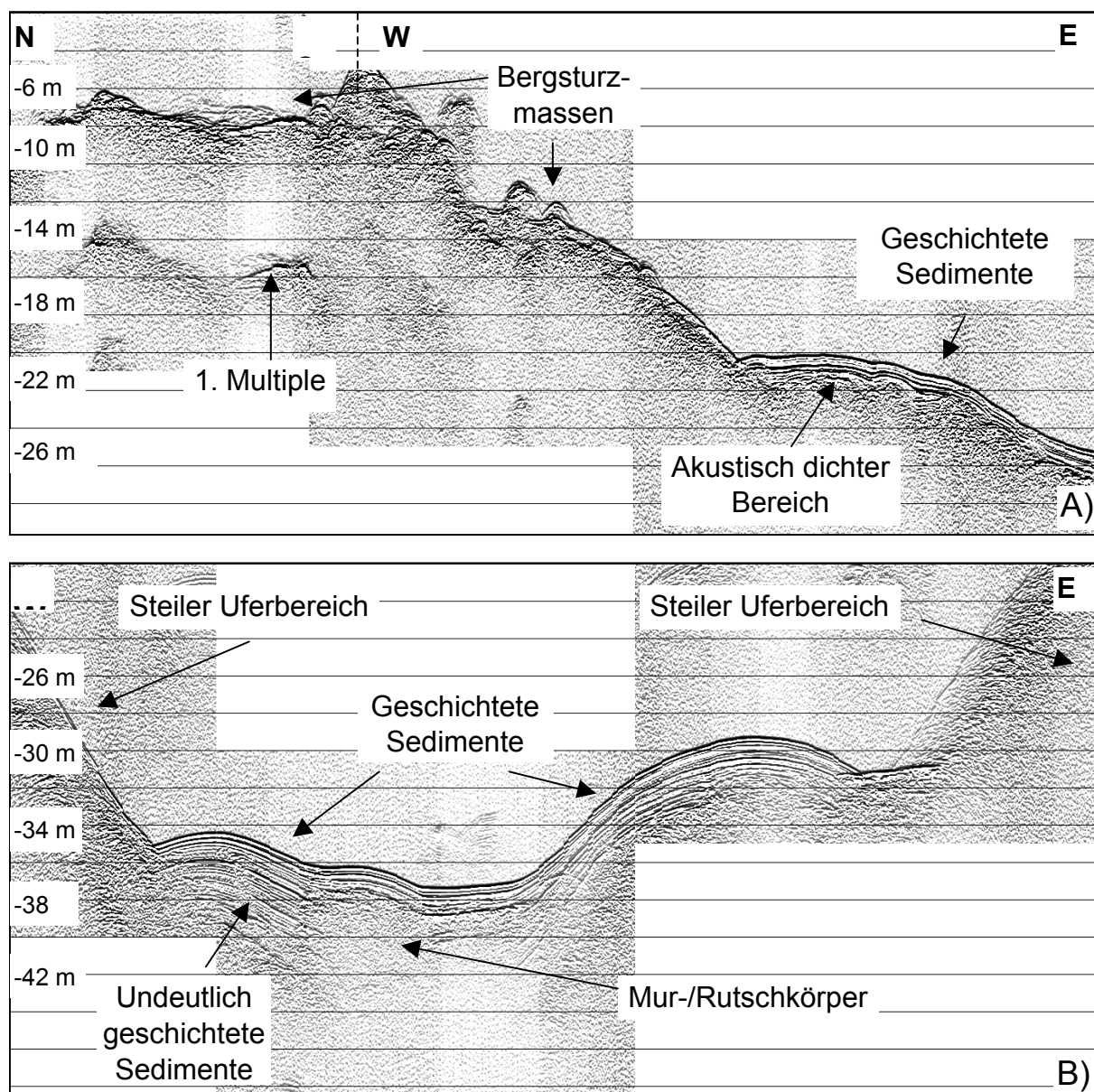


Abb. 9: Zwei Ergebnisse der Sedimentechinographie. Das Profil A zeigt die Bergsturzmassen am westlichen Seeufer. Die aufgezeichnete Mächtigkeit der Seesedimente ist gering. Das W-E Profil (B) zeigt die Verhältnisse im Profundal des Sees. An den steilen Uferflanken sind keine Strukturen zu erkennen, der Seegrund wird aus geschichteten und undeutlich geschichteten Sedimenten im Liegenden aufgebaut. Bei dem akustisch dichten Bereich im Beckentiefsten handelt es sich um einen Mur- oder Rutschkörper. Die Lage der Profile ist Abb. 4 zu entnehmen.

3.2 LITHOLOGIE UND SEDIMENTCHARAKTERISIERUNG

3.2.1 Kolbenlotkern PRKL 01/01

3.2.1.1 Kernbeschreibung

Der Kolbenlotkern PRKL 01/01 weist eine Länge von 12,1 m auf. Makroskopisch betrachtet wechseln sich über die gesamte Kernlänge geschichtete mit scheinbar homogenen Bereichen ab (Anhang A). In allen Abschnitten dominiert

der Schluffanteil. Eine Gliederung des Bohrkernes in unterschiedliche Einheiten fällt aufgrund der geringen Korngrößen- und Strukturvarianz schwer. Anhand der Farben und der Deutlichkeit der Laminierung lassen sich makroskopisch vier Abschnitte ausmachen, die z.T. fließende Übergänge aufweisen:

- Von der Kernbasis bis etwa 9,07 m sind die Laminae deutlich, meist in mm- bis cm-Stärke ausgebildet. Es dominieren graue und dunkelbraune/schwarze Farben. Der gesamte Lagenbau dieses Abschnittes ist von starken Schleppungen gestört, welche auf das Bohren zurückzuführen sind. Bei 11,75 m Kerntiefe (KT) ist eine stark sandige Lage ausgebildet. Zwischen 11,08 und 11,46 m Kerntiefe (KT) ist ein mächtiger, dunkler, scheinbar homogener Bereich zu unterscheiden.
- Der Abschnitt zwischen 9,07 m und 4,38 m KT ist von einem sehr undeutlichen Lagenbau gekennzeichnet. Es dominieren die unterschiedlichsten Grautöne. In diesem Abschnitt ist zwischen 5,15 m und 5,52 m KT die mächtigste Murereignislage des gesamten Kernes festzustellen.
- Von 4,38 m bis 2,12 m KT sind sehr deutliche Laminae zu erkennen. Die Deutlichkeit der Ausbildung ist auf einen Wechsel von schwarzen/dunkelbraunen und grauen Farben zurückzuführen. Ihre Mächtigkeit liegt meist im mm- bis sub-mm-Bereich. Diese Laminae werden von bis zu 8 cm mächtigen, grauen Homogeniten unterbrochen.
- Zwischen 2,12 m und 0,1 m KT ist der Lagenbau wiederum sehr undeutlich. Er wird im wesentlichen durch einen Farbwechsel von Grau und Dunkelbraun bestimmt. Die Ereignislagen haben graue, dunkelbraune oder orange Farben und sind bis zu 28 cm mächtig (0,7-0,98 m KT).
- Bei den obersten 10 cm des Kernes handelt es sich um durchmisches Material, das auf einen hohen Wassergehalt der oberflächigen, weichen Sedimente und auf das erschütterungsbedingte Emporsteigen von Porenwasser entlang der Linerlaibung während der Kernentnahme zurückzuführen ist. Ein Vergleich mit den Kurzkernen aus dem Profundal und dem Dünnschliff des obersten Bereiches zeigt, dass die ursprüngliche Sedimentoberfläche weitgehend ungestört blieb.

Im gesamten Kern konnten bis auf wenige Holzreste makroskopisch keine Fossilien wie Ostracoden oder Muscheln erkannt werden. An den organischen Großresten (Holz, Blattstreu, Nadel) wurde die ^{14}C -Datierung vorgenommen.

3.2.1.2 Sedimentologische und geochemische Untersuchungen

Wie bereits ausgeführt, wurde eine Kernhälfte im 10 cm Raster beprobt. Diese 125 Proben wurden wie in Kap. 2.2.1 beschrieben, sedimentologisch und geochemisch bearbeitet (Abb. 6). Die gewonnenen Ergebnisse sind in Abb. 10 dargestellt.

Der Wassergehalt der untersuchten Proben schwankt zwischen 13,8 und 46,7 %. Ein Ausreißerwert mit 62 % in 2,55 m KT ist auf einen hohen Organikanteil zurückzuführen. In dieser Probe sind sowohl hohe Werte an organischem Kohlenstoff als auch Schwefel festzustellen. Auffällig ist, dass in den Murlagen – abgesehen von der organikreichen Basis – der Wassergehalt deutlich zurückgeht. Er liegt in allen Proben, die aus Murlagen stammen, unter dem Mittelwert von 27 %. Die leichte Abnahme des Wassergehaltes zur Tiefe hin ist auf die Kompaktion zurückzuführen.

Die dominierende Korngröße in allen Proben ist mit durchschnittlich 82 % der Schluff, wobei der Minimalwert in einer sandigen (Ereignis)-Lage in 11,74 m KT festzustellen war und der Maximalwert 93 % beträgt. Der Tonanteil liegt bei durchschnittlich 14 %. Der Minimalwert von knapp 3 % befindet sich ebenfalls in einer Ereignislage (1,54 m KT). Der Sand tritt mit durchschnittlich 4 % (0 % Minimum, 52 % Maximum) nur in den Murlagen nennenswert in Erscheinung. Dort befindet sich auch der große Ausreißerwert mit 52 % (Abb. 10). Betrachtet man den Median der Körnungslinie, treten Ereignislagen durch erhöhte Werte deutlich hervor. Schließlich bleibt festzuhalten, dass bereits mit Hilfe der sedimentologischen Untersuchung bei geeignetem Probenraster mächtigere Murlagen von der Normalsedimentation zu unterscheiden sind.

Wie bereits beschrieben, wurden die Elemente Stickstoff (TN), Schwefel (TS) und Kohlenstoff (TC), unterschieden in Gesamtkohlenstoff (TC), anorganischen Kohlenstoff (TIC) und organischen Kohlenstoff (TOC), gemessen. Die Stickstoff- und Schwefelkonzentration der Proben ist mit Maximalwerten von 0,45 bzw. 0,38 % gering. Auffällig sind höhere Stickstoffwerte ab etwa 2,6 m KT aufwärts. Die meisten Peaks im Verlauf der Stickstoffkurve fallen mit organikreichen Lagen zusammen. Die Ursache für die hohen Werte in den Schwefelgehalten konnte nicht umfassend geklärt werden. Zum einen hängen sie wohl mit erhöhtem Organikgehalt zusammen, zum anderen gibt es manchmal Parallelen zu den hohen Aluminiumwerten. Ein Zusammenhang mit der Bildung von Eisensulfid (z.B. Pyrit, vgl. Abb. 15) besteht nur in manchen Bereichen. Der Gesamtkohlenstoff variiert zwischen 8,6 % und 14 %, wobei der Durchschnitt 11,3 % beträgt. Beim Großteil davon handelt es sich um anorganischen Kohlenstoff. Er nimmt Werte zwischen 7,5 und 11,9 % ein. Unter der Annahme, der gesamte anorganische Kohlenstoff stammt von dem Mineral Dolomit – gemäß der Lithologie des Einzugsgebietes und den vorliegenden Ergebnissen der Röntgendiffraktometrie – so variiert der Dolomitgehalt zwischen 57 und 92 %! Der organische Kohlenstoff beträgt durchschnittlich 1 %. Die höheren Werte stammen aus organikreichen Proben, die häufig an der Basis von extrem mächtigen Murlagen zu finden sind.

Diese Feststellung deckt sich auch mit der Dünnschliffauswertung (vgl. Kap. 3.3.1). Im Kurvenverlauf nimmt der organische Kohlenstoff zur Basis hin ab.

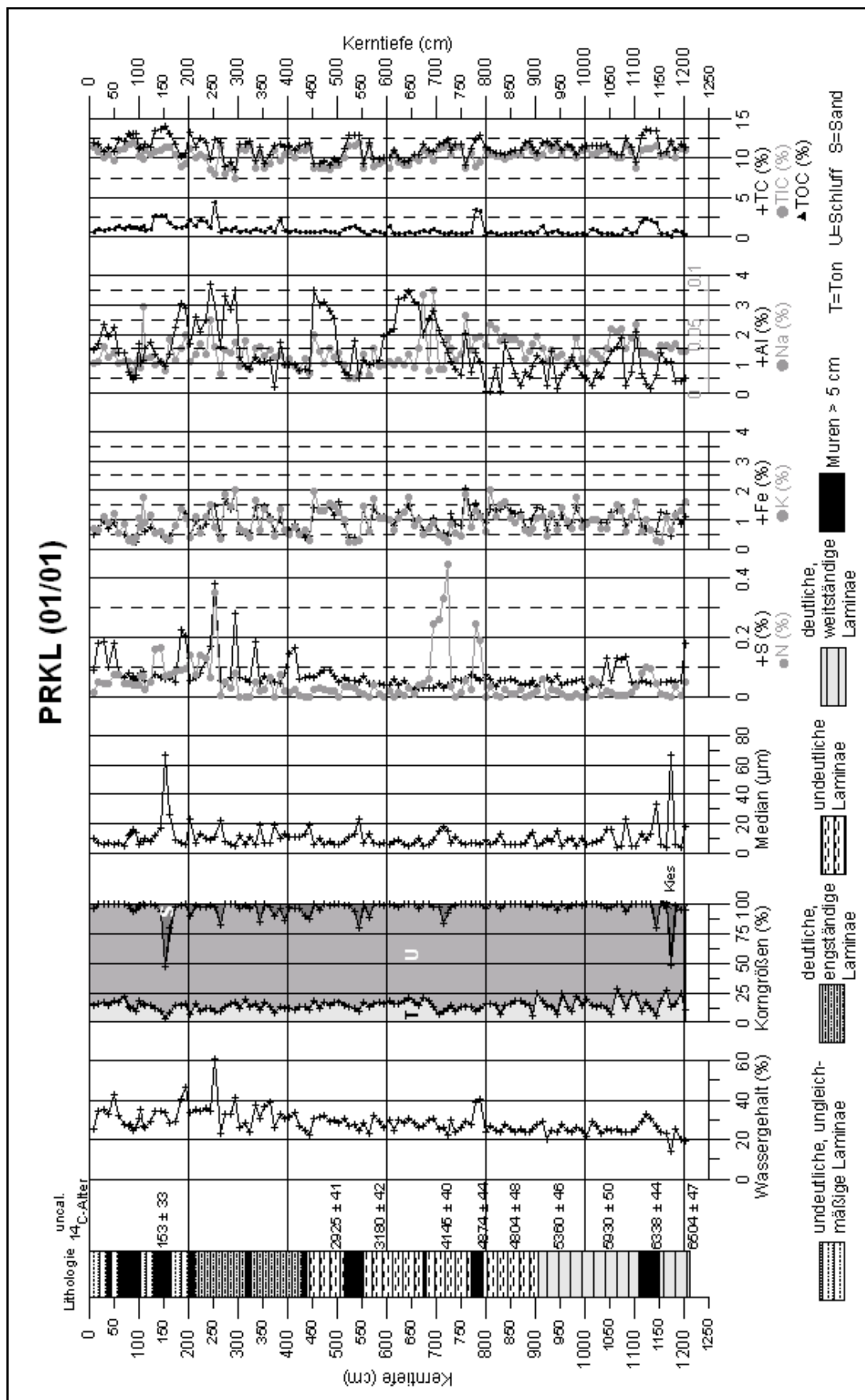


Abb. 10: Ergebnisse der sedimentologischen und geochemischen Analysen des Kernes PRKL 01/01.

Mit dem Atomabsorbtionsspektrophotometer wurden die Makroelemente Natrium (Na), Eisen (Fe), Aluminium (Al) und Kalium (K) gemessen. Um die Größenverhältnisse der Ionenkonzentration der gemessenen Elemente besser einschätzen zu können, sei auf Tab. 3 hingewiesen. Dort sind das Minimum, das Maximum, der Mittelwert und der Median aller Filtermaterialproben und des gesamten Kernes PRKL 01/01 aufgelistet. Das Filtermaterial gibt etwa die Größenverhältnisse des geogenen Backgrounds wider. Der Vergleich mit einem anderen See mit ähnlicher Charakteristik (Geologie, Morphometrie, Einzugsgebiet etc.) scheiterte mangels Daten.

Die Na-Ionenkonzentrationen sind sehr gering und liegen zwischen 0,013 und 0,087 %. Unterschiede zwischen Murlagen und Jahreslagen sind nicht erkennbar. Auch fehlt eine Tendenz im Kernverlauf. Ein anderes Bild zeigt sich bei den K- (0,24 – 2,04 %) und Fe-Ionen (0,27 – 2,0 %). Beide Kurven (Abb. 10) verlaufen fast parallel und zeigen meist in den Murlagen deutlich geringere Konzentrationen. Dies ist auf einen Matrixeffekt zurückzuführen. Durch den höheren Grobkornanteil (Feinsand, Grobschluff) in den Mursedimenten wird der Schlämmanteil, der typisch für die Normalsedimentation ist, unterrepräsentiert. Der Aluminiumgehalt variiert zwischen 0,2 und 3,67 %. Ein Zusammenhang zwischen Ereignislagen und geringeren Aluminiumgehalten ist nur bedingt festzustellen. Atypisch ist auch der weitgehend unterschiedliche Kurvenverlauf von Kalium und Aluminium. Beide Ionen sind meist an Silikate gebunden und geben somit Hinweise auf Phasen verstärkter Erosion.

Tab. 3: Darstellung der Ionenkonzentration des Filtermaterials und des Kernes PRKL 01/01. Gegenübergestellt wurden das Minimum (min), das Maximum (max), der Mittelwert (mit) und der Median (med) aller Proben.

		Na (%)	K (%)	Fe (%)	Al (%)
Filter- material	min	0,015	0,107	0,078	0,501
	max	0,049	0,428	0,713	2,204
	mit	0,031	0,206	0,236	0,979
	med	0,030	0,162	0,186	0,877
PRKL 01/01	min	0,013	0,242	0,269	0,61
	max	0,087	2,037	2,081	3,673
	mit	0,035	0,938	0,955	1,400
	med	0,033	0,894	0,925	1,101

Wie bereits bei den CNS-Analysen ist auch bei den AAS-Analysen kein deutlicher einheitlicher Trend zu erkennen. Die Elementkonzentrationen sind oft von Probe zu Probe sehr unterschiedlich. Ein Bezug zum Bohrkern ist nur bei den Wassergehalten und Organikanteilen bemerkbar. Ein deutlicher Trend ist in den Aluminiumgehalten festzustellen. So gibt es zwei Phasen mit erhöhten Al-Konzentrationen. Die eine liegt zwischen 7,5 und 4,5 m KT; die zweite geht von 3,1 m KT bis zum Top. Hierauf soll in Kap. 4.1 näher eingegangen werden.

Die Gegenüberstellung in Tab. 3 zeigt, dass nur die Na-Gehalte der Seesedimente etwa den Werten des Filtermaterial entsprechen. Alle anderen Werte

sind in den Seesedimenten deutlich erhöht. Die Gründe hierfür sind vielfältig. Eine Ursache scheint die Bindung der Elemente an die Organik zu sein. So sind die Minima der Seesedimente gegenüber dem Filtermaterial deutlich größer. Diese Minimalwerte stammen allesamt aus einer Murbasis. Da die Basis der Ereignislagen neben kaum verwittertem Filtermaterial reich an Organik ist, liegt die Vermutung nahe, dass die Elemente daran gebunden sind. Dies kann sowohl über eine Adsorption oder über eine Komplexbildung erfolgen (ENGSTROM & WRIGHT 1984). Die deutlichen Unterschiede im Eisengehalt hängen zu einem gewissen Teil mit der Ausfällung von Eisen zusammen. So konnte in den Dünnschliffen in manchen Abschnitten authigener Pyrit (FeS_2) festgestellt werden (vgl. Abb. 15). Als weitere Möglichkeit kommt vermehrter Eintrag von verwittertem Material (Bodenerosion) in Frage.

3.2.2 Kolbenlotkern PRKL 02/02

3.2.2.1 Kernbeschreibung

Der Kern PRKL 02/02 (Anhang B) hat eine Länge von 3,25 m und weist im Vergleich zu PRKL 01/01 einen anderen Aufbau auf. So besteht der gesamte Kern aus sehr feinkörnigen Ablagerungen, die nur in manchen Abschnitten eine Laminierung vermuten lassen. Bis auf kürzere dunkelbraune und braun-grüne Abschnitte bestimmen helle Grautöne das Bild. Diese feinkörnigen Ablagerungen werden von grobkörnigen Einschaltungen unterbrochen. Diese Lagen bestehen überwiegend aus Schlerndolomit, untergeordnet aus Tonschiefern der Wengener Schichten. Die Komponenten überschreiten in wenigen Fällen die Grobkiesfraktion. Sie sind teils in schluffiger, teils in sandiger Matrix eingebettet. Die Grobkieslagen sind zwischen 1,4 und 1,58 m KT, zwischen 1,68 und 1,85 m KT, zwischen 1,97 und 2,2 m KT und schließlich zwischen 2,91 und 3,12 m KT zu finden.

3.2.2.2 Sedimentologische und geochemische Untersuchungen

Auch an diesem Kern wurden Proben im 10 cm Raster entnommen. Im Gegensatz zu Kern PRKL 01/01 wurden nur die sedimentologischen Untersuchungen an allen 32 Proben durchgeführt. An den Proben, die einen deutlichen Kiesanteil aufweisen, wurden wegen des zu erwartenden starken Matrixeffektes keine geochemischen Untersuchungen durchgeführt. Die Ergebnisse der Analysen sind der Abb. 11 zu entnehmen.

In den Sedimenten dieses Kernes variiert der Wassergehalt zwischen 5,2 und 64 %. Die hohen Werte sind in den feinkörnigen, organikreichen Proben festzustellen, wohingegen die niedrigen Werte in den kiesreichen Proben registriert wurden. Zur Tiefe hin nimmt der Wassergehalt aufgrund zunehmender Kompaktion ab. Wie bereits dem vorangehenden Kapitel zu entnehmen ist, unterliegen die Korngrößen starken Schwankungen. Mit Ausnahme der grobkörnigen Einschaltungen besteht der Kern aus durchschnittlich 80 % Schluff und 20 % Ton. Eine Sandfraktion konnte in diesen Bereichen nicht nachgewiesen werden. In den groben Lagen geht der Schluffgehalt auf durchschnittlich 28 % und der Ton auf 3,7 % zurück. In diesen Bereichen ist eine klare Dominanz der Kiesfraktion zu erkennen, die zwischen 78,7 % und 34,3 % variiert. Überraschenderweise nimmt der Sand in diesen Abschnitten nur eine untergeordnete Rolle ein. Er ist mit

durchschnittlich 13,7 % vertreten. Am deutlichsten kommen diese Unterschiede bei der Betrachtung des Median der Körnungslinie zum Vorschein. So steht einem Mittelwert von 5 µm ein Wert von 5,7 mm in den Groblagen gegenüber.

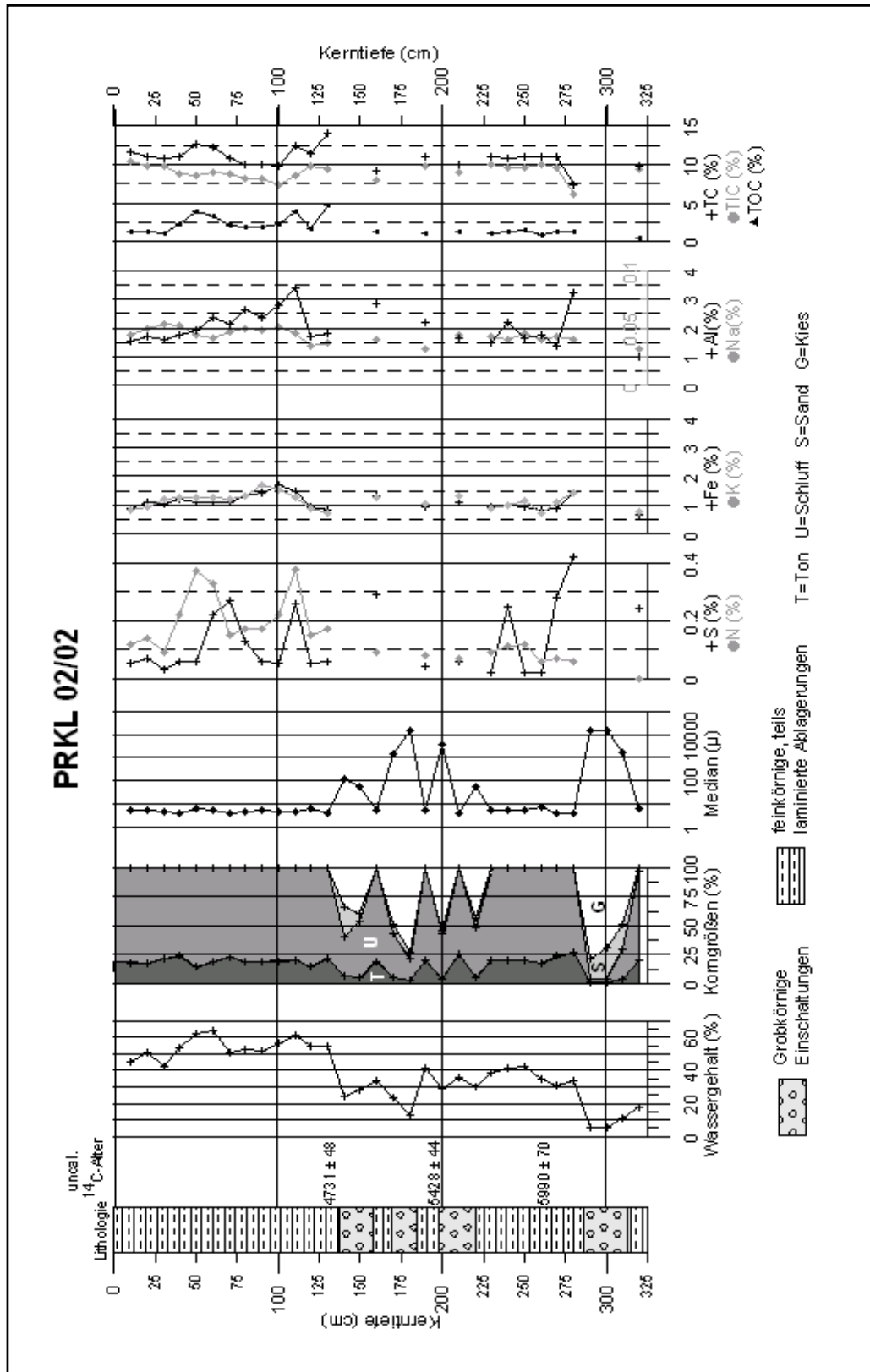


Abb. 11: Ergebnisse der sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen des Kernes PRKL 02/02.

Die geochemischen Parameter zeigen wenig Auffälligkeiten. Wie bereits in Kern PRKL 01/01 festzustellen war, sind die Gehalte an Stickstoff und Schwefel gering (Abb. 11). Die Stickstoffwerte liegen zwischen 0 und 0,38 %, die des Schwefels zwischen 0,02 und 0,42 %. Der durchschnittliche Gesamtkohlenstoff liegt bei 10,9 %, wobei 1,9 % auf den organischen Kohlenstoff entfallen und 9 % auf den anorganischen Kohlenstoff. Geht man davon aus, dass der gesamte anorganische Kohlenstoff von dem Mineral Dolomit stammt, ergeben sich Dolomitgehalte zwischen 47 % und 80 %.

Die Kurvenverläufe von Na-, K-, Al- und Fe-Ionenkonzentrationen zeigen keine großen Unterschiede (Abb. 11). Die Na-Gehalte schwanken zwischen 0,03 und 0,05 %, die von Eisen und Kalium zwischen 0,7 und 1,7 %. Aluminium nimmt Werte zwischen 1 und 3,4 % ein. Im Verlauf der Kurven ist weder ein Trend noch ein Phasenunterschied zu erkennen. Auch hier sei zur groben Einschätzung der Resultate auf die Gegenüberstellung von Filtermaterial und Seesedimenten in Tab. 4 verwiesen. Wie bereits bei Kern PRKL 01/01 entsprechen nur die Na-Konzentrationen der limnischen Ablagerungen denen der Filtermaterialproben. Die anderen Elementkonzentrationen sind gegenüber dem geogenen Background um ein vielfaches erhöht. Auf Grund der Lage des Bohrpunktes zum Herkunftsgebiet der Filtermaterialproben ist davon auszugehen, dass sich nur feinkörniges, verwittertes Material dort abgelagert hat. Es ist auch denkbar, dass früher auch von Norden Feinmaterial in den See gelangte. Dort sind andere geologische Verhältnisse anzutreffen, als im Süden. Die Ausfällung oder Bindung an Organik spielt vermutlich eine untergeordnete Rolle.

