

**Untersuchungen zur rezenten und subrezentem
Sedimentations- und Erosionsdynamik
des Pragser Wildsees (Südtirol)**

**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 Dipl.-Geogr. Anja Ilona THIELEMANN
geboren am 10.03.1979 in Elsterwerda

1. Gutachter: Prof. Dr. Roland Mäusbacher (Physische Geographie, FSU Jena)
2. Gutachter: PD Dr. Achim Brauer (Sektion 5.2 „Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, GFZ Potsdam)

Tag der öffentlichen Verteidigung: 19.05.2010

Vorwort

Diese Arbeit entstand im Rahmen des DFG-Projektes „SEDIMENTOLOGISCHE UND CHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUM MUREINTRAG AN HOCHGEBIRGSSEEN. UNTERSUCHUNG ZUR SEDIMENTDYNAMIK UND EROSION (REZENTE UND SUBREZENTE SEDIMENTE) - MA 1803 -19/1 und MA 1803 -19/2.

Für die Möglichkeit zur Promotion und die gewährte wissenschaftliche Freiheit bei der Durchführung der Projektarbeiten habe ich Prof. Dr. Roland Mäusbacher zu danken. Zu danken habe ich auch Dr. Gerhard Daut für die Durchführung der Messungen am Röntgendiffraktometer und für seine ganz eigene Art der Motivation.

Ein großes Dankeschön gilt PD Dr. Achim Brauer und Dr. Jens Mingram (beide GFZ, Potsdam), die sich für Fragen hinsichtlich der Auswertung der Dünnschliffe Zeit nahmen. Herrn Michael Köhler sowie Herrn Dipl.-Ing. Thomas Beckmann sei herzlich für die Anfertigung der Dünnschliffe und die wertvollen Tipps bei der Herstellung der „Tränklinge“ gedankt. Für die Durchführung der Röntgenfluoreszenzanalysen bedanke ich mich recht herzlich bei Herrn Dr. Peter Dulski und Frau Brigitte Richert (beide GFZ, Potsdam).

Dipl.-Ing. (FH) Brunhilde Dressler und PTA Carmen Kirchner danke ich recht herzlich für die Hilfe beim Filtrieren der Proben und bei den Messungen zur Korngrößenanalyse. Bei CTA Kati Hartwig bedanke ich mich für die Durchführung der Elementaranalysen. Heidrun Garlipp (IMT, FSU Jena) danke ich für die Durchführung der REM-Analysen. Dr. Johannes Wallner sei für die Hilfe bei den ersten Geländekampagnen sowie für die Durchführung ausgewählter Messungen am Röntgendiffraktometer gedankt. Ein weiteres Dankeschön geht an Dr. Ralf Hesse für das Programmieren diverser Makros.

Für die Unterstützung bei verschiedenen Gelände- und Laborarbeiten sowie die interessanten Diskussionen danke ich meinen Freunden, Dipl.-Geogr. Carmen Trog, B.Sc. Frank Raphael, B.Sc. Rita Hempel, B.Sc. Thomas Kasper, Dorothee Kruse und Dipl.-Geogr. Stephanie Meschner.

Danken möchte ich auch Prof. Dr. Beate Michalzik, Dipl.-Geogr. Susanne Richter und Dipl.-Geogr. Malte Schindler, die mit ihrer herzerfrischenden Art unter anderem dafür gesorgt haben, dass mir beim Schreiben nicht kurz vor Schluss die Puste ausging.

Herzlichst danken möchte ich auch Anja Klaus & Anke Partschefeld, die mir halfen mich nicht im „Uni-Verwaltungsdschungel“ zu verlaufen und sich geduldig um Bestellungen, Dienstreiseabrechnungen und sonstige „Wehwehchen“ kümmerten.

Dipl.-Ing. Martin Stephan, Heinz Tessmann, Christian Vogt, Torsten Hesse, Hartmut Roselt, Hubert Müller, Ines Thiele, Dipl.-Ing. Andreas Koch und Ralf Wagner (alle IMT FSU Jena) danke ich für die besonders tolle Zusammenarbeit

bei der Planung und Herstellung diversen Geländeequipments, für die Behebung aller technischer Probleme und die vielen netten Gespräche bzw. Unterhaltungen.

Ein großer Dank gilt auch Dr. Renato Sasor vom Amt für Naturparke der Autonomen Provinz Bozen für die gute Zusammenarbeit. Dr. Michaela Munari sei für die Überlassung der meteorologischen Datensätze der Klimastation St. Veit (Südtirol) gedankt. Herrn Bruno Heiss danke ich für die Genehmigung der Forschungsarbeiten auf dem Pragser Wildsee. Dr. Caroline Heiss, Heidi Heiss, Andreas Heiss, Jens Kappel sowie allen Mitarbeitern des Hotels „Pragser Wildsee“ danke ich für die moralische Unterstützung und das rege Interesse an den Forschungsarbeiten.

Ein herzliches Dankeschön gilt meiner Mutti. Sie hat mich seit Beginn meines Studiums der Geographie bis zur Fertigstellung dieser Dissertation immer unterstützt. Herzlichst möchte ich auch meiner „Mama“ und „Oma“ danken, die mir beim Schreiben dieser Arbeit stets motivierend zur Seite gestanden haben. Danke Schatz, dass es dich gibt!!!