Tab. 4: Darstellung der Ionenkonzentration des Filtermaterials und des Kernes PRKL 02/02. Gegenübergestellt wurden das Minimum (min), das Maximum (max), der Mittelwert (mit) und der Median (med) aller Proben.

		Na (%)	K (%)	Fe (%)	Al (%)
Filter- material	min	0,015	0,107	0,078	0,501
	max	0,049	0,428	0,713	2,204
	mit	0,031	0,206	0,236	0,979
	med	0,030	0,162	0,186	0,877
PRKL 02/02	min	0,031	0,713	0,652	0,983
	max	0,054	1,705	1,708	3,394
	mit	0,0431	1,139	1,102	2,045
	med	0,0437	1,205	1,102	1,81

3.2.3 Charakterisierung der Einzugsgebiete

Der Eintrag von Mursedimenten in den Prager Wildsee erfolgt über mehrere große Murkegel. Die größten und aktivsten Murfächer befinden sich südlich des Sees (Abb. 2). Das Liefergebiet für diese morphologischen Strukturen stammt meist aus Karen und besteht aus dem Material der gleichen stratigraphischen Einheit (Dachsteinkalk). Die beiden kleineren Murfächer befinden sich auf der Ostseite des Sees. Sie entspringen aus einer Rinnenstruktur und werden aus dem Schutt des Schlerndolomits aufgebaut. Da der Murschutt der südlichen Kegel aus derselben

Lithologie besteht, ist eine makroskopische bzw. mineralogische Zuordnung von Liefergebiet und Ereignislage im Bohrkern nicht möglich. Da es farbliche Unterschiede zwischen den einzelnen Murlagen gibt (vgl. Kap. 3.2.1.1), wurde zunächst versucht, die Ursachen hierfür mit Hilfe der Geochemie zu fassen (Kap. 2.2.3). Bei den gemessenen Makroelementen (Na, K, Fe, Al) und Schwermetallen (Co, Cd, Ni, Cu, Zn, Pb) waren allerdings keine signifikanten Unterschiede festzustellen, worauf man eine Zuordnung begründen könnte (Tab. 5 und 6). Es ist auch unsicher, inwiefern sekundäre Prozesse (Mobilisierung, Ausfällung, Lösung) die Ergebnisse negativ beeinflussen.

Tab. 5: Ergebnisse der geochemischen Analysen an den Filtermaterialproben, den Mursedimenten und der Normalsedimentation des Kernes 18/01. Die Probenbezeichnung der Seesedimente gibt die KT (cm) wider, die des Filtermaterials entspricht der Nummer des Murkegels (vgl. Abb. 2); die Unterscheidung in a und b zeigt die Beprobung unterschiedlicher Stellen eines Kegels.

	Probe	Na %	K %	Fe %	Al %	Cu mg/kg	Pb µg/kg	Cd µg/kg	Co µg/kg	Ni mg/kg	Zn mg/kg
Filtermaterial	FM 1	0,039	0,19	0,08	0,91	0,39	3,87	0,09	7,34	6,94	8,92
	FM 1b	0,042	0,12	0,11	0,61	1,61	2,57	0,10	13,12	2,74	11,57
	FM 2	0,020	0,43	0,26	1,26	10,97	6,53	0,21	0,26	19,41	13,83
	FM 2b	0,028	0,13	0,22	0,50	5,43	2,69	0,16	4,71	17,92	9,84
	FM 3	0,049	0,34	0,71	2,20	3,25	6,86	0,31	5,35	10,42	35,18
	FM 4	0,015	0,11	0,20	0,84	4,92	6,46	0,14	4,14	11,19	15,41
	FM 4b	0,032	0,13	0,14	0,92	3,70	4,94	0,18	11,81	19,55	17,96
	FM 5	0,022	0,20	0,17	0,59	0,00	2,35	0,11	0,23	16,39	12,09
Mursedimente PR 18/01	1,5-3	0,035	0,45	0,61	0,94	3,58	6,57	0,25	10,31	25,55	23,78
	7-8	0,028	0,51	0,52	0,84	7,47	9,21	0,22	11,70	10,13	23,62
	13-14	0,034	0,72	0,63	0,96	8,63	10,47	0,21	11,83	20,61	25,98
	26,5-28	0,036	0,23	0,23	1,31	9,08	0,22	0,09	5,90	6,18	9,56
	35-36	0,030	0,09	0,12	1,01	6,82	2,96	0,08	0,00	4,76	9,16
Normalsedi- mentation PR 18/01	0-1,5	0,026	0,73	0,67	0,97	13,03	8,22	0,19	0,00	21,94	25,13
	4-5	0,034	0,67	0,60	0,80	8,87	6,61	0,17	5,05	7,95	19,37
	9,5-10,5	0,036	1,01	0,95	1,04	16,45	7,95	0,22	11,32	8,17	22,05
	20,5-21,5	0,041	1,37	0,69	2,48	7,11	7,39	0,17	5,95	25,82	21,26
	25,5-26,5	0,026	0,32	0,37	1,68	8,89	4,48	0,17	0,00	9,81	18,71

Tab. 6: Gegenüberstellung des Minimums (min), Maximums (max), des Mittelwertes (mit) und des Medians (med) aller in Tab. 5 aufgeführten Proben.

		Na	K	Fe	Al	Cu	Pb	Cd	Co	Ni	Zn
		%	%	%	%	mg/kg	µg/kg	µg/kg	µg/kg	mg/kg	mg/kg
Filter- material	min	0,015	0,107	0,078	0,501	0,000	2,354	0,086	0,227	2,745	8,919
	max	0,049	0,428	0,713	2,204	10,968	6,855	0,313	13,124	19,546	35,183
	mit	0,031	0,206	0,236	0,979	3,783	4,534	0,162	5,870	13,071	15,600
	med	0,030	0,162	0,186	0,877	3,474	4,405	0,148	5,029	13,793	12,959
Mursedi- mente PR 18/01	min	0,028	0,093	0,119	0,841	3,579	0,217	0,077	0,000	4,761	9,158
	max	0,036	0,719	0,634	1,310	9,082	10,474	0,248	11,832	25,551	25,982
	mit	0,033	0,399	0,423	1,014	7,117	5,888	0,168	7,947	13,446	18,420
	med	0,034	0,449	0,521	0,964	7,474	6,574	0,209	10,312	10,131	23,620
Normalsedi- mentation PR 18/01	min	0,026	0,319	0,375	0,795	7,115	4,476	0,166	0,000	7,950	18,714
	max	0,041	1,371	0,947	2,484	16,449	8,221	0,217	11,317	25,818	25,126
	mit	0,033	0,821	0,657	1,393	10,870	6,929	0,182	4,463	14,738	21,304
	med	0,034	0,734	0,674	1,037	8,887	7,386	0,173	5,052	9,815	21,256

Als zweiter Weg wurde versucht, über den Schwermineralgehalt charakteristische Abweichungen festzustellen. Hierbei konnten Unterschiede in der Menge und in der Mineralogie registriert werden. Da die gewonnene Schwermineralfraktion im Verhältnis zur aufbereiteten Probenmenge extrem gering war und nur ein kleiner Teil der Mineralkörner mit der Mikrosonde untersucht werden konnte, ist die Aussagekraft dieses Resultates (Tab. 7) anzuzweifeln. Einzig die Probe, die die Fraktion des Kegel 1 (Abb. 2) widerspiegelt, weist ein buntes Schwermineralspektrum auf. In dieser Probe konnte auch die größte Menge an Schwermineralkörnern isoliert werden. Die Proben der anderen Kegel sind sehr gleichförmig. Die in Tab. 7 mit Fragezeichen versehenen Feldspäte konnten stöchiometrisch nicht eindeutig bestimmt werden.

Bei der Analyse der Dünnschliffe wurden die Murlagen systematisch auf die Mikrostruktur der Karbonate und auf typische Mineralvergesellschaftungen hin untersucht. Auch hier konnten keine Unterschiede erkannt werden. Der Versuch über die Tonmineralogie eine Zuordnung zu finden, wurde nicht weitergeführt, da selbst in der Tonfraktion die zu erwartenden Tonmineralpeaks von den Karbonatpeaks dominiert werden.

Nach Anwendung und Auswertung dieser unterschiedlichsten Methoden muss leider resümiert werden, dass es bislang nicht möglich ist, die diversen Murkegel geochemisch und petrographisch zu unterscheiden. Somit ist es nur möglich, einen Murkalender für das gesamte Einzugsgebiet des Pragser Wildsees zu erstellen, nicht jedoch einen Murkalender für jeden Murfächer. Dies erschwert die Diskussion über Unterschiede in der Murfrequenz.

Tab. 7: Ergebnisse der Mikrosondenanalyse; Elemente in Oxidformel, Gehalte in %; zur Lage der Probenstellen siehe Abb. 2, Umrechnung der Ergebnisse erfolgte nach DEER et al. (1997)

Kegel	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	K ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	HfO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃	ZrO ₂	Mineral
1	79,11						17,41			3,48		Pyroxen
	45,17	7,04	13,18		13,79	2,03	15,61			3,18		Amphibol
	34,61		1,23							1,23	62,93	Zirkon
				51,91					1,05	47,04		Ilmenit
	33,75		1,10					5,78		1,10	58,28	Zirkon
	38,94				28,79		23,61			8,66		Epidot
	3,07		96,38				0,54					Rutil
	55,13				2,07		19,21			23,59		Pyroxen
2	51,99			10,72	29,85	2,70				4,73		Glaukonit
	49,40			9,81		38,29	1,05			1,45		Feldspat?
	50,72			9,88	36,45	0,76				2,19		Feldspat?
3	46,36			12,73	37,44	0,97				2,50		Feldspat?
	64,68					28,07				7,25		Pyroxen
	47,28	2,57	0,76	9,87	38,08					1,45		Feldspat?
4	47,50	1,62	0,59	9,60	39,71					0,99		Feldspat?
	63,28			18,32	18,40							Feldspat

3.3 CHRONOLOGIE UND MURKALENDER

3.3.1 Warvenchronologie und Mikrogefüge der Sedimenttypen

Wie bereits unter Kap. 2.2.2 erwähnt, wurden aus den ersten 5,2 m des Kernes PRKL 01/01 Dünnschliffe hergestellt und ausgewertet. Entsprechend der Dominanz des Dolomit im Einzugsgebiet besteht der größte Teil der Schliffe aus Karbonatkörnern. Untergeordnet konnte Quarz und Feldspat bestimmt werden, wobei letzterer deutliche Verwitterungsspuren (Kaolinisierung) aufweist. Selten, wenngleich durch die anormale Interferenzfarben auffällig, sind kurzsäulige Körnchen. Es handelt sich dabei vermutlich um Glimmer. Die feinkörnigen Tonminerale konnten am Mikroskop nicht weiter unterschieden werden. In allen Schliffen sind unterschiedlich große Reste von Pflanzen zu erkennen (Abb. 14). Ostracoden (Abb. 15 C und D) oder andere Schalenreste waren extrem rar. Bei starker Vergrößerung (250 – 500x) konnten in manchen Abschnitten Lagen von Chrysophyceen und Diatomeen (Abb. 13, 16) erkannt werden.

In dem untersuchten Kernabschnitt konnten vier Sedimenttypen unterschieden werden.

Etwa 30 % der untersuchten Kernsequenz bzw. 50 % der Chronologie beruhen auf klastischen Laminiae. Sie sind deutlich gradiert und können in ihrer Mächtigkeit zwischen 0,2 und 14,4 mm variieren. Der Kontakt zur nächsten Lage kann sehr scharf aber auch diffus ausgebildet sein (Abb. 12). Da einer solchen Laminierung in nicht glazilakustriner Umgebung nicht unbedingt ein Jahreszyklus zu Grunde liegt, muss zur Erstellung einer fundierten Chronologie der Nachweis einer Jahresschichtung erbracht werden (vgl. Kap. 1.2.2.). Durch Lagenzählung des Abschnittes, der nach einem beobachteten Murereignis 1998 sedimentiert wurde, konnte ein jährlicher Zyklus bestätigt werden. Dem Prinzip des Aktualismus folgend ist davon auszugehen, dass sich auch in älteren Kernabschnitten ein Jahresrhythmus widerspiegelt. Ein weiterer Hinweis für einen Jahreszyklus sind Chrysophyceenhäufungen, die im feindetritischen Top einer Lage zu erkennen sind. Bei klastischen Warven wird sowohl das feinkörnige Material als auch die Algenzysten im Spätherbst bzw. im Winter abgelagert.

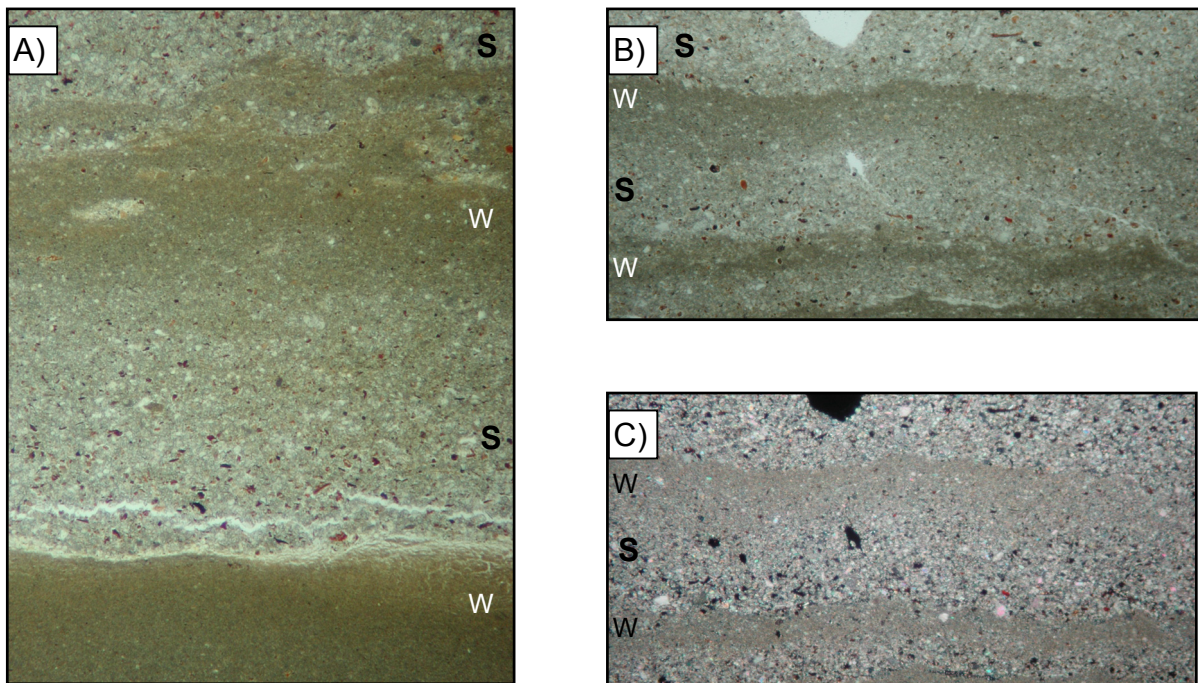


Abb. 12: Foto A) zeigt eine komplette klastische Lage. Der Kontakt zwischen dunkler Herbst-/Winterlage (W) und heller, grobkörniger Frühjahr-/Sommerlage (S) kann scharf als auch diffus ausgebildet sein (25x Vergrößerung; Lange Seite: 3,9 mm). Auf dem Foto B) sind zwei klastische Lagen zu erkennen. Der gleiche Ausschnitt ist im Foto C) unter gekreuzten Polarisatoren wiedergegeben (25x Vergrößerung; Lange Seite: 3,7 mm).

Eine „organiklastische“ Laminierung baut zu etwa 20 % die Chronologie auf. Es handelt sich dabei um eine Mischform aus klastischer und organischer Laminiae. Die Basis besteht aus organischem Material, meist massenhafte Ansammlungen nadelförmiger, untergeordnet diskenförmiger Diatomeen (u.a. Abb. 13, 16) und untergeordnet größere Karbonatklasten, wohingegen das Top aus feinklastischem Detritus aufgebaut ist. Die Sedimentationsraten sind meist sehr gering und liegen zwischen 0,1 und 4,9 mm pro Jahr. „Klassische“ organische Lagen, die von Frühjahrsdiatomeen, gefällttem Kalzit, Herbstdiatomeen, Chrysophyceen und Feindetritus des Spätherbst und Winter aufgebaut werden, sind sehr selten.

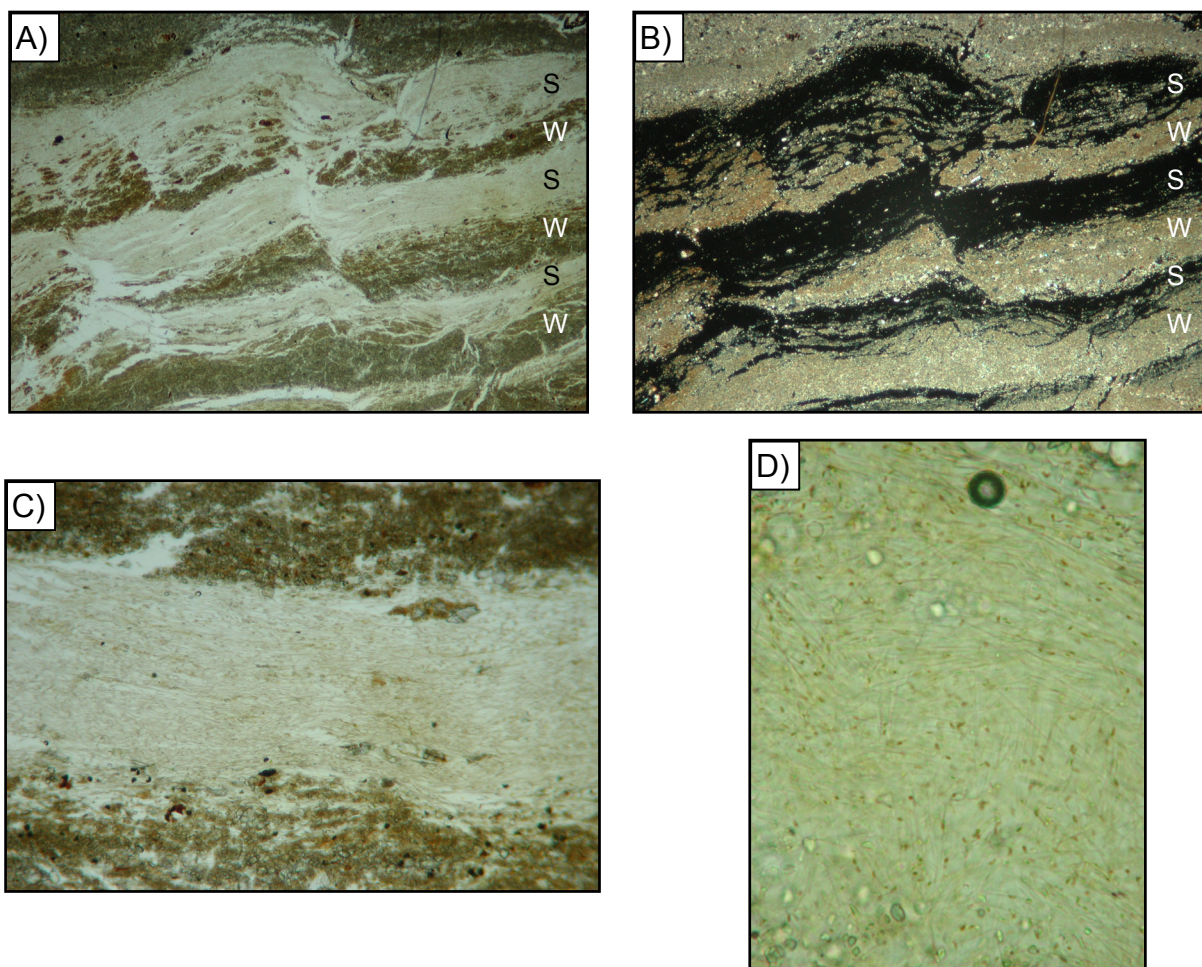


Abb. 13: Foto A) zeigt 3 organoklastische Lagen. Der Übergang von der feinkörnigen, dunklen Herbst-/Winterlage (W) zur hellen diatomeenreichen Frühjahr-/Sommerlage (S) ist meist diffus. Die Grenze Frühjahr-/Sommerlage zur Herbst-/Winterlage ist scharf ausgebildet. Das Foto B) zeigt den gleichen Ausschnitt unter gekreuzten Polarisatoren. Die Diatomeen erscheinen aufgrund ihrer amorphen Struktur schwarz (25x Vergrößerung; Lange Seite: 3,7 mm). Foto C) lässt die nadelige Struktur der Diatomeenlage erahnen (200x Vergrößerung; Lange Seite: 0,45 mm). Foto D) zeigt die Lagerung der nadeligen Diatomeen im Detail (500x Vergrößerung; Lange Seite: 190 μ m).

Da nach einem Murereignis meist nur die Filterspülung in den See gelangt, handelt es sich bei den resultierenden Sedimenten nicht um grobkörnige, wenig sortierte Ablagerungen, wie sie bei DAPPLES et al. (2002) oder MULDER & ALEXANDER (2001) beschrieben wurden. Vielmehr erreicht die Sedimentfracht als Trübestrom den Grund des Sees (WEIRICH 1989, SHANMUGAM 1997, SOHN et al. 2002). Trotz der nomenklatorischen Unsauberkeit sollen im Folgenden die Begriffe Murlage bzw. Mursediment für die Ablagerungen dieser Turbidite weiterverwendet werden. Bei derartigen Sedimenten muss unterschieden werden zwischen einem primären Signal – wenn das Feinmaterial unmittelbar nach einem Ereignis in den See gelangt – und einem sekundären Signal – wenn es an Land zur „Zwischendeposition“ kommt und das Feinmaterial in der Folgezeit mit Verzögerung in den See transportiert wird. Erstgenanntes ist sehr gut von der Normalsedimentation zu unterscheiden. Eine solche Ereignislage ist an der Basis gröberkörnig (Feinsand) und reich an meist eingeregelteten Pflanzenresten; feinkörniges Material als Zwickelfüllung fehlt an der Basis weitgehend. Nach oben hin nimmt das grobe Material schnell ab und es folgt ein relativ mächtiger,

schluffiger Bereich; er wird von einem Tonband abgeschlossen. An der Kontaktfläche zum Liegenden können „load casts“ und „flame structures“ (Abb. 14 C) ausgebildet sein. „Load casts“ sind Aufwölbungen im Sediment, die durch eine schnelle, verhältnismäßig mächtige Sedimentation auf einem weichen Untergrund entstehen. Die „flame structures“ weisen darauf hin, dass sich die Mure als Grundstrom bewegte und erosiv wirkte. Dabei werden einzelne Schüppchen des weichen Untergrundes losgerissen. Diese „flame structures“ und „Erosionsrinnen“ (Abb. C und D) sind ein deutlicher Hinweis darauf, dass die Sedimentsuspension am Seegrund erosiv tätig war (STURM 1979, MULDER & ALEXANDER 2001, SOHN et al. 2002). Die Erosionsleistung konnte nicht abgeschätzt werden. Der andere Typ einer Ereignislage ist nicht bzw. nur sehr schwer von Hochwasserlagen zu unterscheiden. Beide sind gradiert und sind mächtiger als die Lagen der Normalsedimentation. Als Unterscheidungskriterium diente die gleichförmige, grobkörnige Basis und das Überschreiten eines vorab festgelegten kritischen Wertes in der Lagenmächtigkeit im Vergleich zu den benachbarten durchschnittlichen Sedimentationsraten der Normalsedimentation. So wurden unklare, relativ dicke Lagen, deren Mächtigkeit die umgebenden Laminae um den Faktor sieben überschreiten, als Ereignislage gedeutet. Hintergrund hierfür ist die Annahme, dass in Jahren mit Murtätigkeit deutlich mehr Schutt mobilisiert wird als in stabilen, murfreien Phasen. Dieser Sedimenttyp baut zu 48 % den untersuchten Kernabschnitt auf, nimmt allerdings in der Chronologie mit 6 % den geringsten Raum ein. Die Mächtigkeiten der Murlagen variieren im untersuchten Abschnitt zwischen 1,5 und 305 mm.

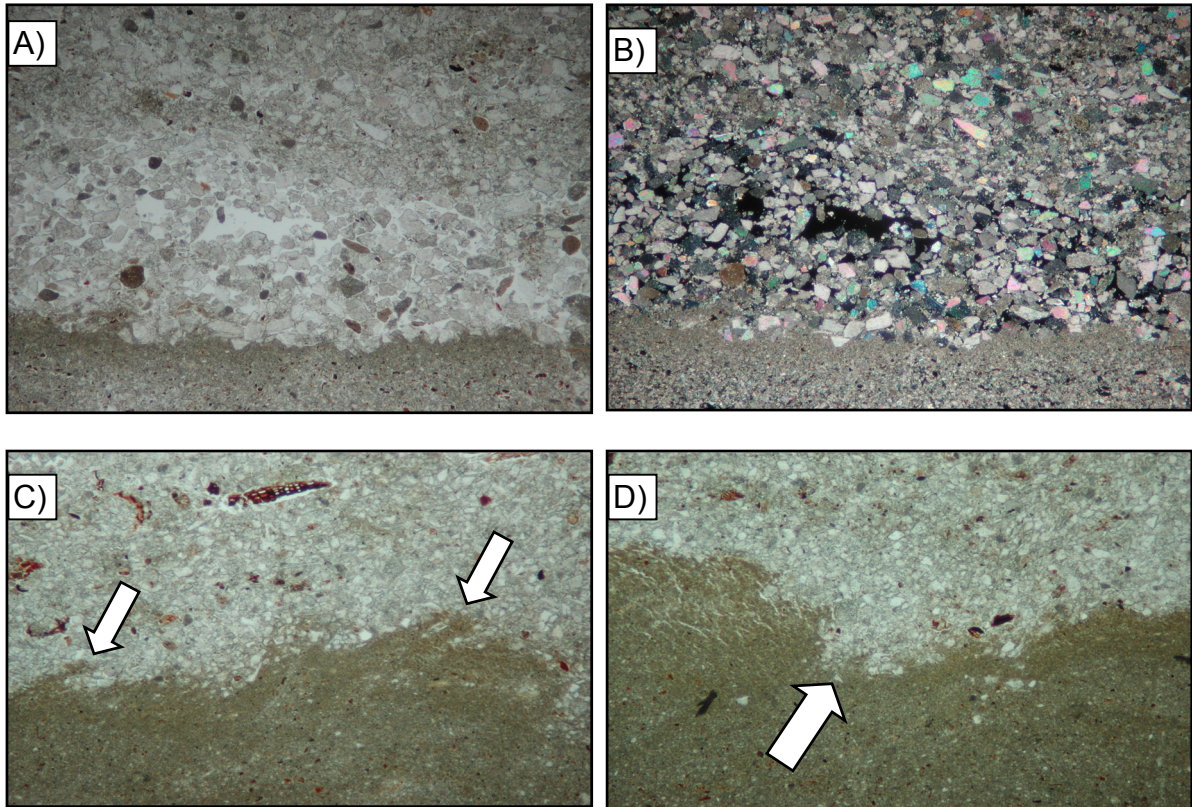


Abb. 14: Foto A) gibt den ungleichmäßigen, erosiven Kontakt zwischen der Herbst-/Winterlage und der Basis einer Murlage wider. Die Basis eines Murganges ist meist sehr grob- und gleichkörnig ausgebildet. Das Foto B) zeigt den gleichen Ausschnitt unter gekreuzten Polarisatoren (25x Vergrößerung; Lange Seite: 3,7 mm). In Foto C) sind mit Pfeilen sog. „flame structures“ markiert (25x Vergrößerung; Lange Seite: 3,9 mm). Sie weisen auf die erosive Tätigkeit des Murganges hin. Auch die kleine Rinne in Foto D) deutet auf die erosive Tätigkeit eines Murereignisses hin (25x Vergrößerung; Lange Seite: 3,9 mm).

Leider treten in den Sedimenten immer wieder Abschnitte (14 % des untersuchten Kernmaterials) auf, die bioturbat gestört sind, bzw. eine nicht auswertbare Warvengüte aufweisen. Diese Abschnitte lassen z. T. durch dünne Tonhäutchen einen Lagenbau vermuten. Eine sichere Auswertung dieser Bereiche ist durch die starke Durchwühlung aber schwer möglich. Um die Anzahl der zerstörten Lagen abschätzen zu können, wurde über diese Abschnitte mit den durchschnittlichen Sedimentationsraten der vier Laminae im Liegenden und Hangenden extrapoliert. Im Gegensatz zu ZOLITSCHKA (1998), der ein solches Verfahren mit Erfolg am Lago di Monticchio (Italien) angewendet hat, wurde über den gesamten untersuchten Kernabschnitt das Intervall der benachbarten Lagen konstant gewählt. Diese „gemittelten“ Warven haben Mächtigkeiten zwischen 0,3 und 4,4 mm.

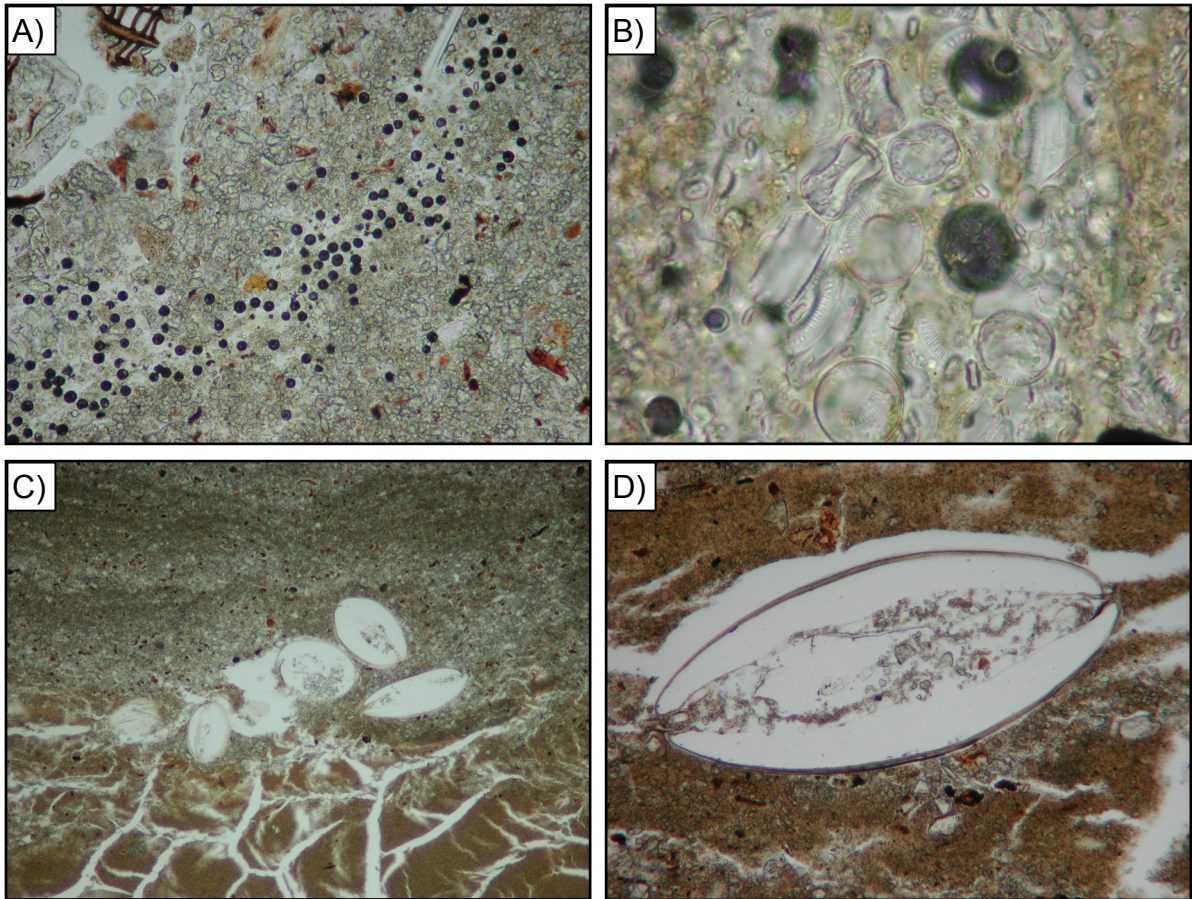


Abb. 15: Die schwarzen Punkte auf Foto A) sind authigener Pyrit (200x Vergrößerung; Lange Seite: 0,46 mm). Foto B) zeigt diskenförmige Diatomeen bei 500x Vergrößerung. Bei den schwarzen, leicht durchscheinenden Punkten handelt es sich wieder um Pyrit (Lange Seite: 180 μ m). Auf den Fotos C) und D) sind Ostracoden dargestellt, wobei C) mit 25x Vergrößerung (Lange Seite: 3,9 mm) und D) mit 100x Vergrößerung (Lange Seite: 0,98 mm) aufgenommen wurde.

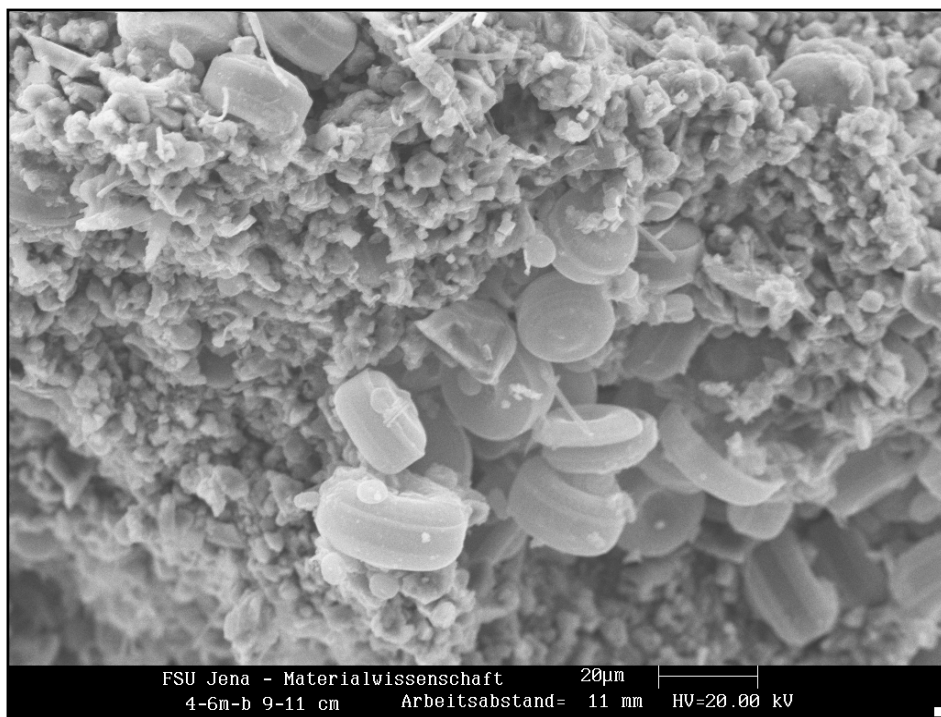
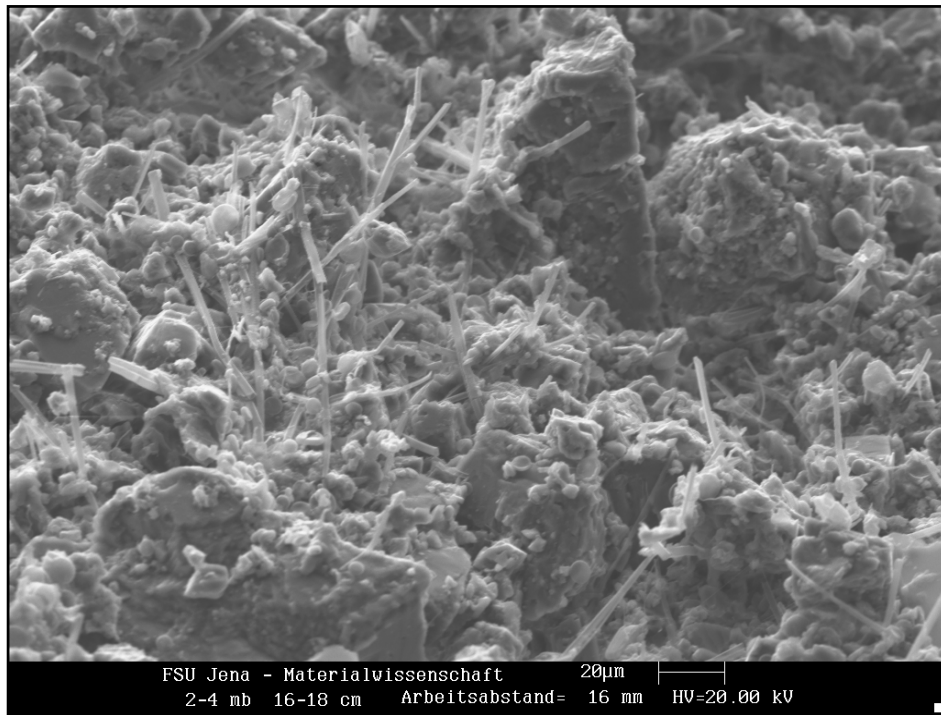


Abb. 16: Die REM-Aufnahme A) zeigt eine Lage mit nadeligen Diatomeen ähnlich Abb. 13. In Aufnahme B) ist eine Lage mit überwiegend diskenförmigen, untergeordnet auch nadeligen Diatomeen festgehalten

Auf Basis dieser Kenntnisse konnte eine kombinierte Warven- und Sedimentationsratenchronologie erstellt werden, die bis 2232 Jahre BP zurückreicht. Die starke Varianz in den Sedimentationsraten und den Wechsel der Sedimenttypen am Aufbau der Sedimente ist Abb. 17 zu entnehmen

Eine Fehlerbetrachtung der Chronologie ist in Kapitel 4.2.2 angesprochen.

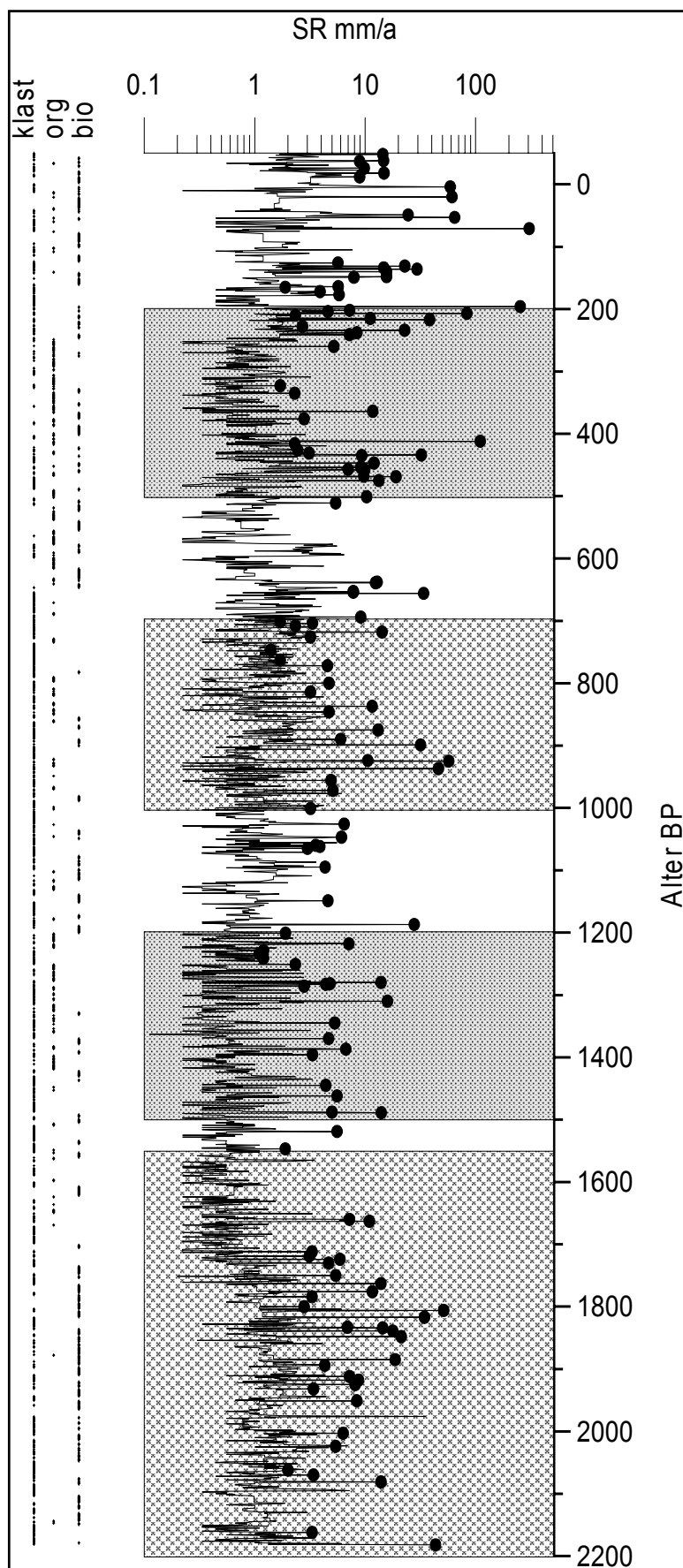


Abb. 17: Übersicht der Sedimentationsraten (SR) des mit Dünnschliffen untersuchten Kernabschnittes. Die dicken Punkte auf der SR-Linie geben Murereignisse wieder. Die kleinen Punktketten am linken Rand (stark vergrößert!) zeigen das Vorkommen der unterschiedlichen „Sedimenttypen“ (klast= klastisch, org = organisch, bio = bioturbat). Die gerasterten Quadrate repräsentieren Zeitabschnitte mit Klima-anomalien (grob gerastert = Optimum, fein gerastert = Pessimum)

3.3.2 Radiometrische Datierungen

3.3.2.1 ^{137}Cs -Datierung

Zur Abschätzung der Sedimentationsraten der jüngsten Vergangenheit hat sich das künstliche radioaktive Isotop ^{137}Cs etabliert, das bei Nuklearwaffentests und Atomreaktorunfällen freigesetzt wird. Durch die Messung der Cs-Aktivität an einem Sedimentprofil erhält man zwei Eckdaten. Das eine Maximum ist auf das Reaktorunglück in Tschernobyl 1986 zurückzuführen (WIELAND et al. 1993), der andere Peak weist auf ein Maximum an oberirdischen Nuklearwaffentests im Jahre 1963 hin (OLSSON 1986, WIELAND et al. 1993). In welcher Zeit dieses Isotop erstmals in der Nordhemisphäre nachzuweisen ist, gibt es unterschiedliche Meinungen. Während ROBBINS & EDGINGTON (1975), OLSSON (1986) und ALEFS (1997) von einem Erstauftreten 1945 ausgehen, sind PENNINGTON et al. (1973) und WIELAND et al. (1993) der Meinung, dass das Jahr 1954 als Nachweisgrenze für das Isotop anzusehen ist.

An dem Referenzkern PR 17/01 (vgl. Abb. 5), der makroskopisch den identischen Aufbau aufweist wie der Kolbenlotkern PRKL 01/01, wurde am Institut für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der Technischen Universität München bis in 25 cm Tiefe in cm-Abschnitten die ^{137}Cs -Aktivität gemessen. Die dabei erlangten Ergebnisse wurden auf den Kern PRKL 01/01 übertragen. Das jüngste Aktivitätsmaximum, das auf das Reaktorunglück von Tschernobyl 1986 zurückzuführen ist und im Profil eindeutig zu erkennen ist, liegt in 9 cm KT (Abb. 18). Das würde 18 cm KT im Kern PRKL 01/01 entsprechen. Der zweite Peak, der nicht mehr so eindeutig ausgebildet ist, kommt in 19 cm KT zum Liegen. Diese Lage würde in 28 cm KT des langen Kolbenlotkernes seine Entsprechung finden. Ab 23 cm ist keine signifikante Aktivität mehr festzustellen. Dies entspricht nach der erstellten Warvenchronologie dem Jahr 1954. Eine Verfälschung dieses Cs-Profiles durch Murlagen oder Bioturbation kann nur zum Teil ausgeschlossen werden. Vergleicht man die Tiefenlage der Aktivitätsdaten mit den Murlagen, so scheint sich ein Matrixeffekt nicht durchzupausen. Da die Messungen an einem Referenzkern (PR 17/01) durchgeführt wurden, ist ein Vergleich mit den in den Dünnschliffen des Kolbenlotkernes festgestellten bioturbaten Abschnitten nicht machbar.

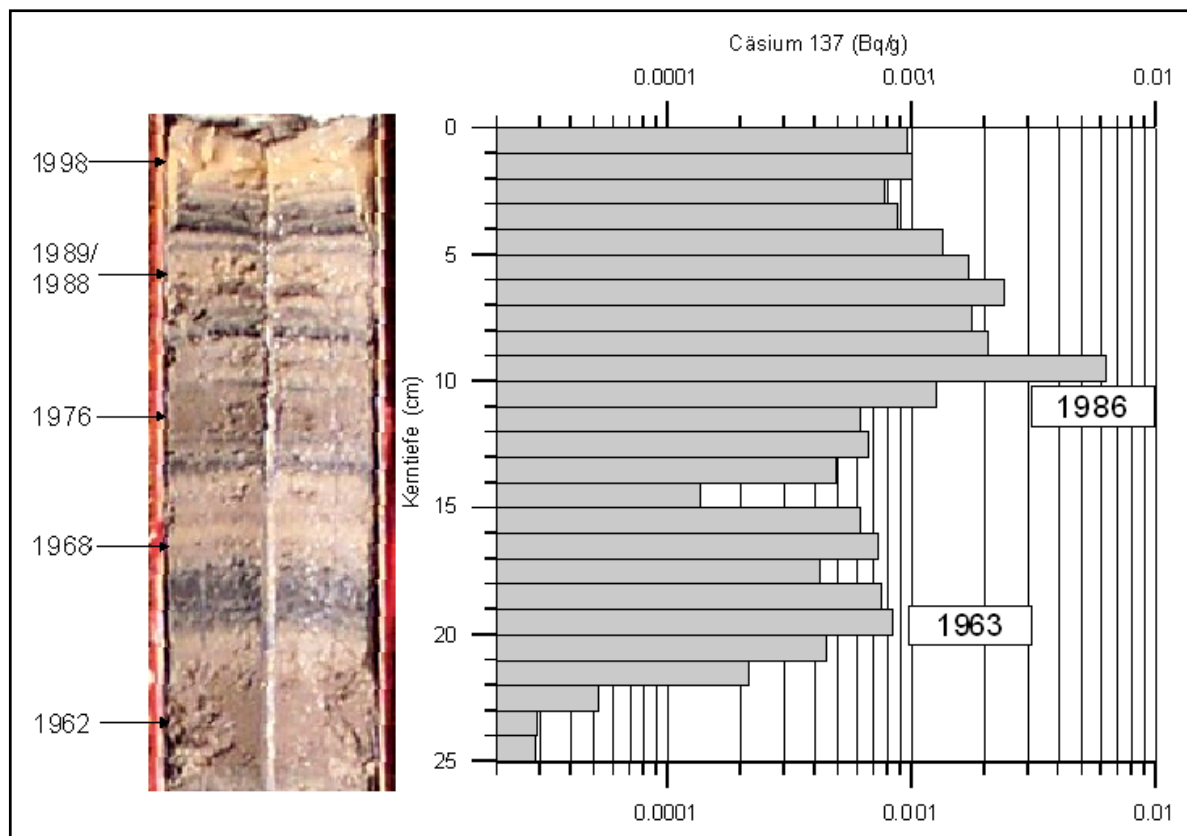


Abb. 18: Vergleich von ^{137}Cs -Profil und Referenzkern (PR 17/01). Links des Kernes sind die gezählten Warvenjahre für die jüngsten Murereignisse angegeben.

3.3.2.2 ^{14}C -Datierung

Zur Überprüfung der Warvenchronologie und zur Abschätzung des Sedimentalters wurden mehrere AMS-Radiokarbondatierungen am Van de Graaf Laboratorium an der Universität Utrecht (NL) durchgeführt. Da Sedimentprofile, die einen hohen klastischen Eintrag aufweisen, meist nur wenig datierbare Makrofossilien enthalten, wurden sämtliche organischen Großreste für die Datierung (Tab. 8, Anlage C) eingesandt. Die dabei zu erwartenden Probleme sind in vielen Publikationen angesprochen (u.a. GEYH 1983, OLDFIELD et al. 1997 und ANDREÉ et al. 1986). Bei dem Probenmaterial handelt es sich meist um Holzstückchen. Da Makroreste terrestrischer Pflanzen keinen Hartwassereffekt aufweisen, liefern sie nach OLSSON (1991) die zuverlässigsten Ergebnisse bei Radiokarbondatierungen. Eine Probe bestand aus Blattresten (8,62 m KT), die tiefste Probe (12,18 m KT) aus einer Baumnadel (Tab. 8). Da Sammelproben, sog. „Bulk Samples“, neben der in der Methodik begründeten zeitlichen Unschärfe bei geringen Organikgehalten eine große Tiefenunschärfe aufweisen, wurde bewusst auf die Datierung solchen Materials verzichtet (GEYH 1983). Wenn in den folgenden Ausführungen auf die Ergebnisse der ^{14}C -Datierung eingegangen wird, repräsentieren die Alter die konventionellen Radiokarbonalter. Um diese Rohdaten mit der Warvenchronologie vergleichen zu können, erfolgte eine Kalibrierung mit dem Programm OxCal. v3.5 (RAMSEY 2000). Im Text fand stets das 2σ -Intervall (95,4 % Wahrscheinlichkeit) Verwendung. Eine Tabelle der ^{14}C -Daten mit den

kalibrierten Altern und dem 1σ -Intervall (68,2 % Wahrscheinlichkeit) befindet sich im Anhang C. Die Verwendung kalibrierter Daten ist im Text extra vermerkt.

Die erste datierte Holzprobe des Kernes PRKL 01/01 stammt aus 1,55 m KT (Anhang A) und hat ein Alter von 153 ± 33 Jahren BP. Die Probe wurde aus der Basis einer Murlage entnommen. Es muss somit davon ausgegangen werden, dass das Holzstück umgelagert wurde. Das geringe Alter impliziert darüber hinaus, dass das Material vom De-Vries-Effekt (GEYH 1983) betroffen ist und somit die Genauigkeit anzuzweifeln ist. Das nächste Holzstück war leider erst in einer Tiefe von 5,01 m KT festzustellen. Auch diese Probe (2925 ± 41 Jahre BP) wurde aus der Basis einer Murlage entnommen. Eine Umlagerung ist sehr wahrscheinlich. Die beiden folgenden datierten Proben stammen aus 5,84 und 7,25 m KT und weisen ein Alter von 3180 ± 42 Jahren BP und 4145 ± 40 Jahren BP auf (Anhang A). Die umgebende Sequenz spiegelt die Normalsedimentation wieder. Das aus 7,93 m KT gewonnene Holzstück wurde aus der Basis einer Murlage gewonnen und hat ein Alter von 4874 ± 44 Jahren BP. Vergleicht man dieses Ergebnis mit dem Alter von 4804 ± 48 Jahren BP der knapp 70 cm tiefer entnommenen Blattstreuprobe, so fällt auf, dass es sich um ein inverses Alter handelt. Dies ist sicher auf einen Umlagerungsprozess zurückzuführen. Zum einen stammt die tiefere Probe aus einer Abfolge mit Normalsedimentation und zum anderen weist Blattstreu auf Grund seiner schnelleren Zersetzbarkeit im Gegensatz zu Holz eine geringere Umlagerungswahrscheinlichkeit auf. In einer Alter-Tiefen-Beziehung (Abb. 19) lässt sich die zeitliche Dimension der Umlagerung etwa abschätzen. Sie beträgt in diesem Fall knapp 400 Jahre (kalibrierte Alter!). Die beiden folgenden Holzproben aus 9,45 und 10,45 m KT haben ein Alter von 5360 ± 46 Jahren BP und 5930 ± 50 Jahren BP; sie wurden aus einer Sequenz entnommen, welche die Normalsedimentation wiedergibt (Anhang A). Die folgende Probe (11,46 m KT) mit einem Alter von 6338 ± 44 Jahren BP hingegen stammt wieder aus der Basis einer Ereignislage. Die Baumnadel aus der Kernbasis weist ein Alter von 6504 ± 47 Jahren BP auf.

Betrachtet man diese Resultate in einer Alter-Tiefen Beziehung (Abb. 19), so sind zwei Besonderheiten festzustellen. Einerseits fällt das inverse Alter in knapp 8 m KT auf, zum anderen ist über den gesamten Kern ein beinahe linearer Kurvenverlauf gegeben. Dies würde bei der momentanen Dichte an Datierungen etwa konstante Sedimentationsraten bedeuten, wobei einzelne Ereignislagen mit einer Mächtigkeit von beinahe 40 cm kompensiert werden müssten. Dies ist bei einem See, der von einem sehr unregelmäßigen Sedimenteintrag bestimmt wird, sehr ungewöhnlich.

Aus dem Kern PRKL 02/02 wurden drei Holzproben zur Datierung eingesandt. Die erste Probe wurde in 1,32 m KT, etwas oberhalb der ersten grobkörnigen Einschaltung, entnommen (Anhang B). In dieser geringen Tiefe wurde bereits ein Alter von 4731 ± 48 Jahren BP gemessen. Ob es sich um umgelagertes Material handelt, kann nicht sicher gesagt werden. Wenn man eine Umlagerung und Hiaten ausschließt, würde dieses Alter Sedimentationsraten von etwa 0,24 mm/Jahr für diesen Abschnitt bedeuten. Aus 1,97 m KT stammt die zweite Probe. Sie stammt aus einem grobkörnigen Bereich und hat ein Alter von 5428 ± 44 Jahren BP. Mit

5990±70 Jahren BP wurde die letzte Probe aus einem sehr feinkörnigem Abschnitt in 2,64 m KT datiert (Anhang B). Etwa gleichbleibende Sedimentationsbedingungen vorausgesetzt, wäre im Kerntiefsten mit 6500 Jahren BP ein ähnliches Alter wie an der Basis des Kernes PRKL 01/01 zu erwarten.

Tab. 8: ^{14}C -Alter der datierten Makroreste. Die Kalibrierung der konventionellen Radiokarbonalter erfolgte mit OxCal. v3.5 (RAMSEY 2000). Eine detaillierte Tabelle mit ausführlichen Kalibrierungsaltern befindet sich im Anhang C.

Kern-position	Kern	Kerntiefe (cm)	Material	Labor (UtC Nr.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Alter Jahre BP	Alter Jahre cal. BP
PRKL 01/01	1-3mb	155,5	Holz	11350	-24,9	153 ± 33	225 ± 115
	5-7mb	501,5	Holz	11351	-28,5	2925 ± 41	3130 ± 140
	6-8ma	584	Holz	11352	-26,6	3180 ± 42	3450 ± 80
	6-8mb	725	Holz	11353	-25,7	4145 ± 40	4730 ± 150
	7,5-9,5mb	793,5	Holz	11767	-27,7	4874 ± 44	5695 ± 75
	7,5-9,5mb	862	Blattstreu	11768	-27,7	4804 ± 48	5585 ± 85
	9-11mb	945	Holz	11769	-26,2	5360 ± 46	6150 ± 110
	10,5-12,5ma	1045	Holz	11770	-26,9	5930 ± 50	6815 ± 125
	10,5-12,5mb	1146	Holz	11771	-27	6338 ± 44	7300 ± 90
	10,5-12,5mb	1218	Nadel	11772	-26,7	6504 ± 47	7460 ± 100
PRKL 02/02	1-3ma	132	Holz	11773	-26,5	4731 ± 48	5565 ± 75
	1-3mb	197	Holz	11774	-27,5	5428 ± 44	6290 ± 70
	2,5-4,5mb	264,5	Holz	11775	-23,9	5990 ± 70	6885 ± 175

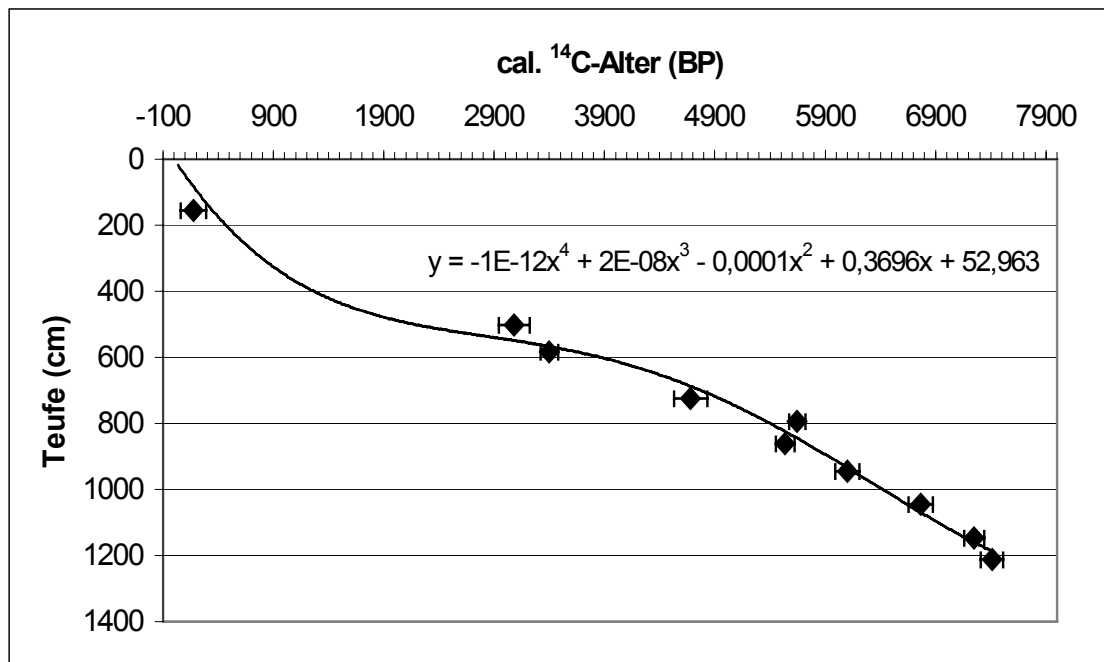


Abb. 19: Alter-Tiefenbeziehung der kalibrierten ^{14}C -Daten des Kernes PRKL 01/01. Die Fehlerbalken sind für jede Probe angegeben. Die durchgezogene Linie ist die Trendlinie der Beziehung. Die angegebene Formel beschreibt die Trendlinie.