Ein ganz besonderer Dank gilt den beiden „Unversenkbaren“ des *Teams Prags Utd.* Dipl.-Geogr. Stefan Doberschütz und Dipl.-Geogr. Dirk Nowacki, die mir bei allen Arbeiten im Gelände und im Labor sowie als kritische Diskussionspartner stets zur Seite standen. Als engste Freunde sind sie auch in allen anderen Lebenslagen für mich da.

Inhalt

Tabellen- und Abbildungsverzeichnis.....	VIII
Zusammenfassung	XIV
Abstract	XV
1 Einführung.....	1
1.1 Motivation	1
1.2 Fragestellungen.....	2
1.3 Stand der Forschung	3
1.3.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik.....	3
1.3.1.1 Allgemeines	3
1.3.1.2 Sedimentfallentypen und ausgewählte Studien.....	3
1.3.2 Warvenchronologie	6
1.3.2.1 Allgemeines, Warventypen und -erhaltung	6
1.3.2.2 Warvennachweis und Fehlerbetrachtung	8
1.3.3 Ereignislagen in Seesedimenten.....	9
1.3.3.1 Allgemeines, steuernde Faktoren und Prozesse	9
1.3.3.2 Klassifikation von Ereignislagen	11
1.3.3.3 Verbreitung von Ereignislagen im Wasserkörper.....	12
1.3.3.4 Ablagerungstypen.....	14
1.3.3.5 Ausgewählte Studien	16
2 Untersuchungsgebiet	19
2.1 Physiogeographische Charakteristik	19
2.1.1 Lage und Entstehung des Sees.....	19
2.1.2 Geomorphologie und Geologie	20
2.1.3 Hydrologie/Hydrogeologie.....	22
2.1.4 Klima.....	24
2.2 Bisherige wissenschaftliche Untersuchungen im Einzugsgebiet des Prager Wildsees	26
3 Methoden	28
3.1 Geländearbeiten.....	28
3.1.1 Positionierung und Konstruktion der Sedimentfallensysteme	28
3.1.2 Meteorologische und hydrologische Datensätze.....	32
3.1.3 Entnahme der Sedimentkerne	34
3.2 Laborarbeiten	35
3.2.1. Bestimmung der Gesamtsedimentfluxraten	35
3.2.2 Aufbereitung der Sedimentkerne	35

3.2.3 Kernparallelisierung und Sedimentverteilung im Seebecken	36
3.2.4 Korngrößen- und Elementaranalysen	37
3.2.5 Röntgendiffraktometrie und Rasterelektronenmikroskopie.....	37
3.2.6 Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF-Scan).....	38
3.2.7 Radiokarbondatierungen.....	38
3.2.8 Herstellung und Auswertung der Dünnschliffe	39
4 Ergebnisse.....	40
4.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik	40
4.1.1 Sedimentfallenuntersuchungen vom 23.10.2004 bis 05.07.2006.....	40
4.1.1.1 Geländebeobachtungen	40
4.1.1.2 Quantifizierung des Gesamtsedimentfluxes	41
4.1.1.3 „Mikrofaziesanalyse“	42
4.1.1.4 Meteorologische Datensätze	43
4.1.2 Sedimentfallenuntersuchungen vom 22.09.2006 bis 19.05.2009.....	44
4.1.2.1 Geländebeobachtungen	44
4.1.2.2 Quantifizierung des Gesamtsedimentfluxes	49
4.1.2.3 Hydrologische und Meteorologische Datensätze.....	53
4.1.2.4 Sedimentologische und geochemische Analysen.....	68
4.1.2.5 Röntgendiffraktometrie und Rasterelektronenmikroskopie	73
4.2 Sedimentkerne	76
4.2.1 Makroskopische Kernbeschreibungen	76
4.2.1.1 Kernklassifikation nach NOWACKI (2008).....	76
4.2.1.2 Referenzkern PR 03/06	78
4.2.1.3 Kolbenlotkern PRKL 01/06	80
4.2.1.4 Kerntransekt vom Haupt- ins Nebenbecken	81
4.2.2 Röntgenfluoreszenzanalysen.....	82
4.2.3 Sedimentologische Analysen.....	85
4.2.3.1 PRKL 01/06	85
4.2.3.2 Transektkerne.....	86
4.2.4 Mikrofaziesanalysen und zeitliche Stellung der Sedimente	91
4.2.4.1 Referenzkern PR 03/06	91
4.2.4.2 Kolbenlotkern PRKL 01/06	96
4.3 Sedimentverteilungen und Faziesveränderungen ausgewählter Ereignislagen.....	102
4.3.1 Referenzereignislage ErLa II.....	102
4.3.2 Ereignislage ErLa XIII	106
4.3.3 Ereignislage ErLa I.....	110
4.3.4 Ereignislage ErLa XIV.....	113
4.3.5 Bereich N2	116

4.3.6 Bereich N9	118
4.4 AMS- ¹⁴ C-Datierungen.....	120
5 Interpretation der Ergebnisse.....	122
5.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik	122
5.2 Verbreitung der Ereignislagen und Prozessdifferenzierung.....	129
5.2.1 Referenzereignislage ErLa II.....	131
5.2.2 Ereignislage ErLa XIII	133
5.2.3 Ereignislage ErLa I.....	135
5.2.4 Ereignislage ErLa XIV.....	136
5.3 Zeitliche Stellung der Sedimente	137
5.4 „Ereigniskalender“	140
6 Diskussion der Ergebnisse	143
6.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik	144
6.2 Subrezente Sedimentations- und Erosionsdynamik	145
7 Fazit.....	148
8 Ausblick.....	151
Literatur	154
Anhang.....	164