3.3.3 Murfrequenz und Magnitude

Während des über 2200 Jahre umfassenden, untersuchten Zeitabschnittes unterliegt die Murfrequenz im Einzugsgebiet des Prager Wildsees starken Schwankungen. So zählt die Zeitspanne zwischen einzelnen Ereignissen zwischen 1 und 127 Jahren (Abb. 20), wobei der Durchschnittswert für das Gesamtprofil 16 Jahre (Median 10 Jahre) beträgt. Es sind vier Phasen festzustellen, in welchen die Frequenz gering variierte. Die jüngste „stabile“ Situation mit geringen Abständen zwischen Einzelereignissen war im 18. und 19. Jahrhundert (126 bis 241 Warvenjahre BP). Abzüglich des Maximums und des Minimums variierte der Abstand von Murereignissen zwischen 2 und 15 Jahren, wobei im Durchschnitt alle 6 Jahre eine Mure abging. In dem kurzen Zeitabschnitt zwischen 412 und 474 Warvenjahre BP (15. und 16. Jahrhundert) verringert sich der Durchschnittswert um ein Jahr. Die Varianz liegt zwischen 3 und 10 Jahren (ohne Extremwerte). Etwa alle 17 Jahre ereignete sich in der langen Phase zwischen 10. bis Anfang 13. Jahrhundert (708 bis 1064 Warvenjahre BP) ein Murgang, wobei zu dieser Zeit der Abstand von Einzelereignissen zwischen 8 und 25 Jahren beträgt. Die älteste Phase, in welcher stabilere Bedingungen vorherrschten, war von 1712 bis 1931 Warvenjahre BP (Abb. 20). Hier variierte die Frequenz (ebenfalls ohne Extremwerte) zwischen 4 und 20 Jahren. Im Durchschnitt war alle 11 Jahre mit einem Ereignis zu rechnen. Betrachtet man für diese Zeitabschnitte die Dimension der Ereignisse, die sich in der Mächtigkeit der Ereignislage widerspiegelt, so ergibt sich ein konträres Bild. So kann für die beiden jüngeren Phasen eine durchschnittliche Ereignismächtigkeit von 25,9 mm (8,2 mm Median) bzw. 18,4 mm (9,7 mm) bestimmt werden. Für die beiden Abschnitte mit der niedrigen Murfrequenz wurden Mächtigkeiten von 10,5 mm (4,8 mm) und 11,9 mm (7,2 mm) festgestellt. Dieses Ergebnis widerspricht den in anderen Gebieten gewonnenen Resultaten von low frequency-high magnitude Ereignissen oder umgekehrt (u.a. HARRIS & McDERMID 1998, BOVIS & JAKOB 1999). Hierauf soll später noch mal kurz eingegangen werden.

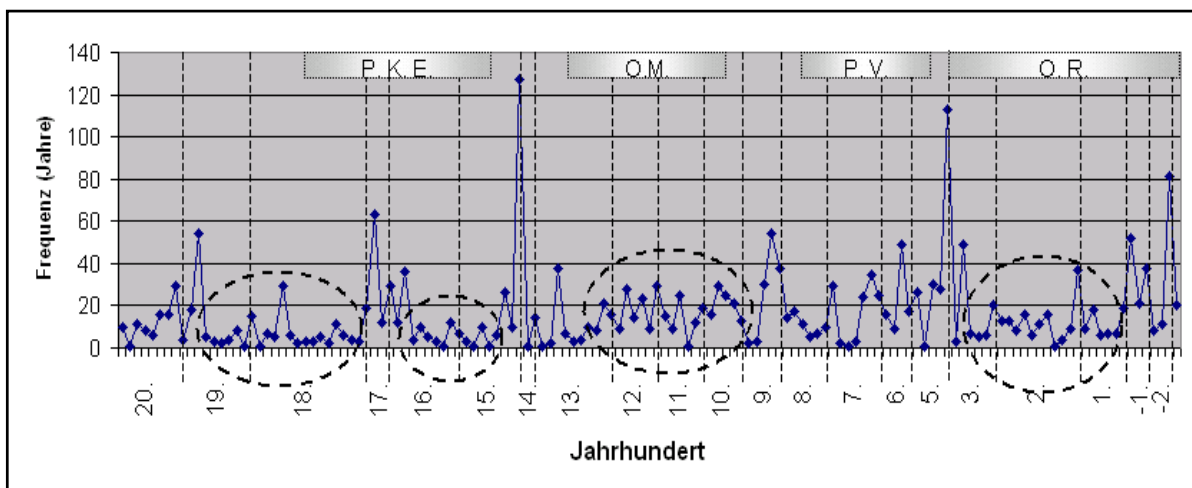


Abb. 20: Darstellung der Variation in der Murfrequenz für die letzten 2000 Jahre. Die gestrichelten Ovale markieren „stabile“ Phasen. Im 4. Jahrhundert konnte keine Murtätigkeit nachgewiesen werden. (P.K.E. = Pessimum der Kleinen Eiszeit, O.M. = Mittelalterliches Klimaoptimum, P.V. = Pessimum der Völkerwanderungszeit, O.R. = Optimum der Römerzeit)

Um Änderungen in der Häufigkeit der Ereignisse besser fassen zu können, sollen im Folgenden Unterschiede der Ereignishäufigkeit und deren Magnitude pro Jahrhundert betrachtet werden. Eine derartige Einteilung in starre Zeitabschnitte birgt allerdings einige Risiken. So kann es bereits je nach betrachtetem Zeitraum (1800 bis 1899 oder 1801 bis 1900) zu Verschiebungen in der Anzahl der Ereignisse kommen. Im Folgenden wird der Zeitraum von z.B. 1800 bis 1899 betrachtet. Aus dieser Form der Darstellung geht auch nicht hervor, ob sich die Ereignisse auf einen kurzen Zeitabschnitt (z.B. nur eine Hälfte eines Jahrhunderts) konzentrieren.

Im 1. und 2. Jahrhundert vor Christus konnten jeweils 3 Murereignisse nachgewiesen werden (Abb. 21). Die Mächtigkeit der dabei abgelagerten Mursedimente war mit 6,4 bzw. 6,7 mm etwa gleich. In den beiden folgenden Jahrhunderten nahm die Anzahl der Ereignisse von sechs auf zehn deutlich zu, ebenfalls die durchschnittliche Mächtigkeit der dabei abgelagerten Sedimente. Es folgt eine Abnahme von sieben auf null Ereignisse im 4. Jahrhundert nach Christus (Abb. 21). Bis zum 12. Jahrhundert gibt es nur geringe Schwankungen in der Anzahl und in der Magnitude der Murabgänge. So sind meist fünf bis sechs Ereignisse festzustellen, bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit von etwa 6 mm. Extremereignisse während dieser Zeit sind selten. Nur im 11. Jahrhundert ist eine sehr deutliche Zunahme der Magnitude auf 27 mm feststellbar. Vom 13. Jahrhundert bis in die Gegenwart ist die Anzahl der Murabgänge und deren Magnitude von Jahrhundert zu Jahrhundert sehr unterschiedlich. Während im 13. Jahrhundert 10 Murereignislagen nachweisbar sind, konnten im 14. Jahrhundert nur noch 2 Ereignislagen festgestellt werden. Auffällig ist hierbei, dass die durchschnittliche Mächtigkeit der Mursedimente im Jahrhundert mit den vielen Ereignissen deutlich geringer ist, als im darauffolgenden Jahrhundert mit den wenigen Ereignissen. Im 15. und 16. Jahrhundert nehmen die Ereignisse von 7 auf 9 zu. Eine Zunahme der Magnitude geht einher. Schließlich folgt wiederum eine deutliche Abnahme auf 3 Murabgänge. Die meisten Muren (15) gingen im 18. Jahrhundert ab. Hierbei ist eine deutliche Zunahme der Magnitude festzustellen. Sie verzehnfacht sich vom vorherigen Jahrhundert auf 30 mm. In den beiden letzten Jahrhunderten waren jeweils 9 Ereignisse nachweisbar. Trotz gleicher Anzahl variiert die Magnitude deutlich. So stehen 53 mm durchschnittliche Mursedimentmächtigkeit im 19. Jahrhundert 24 mm im 20. Jahrhundert gegenüber. Dieser extreme Unterschied ist im Wesentlichen auf Extremereignisse zurückzuführen. Betrachtet man nicht die Durchschnittswerte, sondern den Median, so sind mit etwa 15 mm beide Jahrhunderte vergleichbar. Auch bei dieser Betrachtungsweise ist auffällig, dass in den Zeiten mit einer hohen Murfrequenz die Magnitude meist deutlich zunimmt. Ein möglicher Grund für diese ungewöhnliche Erscheinung im Einzugsgebiet des Prager Wildsees könnte sein, dass mehrere Murkegel an der Schüttung in den See beteiligt sind. Sind mehrere Murkegel aktiv, erhöht sich einerseits die Frequenz und andererseits wird dadurch mehr Schutt mobilisiert. BOVIS & JAKOB (1999; 1040) erwähnen mit Bezug auf mehrere weiterführende Quellen, dass die Frequenz und die Magnitude eine Funktion von „hydroclimatic events and terrain variables“ seien.

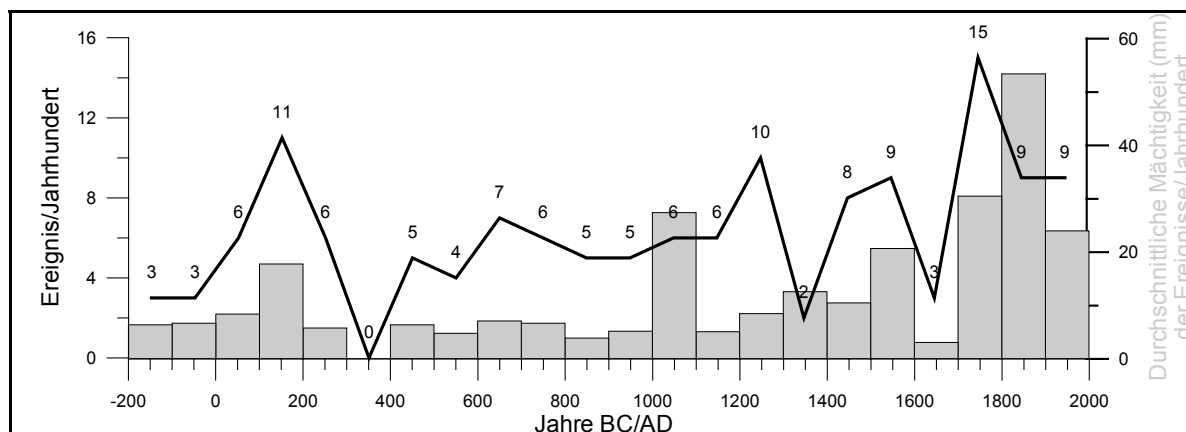


Abb. 21: Betrachtung der Murereignisse und durchschnittlichen Mürmächtigkeit für jedes Jahrhundert des Untersuchungszeitraumes.

4 DISKUSSION UND INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

4.1 SEDIMENTOLOGIE UND GEOCHEMIE

4.1.1 Kolbenlotkern PRKL 01/01

Die sedimentologischen und geochemischen Untersuchungen (Abb. 10), die am Kern PRKL 01/01 einen Ausschnitt aus der 6500 Jahre BP umfassenden Seegeschichte reflektieren, weisen zunächst auf keine einschneidenden Veränderungen im Einzugsgebiet während dieser Zeit hin.

Auffallend sind jedoch zwei Phasen, in welchen deutlich höhere Al-Konzentrationen gemessen wurden. Der eine Abschnitt liegt zwischen 0 und 3 m KT, der andere zwischen 4,5 und 7,4 m KT. Die kurzen Unterbrechungen während dieser Phasen hängen wohl mit mächtigeren, beprobten Murereignissen zusammen. Diese erhöhten Al-Konzentrationen könnten auf verstärkte Erosion in Folge von Rodungstätigkeiten hinweisen, da in diesen Bereichen auch die Baumpollen deutlich abnehmen (SCHNEIDER et al. in prep.). Warum die anderen gemessenen Elemente, insbesondere K, und auch die Kernfotos keine Reaktion auf diese veränderten Verhältnisse zeigen, ist unklar. In der „jüngeren“ Rodungsphase, die nach der Warvenchronologie vor etwa 850 Jahren BP beginnt, weisen auch erhöhte N-Werte auf eine zunehmende almwirtschaftliche Nutzung hin. Dieses Ergebnis deckt sich auch etwa mit historischen Aufzeichnungen (STOLZ 1936, HANTKE 1983). So wurde vor über 1000 Jahren die Alpe Pragas erstmals urkundlich erwähnt. Mit Ausnahme der Extrempeaks ist der Stickstoff weitgehend an den org. Kohlenstoff gebunden. Die Maxima können mit einem erhöhten Eintrag von Nährstoffen durch die Weidewirtschaft zusammenhängen.

Aus den sedimentologischen und geochemischen Analysen Rückschlüsse auf klimatische Änderungen während dieser Zeit zu ziehen, war nicht möglich. Einzig aus den Sedimentationsraten (Abb. 17) des mit Dünnschliffen untersuchten Abschnittes sind Aussagen über feuchte und trockene Phasen möglich

(SCHOSTAKOVICH 1936), wenngleich zu bedenken ist, dass aufgrund der Bioturbation über kürzere Abschnitte extrapoliert werden musste. Da am Sedimentaufbau überwiegend klastische Lagen beteiligt und reine organische Lagen kaum vorhanden sind, ist eine stärkere Änderung in den Sedimentationsraten durch eine erhöhte Eigenproduktion (Diatomeen, autochthon gefällter Kalzit) des Sees auszuschließen. Somit wird die Lagenmächtigkeit in erster Linie durch den Sedimenteintrag von außen gesteuert.

Demnach ist auf Basis der Sedimentationsraten (Abb. 17) für den Zeitabschnitt von 250 v.Chr. bis 200 n.Chr. davon auszugehen, dass am Pragser Wildsee feuchtere Bedingungen geherrscht haben. In dieser Zeit sind deutlich höhere Sedimentationsraten festzustellen. Eine ähnliche Feststellung machte auch SCHÖNWIESE (1995) bei seiner Klimabetrachtung. Für die Phase bis 750 n.Chr. lagen scheinbar trockenere Verhältnisse vor, die nur von kürzeren, relativ niederschlagsreichen Abschnitten unterbrochen waren. In der Folgezeit ist ein diskontinuierlicher Wechsel von unterschiedlich langen trockeneren und feuchteren Phasen zu verzeichnen. Ab etwa 1780 n.Chr. ist ein deutlicher Trend zu relativ feuchten klimatischen Verhältnissen festzustellen.

Nutzt man die Murfrequenz als Proxy für Phasen mit Starkregenereignissen (vgl. Kap. 1.1.1 und 5.1), so gibt es weitere Hinweise auf das Klimageschehen der letzten 2000 Jahre. Demnach scheint das 2. und 13. Jahrhundert von vielen extremen Niederschlägen heimgesucht worden zu sein (Abb. 21). Auch die letzten drei Jahrhunderte weisen überdurchschnittlich viele Mureignisse auf. Im 18. Jahrhundert konnten 15 Murgänge, in den folgenden jeweils 9 registriert werden. Eine Quantifizierung der Starkniederschlagsereignisse ist nicht möglich. So lässt die unzureichende Auflösung der Niederschlagsdaten eine Berechnung der murauslösenden Niederschlagsintensität nicht zu (vgl. Kap. 5.1).

4.1.2 Kolbenlotkern PRKL 02/02

Ein anderes Bild von der Vergangenheit des Pragser Wildsees zeichnet sich vom Kern PRKL 02/02 ab (Anhang B, Abb. 11). Er zeigt farblich und strukturell z.T. deutliche Unterschiede zum Kern PRKL 01/01. Bis etwa 1,4 m KT dominieren feingeschichtete, feinkörnige Sedimente. Ein gleichmäßiger Grauton wird zwischen 0,4 und 0,6 m KT von grünlich-braunen Farben unterbrochen. Material mit ähnlicher Farbe und flaseriger Struktur ist in den Kurzkernen (vgl. Abb. 22) zu finden, die im Flachwasser gewonnen wurden. Dunkelbraun bis schwarze Farben sind in 0,88 m, in 1,2 m und in 1,3 m KT vorherrschend. Die Deutung dieser Abschnitte ist ohne mikromorphometrische Untersuchungen kaum möglich. In Anbetracht der geringen Bodenauflage im Einzugsgebiet des Sees erscheint eine verstärkte Bodenerosion u.U. in Zusammenhang mit einem Mureignis als fraglich. Im zweiten Teil des Kernes sind die feinkörnigen Abschnitte von gröberen Lagen unterbrochen. Aufgrund der Petrographie der gröberen Lagen ist davon auszugehen, dass es sich um Schüttungen des Riedlschuttfächers handelt. So konnten in den Groblagen Komponenten der Wengener Schichten, die nördlich des Sees anstehen (Abb.2), identifiziert werden. Dies würde bedeuten, dass mindestens bis 4800 Jahre BP der Aufstau des Sees stattgefunden hat und der Schuttfächer (zumindest mit der Schüttrichtung zum See) aktiv war. In der Geochemie sind keine großen Varianzen

erkennbar. Um deutlichere Schwankungen in bestimmten Elementgehalten festzustellen, wäre ein engeres Probenraster von Nöten. So weist dieser Kern ein vergleichbares Radiokarbonalter wie der andere Kolbenlotkern auf, ist jedoch beinahe um ein Viertel kürzer – keine Hiaten vorausgesetzt. Die Gründe für die geringere Sedimentation können vielfältig sein. Wesentlich scheint die Entfernung von der Murfront, die Schwellenposition (Abb. 5) und die geringere überlagernde Wassersäule. Des Weiteren sind Sedimentationsunterbrechungen durch Seespiegelschwankungen vorstellbar (vgl. Kap. 4.1.3).

4.1.3 Synthese der beiden Kolbenlotkerne

Aufgrund der unterschiedlichen Positionen der Bohrpunkte (Abb. 5) fällt es schwer, die beiden Kerne zu vergleichen. Ein charakteristischer Leithorizont, der in beiden Kernen ausgebildet ist, fehlt. Vergleicht man jedoch das Alter spezifischer Lagen des einen Kernes mit dem Abschnitt gleichen Alters des anderen Kernes, so scheint es doch Parallelen zu geben. So könnte die Feinkieslage in 11,74 m KT des Kernes PRKL 01/01 in der Grobkieslage bei 2,8 m KT des anderen Kolbenlotkernes ihre Entsprechung finden (Anhang A und B). Zumindest haben diese Bereiche in beiden Kernen etwa das gleiche Alter, gleichbleibende Sedimentationsbedingungen vorausgesetzt. Dies wiederum könnte bedeuten, dass zumindest in den älteren Abschnitten ein Eintrag von Ereignissedimenten auch von Norden stattfand. Für die anderen Grobkieslagen des Kernes PRKL 02/02 kann ohne Dünnschliffe keine Zuordnung zu bestimmten Horizonten des Kernes 01/01 vorgenommen werden.

Des Weiteren konnten Indizien gefunden werden, die auf einen deutlich tieferen Seespiegel hinweisen. So zeigt der grünlich-braune, organikreiche Bereich der Kernes PRKL 02/02 (Anhang B) zwischen 41 und 59 cm KT eine deutliche Ähnlichkeit mit den oberflächennahen Sedimenten der Kurzkerne aus dem Flachwasser auf. Da aus diesem Bereich keine Datierung vorliegt, bleibt die Altersstellung zunächst ungeklärt. Die Berechnung des Alters mit Hilfe der anderen Radiokarbondatierungen dieses Kernes erscheint wenig sinnvoll, da bei niedrigerem Seespiegel davon auszugehen ist, dass ganz andere Sedimentationsbedingungen herrschten. Vergleicht man die rezenten Bedingungen, wie sie derzeit im Flachwasserbereich vorherrschen, würde das bedeuten, dass der Seespiegel um etwa 20 m (!) niedriger gewesen sein muss. Der See würde bei derartigen Verhältnissen eine Fläche von 19 Hektar aufweisen. Mit dieser Fläche und einer Tiefe, die vermutlich um die 15 m variierte, wird der See annähernd den Verhältnissen gerecht, wie sie O'SULLIVAN (1983) als förderlich für eine Warvenbildung beschreibt. Im Kern PRKL 01/01 existiert zwischen 2,12 m und 4,38 m KT ein Bereich, der deutliche Warven aufweist. Dies entspräche dem sehr langen Zeitraum von 500 bis 1800 Warvenjahren BP. Ein weiteres Indiz für einen tieferen Seespiegel ist aus der Bathymetrie (Abb. 8) zu entnehmen. Ähnlich der rezenten „Brandungsplattform“ am Nordufer ist auch zwischen der 25 und 20 m Tiefenlinie eine kleine Plattform ausgebildet. Schließlich liefert die Pollenanalyse (SCHNEIDER et al. in prep.) Argumente, die auf einen niedrigeren Seespiegel hinweisen können. So finden sich in dem angesprochenen Profilabschnitt vermehrt feuchtigkeitsliebende Pflanzengesellschaften, wie sie z.B. im Auebereich oder in Versumpfungszonen anzutreffen sind. Ob sich die Anmerkungen zu einem anderen Seespiegel in STELLA (1939) auf die jährlichen Schwankungen oder auf die

diskutierte historische Schwankung beziehen, ist unklar. Welche Ursachen können zu solch drastischen Veränderungen führen?

Einschneidende klimatische Änderungen über eine so lange Zeit und in dieser Region sind unwahrscheinlich. Es wäre jedoch vorstellbar, dass durch starke Erschütterungen – ausgelöst durch ein Erdbeben, einen Bergsturz oder Einsturz eines Hohlraumes (Karst !) – der natürliche Staudamm wasserwegig wurde und der Seespiegel sukzessive sank, bis eine stabile Phase zwischen Zufluss und Abfluss eintrat. In der Folgezeit dauerte es viele Jahre, bis die entstandenen Hohlräume wieder verschlossen wurden. Eine andere Möglichkeit ist in der rückschreitenden Erosion des Abflusses zu sehen. Der Wiederanstieg des Seespiegels könnte dabei mit der Schüttung des Riedlschuttfächers zusammenhängen.

Warum die Geochemie keine deutlichen Veränderungen in diesem Bereich zeigt, bleibt ungeklärt.

4.2 CHRONOLOGIE UND MURKALENDER

4.2.1 Vergleich mit Dendrogeomorphologie

Am Pragser Wildsee besteht die wohl einzigartige Möglichkeit, den mit Hilfe der Seesedimente erstellten Murkalender mit einem anderen, unabhängigen Archiv zu vergleichen. So wurde von STRUNK (u.a. 1989, 1995) in den 80er und Anfang der 90er Jahre mittels Dendrogeomorphologie ein Murkalender am Pragser Wildsee erstellt, der 450 Jahre zurückreicht. Ein großes Problem dieser Rekonstruktion ist allerdings die begrenzte Lebenserwartung der auf den Murkegeln untersuchten Bäume. So ist davon auszugehen, dass diese Rekonstruktion für die älteren Zeitabschnitte nicht alle Ereignisse erfasst.

Beim Vergleich dieser beiden Murkalender sind kleinere methodische Unschärfen zu berücksichtigen. So können die dendrogeomorphologisch datierten Ereignisse eine Ungenauigkeit von ± 3 Jahren aufweisen (STRUNK 1995: 56). Darüber hinaus ist anzumerken, dass sich die von Strunk ermittelten Ereignisalter weitgehend auf den Murkegel 3 beziehen. In den Seesedimenten sind allerdings bei genügender Größe Ereignisse aller Kegel wiederzufinden. Darüber hinaus besteht auch die Gefahr, dass ein größerer Bergsturz, dessen Blöcke über eine größere Fläche Bäume beschädigen, als Murereignis fehlinterpretiert werden kann. Die Schwierigkeiten des mit Sedimenten erstellten Murkalenders werden in Kap. 4.2.3 wiedergegeben.

Betrachtet man Abb. 22 unter Berücksichtigung dieser Unwägbarkeiten, so ist festzustellen, dass ein Großteil der Ereignisse mit beiden Methoden etwa zeitgleich erfasst wurde. Einzig in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts gibt es einen mehrere Jahrzehnte umfassenden Abschnitt, in welchem in den Sedimenten deutlich weniger Ereignisse festzustellen sind. Hierbei ist allerdings anzumerken, dass zu dieser Zeit größere Abschnitte in den Sedimenten bioturbat gestört sind und somit kleinere Ereignisse nicht zu identifizieren sind.

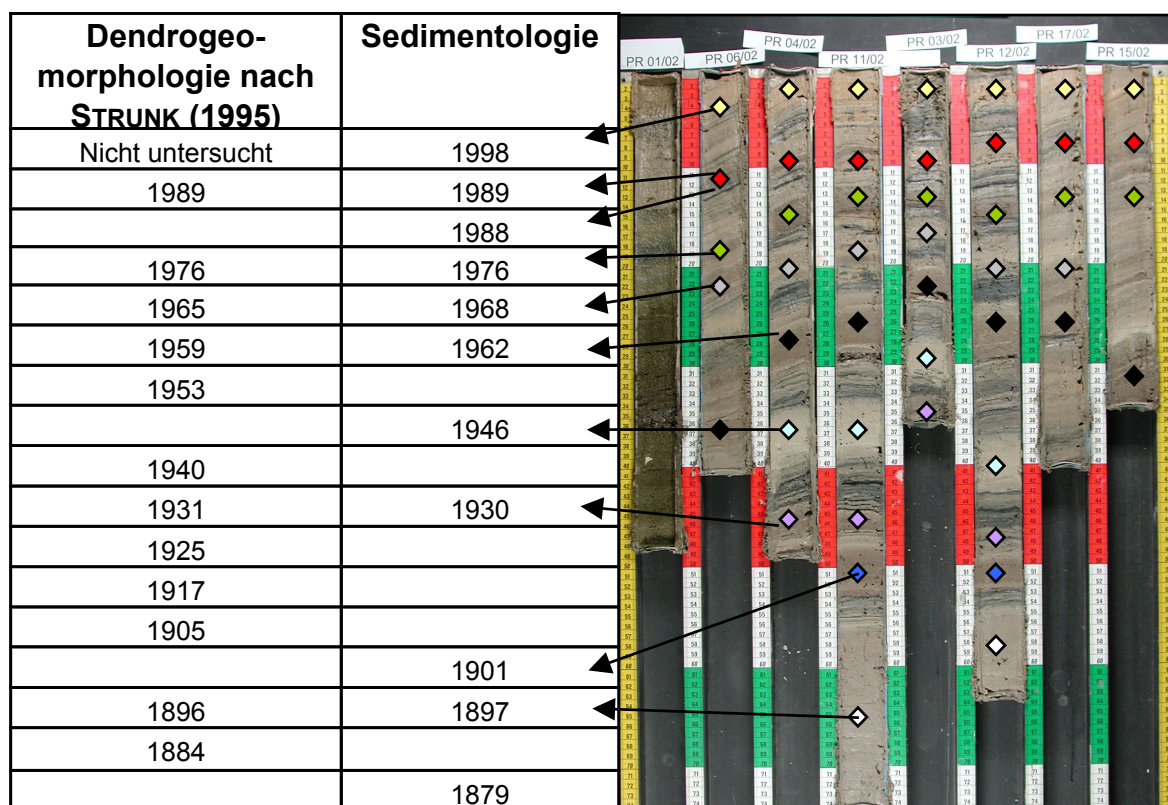


Abb. 22: Vergleich der beiden Murkalender für die letzten 130 Jahre. Die Ereignisse, die in einer Zeile stehen, sind gemäß der methodischen Unschärfe identisch. Die Ereignisse der Dendrogeomorphologie beziehen sich auf Murkegel 3 (vgl. Abb. 2). Die Lage der Bohrpunkte ist Abb. 5 zu entnehmen

4.2.2 Vergleich mit radiometrischen Datierungen

Wie bereits erwähnt, ist die Erstellung von Chronologien mit Seesedimenten, die von einer klastischen Laminierung aufgebaut werden, mit Problemen behaftet. So konnte zwar am Pragser Wildsee für den obersten Bereich ein jährlicher Zyklus nachgewiesen werden, ob sich dieser in die Tiefe fortsetzt, kann nur mit radiometrischen Datierungen oder u.U. einer möglichen Zyklizität (BRAUER et al. 1994) bestätigt werden. Als weiteres Problem stellte sich heraus, dass der Untersuchung nur ein Langkern aus dem Profundal zu Grunde liegt. So kann an diesem einen Kern nicht mit absoluter Sicherheit ausgeschlossen werden, dass Hiaten im untersuchten Profilabschnitt enthalten sind, wenngleich weder in den Dünnschliffen noch in der Sedimentechographie Hinweise auf Sedimentationsunterbrechungen oder Diskordanzen zu finden sind. Des Weiteren ist zu bedenken, dass die Murereignisse turbiditähnlich als „underflow“ in den See gelangen und somit erosiv wirken (STURM 1979, MULDER & ALEXANDER 2001, SOHN et al. 2002). Je nach Ereignisgröße und Ereignisenergie kann diese Leistung sehr unterschiedlich sein. Es ist somit davon auszugehen, dass die Chronologie ein Minimalalter wiedergibt. Dieser methodische Fehler nimmt zur Tiefe hin zu. Dies spiegelt sich auch beim Vergleich mit den radiometrischen Altern wieder. Für den mikroskopisch untersuchten Kernabschnitt stehen vier Datierungen zur Verfügung (vgl. Tab. 8 und Abb. 23). Dies sind für den jüngsten Bereich zwei Alter, die über die ^{137}Cs -Aktivität ermittelt wurden und zwei ^{14}C -Datierungen, wobei der eine Makrorest aus dem

oberen Abschnitt des Kernes stammt (KT 1,55 m), der andere aus der Basis (KT 501,5). Für den Mittelbereich stehen keine Informationen zur Verfügung. Die ^{137}Cs -Datierungen stimmen sehr gut mit der Warven- und Sedimentationsratenchronologie überein (Abb. 23). Allerdings ist für diesen kurzen Zeitabschnitt noch von einem geringen Fehler auszugehen. Andererseits wurden die ^{137}Cs -Messungen an ein Zentimeter mächtigen Sedimentproben durchgeführt. Da im obersten Abschnitt des Kernes die Sedimentationsraten der Normalsedimentation zwischen 1 und 6 mm variieren, gibt es bezüglich der exakten Tiefenlage dieser ^{137}Cs -Alter eine Unschärfe. Die auf 153 ± 33 Jahren BP datierte ^{14}C -Probe, die in 1,55 m KT entnommen wurde, harmoniert – trotz der in Kap. 3.3.2.2 erwähnten Probleme – ebenfalls sehr gut mit der Chronologie. Die folgende Datierung (2925 ± 41 Jahre BP) in 5,01 m KT weist allerdings eine deutliche Diskrepanz zur Warvenchronologie auf. Wie erwähnt, liefert die Warvenchronologie ein Minimalalter, die ^{14}C -Datierung aufgrund möglicher Umlagerungsprozesse allerdings ein Maximalalter. Betrachtet man dieses ^{14}C -Alter in 5,01 m KT genauer, so ist festzuhalten, dass die Datierung einen Fehler von 140 (kalibrierten) Jahren hat. Darüber hinaus ist anzumerken, dass es sich sehr wahrscheinlich um umgelagertes Probenmaterial handelt; so stammt das datierte Holzstück aus der Basis einer Mure. Wie groß hierbei die Umlagerungsalter sein können, konnte bereits aufgezeigt werden (Kap. 3.3.2.2). In einigen Publikationen konnte belegt werden, dass diese Umlagerungsprozesse Zeitspannen von 1000 Jahren überschreiten können (ZOLITSCHKA 1998, WULF 2001, GOSLAR et al. 2000, HAJDAS & BONANI 2000).

Betrachtet man Abb. 23, so fällt auf, dass die Warvenchronologie etwa parallel den Punkten der Radiokarbondatierung verläuft, wobei die Kurve der Lagenzählung etwa 140 Jahre zum Jüngeren hin verschoben ist. Es ist unwahrscheinlich, dass hierfür allein die fehlenden Jahre der Zählung verantwortlich sind. Da es sich bei den datierten Proben um Landpflanzen handelt, ist ein Hartwasser-Effekt auszuschließen (OLSSON 1986). Da die Pflanzen auf einem karbonathaltigem Untergrund wachsen, wurde im Kollegenkreis die Frage aufgeworfen, ob es denn möglich sei, dass Landpflanzen das alte Karbonat aus dem Substrat z.B. in Form von gelöstem Hydrogenkarbonat über die Bodenluft oder über die Symbiose mit Pilzen einbauen. Da in Publikationen keine Antwort gefunden werden konnte, wurden mehrere Physiker (u.a. Dr. M.A. Gehy ehemals BGR Hannover, Dr. K. van der Borg vom van de Graaf Laboratorium Utrecht) kontaktiert, die sich mit Datierungen beschäftigen. Nach einhelliger Auskunft kann die Möglichkeit eines derartigen Reservoir-effektes ausgeschlossen werden.

Eine Fehlerabschätzung für die erstellte Chronologie ist aufgrund des Fehlens von charakteristischen, isochronen Leithorizonten, wie Tephralagen oder Lagen von historisch belegten Ereignissen (z.B. Kohlelage nach Waldbrand, Hochwasser etc.), und wegen der problematischen ältesten Datierung nicht möglich. Es sei in diesem Zusammenhang nochmals darauf hingewiesen, dass die mittels Dünnschliffauswertung ermittelten Alter sicherlich Minimalalter sind, wohingegen bei den ^{14}C -Daten davon ausgegangen werden muss, dass es sich aufgrund von Umlagerungsprozessen um Maximalalter handelt. Um den Zählfehler gering zu halten, wurde die gesamte Abfolge nach einer mehrwöchigen Unterbrechung ein zweites Mal gezählt. Hierbei wurde ein Fehler von 2,5 % festgestellt. Eine weitere

Fehlerquelle ist in den bioturbaten bzw. nicht auswertbaren Abschnitten zu erwarten. Solche Fehler sind jedoch nur zu vermeiden, wenn mehrere parallele Kerne entnommen werden. Da die Dünnschliffe mit 2 cm Überlappung genommen wurden, ist ein Korrelationsfehler zwischen einzelnen Schliffen als gering einzuschätzen.

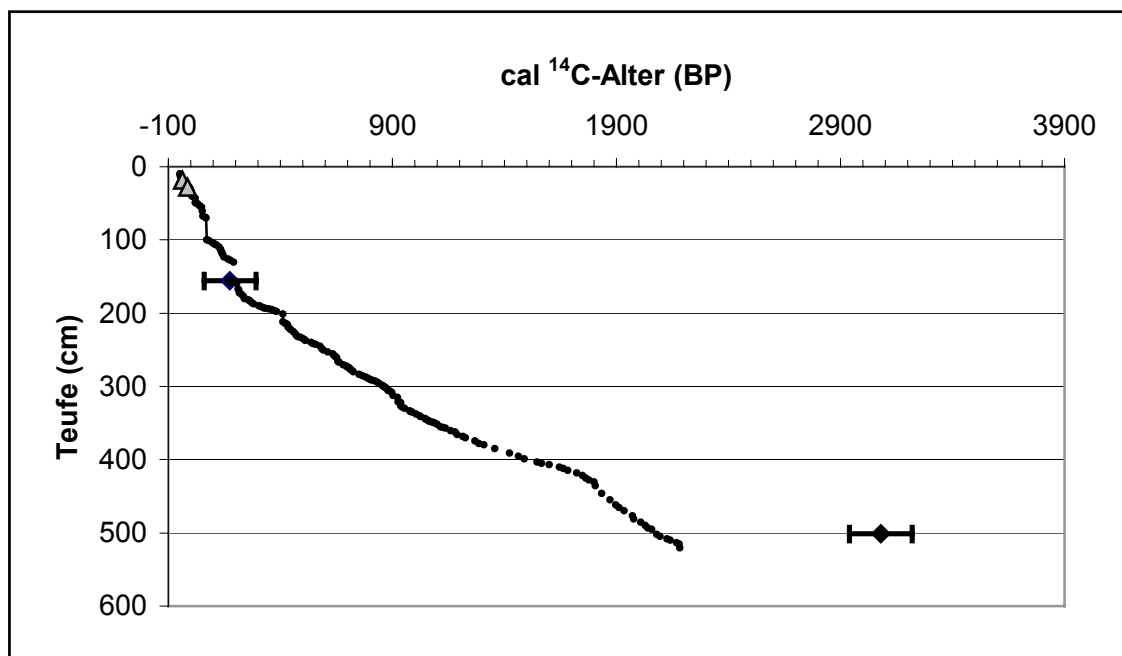


Abb. 23: Vergleich der radiometrischen Alter mit der Warvenchronologie. Die Ergebnisse der ^{137}Cs Messung markieren die grauen Dreiecke, die der ^{14}C -Datierung (cal.) die Quadrate mit Fehlerbalken (2σ -Intervall). Die Stufen, die in der Warvenchronologie zu erkennen sind, markieren mächtige Murlagen.

Eine andere Möglichkeit, die Genauigkeit einer Chronologie abschätzen zu können, ist eine Spektralanalyse der Sedimentationsraten. So können bei günstigen Voraussetzungen in bestimmten Jahreszyklen Maxima bzw. Minima in den Sedimentationsraten auftreten. Diese Zyklen können mit dem Auftreten von Sonnenflecken oder Klimaanomalien (NAO, ENSO) identisch sein. In welcher Art und Weise diese Zyklen mit den Sedimentationsraten zusammenhängen, konnte bisher noch nicht geklärt werden (BRAUER et al. 1994, VOS et al. 1995).

An den Sedimentationsraten des Prager Wildsees wurden derartige Analysen an unterschiedlichen Datensätzen durchgeführt. So erfolgte eine Spektralanalyse an den tatsächlichen Sedimentationsraten, an den Murereignissen und an den geglätteten Sedimentationsraten. Hierbei wurde über die Murereignisse mittels der benachbarten Normalsedimentation extrapoliert. Dabei konnten mehrere Zyklen festgestellt werden. Ein 10-11 und 16 Jahreszyklus wurde bei allen Datensätzen errechnet. Darüber hinaus konnte für die geglättete Datenreihe ein 25 Jahreszyklus ermittelt werden. Den beiden anderen Datensätzen war ein 21-22 und 68 Jahreszyklus gemeinsam. In LOCKWOOD (2001; 1158) sind mit Verweis auf die Primärquellen mehrere Solar- und Klimazyklen angegeben. Demnach könnte die 11 und 22 Jahresperiode mit den quasi-periodischen Variation der Sonnenflecken zusammenhängen. Temperaturschwankungen treten über dem Nordatlantischen Ozean und den angrenzenden Landflächen mit einer Periode von 65-70 Jahren auf.

Spektralanalysen der globalen Meeresoberflächentemperatur und der durchschnittlichen Druckanomalien auf Seespiegelhöhe lieferte u.a. signifikante Zyklen für 11-13, 20-30 und 60-80 Jahre.

Es sei darauf hingewiesen, dass diese Zyklen nicht überbewertet und überinterpretiert werden. So erfüllen die zu Grunde gelegten Datensätze nur zu einem gewissen Teil bzw. über einen kurzen Abschnitt die nötigen Anforderungen, wie sie von BRAUER et al. (1994; 330) formuliert wurden.

4.2.3 Qualität des Murkalenders

Wie bereits in vorhergehenden Kapiteln erwähnt, müssen bei der Analyse des Murkalenders einige Aspekte berücksichtigt werden. Da diese Gesichtspunkte für eine Einschätzung der Daten von Bedeutung sind, soll ihnen ein eigenes Kapitel gewidmet werden.

Bei der Betrachtung des Murkalenders stellt sich die Frage, ob es gelingt, generell alle zurückliegenden Ereignisse zu fassen. Des Weiteren ist die Genauigkeit der zeitlichen Einordnung der Ereignissedimentation noch zu klären. Die Schwierigkeiten einer räumlichen Zuordnung der subaquatischen Mursedimente wurde bereits kurz erwähnt (Kap. 3.2.3).

Eine Aussage darüber zu treffen, wie viele der im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees ausgelösten Murgänge sich tatsächlich in den Seesedimenten bzw. in dem untersuchten Bohrkern widerspiegeln, ist sehr schwierig. Anhand der Dünnschliffe kann zwischen direkten und indirekten, also umgelagerten Murereignissen unterschieden werden. Da eine weite Strecke des Murganges über grobkörnigen, stark wasserdurchlässigen (Mur-)Schutt führt, ist es durchaus vorstellbar, dass die kleineren Muren auf den Murkegeln so stark entwässert werden, bis sie schließlich zum Stehen kommen. Dabei versickert die feinkörnige Sedimentsuspension. Sie würde somit nicht den See erreichen und keine Ereignislage ausbilden können. Die Repräsentativität des gewählten Bohrpunktes – er liegt derzeit etwa 680 m von der Murfront im Süden entfernt – für die Murfrequenzanalyse der jüngeren Vergangenheit konnte durch eine hohe Anzahl von Kurzkernen nachgewiesen werden. Ob diese Stelle für die weiter zurückliegenden Ereignisse einen repräsentativen Charakter hat, ist nicht nachzuweisen. Es muss davon ausgegangen werden, dass die Murfront vor einigen tausend Jahren deutlich weiter im Süden bzw. Südwesten gelegen hat. Die Bathymetrie dieses inzwischen verschütteten Teiles des Sees ist unbekannt. Die Mächtigkeit der „alten“, weiter zurückliegenden Ereignislagen dürfte deshalb aufgrund des längeren Transportweges geringer ausfallen. Befindet sich zwischen alter Murfront und dem Bohrpunkt eine Schwelle, so pausen sich nur mehr sehr starke Murgänge im Sedimentkern durch.

Eine zeitliche Einordnung der Ereignislagen ist durch die laminierten Sedimente der Normalsedimentation sehr gut möglich. Auf Grund der nicht abzuschätzenden erosiven Leistung von Murereignissen ist eine jahrgenaue Zuordnung in Frage zu stellen. Eine Abschätzung dieses Fehlers ist wegen der problematischen radiometrischen Daten in diesem Kernabschnitt nicht möglich.

Hinweise auf Hiaten oder größere Rutschungen konnten in den Dünnschliffen nicht nachgewiesen werden.

Eine räumliche Zuordnung von Murlagen in den Seesedimenten zu den Murkegeln an Land ist am Beispiel des Pragser Wildsees nur eingeschränkt möglich. So entspringen die Hauptliefergebiete allesamt aus Karen und Rinnen, die in Dachsteinkalk, untergeordnet Hauptdolomit (PIA 1937), angelegt sind. Die räumliche Differenzierung dieses mesozoischen Ablagerungsraumes war offensichtlich so gering, dass es zu keiner charakteristischen Schwermetall-anreicherung bzw. -vergesellschaftung kam. Im Schwermineralspektrum gibt es u.U. kleine Unterschiede. Die Konzentration ist jedoch zu gering, um von einem signifikantem Ergebnis sprechen zu können. Die Untersuchung der Tonmineralfraktion gestaltet sich als sehr schwierig, denn selbst die Tonfraktion weist in vielen Fällen einen Karbonatanteil von über 50 % auf.

5 VERGLEICH DER MURFREQUENZ...

5.1 MIT DEN KLIMATISCHEN VERHÄLTNISSEN

Für die Auslösung und die Größe von Murgängen sind unterschiedliche Faktoren von Bedeutung. Es handelt sich dabei meist um ein Zusammenspiel von Relief und Größe des Einzugsgebietes, von der Beschaffenheit und Mineralogie des Substrates und als Hauptkomponente vom Klima, hierbei speziell von den Niederschlägen (u.a. HAGG & BECHT 2000, ZIMMERMANN et al. 1997).

Die Klimaaufzeichnungen der nächstgelegenen Wetterstation St. Veit (1285 m ü.NN) reichen 80 Jahre zurück, wobei tägliche Niederschlagssummen ab dem Jahr 1951 zur Verfügung stehen (Abb. 24). Tägliche Temperaturaufzeichnungen liegen seit 1961 vor. Der vorliegende Murkalender wurde mit diesen Daten bzgl. Niederschlagstage, Niederschlagssumme, Niederschlagsmaximas und Trockenperioden vor stärkeren Niederschlägen verglichen. Hierbei konnten weder in der Jahressumme, in der Quartalssumme noch in der Monatssumme der Niederschläge signifikante Unterschiede zwischen muraktiven und murfreien Jahren festgestellt werden (Abb. 24). Einzig bei der Betrachtung der Niederschlagstage gab es die Gemeinsamkeit, dass in den Murjahren die Niederschlagstage über dem Mittelwert des untersuchten Zeitraumes lagen. Schließlich wurden die Niederschlagstagesummen auf ein typisches Muster bzw. auf murauslösende Niederschlagsschwellenwerte hin untersucht. Ebenso wie bereits bei STRUNK (1995) blieben diese Recherchen ergebnislos. So konnte ein weiteres Mal gezeigt werden, dass die Dauer und die Menge des Niederschlages allein betrachtet kein murauslösendes Kriterium sind. Ähnliches stellte auch INNES (1997) fest, der mittels Lichenometrie und Luftbildauswertung Murkalender in Schottland und Norwegen rekonstruierte. Ein anderes Bild würde sich vermutlich ergeben, wenn vom Untersuchungsgebiet Niederschlagsdaten mit deutlich kürzeren Messzyklen (1/2 bis 2 Stunden) vorliegen würden, aus denen

Niederschlagsintensitäten berechnet werden könnten. Über die hierbei ermittelten Daten wäre ein charakteristischer Schwellenwert bestimmbar, bei dessen Überschreitung verstärkt mit Murgängen zu rechnen ist. So gelang es SANDERSEN (1997; 332) durch Untersuchungen vieler Wetterlagen, welche in Norwegen Muren auslösten, kritische Niederschlagsintensitäten zu errechnen. Er gibt als Schwellenwert für die Auslösung von Murgängen eine Formel, die im Verhältnis zum Jahresniederschlag steht: $P = 1,10 * D^{0,56}$, wobei P die Prozent des durchschnittlichen jährlichen Niederschlages (mm) und D die Dauer (h) wiedergibt. Ähnliches gelang ZIMMERMANN et al. (1997; 96) für die Schweiz. Demnach folgt der Grenzwert für die inneralpine Zone folgender Beziehung: $I = 21 * D^{0,72}$, für die außeralpine Zone lautet die Formel: $I = 32 * D^{0,70}$, wobei in beiden Fällen I die mittlere Niederschlagsintensität (mm/h) und D die Dauer des Regenereignisses (h) bezeichnet. Für die inneralpinen Zonen bedeutet dies, ein einstündiger Niederschlag erfordert eine mittlere Intensität von 21 mm/h, um Murgänge auszulösen, in den randalpinen Zonen 32 mm/h. Die auf Augenzeugenberichten beruhenden Angaben von VAN ASCH & VAN STEIJN (1991; 525), wonach in den Französischen Alpen Intensitäten von 50 – 100 mm/h ausreichend sind, um Muren auszulösen, scheinen sehr vage. Eine so hohe Intensität dürfte in vielen Murgebieten zu einer Mobilisierung von Murschutt führen.

Ein Vergleich mit der Temperatur zeigt, dass Jahre mit Murabgängen meist verhältnismäßig kühl waren. Dies gilt zum einen für die Aufzeichnungen der letzten Jahre als auch für die letzten Jahrhunderte, wobei Angaben von GLASER (2001) zu Grunde gelegt wurden. Ähnliches konnte auch in den Untersuchungen von IVERSEN (1997) und KOTARBA & BAUMGART-KOTARBA (1997) festgestellt werden. Demnach erhöhte sich in kalten und feuchten Zeitabschnitten die Muraktivität.

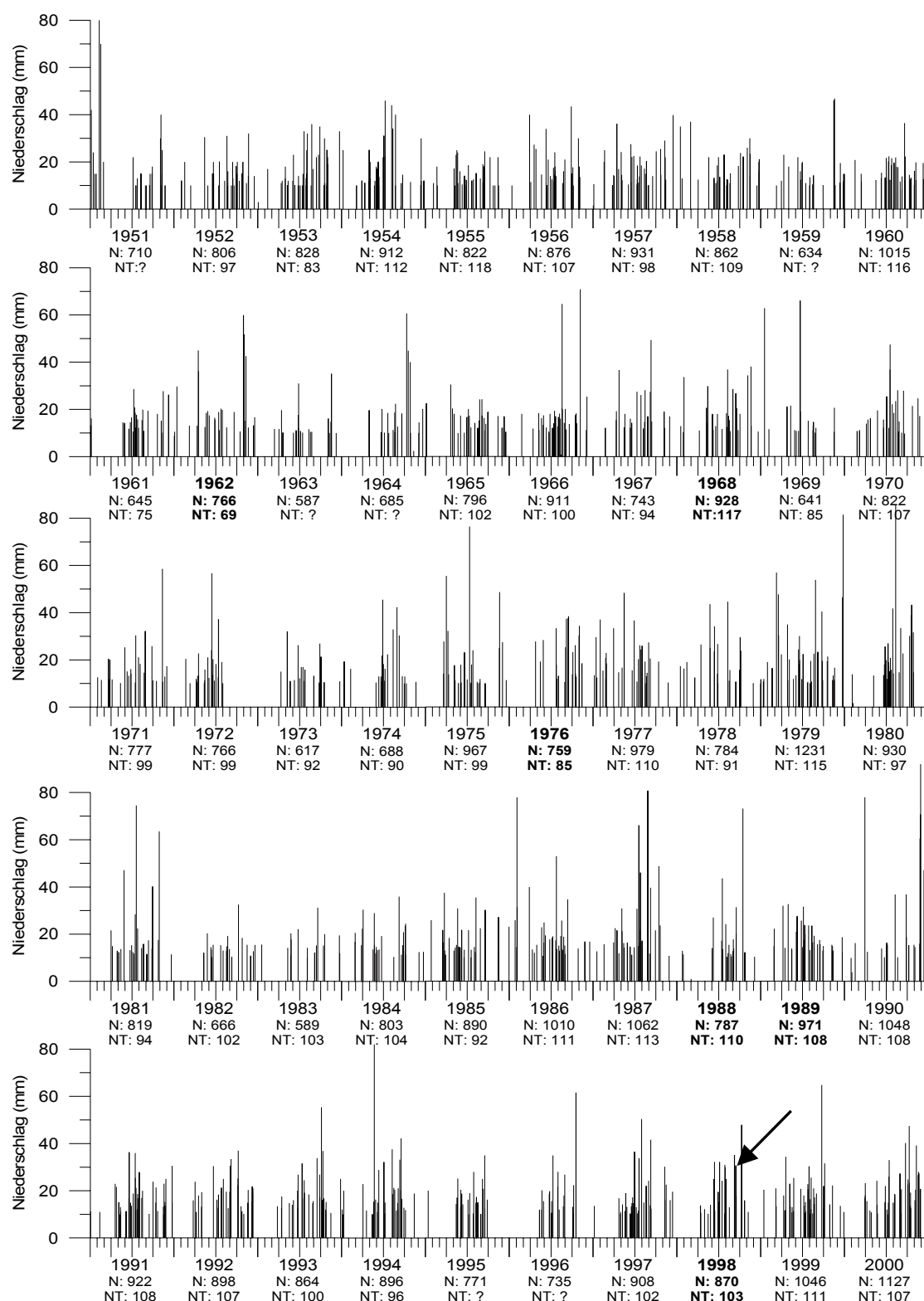


Abb. 24: Darstellung der täglichen Niederschlagssummen > 10mm für den Zeitraum 1951 – 2000. Die Jahre mit Murgängen sind mit fetter Schrift hervorgehoben. Die Niederschlagssumme eines beobachteten Ereignisses 1998 wurde mit einem Pfeil markiert. Unter dem Jahr sind die Niederschlagssumme (N in mm) und die Niederschlagstage (NT) angegeben. Die Jahre mit unvollständigen Aufzeichnungen sind mit einem ? gekennzeichnet.

Ein Vergleich des gesamten Murkalenders mit der paläoklimatischen Situation der letzten 2200 Jahre erweist sich als schwierig. Es existiert inzwischen eine große Menge an Literatur, die auf Basis unterschiedlichster Daten das Klimageschehen des jüngeren Holozäns aufarbeiten (u.a. GOUDIE 1992, SCHÖNWIESE 1995, GLASER 1995 und 2001, LOCKWOOD 2001). Dabei finden sich in der zeitlichen Festlegung der Klimaschwankungen Unterschiede. Ein weiteres Problem ist die räumliche Auflösung. So geben die einen Autoren die Klimasituation der gesamten Nordhemisphäre wieder, die anderen konzentrieren sich auf Mitteleuropa. Ob diese großräumigen Klimatrends im Detail auf das Projektgebiet, das nur wenige Kilometer südlich der Zentralalpen liegt, übertragbar sind, ist nur schwer einzuschätzen. Des Weiteren ist zu berücksichtigen, dass die Klimaschwankungen eine längeranhaltende Abweichung vom Durchschnitt wiedergeben. Das bedeutet zum einen, dass es z.B. auch in kälteren Perioden verhältnismäßig „warme“ Jahre gab und zum anderen, dass diese jungholozänen Änderungen sukzessive und nicht schlagartig stattfanden.

Die letzten zwei Jahrtausende waren von vier deutlichen Klimaanomalien betroffen. Das "Klimaoptimum der Römerzeit" dauerte nach SCHÖNWIESE (1995) von 350 v.Chr. bis 400 n.Chr. Es handelte sich um einen warmen und feuchten Abschnitt der Erdgeschichte; erst die letzten 100 Jahre waren deutlich trockener. Das "Pessimum der Völkerwanderungszeit" war eine kühlere und feuchtere Epoche und dauerte von 450 bis 750 n.Chr. Das "Mittelalterliche Optimum" (950 bis 1250 n.Chr.) war von einem deutlich wärmeren, zunächst niederschlagsarmen Klima geprägt. Die differenzierte räumliche und zeitliche Ausbreitung dieser Phase wird bei HUGHES & DIAZ (1994) kontrovers diskutiert. Dass es auch in Südtirol zu einer Abweichung dieses generellen Trends gekommen sein mag, erwähnt MAYR (1964 in GOUDIE 1992: 167). So soll es dort zwischen 1150 und 1250 einen deutlichen Gletschervorstoß gegeben haben. Die "Kleine Eiszeit" war eine Kaltepoche, die gegen Ende sehr trocken war. Nach CAMUFFO & ENZI (1995) beginnt diese Phase in Norditalien bereits Mitte des 15. Jahrhunderts. Das Ende ist nach SCHÖNWIESE (1995) gegen 1750. Andere Autoren (z.B. GOUDIE 1992, LOCKWOOD 2001) zählen das 19. Jahrhundert noch zur "Kleine Eiszeit". Ob während dieser Epochen Trends in der Murfrequenz festzustellen sind, soll im Folgenden näher betrachtet werden. Zum Vergleich sei auf die Abb. 17, 20 und 21 hingewiesen, in welchen auf unterschiedliche Art die zeitliche Stellung der Murreignisse graphisch aufbereitet wurden. Die im Folgenden angesprochenen Klimaanomalien sind z.T. in den Abbildungen eingezeichnet.

In dem Zeitraum 231 v.Chr. – soweit geht die Chronologie zurück – bis 400 n.Chr. waren 31 Muren feststellbar. Dies würde bedeuten, dass sich während dem "Klimaoptimum der Römerzeit" statistisch alle 20 Jahre ein Murabgang ereignete. Hierbei muss jedoch erwähnt werden, dass gegen Ende dieser Epoche eine 113 Jahre dauernde Ruhephase einkehrte. Lässt man diese Phase unberücksichtigt, so vermindert sich die durchschnittliche Murfrequenz auf 17 Jahre. Der Mittelwert der Magnitude liegt bei 11,4 mm. Die starke Varianz im Auftreten der Murgänge ist Abb. 20 zu entnehmen.