Tabellen- und Abbildungsverzeichnis

Tabellen

Tabelle 1: Kenndaten des Pragser Wildsees (nach DAMIAN 1899 ⁽¹⁾ , ENGELEN 1972 ⁽²⁾ ; IRMLER 2003 ⁽³⁾ ; AUTONOME PROVINZ BOZEN 1992 ⁽⁴⁾)	24
Tabelle 2: Übersicht über die entsprechenden Untersuchungszeiträume und deren Dauer (in Tagen)	30
Tabelle 3: Ergebnisse der Berechnung des Gesamtsedimentfluxes in g m ⁻² d ⁻¹	42
Tabelle 4: Beschreibung der Ereignislagen ER 01 bis ER18.....	98
Tabelle 5: Ergebnisse der AMS- ¹⁴ C-Datierungen am Kolbenlotkern PRKL 01/06 nach <i>IntCal</i> . (Beta Analytics Inc.).....	120

Abbildungen

Abbildung 1: Klassifikationen anhand der Sedimentkonzentration (Quelle: MULDER & ALEXANDER 2001: 271)	12
Abbildung 2: Verbreitungstypen sedimentbeladener Ströme in Seen (Quelle: MULDER & ALEXANDER 2001: 274).....	13
Abbildung 3: Ablagerungstypen (Fazies) von Ereignislagen (Quelle: MULDER & ALEXANDER 2001: 275)	15
Abbildung 4: Lage des Pragser Wildsees (gelbes Dreieck) in Norditalien zwischen Bruneck und Innichen	19
Abbildung 5: vereinfachte Übersichtskarte zu den geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees, verändert nach PIA 1937 (aus: IRMLER 2003: 12).....	21
Abbildung 6: Bathymetrische Karte mit Schuttfächern (verändert, nach NOWACKI 2008); Foto Fächer A: DOBERSCHÜTZ (2007); Foto Fächer B: NOWACKI (2007); Foto Fächer C & D: DOBERSCHÜTZ (2007); Foto Fächer F, G & H: THIELEMANN (2008)	22
Abbildung 7: Jahresmitteltemperaturen (1957 bis 2007) und Jahresniederschlagssummen, inklusive Differenzierung in Sommer- und Winter (1921 bis 2007), generiert aus Datensätzen der Klimastation St. Veit; (Datengrundlage: HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN)	25
Abbildung 8: Bathymetrische Karte (aus Originaldatensätzen DAUT/IRMLER und neuen Tiefendaten (Norden) THIELEMANN/NOWACKI) mit Lage der Sedimentfallensysteme F1, F2 und F3, des Strömungsmessers, des Referenzkerns PR 03/06, der Kolbenlotkerne PRKL 01/01, PRKL 02/02,	

PRKL 01/06, PRKL 02/06 und der Transektkerne PR 45/08, PR 46/08, PR 37/08, PR 36/08 und PR 35/08.....	31
Abbildung 9: Schematischer Überblick über die durchgeführten Arbeiten an den jeweiligen Sedimentkernen.....	36
Abbildung 10: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im Zeitraum vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (Foto: DOBERSCHÜTZ 2006)	41
Abbildung 11: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im Zeitraum vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (Foto: DOBERSCHÜTZ 2006) (oben) und „aufgesägter Epoxydharztränking“ einer Probe des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im gleichen Zeitraum (23.10.2004 bis 05.07.2006).....	42
Abbildung 12: Niederschlagsmengen pro Tag in mm für den Untersuchungszeitraum 23.10.2004 bis 05.07.2006, gemessen an der Klimastation St. Veit (1285 m über NN.); Daten vom HYDROGRAPHISCHEN AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN	43
Abbildung 13: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im Zeitraum vom 19.06.2007 bis 23.07.2007 (Foto: DOBERSCHÜTZ 2007)	44
Abbildung 14: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F2 im Zeitraum vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 (Foto: NOWACKI 2009)	44
Abbildung 15: (a) Nadelsäume am Südostufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (b) Nadelsäume am Südostufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (c) Südufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (d) Finsterbachdelta (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (e) Südufer des Sees (Oktober Foto: DOBERSCHÜTZ 2007); (f) Detailaufnahme im Bereich der Nadelsäume am Südufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007).....	46
Abbildung 16: (a) Nadelsaum am Südostufer des Sees (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (b) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (c) Südufer des Sees (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (d) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (e) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN Oktober 2008).....	47
Abbildung 17: (a) Sedimentfahne vor dem Fächer A (Foto: NOWACKI Juli 2008); (b) Sedimentfahne vor dem Fächer A (Foto: NOWACKI Juli 2008); (c) Sedimentfahne vor dem Fächer B (Foto: NOWACKI Juli 2008); (d) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN September 2008); (e) Auswirkungen eines Sturmereignisses (Foto: THIELEMANN Mai 2009); (f) Aufstau des Finsterbachs durch eine Rutschung im hinteren Grünwaldtal (Foto: THIELEMANN Juni 2008).....	48

Abbildung 18: berechneter Gesamtsedimentflux in $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für die verschiedenen Untersuchungszeiträume des Sedimentfallensystems 1.....	49
Abbildung 19: berechneter Gesamtsedimentflux in $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für die verschiedenen Untersuchungszeiträume des Sedimentfallensystems 2.....	51
Abbildung 20: berechneter Gesamtsedimentflux in $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für die verschiedenen Untersuchungszeiträume des Sedimentfallensystems 3.....	51
Abbildung 21: Ratio Gesamtsedimentflux F2:F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009.....	52
Abbildung 22: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit, Sauerstoffsättigung und Wassertemperatur an Sedimentfallenposition 1	54
Abbildung 23: errechnete Tagesmittel der Wassertemperaturen für die verschiedenen Wassertiefen und mittlere Seespiegelschwankungen pro Tag im Untersuchungs-zeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 an Position F1	58
Abbildung 24: errechnete Tagesmittel der Wassertemperaturen für die verschiedenen Wassertiefen und mittlere Seespiegelschwankungen pro Tag im Untersuchungs-zeitraum vom 24.10.2006 bis 19.05.2009 an Position F2.....	59
Abbildung 25: Strömungsdiagramm vom 27.10.2007 bis 19.05.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund.....	62
Abbildung 26: Strömungsdiagramm vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund.....	63
Abbildung 27: Strömungsdiagramm vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund.....	63
Abbildung 28: Strömungsdiagramm vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund.....	64
Abbildung 29: Strömungsdiagramm vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund.....	64
Abbildung 30: Strömungsdiagramm vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund.....	65
Abbildung 31: Strömungsdiagramm vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund.....	65
Abbildung 32: Niederschläge pro Tag in mm und durchschnittliche Tageslufttemperaturen im Untersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009; Daten vom 22.09.2006 bis 14.09.2007 und 01.10.2007 bis 22.11.2007 von Klimastation St. Veit (1285 m über NN.), zur Verfügung gestellt vom Hydrographischen Amt der Autonomen Provinz Bozen	67
Abbildung 33: TC-Gehalte in Gew.-% an Position F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009.....	68
Abbildung 34: TN-Gehalte in Gew.-% an Position F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009.....	69

Abbildung 35: TS-Gehalte in Gew.-% an Position F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009.....	70
Abbildung 36: TC-Gehalte in Gew.-% an Position F2 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009.....	71
Abbildung 37: TN-Gehalte in Gew.-% an Position F2 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009.....	72
Abbildung 38: TS-Gehalte in Gew.-% an Position F2 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009.....	73
Abbildung 39: (a) F2 25 m über Grund 05/07; (b) F2 25 m über Grund 06/07; (c) F2 25 m über Grund 07/07; (d) F1 25 m über Grund 07/07; (e) F2 5 m über Grund 06/08; (f) F2 5 m über Grund 07/08; (g) F2 5 m über Grund 09/08; (h) F1 5 m über Grund 10/08	75
Abbildung 40: Kernklassifikation nach NOWACKI (2008) am Beispiel eines Transekts durch den Prager Wildsee.....	77
Abbildung 41: Makroskopische Beschreibung der sedimentologischen Einheiten des Referenzkerns PR 03/06 mit Parallelisierung von PRKL 01/01 Pilot, PR 05/02, PR 11/02 und PR 03/06.....	78
Abbildung 42: Makroskopische Beschreibung der sedimentologischen Einheiten des Kolbenlotkerns PRKL 01/06 mit Parallelisierung von PRKL 01/01 und PRKL 01/06.....	80
Abbildung 43: Klassifikation der Sedimentkerne PR 45/08, PR 46/08, PR 37/08, PR 36/08, PR 35/08, PRKL 01/06 Pilot und PR 53/08 entlang des Transekts vom Haupt- ins Nebenbecken (nach NOWACKI 2008).....	81
Abbildung 44: XRF-Analysen der Elemente Fe, Ca, Mg, Si, Al, K, Ti und Sr (alle in cps) für den Epoxydharzblock 2 des Sedimentkerns PR 03/06 (80-180 mm) (Messungen DULSKI & RICHERT, GFZ Potsdam).....	83
Abbildung 45: XRF-Analysen der Elemente Fe, Ca, Mg, Si, Al, K, Ti und Sr (alle in cps) für den Epoxydharzblock 3 des Sedimentkerns PR 03/06 (160-260 mm) (Messungen DULSKI & RICHERT, GFZ Potsdam).....	84
Abbildung 46: Sedimentologische Parameter des Kerns PRKL 01/06.....	85
Abbildung 47: Klassifikation des Kerns PR 45/08 nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus	87
Abbildung 48: Klassifikation des Kerns PR 37/08 nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus	88
Abbildung 49: Klassifikation des Kerns PR 35/08 nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus	89
Abbildung 50: Klassifikation des Kerns PRKL 01/06 Pilot nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus	90
Abbildung 51: Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse des Referenzkerns PR 03/06 für die Kernsequenz von 0 bis 230 mm.....	93