Für die 300 Jahre umfassende Periode der Klimaverschlechterung während der Völkerwanderungszeit sind 19 Murreignisse mit einer durchschnittlichen

Magnitude von 5,6 mm nachweisbar. Dies entspräche einer Frequenz von etwa 16 Jahren. Die tatsächliche Schwankungsbreite liegt zwischen einem und 49 Jahren.

Während des Mittelalterlichen Klimaoptimums nahm die Murfrequenz unmerklich ab. Es gingen zwischen 950 und 1250 n.Chr. 20 Muren ab. Die Magnitude beträgt 11,5 mm. In dieser Phase zeigt die Varianz der wirklichen Abstände zwischen Einzelereignissen mit zwei Ausnahmen keine extremen Ausreißerwerte. Sie betragen meist zwischen 8 und 29 Jahren.

Zur Zeit der Kleinen Eiszeit nahm die durchschnittliche Frequenz auf 11 Jahre ab. Hier war auch die höchste Magnitude mit 16,1 mm zu registrieren. Dieser Wert ist allerdings auf ein Extremereignis zurückzuführen. In den Beginn und in das Ende dieser Epoche fallen Abschnitte mit einer sehr stabilen tatsächlichen Murfrequenz. Die Variation liegt zwischen einem und zwölf Jahren am Anfang und zwei und elf Jahren gegen Ende der Kleinen Eiszeit. In der ruhigeren Phase dazwischen liegen zwischen einzelnen Murgängen 12 bis 69 Jahre. Auch bei dieser Betrachtung muss resümiert werden, dass es keine deutlichen Unterschiede im Murverhalten zwischen den wärmeren und den kälteren Epochen während des jüngeren Holozän gab. Auffällig ist allerdings, dass die in Kap. 3.3.3 beschriebenen Phasen mit einer stabilen Murfrequenz in den Zeitabschnitten mit Klimaanomalien zu finden sind (Abb. 20). Ob es sich dabei um eine zufällige Erscheinung handelt oder ob kausale Zusammenhänge bestehen, ist unklar. Es wird der Eindruck erweckt, als ob sich die Hänge den neuen, klimatischen Verhältnissen anpassen. Ähnliches berichtet SANDERSEN et al. (1996; in HAGG & BECHT 2000) wonach sich die Hänge seit dem Pleistozän den klimatischen Bedingungen angepasst hätten. Die Mechanismen und die zeitliche Dauer der Anpassung bleiben unangesprochen.

Im Gegensatz zu anderen, meist höhergelegenen Murgebieten (HÄBERLI 1992), ist am Pragser Wildsee nicht davon auszugehen, dass eine Änderung der Permafrostgrenze infolge eines Temperaturanstiegs die Murfrequenz erhöht. Legt man die Arbeit von HÄBERLI (1975) – die klimatischen Verhältnisse der Untersuchungsgebiete sind etwa vergleichbar – über die Verbreitung des alpinen Permafrostes zugrunde, so ist davon auszugehen, dass im Grossteil der Schuttliefergebiete kein Permafrost verbreitet ist. Die Liefergebiete am Pragser Wildsee sind nordexponiert und reichen z.Z. bis in eine Höhe von etwa 2300 m ü.NN. Nach HÄBERLI (1975) ist bei NW-Exposition ab 2400 m ü.NN und bei N-Exposition erst in einer Höhe ab 2600 m flächenhaft mit Permafrost zu rechnen. Die Möglichkeit, dass durch ein Austauen des Permafrostes das mobilisierbare Schuttangebot erhöht wird, ist somit auszuschließen. Die Zunahme kleinerer Felsstürze aus den steilen Flanken des Seekofels (2810 m ü.NN) und seiner Nebengipfel ist allerdings anzunehmen, da bereits ein geringer Temperaturanstieg des Eises die Haftung zum Untergrund merklich herabsetzt (HARRIS et al. 2001a, b). Die dabei anfallenden Kubaturen dürften allerdings nicht bedeutend sein. Betrachtet man die kühleren Phasen während des Holozäns, so wäre es möglich, dass es in den höhergelegenen Schuttgebieten zur Bildung eines flächenhaften Permafrostes kam. So ist nach VEIT (2002) davon auszugehen, dass während des Holozäns die Permafrostgrenze maximal 300 m tiefer lag als heute. Dies würde bedeuten, dass sich Permafrost ausbildet und dadurch Schuttmassen festgehalten werden. Bei all diesen Betrachtungen muss berücksichtigt werden, dass die Bildung

und das Austauen des Permafrostes ein sukzessiv voranschreitender Prozess ist, welcher Jahrzehnte und deutlich längere Zeiträume umfassen kann (HÄBERLI 1996). Somit haben kurzzeitige Klimaanomalien nur einen geringen und u.U. verzögerten Einfluss auf die Verlagerung der Permafrostgrenze.

Aus der entgegengesetzten Richtung wird in MATTHEWS et al. (1997) der Zusammenhang zwischen Klima und Muren betrachtet. Dort wird in diversen Arbeiten über die Nutzung von datierten Massenbewegungen als Proxy für die Rekonstruktion des Paläoklimas diskutiert. So benötigt jeder Rutschungstyp zu seiner Auslösung vorab ein bestimmtes Klimamuster, wie z.B. langanhaltende Niederschläge, starke Niederschläge oder eine Trockenperiode vor Niederschlägen (VAN ASCH 1997). Beruhend auf dieser Kenntnis ist es nach Einschätzung einiger Autoren (VAN ASCH 1997, IVERSEN 1997, JONASSON et al. 1997) möglich, wichtige Daten für die Klimaverhältnisse – speziell für das geringe Wissen über die Niederschläge – der Vergangenheit zu gewinnen.

Inwiefern aus Murkalendern Informationen über das Paläoklima gewonnen werden kann, ist umstritten. Nach INNES (1997) ist es schwierig, eine Beziehung zwischen dem Anstieg der Murereignisse und Klimaereignissen herzustellen. Somit seien auch der Nutzung von Schuttströmen zur Klimarekonstruktion deutliche Grenzen gesetzt. SANDERSEN (1997) und VON ASCH (1997) hingegen meinen ein Klimasignal in der Auslösung von Murgängen zu erkennen.

5.2 MIT ANTHROPOGENEN FAKTOREN

Um die Frage zu klären, ob und in welcher Form der Mensch das Murgeschehen im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees beeinflusst, wurde der lange Kolbenlotkern (PRKL 01/01) palynologisch untersucht (SCHNEIDER et al. in prep.). Des Weiteren wurde versucht, mittels einer historischen Recherche Informationen über die Besiedlung des Pragser Tales und die Nutzung (Alm- und Holzwirtschaft) der Umgebung des Pragser Wildsees zu bekommen. Da das Besitztum des Gebietes um den Pragser Wildsee im Mittelalter mehrmals zwischen verschiedenen Einrichtungen wechselte und die Archive dieser Einrichtungen schwer zugänglich und zwischenzeitlich z.T. lückenhaft sind, musste auf eine direkte Archivarbeit verzichtet werden. Einzig bei STOLZ (1936), HANTKE (1983) und HEISS (1992) fanden sich spärliche Hinweise. Demnach wurde die Alpe Pragas im Jahr 970 erstmals urkundlich erwähnt. In der Folgezeit wechselte der Besitz zwischen dem Kloster Sonnenburg bei Bruneck, dem Hochstift Brixen und den Bauern von St. Veit. Die diversen Landesämter und das Landesarchiv haben erst seit Mitte des 20. Jahrhunderts kontinuierliche Aufzeichnungen über forst- und almwirtschaftliche Änderungen.

Nach SCHNEIDER et al. (in prep.) lässt sich der gesamte Kernabschnitt, der mit Dünnschliffen ausgewertet wurde, in mehrere Pollenzonen einteilen. Die Pollenzone D (6,3 – 2,4 m KT), die wiederum in eine Zone D1 (6,3 – 4,9 m KT), D2 (4,9 – 3,8 m KT) und D3 (3,8 – 2,4 m KT) unterteilt wird, ist deutlich anthropogen geprägt. Dieser menschliche Einfluss in der unmittelbaren Umgebung des Sees beschränkt sich auf alm- und forstwirtschaftliche Tätigkeiten. Regelmäßige

Nachweise von Schutthaldengesellschaften geben nach SCHNEIDER et al. (in prep.) Anlass zu der Vermutung eines eindeutigen Zusammenhangs zwischen der menschlichen Nutzung und einer Zunahme dieser Biotope.

In der Pollenzone D1 zeigt die Abnahme an Baumpollen, dass offensichtlich ein stärkerer Eingriff in die Wälder der subalpinen und montanen Stufe erfolgte. Das regelmäßige Auftreten von Ruderal-, Grünland- und Magerrasenarten legt hingegen die Beweidung der Tallagen, aber auch der unmittelbaren Seeumgebung nahe. Diese Zone ist nur zu einem geringen Teil in den Dünnschliffen repräsentiert. Nach den Ergebnissen der Warvenzählung endet sie etwa 2000 Jahre BP. In den beiden Jahrhunderten, die noch in diese Zone fallen, ereigneten sich jeweils 3 Murgänge (Abb. 21). Aus der Pollenzusammensetzung der Zone D2 lässt sich eine anhaltende, wenngleich schwächere anthropogene Nutzung des Pragser Tales ableiten. Die viehwirtschaftliche Nutzung im Gebiet scheint insgesamt etwas rückläufig, gleichzeitig lässt sich eine ackerbauliche Nutzung ableiten. In der Waldnutzung sind auch Änderungen feststellbar. Diese Zone umfasst einen Zeitraum von 2000 bis 1160 Warvenjahre BP. Nachdem zu Beginn dieser Zone die Murereignisse pro Jahrhundert sehr variierten, stabilisierten sich die Verhältnisse. In der Pollenzone D3 kommt es nochmals zu einer deutlichen Änderung der Vegetation. Die Zusammensetzung der Baumpollen weist auf eine Waldnutzung hin. Der Ackerbau zeigt deutliche Veränderungen, so sind nun erstmals Roggen und Hanf regelmäßig belegt. Die Nutzung der Umgebung des Sees scheint wieder zugenommen zu haben. Neben Tritt- und Grünlandgesellschaften sprechen auch starke Schwankungen in den Kiefernwerten dafür, die vermutlich auf die Erhaltung der Weideflächen durch Abholzung zurückzuführen sind und bis heute im Gebiet zu beobachten sind. Den Zeitraum von 1160 bis 600 Warvenjahre BP umfasst die Pollenzone D3. In dieser Zone setzen sich die stabilen Verhältnisse in den Ereignissen pro Jahrhundert fort. Erst gegen Ende sind wieder deutliche Schwankungen bemerkbar. Dieses Bild deckt sich weitgehend mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. Während in den unruhigen Phasen die Baumpollen gegenüber den Kräuterpollen abnahmen, änderten sich die Verhältnisse in den konstanten Abschnitten zu Gunsten der Baumpollen.

Die Pollenzone E (2,4 – 0 m KT) spiegelt eine seit Jahrhunderten vermutlich nahezu unveränderte Nutzung des Gebietes wider. Die tieferen Lagen und geeignete Talabschnitte wurden weitgehend entwaldet und dienen als Weideflächen. Magerrasen und Schutthaldenvergesellschaften bilden darüber hinaus einen typischen Bestandteil der heutigen Vegetation um den See. Diese Zone erstreckt sich von 600 Warvenjahre BP bis in die Gegenwart. Die Anzahl der Murgänge pro Jahrhundert unterliegt starken Schwankungen, wobei eine deutliche Zunahme festzustellen ist. Wie bereits in der Pollenzone D, so fällt auch hier die Phase mit einer Abnahme von Baumpollen gegenüber den Kräutern mit einer deutlichen Varianz in den Murereignissen zusammen.

Abschließend kann festgestellt werden, dass der Baumbestand scheinbar einen Einfluss auf das Murgeschehen im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees hat. So ereignen sich im „waldreichen“ Zeitabschnitt ± 6 Murgänge pro Jahrhundert, wohingegen in den anderen Perioden die Anzahl der Murgänge deutlich zwischen 15 und 0 Ereignissen im Jahrhundert variiert. Da die Änderungen im Baumbestand

zum Großteil anthropogen bedingt sind, muss festgehalten werden, dass der Mensch auf die Mursituation am Pragser Wildsee einen Einfluss genommen hat. Dies deckt sich mit den nur auf Pollen basierenden Erkenntnissen von SCHNEIDER et al. (in prep.). So konnten in den Abschnitten, in welchen der Mensch besonders aktiv war, eine Zunahme von Schutthaldengesellschaften festgestellt werden. Das weist auch darauf hin, dass durch den Menschen die Murtätigkeit beeinflusst wird. Ähnliches berichtet auch INNES (1997). Er sieht als mögliche Ursachen für Zeiten einer ausgeprägten Muraktivität Rodung, Überweidung, Freisetzung von Abgasen und saueren Regen. Da während des gesamten Zeitraumes, der mit Dünnschliffen untersucht wurde, die Umgebung des Pragser Wildsees anthropogen beeinflusst war, kann die Größe des menschlichen Einflusses durch einen Vergleich von Murkalender und den Ergebnissen der Pollenanalyse zunächst nicht näher bestimmt werden. Hierfür müsste der Kalender bis in eine Phase verlängert werden, in welcher keine oder nur geringe menschliche Einflüsse festzustellen sind. Vergleicht man jedoch das Pollenprofil mit dem Kernfoto (Anhang A), so sind in den anthropogen unbeeinflussten Abschnitten zumindest makroskopisch scheinbar weniger Murlagen zu erkennen. Für eine Bestätigung dieses Befundes sind weitere Dünnschliffuntersuchungen nötig.

5.3 MIT DER ERDBEBENAKTIVITÄT

Der Pragser Wildsee liegt nur wenige Kilometer von einem großen tektonischen Lineament, der Periadriatischen Naht entfernt. An dieser Störungszone sind bis in unsere Zeit (zuletzt 2001) Erdbeben unterschiedlichen Ausmaßes festzustellen. Dass dadurch subaerische Murgänge ausgelöst werden, ist allerdings unwahrscheinlich. Es wäre jedoch vorstellbar, dass in Zusammenhang mit starken Niederschlägen der murauslösende Schwellenwert durch Erdbeben deutlich reduziert wird. Ähnliches hält auch ZIMMERMANN et al. (1997) für möglich, wobei auf Beispiele aus Kalifornien und Japan hingewiesen wird (JIBSON et al 1994, MORIWAKI et al. 1985; in ZIMMERMANN et al. 1997). Des Weiteren kann davon ausgegangen werden, dass durch stärkere Beben das Schuttangebot erhöht wird. Andere Verhältnisse sind unter Wasser anzutreffen. KASTENS (1984) diskutiert die Möglichkeit, dass im Mittelmeer Schuttströme und Turbidite durch Erdbeben ausgelöst wurden. Da mit Ausnahme des Nordufers die Seeflanken steil ins Profundal abfallen und genug leicht zu mobilisierendes Material ansteht, ist dieser Umlagerungsprozess auch für den Pragser Wildsee in Betracht zu ziehen, wenngleich in den Sedimentechographien keine derartigen Hinweise zu erkennen waren.

5.4 MIT ANDEREN MURKALENDERN EUROPAS

In den letzten Jahrzehnten wurden für viele Gebirgsregionen der Welt Murkalender erstellt. Die Methoden, die dabei zur Anwendung kamen, sind in erster Linie die Lichenometrie, die Dendrochronologie und untergeordnet auch Seesedimente. Für die jüngeren Zeitabschnitte dienten zusätzlich historische Recherchen, Luftbilder und Zeitzeugen als wichtige Quellen. Trotz der methodisch bedingten Unterschiede in der Qualität der Rekonstruktion, sollen einige gut untersuchte Gebiete Europas miteinander verglichen werden. Als Grundlage hierfür diente im Wesentlichen die Arbeit von BERRISFORD & MATTHEWS (1997) und die

darin zitierten Arbeiten. Für den das gesamte Holozän umfassenden Zeitabschnitt wurden Murgebiete in Skandinavien, in Schottland, den Alpen, den Karpaten und den Pyrenäen herangezogen (Abb. 25). In beinahe allen Gebieten ist eine starke Muraktivität in den letzten Jahrhunderten festzustellen. Die darauf einsetzende Ruhephase zwischen 350 und 500 BP ist in den einzelnen Regionen unterschiedlich lang ausgebildet. Um 1000 BP ist scheinbar nur in den Alpen und in den Karpaten eine Erhöhung der Murfrequenz nachweisbar. In allen untersuchten Gebieten ist um 1150 BP eine Phase mit einer deutlich geringeren Murfrequenz festzustellen. Die Dauer dieses Abschnittes ist in den einzelnen Gebieten sehr unterschiedlich. In der Folgezeit gibt es innerhalb Europas und innerhalb einzelner Regionen große Unterschiede in der Murfrequenz. Erst in der Zeit um 3500 BP sind in ganz Europa wieder vermehrt Muren nachgewiesen. Ab 4500 BP wird die Datengrundlage immer dünner. Einzig der in den Karpaten erstellte Kalender und der Österreichische Kalender weisen noch Gemeinsamkeiten auf.

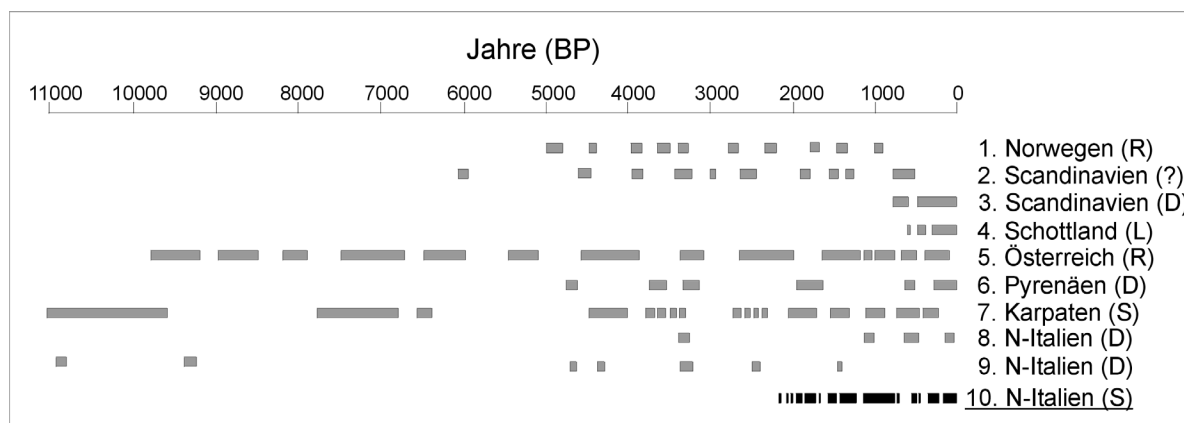


Abb. 25: Die Muraktivität während des Holozäns in Europa (Quellen und Abbildung nach BERRISFORD & MATTHEWS 1997: 416; verändert). Gebiet 10 gibt die in dieser Arbeit vorgestellten Verhältnisse am Prager Wildsee wieder. In Klammern sind die Methoden zur Rekonstruktion angegeben: L=Lichenometrie, D=Dendrogeomorphologie, S=Sedimente, R=Radiokarbondatierung, ?=nicht angegeben.

Für die letzten 500 Jahre sollen Daten aus Norwegen, Schottland, den Pyrenäen, den französischen und italienischen Alpen herangezogen werden (Abb. 26). Auch hier dienten die in BERRISFORD & MATTHEWS (1997) zitierten Arbeiten als Grundlage. Wie der Abbildung zu entnehmen ist, scheint in allen betrachteten Regionen in den letzten 200 bis 250 Jahren die Muraktivität merklich zuzunehmen. Differenzierte Vergleiche sind aufgrund der unterschiedlichen Daten und der Unterschiede in der Datenaufbereitung schwierig. Trotzdem kann resümiert werden, dass zumindest für die letzten 100 Jahre in beinahe allen Gebieten etwa zeitgleich aktive Phasen auftraten. Die Dauer und der Beginn dieser Abschnitte variiert jedoch. In der zweiten Hälfte des 16. Jahrhunderts und der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts sind in allen Untersuchungsgebieten verstärkt Murgänge nachweisbar. In den Perioden dazwischen gibt es sehr deutliche Unterschiede in der Dauer und in der Häufigkeit der ruhigeren Abschnitte.

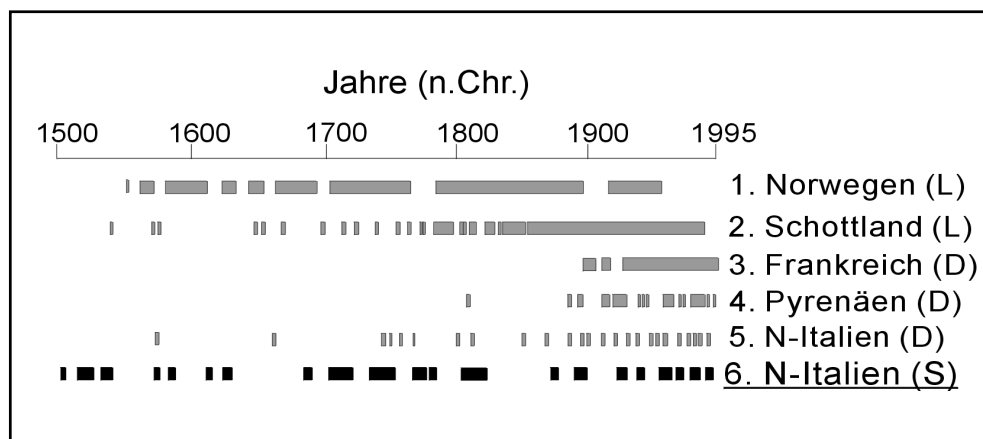


Abb. 26: Die Muraktivität während historischer Zeit in Europa. (Quellen und Abbildung nach BERRISFORD & MATTHEWS 1997: 418; verändert). Gebiet 6 gibt die in dieser Arbeit vorgestellten Verhältnisse am Prager Wildsee wider. In Klammern sind die Methoden zur Rekonstruktion angegeben: L=Lichenometrie, D= Dendrogeomorphologie, S=Sedimente.

Bei einer Bewertung dieser Ausführungen ist Vorsicht geboten. Wie eingangs erwähnt, fanden in dieser Betrachtung die unterschiedlichsten Methoden Anwendung. Jede dieser Methoden birgt gewisse Tücken (STRUNK 1995, INNES 1997). Des Weiteren bietet die Darstellungsform und die Datenaufbereitung dem Autor gewisse Toleranzen. Ein Vergleich des Murkalenders aus den Karpaten (KOTARBA & KOTARBA-BAUMGART 1997) mit dem in dieser Arbeit vorgestellten Murkalender ist trotz der Verwendung der gleichen Methode nur bedingt möglich. Zum einen sind die jüngsten Sedimente aus dem See in der Hohen Tatra gestört, eine Auswertung somit nicht möglich, zum anderen liegt die zeitliche Auflösung im Bereich von einigen Jahrzehnten. Am Prager Wildsee hingegen wurde bisher nur der jüngste Zeitabschnitt mit einer jährlichen Auflösung bearbeitet.

Abschließend kann resümiert werden, dass es in Europa Abschnitte gab, in welchen überregional eine Zunahme von Murgängen registriert wurde. So ist beinahe allen Murkalendern eine Zunahme der Ereignisse während der letzten Jahrhunderte gemein. Ob dieser Anstieg ein tatsächlicher Trend ist oder mit der verbesserten Datenlage (Aufzeichnungen, Nutzung der Dendrogeomorphologie) für die jüngere Vergangenheit zu tun hat, bleibt offen. Im Detail sind jedoch innerhalb einzelner Regionen (z.B. Alpen, N-Italien) deutliche Varianzen zu erkennen. Selbst innerhalb einer Region sind deutliche Unterschiede festzustellen. In Abb. 26 gibt der Kalender 5 die Ergebnisse von STRUNK (1997) sowohl für das Gebiet Prager Wildsee als auch für das Altprager Tal wieder. Obwohl im gleichen Gebiet aufgenommen (wenngleich mit anderen Methoden!), sind deutliche Unterschiede zu den Ergebnissen dieser Arbeit festzustellen. Dies kann als weiterer Beleg dafür gesehen werden, dass jedes Murgebiet seine eigene Charakteristik aufweist und es höchstens lokale klimatische Einflüsse (Niederschlagsintensität) auf die Murfrequenz gibt.

6 SCHLUSSGEDANKE UND AUSBLICK

In dieser Arbeit konnte erstmals gezeigt werden, dass Seesedimente prinzipiell geeignet sind, um Murkalender zu rekonstruieren, die Einblicke in das Risiko durch Naturgefahren während der Vergangenheit geben. Bei dem Vergleich des Murkalenders mit den rezenten Klimaverhältnissen und den Klimaanomalien der letzten Jahrtausende konnten keine einheitlichen Muster festgestellt werden. Auffällig ist allerdings die Zunahme der Muraktivität in den letzten Jahrhunderten. Dies trifft auch für viele andere Murgebiete Europas zu. Da dies scheinbar ein länger anhaltender Trend ist, ist ein Zusammenhang zwischen Klimaerwärmung und vermehrten Murgängen auszuschließen. Eine Beeinflussung der Murfrequenz durch den Menschen konnte selbst in diesem abgelegenen Gebiet nachgewiesen werden. So gibt es einerseits scheinbar einen Zusammenhang zwischen dem Verhältnis Baumpollen-Nichtbaumpollen und der „Konstanz“ von Murgängen und andererseits zwischen der menschlichen Aktivität und den Schutthaldengesellschaften. Da bisher noch kein vom Menschen unbeeinflusster Kernabschnitt mit Schliffen ausgewertet wurde, ist die Bedeutung des Menschen auf die Murfrequenz noch nicht zu quantifizieren.

Eine Übertragbarkeit des am Prager Wildsee erstellten Murkalenders auf andere Gebiete oder Regionen ist nur bedingt möglich. Im Vergleich mit anderen Murkalendern ist zwar ein ähnlicher Trend in der Murhäufigkeit in bestimmten Zeiträumen auszumachen, im Detail sind selbst innerhalb einer Region deutliche Unterschiede zu erkennen. Jede Murregion weist eigene Charakteristika bzgl. Geologie, Morphometrie, Exposition, Relief und Klima auf. Die Gewichtung dieser Einzelfaktoren ist in jedem Gebiet unterschiedlich und typisiert den Murgang.

Leider sind die Aussagen zum Paläoklima und zu den Paläoumweltbedingungen, die auf den Sedimentuntersuchungen basieren, sehr dürftig. So konnten einzig Phasen verstärkter Erosion und ein Zeitabschnitt mit deutlich niedrigerem Seespiegel festgestellt werden.

Trotz der erreichten Ziele und der gewonnenen Erkenntnisse gibt es noch ein breites Betätigungsfeld für zukünftige Aufgaben. Ein wesentlicher Punkt hierbei ist die Überprüfung und die Erweiterung der Warvenchronologie. Es besteht dabei die Möglichkeit, einen hochauflösenden Murkalender für die letzten 7000 Jahre zu erstellen. Hierfür muss der gesamte Kolbenlotkern als Dünnschliff vorliegen und ausgewertet werden. In diesem Zusammenhang wäre es sinnvoll, einen weiteren Langkern aus dem Profundal zu entnehmen. Einerseits könnte somit die Sedimentabfolge auf Hiaten überprüft werden, andererseits könnte u.U. ein Kompositprofil erstellt werden, falls die bioturbaten Abschnitte in diesem neuen Kern ungestört erhalten sind. Mit Hilfe von ^{14}C -Datierungen an Pollen sollten die ersten 5 m des bestehenden Sedimentprofils besser belegt werden. Dadurch wäre die zeitliche Dimension der Umlagerung von bisher datierten Proben abzuschätzen. Ein weiterer interessanter Aspekt, dem unbedingt nachgegangen werden sollte, ist ein möglicher Reservoirereffekt bei terrestrischen Pflanzen in Folge von Aufnahme alten Kohlenstoffs aus dem Substrat. Da im Untersuchungsgebiet schon detaillierte

dendrochronologische Untersuchungen durchgeführt wurden, wäre das Alter eines bereits datierten Holzes mit der ^{14}C -Methode zu überprüfen.

Für weiterführende sedimentologische Untersuchungen wäre die Installation von Sedimentfallen im Pragser Wildsee ratsam. Dadurch könnte sowohl die Eigenproduktion des Sees als auch der allochthone Sedimenteintrag analysiert werden. Über einen nachfolgenden Vergleich mit dem Befund aus dem Sediment können wichtige Erkenntnisse gewonnen werden, die den Jahreszyklus in den klastischen Ablagerungen manifestieren.

Für eine detaillierte Rekonstruktion der Seegeschichte sind Untersuchungen an Diatomeen anzuraten. So zeigten erste Voruntersuchungen, dass es in den Arten und in der Menge starke Varianzen gab. Dies könnte darauf hinweisen, dass sich die Umweltsituation weit differenzierter gestaltet als bisher geschildert. Für Limnologen könnte dabei auch von Interesse sein, inwieweit sich der Eintrag von Mursedimenten auf die Population von Diatomeen auswirkt.