Abbildung 52: abgrenzbare Lagen in der oberen Sedimentsequenz des Referenzkerns PR 03/06 (links) und Gegenüberstellung der Sedimentsequenzen (Dünnschliff, polarisiert) zwischen ErLa II und ErLa VI für den Kern PRKL 01/01 (DS, gespiegelt) und PR 03/06 (rechts)	94
Abbildung 53: (links) Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PRKL 01/01 IRMLER (Originaldatensatz) und (rechts) Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PR 03/06 THIELEMANN (2008).....	95
Abbildung 54: Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PRKL 01/01 IRMLER (Originaldatensatz) (links) und Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PRKL 01/01 THIELEMANN (2008) (rechts).....	96
Abbildung 55: Lagenbeschreibung des Sedimentkernes PRKL 01/06 bis 1450 mm Kerntiefe (links) und Lagenbeschreibung für den parallelisierten Abschnitt mit PRKL 01/01 unter Angabe der Bezeichnungen nach NOWACKI (2008) für die identifizierbaren Ereignislagen (rechts)	97
Abbildung 56: Zählung PRKL 01/01 IRMLER (2003) (links) und PRKL 01/06 THIELEMANN (2007) (rechts) zwischen ErLa II und ErLa XXI.....	100
Abbildung 57: Zählung PR 03/06 zwischen ErLa II und ErLa VII THIELEMANN (2008) (links) und Zählung PRKL 01/06 zwischen ErLa II und ErLa VII THIELEMANN (2007) (rechts)	101
Abbildung 58: ErLa II am Beispiel von PR 10/08, PR 41/08 und PR 37/08.....	102
Abbildung 59: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa II gesamt (aus: NOWACKI 2008).....	103
Abbildung 60: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa II Sandlage (aus: NOWACKI 2008).....	104
Abbildung 61: schematische Darstellung der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse Ereignislage ErLa II - Referenzlage zu IRMLER (2003) - der Sedimentkerne PR 03/06 (Referenzkern), PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot	105
Abbildung 62: ErLa XIII am Beispiel der Kerne PR 08/08, PR 41/08 und PR 37/08.....	106
Abbildung 63: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa XIII ohne Abschnitt der Wechsellagerung aus klastischen und organischen Komponenten (aus: NOWACKI 2008).....	107
Abbildung 64: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa XIII; Abschnitt der Wechsellagerung aus klastischen und organischen Komponenten (aus: NOWACKI 2008).....	108

Abbildung 65: schematische Darstellung der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse der Ereignislage ErLa XIII der Sedimentkerne PR 03/06 (Referenzkern), PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot	109
Abbildung 66: ErLa I am Beispiel der Kerne PR 14/08, PR 41/08 und PR 37/08.....	110
Abbildung 67: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa I (aus NOWACKI 2008)	111
Abbildung 68: schematische Darstellung der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse der Ereignislage ErLa I der Sedimentkerne PR 03/06 (Referenzkern), PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot	112
Abbildung 69: ErLa XIV am Beispiel der Kerne PR 31/08, PR 40/08 und PR 42/08.....	113
Abbildung 70: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa XIV (aus NOWACKI 2008)	114
Abbildung 71: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung der Sandlage von ErLa XIV (aus NOWACKI 2008).....	115
Abbildung 72: Bereich N2 am Beispiel der Kerne PR 14/08, PR 41/08 und PR 37/08.....	116
Abbildung 73: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von N2 (aus: NOWACKI 2008)	117
Abbildung 74: Bereich N9 am Beispiel der Kerne PR 09/08, PR 41/08 und PR 37/08.....	118
Abbildung 75: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von N9 (aus: NOWACKI 2008)	119
Abbildung 76: Alters-Tiefenmodell PRKL 01/06 (links) und Gegenüberstellung „Warvenalter“ BP und Alter cal. BP für den Kerns PRKL 01/06 (rechts).....	121
Abbildung 77: Transformation des Rezentdatensatzes (LZSFE, F1) in den Referenzkern PR 03/06 (Epoxydharztränking, gespiegelt).....	122
Abbildung 78: Gesamtsedimentflux ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) und tägliche Niederschlagssummen an den Positionen F1 (oben), F2 (Mitte) und F3 (unten).....	124
Abbildung 79: gemauerter Fahrweg über den Finsterbach ins Grünwaldtal (Foto: THIELEMANN 2007).....	130
Abbildung 80: Blick auf den Kleinen Seekofel (Foto: NOWACKI 2008).....	133
Abbildung 81: Rinnsal mit rötlichem Sediment (Foto: NOWACKI 2008).....	133
Abbildung 82: Blick auf Fächer B (Foto: DOBERSCHÜTZ 2007).....	136
Abbildung 83: Ereigniskalender für die jüngsten Sedimente des Pragser Wildsees bis 2006, am Beispiel des Referenzkerns PR 03/06.....	141
Abbildung 84: Ereigniskalender für die jüngsten Sedimente des Pragser Wildsees bis 2009, am Beispiel des Kerns PR 04/09	142

Zusammenfassung

Der Pragser Wildsee (1496 m NN) ist ein in den Italienischen Dolomiten gelegener Gebirgssee. Im Einzugsgebiet des Sees finden sich zahlreiche Schuttfächer und Murkegel. Diese standen bereits wiederholt im Fokus wissenschaftlicher Untersuchungen. Dabei sind besonders STRUNK (1995) und IRMLER (2003) bzw. IRMLER et al. (2005, 2006) zu nennen. So erstellte STRUNK (1995) auf Basis dendrogeomorphologischer Untersuchungen einen 400 Jahre zurückreichenden Murkalender für einen der Schuttfächer südlich des Sees. Anschließend generierte IRMLER (2003) einen mehrere Jahrtausende umfassenden Mur(frequenz)kalender anhand der Sedimente des Sees. Allerdings ergab sich eine z.T. erhebliche zeitliche Diskrepanz zwischen den sedimentologischen und palynologischen Befunden sowie den radiometrischen Datierungen.