7 LITERATURVERZEICHNIS

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen.- Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 25, München
- ALBRECHT, A. (1999): Radiocesium and ^{210}Pb in sediments, soils and surface waters of a high alpine catchment: A mass balance approach relevant to radionuclide migration and storage.- *Aquatic Sciences* 61, 1-22
- ALEFS, J. (1997): Feinstratigraphie und Diatomeensukzession in den Profundalsedimenten des Ammersees und Starnberger Sees (Oberbayern).- 166 S.; München (Hieronymus)
- ALESTO, J. (1971): Dendrochronological interpretation of geomorphic processes.- *Fennia* 105, 1-40
- ANDERSON, R.Y. & DEAN, W.E. (1988): Lacustrine varve formation through time.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62, 215-235
- ANDERSON, R.Y., DEAN, W.E., BRADBURY, P. & LOVE, D. (1985): Meromictic Lakes and Varved Lake Sediments in North America.- *U.S. Geol. Survey Bull.*, 1607, 1-19
- ANDRÉE, M., OESCHGER, U., SIEGENTHALER, B., AMMANN, B. & TOBOLSKY, K. (1986): ^{14}C -Dating of macrofossils in lake sediment.- *Radiocarbon* 28, 411-416
- APPLEBY, P.G. (2000): Radiometric dating of sediment records in European mountain lakes.- in: LAMI, A. CAMERON, N. & KORHOLA, A. (eds.): *Paleolimnology and ecosystem dynamics at remote European Alpine lakes.*- *Journal of Limnology* 59 (Suppl. 1), 1-14
- ARNAUD, F., LIGNIER, V., REVEL, M., DESMET, M., BECK, C., POURCHET, M., CHARLET, F., TRENTESAUX, A. & TRIBOVILLARD, N. (2002): Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, NW Alps).- *Terra Nova* 14, 225-232
- AUTONOME PROVINZ BOZEN, Assessorat für Sozial- und Gesundheitswesen (Hrsg.) (1992): *Zustand der Südtiroler Badeseen Bericht 1992.*
- BATTERBEE, R. W., THOMPSON, R., CATALAN, J., GRYTNES, J.-A. & BIRKS, H.J.B. (2002 a): Climate Variability and ecosystem dynamics of remote alpine and arctic lakes: the MOLAR project.- *Journal of Paleolimnology* 28, 1-6
- BATTERBEE, R. W., GRYTNES, J.-A., THOMPSON, R., APPLEBY, P.G., CATALAN, J., KORHOLA, A., BIRKS, H.J.B., HEEGARD, E. & LAMI, A. (2002 b): Comparing paleolimnological and instrumental evidence of climate change for remote mountain lakes over the last 200 years.- *Journal of Paleolimnology* 28, 161-179
- BECK, C., VAN RENSBERGEN, P., DE BATIST, M., BERTHIER, F., LALLIER, S. & MANALT, F. (2001): The Late Quaternary sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): an overview from two seismic-reflection surveys.- *Journal of Paleolimnology* 25, 149-161
- BELLONI, L. (1987): Session IV – Vajont Slide.- *Engineering Geology*, Vol 24, 445-474; Amsterdam
- BENOIT, G. & ROZAN T. F. (2001): ^{210}Pb and ^{137}Cs dating methods in lakes: a retrospective study.- *Journal of Paleolimnology* 25, 455-465
- BERRISFORD, M.S. & MATTHEWS, J.A. (1997): Phases of enhanced rapid mass movement and climatic variation during Holocene: a synthesis.- In: MATTHEWS, J.A. et al. (eds.): *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene.* - *Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research* 19, ESF Special Issue 12: 409-440; Stuttgart (G. Fischer)
- BJÖRCK, S. & WOLFARTH, B. (2001): ^{14}C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. – in: LAST, W.L. & SMOL, J.P. (eds.): *Tracking Environmental Change using lake sediments Volume 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques.* 205-246, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers)

- BOVIS, M.J. & JAKOB, M. (1999): The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity.- *Earth Surf. Process. Landforms* 24, 1039-1054
- BRÄUNIG, A. (1995): Zur Anwendung der Dendrochronologie in den Geowissenschaften.- *Die Erde* 126, 189-204
- BRAUER, A. (1994): Weichselzeitliche Sedimente des Holzmaares – Warvenchronologie des Hochglazials und Nachweis von Klimaschwankungen.- *Documenta naturae* 85, 1-210
- BRAUER, A. HAJDAS, I., NEGENDANK, J.F.W., REIN, B., VOS, H. & ZOLITSCHKA, B. (1994): Warvenchronologie – eine Methode zur absoluten Datierung und Rekonstruktion kurzer und mittlerer solarer Periodizitäten.- *Geowissenschaften* 12, 325-332
- BRAUER, A., ENDRES, CH., NEGENDANK, J.F.W. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from lake Meerfelder Maar, Germany.- *Quaternary International* 61, 17-25
- BRAUER, A., ENDRES, C., ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W. (2000): AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record of lake Meerfelder Maar, Germany.- *Radiocarbon* 42 (3), 355-365
- BRAUER, A. & CASANOVA, J. (2001): Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps.- *Journal of Paleolimnology* 25, 163-177
- BRAUER, A., LITT, T., NEGENDANK, J.F.W. & ZOLITSCHKA, B. (2001): Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany.- *Boreas* 30, 83-88
- BREHM, V. & ZEDERBAUER, E. (1904): Beiträge zur Planktonuntersuchung alpiner Seen.- *Verh. der Zool. Botan. Gesellschaft in Wien*, 55
- CAMERON, N.G., SCHNELL, Ø.A., RAUTIO, M.L., LAMI, A., LIVINGSTONE, D.M., APPLEBY, P.G., DEARING, J.A. & ROSE, N.L. (2002): High-resolution analyses of recent sediments from a Norwegian mountain lake and comparison with instrumental records of climate.- *Journal of Paleolimnology* 28, 79-93
- CAMUFFO, D. & ENZI, S. (1995). Reconstructing the climate of northern Italy from archive sources.- in BRADLEY, R. S. & JONES, P.D. (eds.): *Climate since A.D. 1500.*- 143-154, London (Routledge)
- CATALAN, J., VENTURA, M., BRANCELJ, S., GRANADOS, I., THIES, H., NICKUS, U., KORHOLA, A., LOTTER, A.F., BARBIERI, A., STUHLIK, E., LIEN, L., BITUSIK, P., BUCHACA, T., CAMAREREO, L., GOUDSMIT, G.H., KOPACEK, J., LEMCKE, G., LIVINGSTONE, D.M., MÜLLER, B., RAUTIO, M., SISCO, M., SORVARI, S., SPORKA, F., STRUNECKY, O. & TORO, M. (2002): Seasonal ecosystem variability in remote mountain lakes: implication for detecting climatic signals in sediment records.- *Journal of Paleolimnology* 28, 25-46
- CLARK, J.S., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1989): Post-glacial fire, vegetation, and human history on the northern Alpine forelands, South-Western Germany.- *Journal of Ecology* 77, 897-925
- COOK, E. R. & KAIRIUKSTIS, L. A. (eds.) (1990): *Methods of dendrochronology: Applications in the environmental sciences.*- 393 S., Dordrecht (Kluwer Academic Publishers)
- COSTA, J. E. (1984): Physical geomorphology of debris flows.- In: COSTA, J.E. & FLEISHER, P.J. (eds.): *Developments and applications of geomorphology.*- 268-317, Berlin (Springer)
- COSTA, J. E. (1988): Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows.- In: BAKER, V.R., KOCHER, R.C. & PATTON, P.C. (eds.): *Flood geomorphology.*- 113-122, New York (John Wiley & Sons)
- COUSSOT, P. & MEUNIER, M. (1996): Recognition, classification and mechanical description of debris flows.- *Earth-Science Reviews* 40, 209-227

- DAMIAN, J. (1899): Seestudien. Lago di Serraiia, Lago delle Piazze, Pragser Wildsee und Antholzer See. - Abhandlungen der K. K. Geographischen Gesellschaft I: 77-89; Wien.
- DAMUTH, J.E. (1980): Use of high-frequency (3.5-12 kHz) Echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review.- *Marine Geology* 38, 51-75
- DANNEMANN, M. (2002): Geomorphologische, Geologische und Geophysikalische Untersuchungen zur Entstehung des Pragser Wildsees (Pragser Dolomiten, Südtirol). - Bd. 1: Textteil; Bd. 2: Abbildungen, Karten, Fotografien. Unveröff. Diplomarbeit Geogr. Inst. der Universität Regensburg,
- DAPPLES, F. LOTTER, A.F., VAN LEEUWEN, J.F.N., VAN DER KNAAP, W.O., DIMITRIADIS, S. & OSWALD, D. (2002): Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss alps.- *Journal of Paleolimnology* 27, 239-248
- DAUT, G. (1998): Subaquatische Massenbewegungen im Starnberger See und im Tegernsee.- *Münchner Geologische Hefte*, B/5; München
- DAVID, F. FARJANEL, G. & JOLLY, M.P. (2002): Palyno- and chronostratigraphy of a long sequence from Lac d'Annecy (northern outer Alps, France).- *Journal of Paleolimnology* 25, 259-269
- DAVIES, T. R. H. (1988): Debris flow surges - a laboratory investigation.- *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich* 96: 122 S.; Zürich
- DEARING, J.A.; HU, Y., DOODY, P., JAMES, P.S. & BRAUER, A. (2001): Preliminary reconstruction of sediment-source linkages for the past 6000 yrs at the Petit Lac d'Annecy, France, based on mineral magnetic data.- *Journal of Paleolimnology* 25, 245-258
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1997): *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*.- 2nd edition, Hongkong (Longman)
- DE GEER, G. (1912): Geochronologie der letzten 12000 Jahre.- *Geologische Rundschau* 3, 457-471
- DE VITA, P. & REICHENBACH, P. (1998): Rainfall-triggered landslides: a reference list.- *Environmental Geology* 35, 219-233
- DEAN, W. (2002): A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Clearwater County, Minnesota II: geochemistry, mineralogy, and stable isotopes.- *Journal of Paleolimnology* 27, 301-319
- DEAN, W., ANDERSON, R., BRADBURY, J.P. & ANDERSON D. (2002): A 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Clearwater County, Minnesota I: Varve thickness and gray-scale density.- *Journal of Paleolimnology* 27, 287-299
- EDEN, D.N. & PAGE M.J. (1998): Palaeoclimatic implications of a storm erosion record from late Holocene lake sediments, North Island, New Zealand.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 139, 37-58
- EDWARDS, D.A. (1993): *Turbidity Currents: Dynamics, Deposits and Reversals*.- *Lecture Notes in Earth Sciences* 44, 1-180, Berlin (Springer-Verlag)
- ENGELN, G. B. (1972): A limnological reconnaissance study of Lago di Braies ("Pragser Wildsee") Dolomites, N. Italy - *Communications of the Institute of Earth Sciences*, A/1: 63 S.; Amsterdam
- ENGSTROM, D.R. & WRIGHT jr., H.E. (1984): Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change.- in: HAWROTH, E. Y. & LUND, J.G. (eds.): *Lake sediments and environmental history. Studies in paleolimnology and palaeoecology in honour of Winfred Tutin*.- 11-68, Leicester (University Press)

- FLOOD, R.D. (1980): Deep-sea sedimentary morphology: Modelling and interpretation of echo-sounding profiles.- *Marine Geology* 38, 77-92
- GEYH, M.A., MERKT, J. & MÜLLER, H. (1971): Sediment-, Pollen-, und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees.- *Archiv für Hydrobiologie* 69/3, 366-399
- GEYH, M.A. (1983): Physikalische und Chemische Datierungsmethoden in der Quartärforschung.- *Clausthaler Tektonische Hefte* 19, Clausthal-Zellerfeld (Verlag Ellen Pilger)
- GLADE, T. (1998): Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand.- *Environmental Geology* 35: 160-174
- GLASER, R. (1995): Thermische Klimaentwicklung in Mitteleuropa seit dem Jahr 1000.- *Geowissenschaften* 13, 302-312
- GLASER, R. (2001): Klimageschichte Europas – 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen.- *Wissenschaftliche Buchgesellschaft Darmstadt*
- GOSLAR, T., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., VAN GEEL, B., ŁACKA, B., SZEROCZYNSKA, K., CHROST, L. & WALANUS, A. (1999): Anthropogenic changes in the sediment composition of Lake Gościąg (central Poland), during the last 330 yrs.- *Journal of Paleolimnology* 22, 171-185
- GOSLAR, T., ARNOLD, M., TISNERAT-LABORDE, N., HATTÈ, C., PATERNE, M. & RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (2000): Radiocarbon calibration by means of varves versus ¹⁴C ages of terrestrial macrofossils from lake Gościąg and lake Perespilno, Poland.- *Radiocarbon* 42 (3), 335-348
- GOUDIE, A. (1992): *Environmental Change*.- 3rd Edition, Oxford (Clarendon Press)
- GRAFENSTEIN, U.V., ERLLENKEUSER, H., MÜLLER, J., JOUZEL, J., & JOHNSEN, S. (1998): The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland.- *Climate Dynamics* 14: 73-81
- HAEBERLI, W. (1975): Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (GR).- *Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich* 17, 221 S
- HAEBERLI, W., RICKENMANN, D., RÖSLI, U. & ZIMMERMANN, M. (1990): Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: general concept and geophysical soundings. - In: *Hydrology in Mountain Regions, II-Artificial Reservoirs, Water and Slopes*, IAHS Publ. No. 194, 303-310
- HAEBERLI, W. (1992): Possible Effects of Climatic Change on the Evolution of alpine Permafrost.- *Catena Suppl.* 22, 23-35
- HAEBERLI, W. (1996): Gletscherschwund, Permafrostdegradation und periglaziale Murgänge im hochalpinen Bereich.- In: ODSSON, B. (ed.): *Instabile Hänge und andere risikorelevante Prozesse, Monte Verità*: 163-181; Basel (Birkhäuser)
- HAGG, W. & BECHT, M. (2000): Einflüsse von Niederschlägen und Substrat auf die Auslösung von Hangmuren in Beispielgebieten der Ostalpen.- *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl.*-Bd. 123, 79-92
- HAJDAS, I., BONANI, G. & Goslar, T.(1995): Radiocarbon dating the Holocene in the Gościąg lake floating varve chronology.- *Radiocarbon* 37 (1), 71-74
- HAJDAS, I. & BONANI, G. (2000): Radiocarbon dating of varve chronologies: Soppensee and Holzmaar lakes after ten years.- *Radiocarbon* 42 (3), 349-353
- HAMPEL, R. (1977): Geschiebewirtschaft in Wildbächen.- *Zeitschrift des Vereins der Diplomingenieure der Wildbach und Lawinenverbauung Österreichs* 4, 53-144

- HANNSS, CH. (1998): Rezension von: STRUNK, H. (1995): Dendrogeomorphologische Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung.- Zeitschrift für Geomorphologie 42, 414-415
- HANTKE, R. (1983): Eiszeitalter: die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete.- Band 3: Westliche Ostalpen mit ihrem bayerischen Vorland bis zum Inn-Durchbruch und Südalpen zwischen Dolomiten und Mont Blanc. 730 S., Thun: Ott
- HARDY, D.R., BRADLEY, R.S. & ZOLITSCHKA, B. (1996): The climatic signal in varved sediments of Lake C2, northern Ellesmere Island, Canada.- Journal of Paleolimnology 16, 227-238
- HARRIS, C, & VONDER MÜHLL, D. (2001): Permafrost and Climate in Europe: climate change, mountain permafrost degradation and geotechnical hazard.- in VISCONTI, D. (ed.): Global Change and Protected Areas.- Dordrecht (Kluwer Academic Publishers)
- HARRIS, C., REA, B. & DAVIES, M. (2001 a): Scaled physical modelling of mass movement processes on thawing slopes.- Permafrost and Periglacial Processes 12, 125-135
- HARRIS, C., DAVIES, M. & ETZELMÜLLER, B. (2001 b): The Assessment of Potential Geotechnical Hazards Associates with Mountain Permafrost in Warming Global Climate.- Permafrost and Periglacial Processes 12, 145-156
- HARRIS, S.A. & MCDERMID, G. (1998): Frequency of debris flows on the Sheep Mountain fan, Kluane lake, Yukon Territory.- Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 42 (2), 159-175
- HEIM, A. (1908): Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. - N. Jb. F. Min. 100/II: 136-157;
- HEISS, C. (1992): Der Pragser Wildsee. Smaragd der Dolomiten.- Bozen (Verlag La Commerciale Borgogno)
- HEISSEL, W. (1982): Südtiroler Dolomiten.- Sammlung geologischer Führer 71, Berlin (Geb. Bornträger)
- HENDRON, A. (1987): Session IV – Vajont Slide.- Engineering Geology 24, 475-492; Amsterdam
- HSÜ, K. J. & KELTS, K. (1984): Quarternary Geology of Lake Zürich: An interdisciplinary Investigation by Deep-Lake Drilling.- Contributions to Sedimentology 13, Stuttgart (Schweizerbart)
- HSÜ, K. J. & KELTS, K. (1985): Swiss lakes as a Geological Laboratory, Part II: Varves.- Naturwissenschaften 72, 365-371
- HSÜ, K. J. & MCKENZIE, J.A. (1985): Swiss lakes as a Geological Laboratory, Part I: Turbidity Currents.- Naturwissenschaften 72, 315-321
- HÜSKEN, W. & SCHIRMER, W. (1995): Debris avalanches and dendrostratigraphy in the Dolomites.- In: SCHIRMER, W. (ed.): Quaternary field trips in Central Europe 2: 664-669; München (Pfeil)
- HUGHES, M.K. & DIAZ, H.F. (1994): Was there a 'Medieval Warm Period', and if so, where and when?- Climatic Change 26, 109-142
- HUNGR, O., MORGAN, G.C. & KELLERHALS, R. (1984): Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures.- Canadian Geotechnical Journal 21, 663-677
- HUPP, C.R. (1984): Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. - Environmental Geology and Water Sciences 6, 121-128
- HUPP, C.R., OSTERKAMP, W.R. & THORNTON, J.L. (1987): Dendrogeomorphic evidence and dating of recent debris flows on Mount Shasta, northern California. - U.S. Geological Survey Professional Paper 1396-B: 39 S.; Washington D.C.
- INNES, J.L. (1983): Lichenometric dating of debris flow activity in the Scottish Highlands.- Earth Surfaces Processes and Landforms 8(6), 579-588

- INNES, J.L. (1997): Historical debris-flow activity in Scotland.- In: MATTHEWS, J.A. et al. (eds.): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. - Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research 19, ESF Special Issue 12: 233-240; Stuttgart (G. Fischer)
- IRMLER, R., VAN DER BORG, K., DAUT, G., MÄUSBACHER, R., SCHNEIDER, H. & STRUNK, H. (2003 submitted): Reconstruction of debris flow frequency using lake sediments of Lago di Braies/N-Italy.- Zeitschrift für Geomorphologie
- JAKOB, M. & BOVIS, M.J. (1996): Morphometric and geotechnical controls of debris flow activity, southern Coast Mountains, British Columbia.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Supplement-Band 104, 13-26
- JEDLITSCHKA, M. (1992): Stabilisierungsmaßnahmen im Schuttgang und ihre Auswirkungen auf den Gefahrenzonenplan am Beispiel des Gschlifgrabens bei Gmunden.- Interpraevent 1992 - Bern, Tagungspublikation 5, 211-238
- JONASSON, C., NYBERG, R. & RAPP, A. (1997): Dating of rapid mass movements in Scandinavia: talus rockfalls, large rockslides, debris flows and slushavalanches.- In: MATTHEWS, J.A. et al. (eds.): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. - Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research 19, ESF Special Issue 12: 267-282; Stuttgart (G. Fischer)
- JOHNSON, A.M. & RODINE, J.R. (1984): Debris flow. In: BRUNSDEN, D. & PRIOR, D.B. (eds.): Slope instability. 257-361, Chichester (John Wiley & Sons)
- JOHNSON, P.A., MCCUEN, R.H. & HROMADKA, T.V. (1990): Magnitude and frequency of debris flows.- Journal of Hydrology 123, 69-82
- KAMENIK, C., KOINIG, K.A., SCHMIDT R., APPLEBY, P.G., DEARING, J.A., LAMI, A., THOMPSON, R. & PSENNER, R. (2000): Eight hundred years of environmental changes in a high alpine lake (Gossenköllesee, Tyrol) inferred from sediment records.- in: LAMI, A. CAMERON, N. & KORHOLA, A. (eds.): Paleolimnology and ecosystem dynamics at remote European Alpine lakes.- Journal of Limnology 59 (Suppl. 1), 43-52
- KASTENS, K.A. (1984): Earthquake as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge.- Marine Geology 55, 13-33
- KELTS, K. & HSÜ, K. J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation.- in: LERMAN, A. (ed.): Lakes – chemistry, geology, physics. 295-323, Berlin (Springer)
- KELTS, K. & HSÜ, K. J. (1980): Resedimented facies of 1875 Horgen slumps in Lake Zürich and a process model of longitudinal transport of turbidity currents.- Eclogae Geol. Helv. 37/1, 271-281
- KITAGAWA, H. & VAN DER PFLICHT, J. (1998): Atmospheric radiocarbon calibration to 45000 yr BP: Late Glacial fluctuations and cosmogenic isotope production.- Science 279, 1187-1190
- KITAGAWA, H. & VAN DER PFLICHT, J. (2000): Atmospheric radiocarbon calibration beyond 11900 cal BP from Lake Suigetsu laminated sediments.- Radiocarbon 42(3), 369-380
- KLEBELSBERG, R. (1956): Südtiroler geomorphologische Studien: Das Pustertal (Rienz-Anteil).- Schlernschriften, Innsbruck (Universitätsverlag Wagner)
- KOINIG, K.A., KAMENIK, CH., SCHMIDT, R., AGUSTI-PANAREDA, A., APPLEBY, P., LAMI, A., PRAZAKOVA, M., ROSE, N., SCHNELL, O.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.- Journal of Paleolimnology 28, 147-160
- KOTARBA, A. & BAUMGART-KOTARBA, M. (1997): Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the high Tatra Mountains, Poland.- In: MATTHEWS, J.A. et al. (eds.): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene.

- Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research 19, ESF Special Issue 12: 147-158; Stuttgart (G. Fischer)
- KROMER, B. & SPURK, M. (1998): Revision and tentative extension of tree-ring based ¹⁴C calibration 9200 to 11870 cal BP.- Radiocarbon 40(3), 1117-1125
- LAMBERT, A. & HSÜ, K.J. (1979): Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland.- Sedimentology 26, 453-461
- LAMOUREUX, S. (2001): Varve chronology techniques. – in: LAST, W.L. & SMOL, J.P. (eds.): Tracking Environmental Change using lake sediments Volume 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques.- 247-260, Dordrecht, (Kluwer Academic Publishers)
- LANCI, L., HIRT, A.M., LOTTER, A.F. & STURM, M. (2001): A record of Holocene climate in the mineral magnetic record of Alpine lakes: Sägistalsee and Hinterburgsee.- Earth and Planetary Science Letters 188, 29-44
- LEEMAN, A. & NIESSEN, F. (1994): Varve formation and the climatic record in an Alpine proglacial lake: Calibrating annually laminated sediments against hydrological and meteorological data.- The Holocene 4, 1-8
- LITT, T., BRAUER, A., GOSLAR, T., MERKT, J., BALAGA, K., MÜLLER, H., RALSKA-JASIEWICZOWA, M., STEBICH, M. & Negendank, J.F.W. (2001): Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments.- Quaternary Science Reviews 20, 1233-1249
- LOCKWOOD, J.G. (2001): Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: a review.- International Journal of Climatology 21, 1153-1179
- LOIZEAU, J.L., SPAN, D., COPPEE, V. & DOMINIK, J. (2001): Evolution of the trophic state of Lake Annecy (eastern France) since the last glaciation as indicated by iron, manganese and phosphorous speciation.- Journal of Paleolimnology 25, 205-214
- LOTTER, A.F. (1989): Evidence of annual layering in Holocene sediments of Soppensee, Switzerland.- Aquatic Sciences 51, 19-30
- LOTTER, A.F. (1991): Absolute dating of late glacial period in Switzerland using annually laminated sediments.- Quaternary research 35: 321-330
- LOTTER, A.F., EICHER, U., SIEGENTHALER, U. & BIRKS, H.J.B. (1992): Lateglacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments.- Journal of Quaternary Science 7, 187-204
- LOTTER, A.F. & BIRKS, H.J.B. (1997): The separation of the influence of nutrients and climate on the varve series of Baldeggersee, Switzerland.- Aquatic Sciences 59: 362-375
- LOTTER, A.F., STURM, M., TERANES, J.L. & WEHRLI, B. (1997): Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland).- Aquatic Sciences 59, 304-325
- LOTTER, A.F., APPLEBY, P.G., BINDLER, R., DEARING, J.A., GRYNES, 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.).- Journal of Paleolimnology 28, 111-127
- LOTTERMOSER, B.G., SCHÜTZ, U., BOENECKE, J., OBERHÄNSLI, R., ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W. (1997): Natural and anthropogenic influences on the geochemistry of Quaternary lake sediments from Holzmaar.- Environmental Geology 31, 236-247
- LUDLAM, S.D. (1979): Rhythmite deposition in lakes of the northeastern United States.- in SCHLÜCHTER, C. (ed.), Moraines and Varves. Proceedings of an INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Zürich, 10.-20. Sept. 1978, 295-302, Rotterdam (Balkema).