Um die Faktoren, Prozesse und Ereignisse, die für den Aufbau der Sedimente am Pragser Wildsee maßgebend sind, zu untersuchen und die Ursachen für die zeitliche Diskrepanz zwischen den sedimentologischen und palynologischen Befunden sowie den radiometrischen Datierungen zu ergründen, erfolgten hochaufgelöste Untersuchungen zur rezenten Sedimentations- und Erosionsdynamik im Pragser Wildsee. Dazu wurden insgesamt drei Sedimentfallensysteme, ausgestattet mit Temperatur- und Drucksensoren, im See installiert. Des Weiteren wurden meteorologische Parameter, wie Niederschlag und Lufttemperatur hochaufgelöst erfasst. Zusätzlich sollte der Transfer der Datensätze aus den Sedimentfallen in entnommene Sedimentkerne erfolgen.

Die im Rahmen dieser Studie erzielten Ergebnisse konnten einen wichtigen Beitrag zum Verständnis der Sedimentations- und Erosionsprozesse in Hochgebirgsseen leisten. Allerdings zeigten diese auch die Schwierigkeiten bei der Interpretation von Geoarchiven auf. So war im Fall des Pragser Wildsees eine Zuweisung einer bestimmten Sedimentsequenz zu einem Jahr nur durch die Wahl des Multiproxy-Ansatzes möglich. Anhand von Sedimentfallendatensätzen, kombiniert mit hochaufgelösten meteorologischen und hydrologischen Datensätzen, Augenzeugenberichten sowie mikrofaziellen Analysen ausgewählter Sedimentkerne konnte für die jüngsten Sedimente ein „Ereigniskalender“ konstruiert werden.

Abstract

Lake Braies (1496 m a.s.l.) is a subalpine lake in the Italian Dolomites. A lot of alluvial fans and debris flow cones are situated in the catchment of this lake. In former studies, done by STRUNK (1991, 1995, 1997), IRMLER (2003) and IRMLER et al. (2005, 2006), dendrogeomorphological and sedimentological investigations were used to reconstruct the debris flow frequency in the catchment of Lake Braies. IRMLER (2003) used lake sediments as proxy in order to create a debris flow (frequency) calendar for the last millennia. In his opinion there is a good correlation between the dendrochronological datasets, varve and radiometric dating (^{137}Cs). Certainly, there was a large chronological difference between the varve chronology, palynological analyses and AMS- ^{14}C -datings especially in the deeper parts of piston core PRKL 01/01.

So this study focuses on the investigation of the recent sedimentation and erosion dynamic at Lake Braies in order to understand the factors and processes which control the sedimentation and erosion dynamic and to get information about the reasons of this large chronological difference between sedimentological records, palynological records and radiometric dating. Therefore, two (three) sediment trap systems were installed in the lake. Each of these systems consists of three integral traps (25 m, 15 m and 5 m above ground). In addition, temperature and depth sensors deliver high resolute datasets (10 min- interval) from the lake. A current meter was also installed at one trap system position. Due to a climate station at the north shore of the lake high resolute meteorological records (10 min- interval) are available for the parameters air temperature, air humidity, precipitation and solar radiation. A transformation of these recent datasets into sediment cores is done by using thin sections. Also microfacial analyses of several sediment cores will be useful to estimate the erosion activity of large event layers.

This study contributes partly to a better understanding of the complex mechanisms which control the sedimentation and erosion dynamic in high altitude lakes. Considering all results of the former studies of IRMLER (2003) and IRMLER et al. (2005, 2006) as well as this study the sediments of Lake Braies are an example for the risk of misinterpretation geoarchives. This archive will be only understood by a combined analysis of recent datasets and sediment cores.

1 Einführung

1.1 Motivation

Seesedimente stellen, wie aus vielen Studien hervorgeht, geeignete Klima- bzw. Geoarchive dar. Rekonstruierbar sind sowohl natürliche als auch anthropogen induzierte Sedimentations- und Erosionsprozesse im Einzugsgebiet (u.a. GILLI et al. 2003, OHLENDORF et al. 2003, SCHIEFER et al. 2006, GIRARD CLOS et al. 2007, ZOLITSCHKA 1996, 1998, ENTERS et al. 2006, BRAUER et al. 2008). Infolge des erwarteten Anstiegs der Jahresdurchschnittstemperaturen und der Zunahme der Niederschlagsmenge bzw. einer Erhöhung der Niederschlagsintensitäten wird besonders in den Hochgebirgsregionen mit einer Häufung von Naturkatastrophen gerechnet (vgl. u.a. CHRISTENSEN et al. 2007). Zu diesen Naturkatastrophen zählen beispielsweise Hochwässer, Lawinen, Murgänge und Berggrutsche. Diese würden in den heute meist dicht besiedelten Touristenregionen der Alpen erhebliche Schäden verursachen. Angesichts dieser Tatsachen ist die genaue Kenntnis der auslösenden bzw. steuernden Faktoren, des Ausmaßes und der Häufigkeit (Magnituden-Frequenz-Beziehung) sowie der Ablauf von solchen Ereignissen wichtig (GLADE 1998, REID & PAGE 2002, SCHROTT & GLADE 2007), um Schutzmaßnahmen treffen zu können und ggf. die Effizienz von Rettungsmaßnahmen zu erhöhen. Deshalb beschäftigen sich zahlreiche Arbeiten mit einer Verbesserung des Prozessverständnisses in den alpinen Einzugsgebieten. So setzt man heute auch verstärkt auf den Einsatz von Fernerkundungssystemen, aus denen beispielsweise hochaufgelöste digitale Geländemodelle generiert werden können. Diese dienen wiederum als Ausgangsbasis für Modellierungen mit Geographischen Informationssystemen und anderen Modellen, um beispielsweise sog. Gefährdungskarten zu erstellen (DELMONACO et al. 2003, MELELLI & TARAMELLI (2004), RICKENMANN et al. 2006, GENTILE et al. 2008).