- MAGNY, M., MARGUET, A., CHASSEPOT, G., RICHARD, H. & BILLAUD, Y. (2001): Early and late Holocene water-level fluctuations of Lake Annecy, France: sediment and pollen evidence and climatic implications.- *Journal of Paleolimnology* 25, 215-227
- MANALT, F., BECK, C., DISNAR, J.-R., DECONINCK, J.-F. & RECOURT, P. (2001): Evolution of clay mineral assemblages and organic matter in the Late glacial-Holocene sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern Alps): paleoenvironmental implications.- *Journal of Paleolimnology* 25, 179-192
- MATTHEWS, J.A., BRUNSDEN, D., FRENZEL, B., GLÄSER, B. & WEIß, M.M. (1997): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. - *Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research* 19, ESF Special Issue 12; Stuttgart (G. Fischer)
- MEISCHNER, D. & RUMOHR, J. (1974): A light-weight, high-momentum gravity corer for subaqueous sediments.- *Senckenbergiana marit.* 6/1, 105-117
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählung von Jahreschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen.- *Arch. Hydrobiol.* 69/2, 145-154
- MERKT, J. (1994): Rasche Klimaänderungen, Dauer von Klimaphasen, Klima-Interpretation von langen Zeitreihen aus feingeschichteten Seeablagerungen.- In: *Jb. Akad. d. Wiss. u. d. Lit. Mainz* 1994: 234-239
- MERKT, J. & MÜLLER, H. (1999): Varve chronology of Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of the Hämelsee/Lower Saxony.- *Quaternary International* 61, 41-59
- MULDER, T. & ALEXANDER, J. (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits.- *Sedimentology* 48, 269-299
- MÜLLER, B., LOTTER, A. F., STURM, M. & AMMANN, A. (1998): Influence of catchment quality and altitude on the water and sediment composition of 68 small lakes in Central Europe.- *Aquatic sciences* 60, 316-337
- MÜLLER, J., WINKLER, R. & SOSSAU, C. (1991): Untersuchungen zur ^{137}Cs -Aktivität von Schwebstoffen und zum partikulären ^{137}Cs -Flux im Ammersee (Oberbayern). - *Z. f. Wasser-Abwasser-Forsch.* 24: 165-171.
- MÜLLER, L. (1987): Session IV – Vajont Slide.- *Engineering Geology* 24, 423-444
- MURRAY, M.R. (2002): Is laser particle size determination possible for carbonate-rich lake sediments?- *Journal of Paleolimnology* 27, 173-183
- NOËL, H., GARBOLINO, E., BRAUER, A., LALLIER-VERGES, E., BEAULIEU, J.-L. DE & DISNAR, J.-R. (2001). Human Impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, French Alps.- *Journal of Paleolimnology* 25, 229-244
- OHLENDORF, C., BIGLER, C., GOUDSMIT, G.-H., LEMCKE, G., LIVINGSTONE, D.M., LOTTER, A.F., MÜLLER, B. & STURM, M. (2000): Causes and effects of long periods of ice cover on a remote high Alpine lake.- in: LAMI, A. CAMERON, N. & KORHOLA, A. (eds.): *Paleolimnology and ecosystem dynamics at remote European Alpine lakes.*- *J. Limnol.* 59 (Suppl. 1) 65-80
- OLDFIELD, P., CROOKS, P.R.J., HARKNESS, D.D. & PETTERSON, G. (1997): AMS radiocarbon dating of organic fractions from varved lake sediments: an empirical test of reliability.- *Journal of Paleolimnology* 18, 87-91
- OLSSON, I.U. (1986): Radiometric dating.- in: BERGLUND, B.E. (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology.* 273-312, New York (John Wiley & Sons Ltd)
- OLSSON, I.U. (1991): Accuracy and precision in sediment chronology.- *Hydrobiologia* 214, 25-34

- OSTERKAMP, W.R. & HUPP, C.R. (1987): Dating and interpretation of debris flows by geological and botanical methods at Whitney Creek gorge, Mount Shasta, California.- Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology 7, 157-163
- O'SULLIVAN, P.E. (1983): Annually laminated lake sediments and the study of Quaternary environmental changes – A review.- Quaternary Science Review 1, 245-313
- PAGE, M. J., TRUSTRUM, N. A. & DE ROSE, R. C. (1994): A high resolution record of storm-induced erosion from lake sediments, New Zealand.- Journal of Paleolimnology 11, 333-348
- PASUTO, A. & SILVANO, S. (1998): Rainfall as a trigger of shallow mass movements. A case study in the Dolomites, Italy.- Environmental Geology 35, 184-189
- PENNINGTON, W., CAMBRAY, R.S. & FISHER, E. M. (1973): Observations on Lake Sediments using Fallout ¹³⁷Cs as a tracer.- Nature 242, 324-326
- PESTA, O. (1923): Hydrobiologische Studien über Ostalpenseen.- Arch. Hydrobiol., Suppl. 3
- PIA, J. (1937): Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol.- Selbstverlag; Wien
- PIKRILL, R. A. (1987): Sedimentation problems and Management Implications in Hydro-Electric Storage Lakes of South Islands, New Zealand.- 8th Australasian Conference on Coastal and Ocean engineering 1987; Launceston
- PIERSON, T.C. & COSTA, J.E. (1987): A rheologic classification of subaerial sediment-water flows.- Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology 7, 1-12
- RAPP, A. & NYBERG, R. (1981): Alpine Debris flows in northern Scandinavia.- Geografiska Annaler 63A, 183-196
- RAMSEY, B.C. (2001): Development of the Radiocarbon Program OxCal.- Radiocarbon 43/2A, 355-363
- RENBORG, I. (1986): Photographic demonstration of the annual nature of a varve type common in North Swedish lake sediments.- Hydrobiologia 140, 93-95
- RETELLE, M.J. & CHILD J. (1996): Suspended sediment transport and deposition in a High Arctic meromictic lake.- Journal of Paleolimnology 16, 151-167
- RICKENMANN, D. (1988): Laboruntersuchungen über murgangähnlichen Geschiebetransport. In: Internationales Symposium Interpraevent Graz 1988, Tagungspublikation 3, 167-175
- RICKENMANN, D. (1990): Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes; Inaugural-Dissertation ETH Zürich
- RICKENMANN, D. (1999): Empirical Relationships for Debris Flows.- Natural Hazards 19, 47-77
- RICKENMANN, D. (2001): Zum Fließverhalten von Murgängen.- in: VON POSCHINGER, A. & STÖTTER, J. (eds.): Grundlagen, Erfassung und Darstellung von Sturz-, Rutsch- und Murgangprozessen.- Wissenschaftliche Alpenvereinshefte 33, 161-169
- ROBBINS, J.A. & EDGINGTON, D.N. (1975): Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137.- Geochim. Cosmochim. Acta 39, 285-304
- RÖSNER, S. (2002): Wald und Boden im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees (Südtirol).- Unveröff. Diplomarbeit Geogr. Inst. der Universität Regensburg, 112 S.
- SAARNISTO, M. (1986): Annually laminated lake sediments.- in : BERGLUND, B.E. (ed.): Handbook of Holocene Palaeoecology and palaeohydrology. 343-370, Chichester (Wiley & Sons)
- SANDER, M., BENGTTSSON, L., HOLMQUIST, B., WOHLFARTH, B. & CATO, I. (2002): The relationship between annual varve thickness and maximum annual discharge (1909-1971).- Journal of Hydrology 263, 23-35

- SANDERSEN, F. (1997): The Influence of meteorological factors on the initiation of debris flows in Norway.- In: MATTHEWS, J.A. et al. (eds.): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. - *Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research* 19, ESF Special Issue 12: 321-332; Stuttgart (G. Fischer)
- SCHALLER, T., MOOR, H. CHR. & WEHRLI, B. (1997a): Reconstructing the iron cycle from the horizontal distribution of metals in the sediment of Baldeggersee.- *Aquatic Sciences* 59, 326-344
- SCHALLER, T., MOOR, H. CHR. & WEHRLI, B. (1997b): Sedimentary profiles of Fe, Mn, V, Cr, As and Mo as indicators of benthic redox conditions in Baldeggersee.- *Aquatic Sciences* 59, 326-344
- SCHMIDT, R., WUNSAM, S., BROSCHE, U., FOTT, J., LAMI, A., LÖFFLER, H., MARCHETTO, A., MÜLLER, H.W., PRAŽÁKOVÁ, M. & SCHWAIGHOFER, B. (1998): Late and postglacial history of meromictic Längsee (Austria), in respect to climate change and anthropogenic impact.- *Aquat. Sci.* 60, 56-88
- SCHÖNWIESE, C. (1995): *Klimaänderungen: Daten, Fakten, Analysen.*- Berlin (Springer Verlag)
- SCHOLZ, C.A. (2001): Application of seismic sequence stratigraphy in lacustrine basins.- in: LAST, W.L. & SMOL, J.P. (eds.): *Tracking Environmental Change using lake sediments Volume 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques.* 7-22, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers)
- SCHOSTAKOVITSCH, W.B. (1936): Geschichtete Bodenablagerungen der Seen als Klima-Annalen.- *Meteorologische Zeitschrift* 5/1936, 176-182
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1990): Dendroecological information in pointer years and abrupt growth changes.- In: COOK, E.R. & KAIRIUKSTIS, L.A. (eds.): *Methods of Dendrochronology: Applications in the Environmental Sciences:* 277-283, Dordrecht (Kluwer Academic Publishers)
- SCHWEINGRUBER, F.H. (1996): *Tree rings and environment - Dendroecology.*- 610 S.; Birmensdorf (Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft)
- SHANMUGAM, G. (1997): The Bouma Sequence and the turbidite mind set.- *Earth-Science Reviews* 42, 201-229
- SHRODER, J.F. (1980): Dendrogeomorphology: Review and new techniques of tree-ring dating.- *Progress in Physical Geography* 4, 161-188
- SHRODER, J.F. & BUTLER, D.R. (1986): *Tree-ring analysis in the earth sciences.- Proceedings of the International Symposium on Ecological Aspects of Tree-Ring Analysis, August 17-21, 1986, Marymount College Tarrytown:* 186-212
- SIEGENTHALER, C., FINGER, W., KELTS, K. & WANG, S. (1987): Earthquake and seiche deposits in lake Lucerne, Switzerland.- *Eclogae Geol. Helv.* 80/1, 241-260
- SIEGENTHALER, C. & STURM, M. (1991a): Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urner See seit dem Mittelalter.- *Mitt. Bundesamt f. Wasserwirtschaft* 4, 127-139
- SIEGENTHALER, C. & STURM, M. (1991b): Slump induced surges und sediment transport in Lake Uri, Switzerland.- *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 24, 955-958
- SOHN, Y. K., CHOE, M.Y. & JO, H.R. (2002): Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile).- *Terra Nova* 14, 405-415
- STEIN, M., GOLDSTEIN, S.L. & SCHRAMM, A. (2000): Radiocarbon calibration beyond the dendrochronology range.- *Radiocarbon* 42 (3), 415-422
- STELLA, E. (1931): *Intorno ad alcuni laghi alpini del Trentino, dell'Ampezzano e dell'Alto Adige.*- *Memorie del Museo di storia naturale della venezia tridentina.* Trento
- STOLZ, O. (1936): *Geschichtskunde der Gewässer Tirols.*- *Schlernschriften* 32, 251-252

- STRUNK, H. (1988): Episodische Murschübe in den Pragser Dolomiten - semiquantitative Erfassung von Frequenz und Transportmenge.- Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl.-Band 70, 163-186
- STRUNK, H. (1989a): Dendrochronological investigations on the frequency of debris flows in the Italian Alps.- Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 2, 13-17
- STRUNK, H. (1989b): Dendrogeomorphology of debris flows.- Dendrochronologia 7, 15-25
- STRUNK, H. (1995): Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung.- Theorie und Forschung 317: Geographie 1, 196 S. Regensburg (S. Roderer).
- STRUNK, H. (1997): Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods.- Catena 31, 137-151
- STURM, M. (1979): Origin and composition of clastic varves.- in SCHLÜCHTER, C. (ed.), Moraines and Varves.- Proceedings of an INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Zürich, 10.-20. Sept. 1978, 281-285, Rotterdam (Balkema).
- TAKAHASHI, T. (1981): Estimation of potential debris flows and their hazardous zones: soft countermeasures for a disaster.- Journal of Natural Disaster Science 3, 57-89
- TAKAHASHI, T. (1991): Debris Flow.- 165 S., Rotterdam (Balkema)
- TRUSTRUM, N.A., GOMEZ, B., PAGE, M.J., REID L.M. & HICKS, D.M. (1999): Sediment production, storage and output: The relative role of large magnitude events in steepland catchment.- Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd. 115, 71-86
- WEHRLI, B., LOTTER, A.F., SCHALLER, T. & STURM, M. (1997): High-resolution varve studies in Baldeggersee (Switzerland): Project overview and limnological background data.- Aquatic Sciences 59, 285-294
- WEIRICH, F.H. (1989): The generation of turbidity currents by subaerial debris flows, California.- Geological Society of America Bulletin 101, 278-291
- WENDT G. & WUNDERLICH J. (2001): Sediment- und Objektortung mit parametrischen Sendeverfahren.- 27. Jahrestagung der DEGA "DAGA 2001", Hamburg, 26.-29. März 2001
- WIELAND, E., SANTSCHI, P.H., HÖHENER, P. & STURM, M. (1993): Scavenging of Chernobyl ¹³⁷Cs and natural ²¹⁰Pb in lake Sempach, Switzerland.- Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 2959-2979
- WINCHESTER, V. & HARRISON, S. (1994): A development of the lichenometric method applied to the dating of glacially influenced debris flows in southern Chile.- Earth Surface Processes and Landforms 19, 137-151
- WULF, S. (2001): Das tephrochronologische Referenzprofil des Lago Grande di Monticchio. Eine detaillierte Stratigraphie des süditalienischen explosiven Vulkanismus der letzten 100.000 Jahre.- Scientific Technical Report STR01/03, Potsdam
- VAN ASCH, T.W.J. & VAN STEIJN, H. (1991): Temporal patterns of mass movements in the French Alps.- Catena 18, 515-527
- VAN ASCH, T.W.J. (1997): The temporal activity of landslide and its climatological signals.- In: MATTHEWS, J.A. et al. (eds.): Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene. - Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research 19, ESF Special Issue 12: 7-16; Stuttgart (G. Fischer)
- VAN DINE, D.F. (1985): Debris flow and debris torrents in the southern Canadian Cordillera.- Canadian Geotechnical Journal 22, 44-67

- VAN STEIJN, H., DE RUIG, J. & HOOZEMANS, F. (1988): Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps.- *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 32 (2), 143-161
- VEIT, H. (2002): *Die Alpen – Geoökologie und Landschaftsentwicklung.*- Stuttgart (Verlag Eugen Ulmer)
- VOS, H., ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W. (1995): Veränderungen der solaren Aktivität und deren Auswirkungen auf die klimagesteuerte Sedimentation im Holzmaar (Eifel).- *Annalen der Meteorologie* 31, 92-93
- ZIMMERMANN, M. & HAEBERLI, W. (1992): Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas – a case study in the Swiss Alps.- *Catena Suppl.* 22, 59-72
- ZIMMERMANN, M., MANI, P. & GAMMA, P. (1997): Murganggefahr und Klimaänderung – ein GIS-basierter Ansatz.- vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich
- ZOLITSCHKA, B. (1990): Jahreszeitlich geschichtete Seesedimente ausgewählter Eifelmaare. Paläolimnologische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Klima- und Besiedlungsgeschichte.- *Documenta naturae* 60,1-226
- ZOLITSCHKA, B. (1991): Absolute dating of late Quarternary Lacustrine sediments by high resolution varve chronology.- *Hydrobiologia* 214, 59-61
- ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J.F.W. (1993): Lago Grande di Monticchio (southern Italy): a high resolution sedimentary record of the last 70000 years.- in NEGENDANK, J.F.W. & ZOLITSCHKA, B. (eds.): *Paleolimnology of European Maar lakes.*- *Lecture Notes in Earth Sciences* 49, 277-288
- ZOLITSCHKA, B. (1998): Paläoklimatische Bedeutung laminierter Sedimente.- *Relief, Boden Paläoklima*, Band13

Selbständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe.

Jena , den

Tabellarischer Lebenslauf

Persönliche Daten

Ralf Josef IRMLER

Geboren: 09. Juli 1974 in Nördlingen/Bayern geboren
Ledig,
Dipl. Geologe

Schule und Ausbildung

1980-1985	Volksschule, Fremdingen
1985-1992	Theodor-Heuss-Gymnasium, Nördlingen/Bayern
1992-1994	Albrecht-Ernst-Gymnasium, Oettingen/Bayern (Allgemeine Hochschulreife)
1994 – 1995	Sanitätsbataillon 1 (Breitenburg), Heeresmusikkorps 1 (Hannover)
1995 – 2001	Studium der Geologie an der TU München (Schwerpunkt Ingenieurgeologie) Abschluss in den Fächern Historische Geologie, Ingenieurgeologie, Allgemeine Geologie und Hydrogeologie Thema der Diplomarbeit/-kartierung: Erläuterungen zur geologischen Karte des oberen Weißachtales südwestlich von Immenstadt im Allgäu (Quartär, Faltenmolasse) mit speziellen Untersuchungen zur Ursache von Hangbewegungen. (Betreuer: PD Dr. H. Scholz)

Praktische Tätigkeiten

Herbst 1998	Xiaolangdi Multipurpose Dam Project (VR China), Ed. Züblin AG
Frühjahr 1999	MRT North East Line Extension (Singapur), Wayss & Freytag AG
Frühjahr 2000	ICE Neubaustrecke Nürnberg – Ingolstadt, Hochtief AG

Berufstätigkeit

Seit Juni 2001	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Physische Geographie der FSU Jena (Prof. Mäusbacher); Mitarbeit im DFG-Projekt „Pragser Wildsee“
----------------	---

Jena, den

ANHANG

A) Foto des Kernes PRKL 01/01

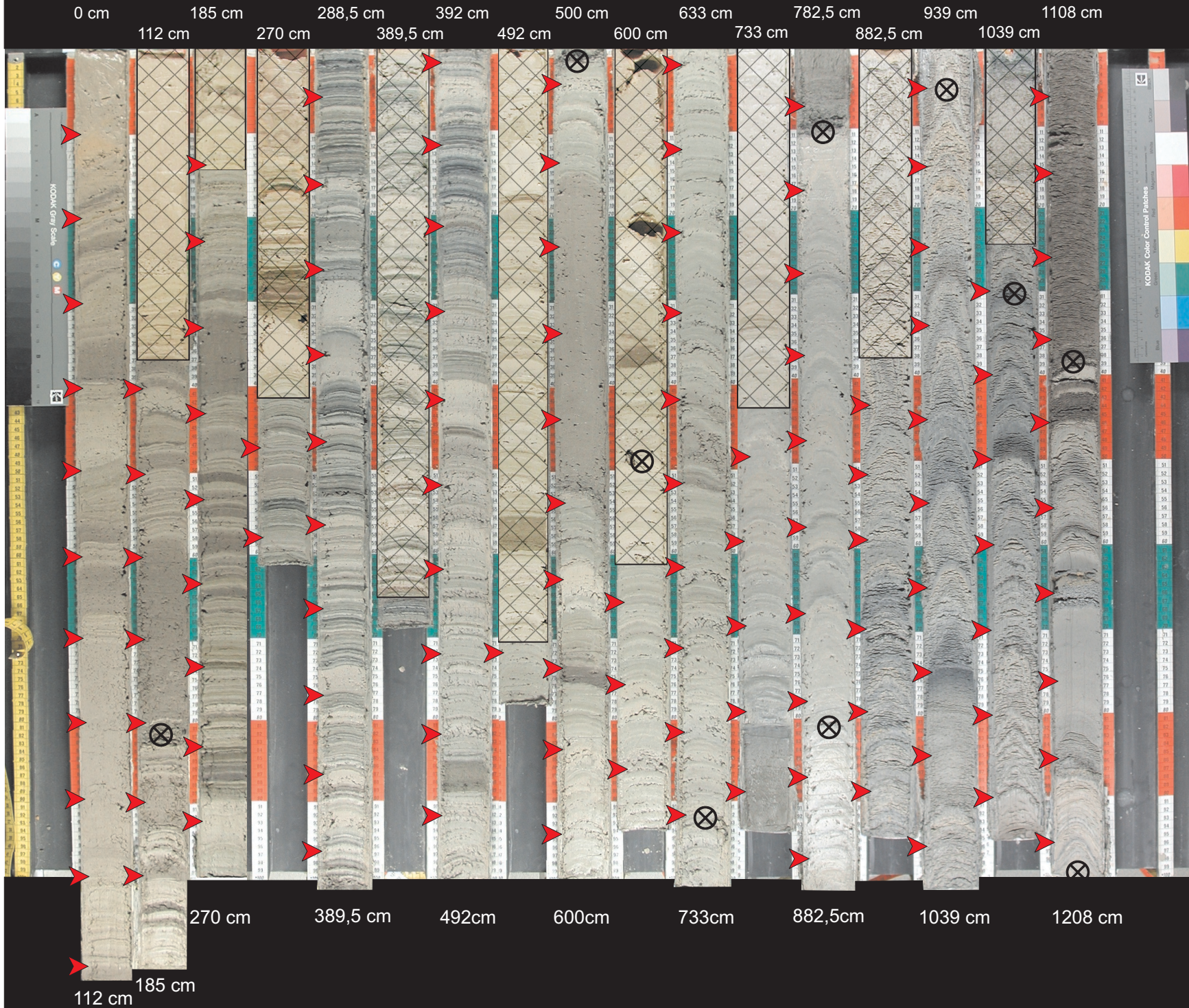
B) Foto des Kernes PRKL 02/02

C) Ausführliche Tabelle der Ergebnisse der ^{14}C -Datierung

PRKL 01/01

Anhang A)

Zusammengefügt Foto des Kernes PRKL 01/01. Die schraffierten, grau hinterlegten Abschnitte sind Überlappungsbereiche. Symbole siehe untenstehende Legende.

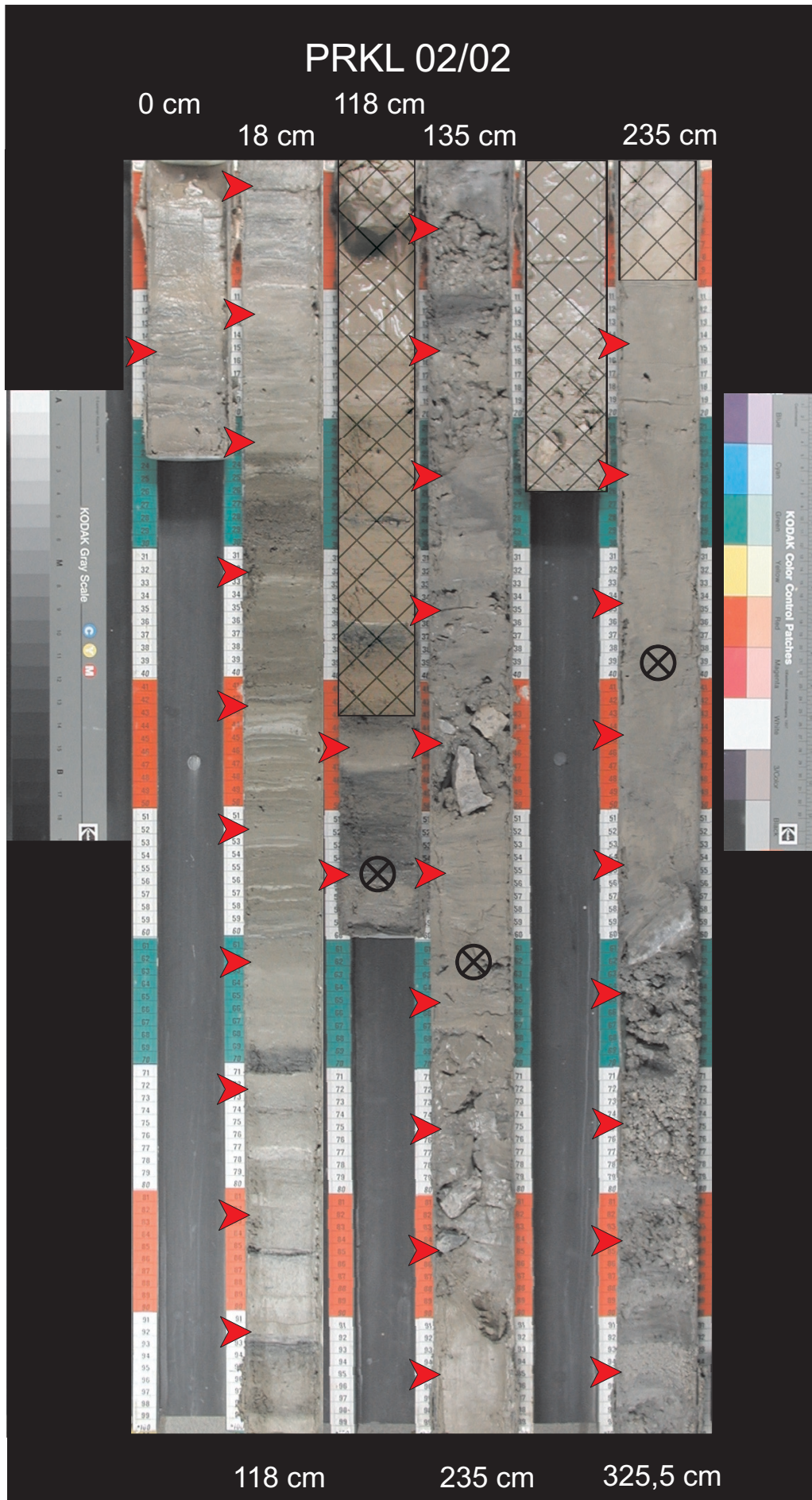


- ⊗ Entnahme einer ¹⁴C-Probe
- Probenentnahme für Sedimentologie und Geochemie

Anhang B)

Zusammengefügtes Foto des Kernes PRKL 02/02.

Die schraffierten, grau hinterlegten Abschnitte sind Überlappungsbereiche. Symbole siehe untenstehende Legende.



⊗ Entnahme einer ¹⁴C-Probe ➤ Probenentnahme für Sedimentologie und Geochemie

Anhang C)

Tabelle mit Angaben zu den ermittelten ¹⁴C-Altern und den Kalibrierungsergebnissen. Die Kursiv gedruckten Alter der mit dem Program OxCal v3.5 kalibrierten Daten repräsentieren das 2σ-Intervall (95,5 % Wahrscheinlichkeit), die anderen Alter das 1σ-Intervall (68,3 % Wahrscheinlichkeit)

Kern	Kerntiefe	Material	Masse (mg)	Labornummer UTC Nr	δ ¹³ C (‰)	¹⁴ C-Alter BP	cal. ¹⁴ C-Alter BP (Calib4)	Cal. ¹⁴ C-Alter AD/BC (OxCal v3.5)
PRKL 01/01	155,5	Holz	2,26	11350	-24,9	153±33	Modern (278-255, 225-171, 151-137, 101-83, 32-3)	<i>1670AD(11,4%)1700AD</i> <i>1720AD(29,8%)1780AD</i> <i>1790AD(6,9%)1880AD</i> <i>1910AD(13,8%)1950AD</i> <i>1660AD(78,6%)1890AD</i> <i>1910AD(16,8%)1960AD</i>
	501,5	Holz	2,22	11351	-28,5	2925±41	3157-3148, 3140-3087, 3080-2994	<i>1260BC(1,2%)1240BC</i> <i>1220BC(67,0%)1040BC</i> <i>1270BC(95,4%)990BC</i>
	584	Holz	2,23	11352	-26,6	3180±42	3447-3417, 3416-3364	<i>1500BC(68,2%)1410BC</i> <i>1530BC(92,9%)1370BC</i> <i>1340BC(2,5%)1310BC</i>
	725	Holz	2,20	11353	-25,7	4145±40	4814-4780, 4769-4757, 4725-4721, 4709-4666, 4658-4610, 4598-4577	<i>2870BC(13,2%)2830BC</i> <i>2820BC(5,2%)2800BC</i> <i>2780BC(3,3%)2770BC</i> <i>2760BC(36,5%)2660BC</i> <i>2650BC(9,9%)2620BC</i> <i>2880BC(95,4%)2580BC</i>
	793,5	Holz	2,07	11767	-27,7	4874±44	5647-5624, 5624-5590	<i>3705BC(68,2%)3635BC</i> <i>3770BC(86,0%)3620BC</i> <i>3580BC(9,4%)3530BC</i>
	862	Blattstreu	1,62	11768	-27,7	4804±48	5596-5574, 5540-5473	<i>3650BC(16,8%)3620BC</i> <i>3600BC(51,4%)3520BC</i> <i>3700BC(1,2%)3680BC</i> <i>3670BC(88,1%)3500BC</i> <i>3430BC(6,2%)3380BC</i>

Fortsetzung der Tabelle mit Angaben zu den ermittelten ¹⁴C-Altern und den Kalibrierungsergebnissen. Die Kursiv gedruckten Alter der mit dem Program OxCal v3.5 kalibrierten Daten repräsentieren das 2σ-Intervall (95,5 % Wahrscheinlichkeit), die anderen Alter das 1σ-Intervall (68,3 % Wahrscheinlichkeit)

Kern	Kerntiefe	Material	Masse (mg)	Labornummer UTC Nr	δ ¹³ C (‰)	¹⁴ C-Alter BP	cal. ¹⁴ C-Alter BP (Calib4)	Cal. ¹⁴ C-Alter AD/BC (OxCal v3.5)
PRKL 01/01	945	Holz	2,29	11769	-26,2	5360±46	6268-6245, 6200-6168, 6146-6109, 6096-6093, 6072-6057, 6048-6019, 6012-6000	<i>4320BC(9,9%)4290BC</i> <i>4260BC(16,4%)4210BC</i> <i>4200BC(18,6%)4160BC</i> <i>4130(23,2%)4050BC</i> <i>4330BC(17,7%)4270BC</i> <i>4260BC(77,7%)4040BC</i>
	1045	Holz	2,33	11770	-26,9	5930±50	6847-6841, 6797-6766, 6761-6719, 6701-6671	<i>4900BC(3,6%)4890BC</i> <i>4850BC(45,4%)4770BC</i> <i>4760BC(19,2%)4720BC</i> <i>4940BC(95,4%)4690BC</i>
	1146	Holz	2,32	11771	-27,0	6338±44	7317-7233, 7218-7211	<i>5370BC(68,2%)5260BC</i> <i>5470BC(5,8%)5440BC</i> <i>5430BC(5,3%)5400BC</i> <i>5390BC(83,3%)5210BC</i> <i>5160BC(1,0%)5150BC</i>
	1212	Nadel	0,99	11772	-26,7	6504±47	7460-7447, 7434-7413, 7397-7367, 7352-7324	<i>5520BC(25,7%)5460BC</i> <i>5450BC(42,5%)5370BC</i> <i>5610BC(2,6%)5590BC</i> <i>5560BC(92,8%)5360BC</i>
PRKL 02/02	132	Holz	2,38	11773	-26,5	4731±48	5579-5527, 5517-5512, 5486-5453, 5376-5330	<i>3630BC(29,5%)3560BC</i> <i>3540BC(16,5%)3500BC</i> <i>3430BC(22,3%)3380BC</i> <i>3640BC(61,1%)3490BC</i> <i>3470BC(34,3%)3370BC</i>
	197	Holz	2,36	11774	-27,5	5428±44	6283-6197	<i>4340BC(68,2%)4245BC</i> <i>4360BC(85,1%)4220BC</i> <i>4200BC(7,9%)4160BC</i> <i>4130BC(1,3%)4100BC</i> <i>4070BC(1,1%)4050BC</i>
	264,5	Holz	2,25	11775	-23,9	5990±70	6895-6728, 6694-6692	<i>4950BC(68,2%)4770BC</i> <i>5060BC(95,4%)4710BC</i>