Auch im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees (Südtirol) finden sich große Schuttfächer und Murbahnen, die darauf hinweisen, dass es in der Vergangenheit zu Massenbewegungen in Form von Berg- bzw. Felsstürzen und Murgängen gekommen ist. Auch rezent lassen sich Beispiele solcher Aktivitäten finden. So konnte im Oktober 2008 ein Felssturz am Ostufer des Sees kartiert werden (siehe Kapitel 4.1.2.1; Anhang 9). Bereits seit mehreren Jahren ist der See Gegenstand intensiver wissenschaftlicher Untersuchungen. STRUNK (1995, 1997) untersuchte die Häufigkeit von Murereignissen auf einem der großen Schuttfächer südlich des Sees mit Hilfe dendrogeomorphologischer Methoden und rekonstruierte einen Murkalender für die letzten 400 Jahre. Darauf aufbauend erstellte IRMLER (2003) einen aus Seesedimenten generierten Mur(frequenz)kalender für die letzten Jahrtausende. Dafür wurde ein Multiproxy-Ansatz, bestehend aus Warvenchronologie, ^{137}Cs - und AMS- ^{14}C -

Datierungen sowie Pollenanalysen, gewählt. Allerdings ergaben sich erhebliche zeitliche Differenzen zwischen der erstellten Warvenchronologie, den Ergebnissen der Pollenanalyse (vgl. SCHNEIDER et al. 2009) und denen der AMS-¹⁴C-Datierungen.

1.2 Fragestellungen

Die vorliegende Arbeit, entstanden im Rahmen des DFG-Projektes „SEDIMENTOLOGISCHE UND CHRONOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUM MUREINTRAG IN HOCHGEBIRGSSEEN. UNTERSUCHUNG ZUR SEDIMENTDYNAMIK UND EROSION (REZENTE UND SUBREZENTE SEDIMENTE)“ - MA 1308/19-1 und MA 1308/19-2 -, beschäftigt sich mit der Erforschung von Sedimentations- und Erosionsprozessen an den Ablagerungen des Pragser Wildsees (Südtirol). Dieses Projekt schließt damit an das Projekt „DENDROGEOMORPHOLOGISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUM SEDIMENTEINTRAG VON MURGÄNGEN IN EINEN HOCHGEBIRGSSEE“ - MA 13/08/9-1 und MA 1308/9-2 - an. Entsprechend der Ergebnisse und Probleme des Vorgängerprojektes ergaben sich folgende Fragestellungen für diese Arbeit:

1. Welche Faktoren und Prozesse beeinflussen die rezente und subrezente Sedimentations- und Erosionsdynamik im Pragser Wildsee?
2. Ergeben sich daraus Hinweise auf die Ursache der zeitlichen Diskrepanz zwischen der bestehenden Warvenchronologie und den AMS-¹⁴C-Datierungen?

Durch die monatliche Quantifizierung des Sedimenteintrages mit Integralfallen und die hochaufgelöste Erfassung hydrologischer und meteorologischer Parameter, über einen Zeitraum von ca. 2½ Jahren, sollte es möglich sein, die steuernden Faktoren und Prozesse der Sedimentations- und Erosionsdynamik des Pragser Wildsees zu beschreiben. Des Weiteren liefert die Entnahme von Sedimentkernen zusätzliche Daten zur Mikrofazies und räumlichen Verbreitung der Sedimente im See. Eine Verknüpfung dieser methodischen Ansätze sollte Gründe für die zeitliche Diskrepanz zwischen bestehender Warvenchronologie und den AMS-¹⁴C-Datierungen liefern können.

1.3 Stand der Forschung

1.3.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik

1.3.1.1 Allgemeines

Sedimentfallen stellen bereits seit Jahrzehnten ein geeignetes Werkzeug dar, um die rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik von Seen zu untersuchen, vgl. u.a. PREMAZZI & MARENGO (1982), HAKANSON (1984), BLOESCH & UEHLINGER (1986), MATTY et al. (1987), NIESSEN & STURM (1987), KOZERSKI (1994, 2006), LEEMANN & NIESSEN (1994), BLOESCH (1996), RETELLE & CHILD (1996), CALLIERI (1997), GOUDSMIT et al. (2000), KULBE et al. (2006), STURM (2002), BLUSZCZ (2003), BLUSZCZ et al. (2008), COCKBURN & LAMOUREUX (2008), ENTERS et al. (2007, 2008). Diese Untersuchungen beschäftigen sich mit der Untersuchung des Einflusses hydroklimatischer Parameter (Niederschlag, Luft- und Wassertemperatur, Zuflussmenge) und seeinterner Prozesse (Bioproduktion, Resuspension) auf die Sedimentations- und Erosionsdynamik. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse können bei der Interpretation von Sedimentsequenzen helfen und somit auch einen wichtigen Beitrag zur Klimarekonstruktion leisten.

1.3.1.2 Sedimentfallentypen und ausgewählte Studien

Die am häufigsten eingesetzten Sedimentfallentypen sind die Integralfallen und die sequentiellen Fallen. Bei den einfacher konstruierten Integralfallen, auch als Zylinderfallen bezeichnet, handelt es sich zumeist um mehrere PVC-Röhren, die mit wechselbaren Verschlusskappen bzw. „Töpfchen“ versehen sind. Das Verhältnis der Länge zum Durchmesser der Röhren richtet sich prinzipiell nach dem Seetyp. Um ausreichend Material zu erhalten, empfiehlt es sich für Seen mit geringeren Akkumulationsraten mit entsprechend größeren Röhrendurchmessern und demzufolge längeren Röhren zu arbeiten (BLOESCH & UEHLINGER 1986). Neben diesem Typus gibt es die sequenziellen Fallen, auch Intervallfallen genannt. Diese haben ihren Ursprung in der Meeresforschung. Hier sorgen Datalogger und Schrittmotor dafür, dass die Probengefäße im gewünschten Intervall, beispielsweise nach 12h oder 24h gewechselt werden (vgl. u.a. BLUSZCZ 2003, STURM 2002). Der Fallentyp erlaubt eine genauere Quantifizierung des Gesamtsedimentflusses und somit auch eine sichere Zuweisung von Tagen mit erhöhtem allochthonen, klastischen Materialeintrag. Einen dritten Sedimentfallentyp stellen die Tellerfallen dar, die auf Grund der Konstruktionsart sowohl Gravitation als auch Bodenschubspannungen berücksichtigen (KOZERSKI 2006). Diese haben sich nach KOZERSKI (2006) vor allem in Flachseen und Flüssen bewährt.

Zu den Veröffentlichungen, die sich mit Entwicklung bzw. Verbesserung von neuen Fallentypen, den Vor- und Nachteilen bestimmter Sedimentfallentypen

und dem Problem der Resuspension während des Sedimentationsprozesses in den Fallen auseinander auseinandersetzen, zählen beispielsweise jene von ZEITZSCHEL et al. (1978), BLOESCH & BURNS (1980), HAKANSON (1984), BLOESCH & UEHLINGER (1986), MATTY et al. (1987), DOUGLAS et al. (2002, 2003) und KOZERSKI (1994, 2006).

Der Fokus der nachfolgend vorgestellten Studien liegt, entsprechend der inhaltlichen Ausrichtung der Arbeiten am Pragser Wildsee, auf der Untersuchung des ereignisgesteuerten Sedimenteintrages. Ausnahmen dazu bilden die Studien von KULBE et al. (2006) und BLUSZCZ et al. (2008).

Der „Westsee“, kein offizieller Name, (Fläche: o.A., max. Tiefe: 34 m, EZG: 8 km²) liegt auf der Insel Melville am Kap Bounty (Kanada). COCKBURN & LAMOUREUX (2008) untersuchten diesen 5 m über NN gelegenen See, um den Einfluss hydroklimatischer Parameter (Niederschlag, Lufttemperatur, Zuflussmenge) auf die rezente Sedimentationsdynamik zu untersuchen. Dazu sind im Untersuchungszeitraum von 2003 bis 2005 zwei Sedimentfallensysteme mit je zwei selbst konstruierten Fallen (0,5 m über Grund und 15 m über Grund) installiert worden. Während der Hauptzuflussperiode erfolgten die Sedimentfallenwechsel täglich ansonsten einmal pro Woche. Zusätzlich sind die Wassertemperaturen kontinuierlich aufgezeichnet worden. Diese Studie stellte den direkten Zusammenhang zwischen hydroklimatischen Parametern und der Sedimentation im See deutlich heraus. So zeigte sich, dass es zu Zeiten eines verstärkten Sedimenteintrages zur Ablagerung größerer Partikel durch *underflows* (siehe Kapitel 1.3.3.3) kam, währenddessen es in Zeiträumen mit einem geringeren allochthonen Materialeintrag zur Ablagerung feinerer Partikel in Form von *homopycnal flows* (siehe Kapitel 1.3.3.3) kam. Unterstützt werden konnten diese Annahmen durch die Ergebnisse der Korngrößenanalyse. Somit lassen sich anhand hoch auflösender Korngrößenanalysen auch wichtige Erkenntnisse hinsichtlich des Paläosedimentations- und Paläoerosionsgeschehens in Seeinzugsgebieten gewinnen.

Der auf 2061 m über NN, oberhalb der heutigen Baumgrenze, gelegene Anterner See in den französischen Alpen ist das Untersuchungsgebiet von ENTERS et al. (2007, 2008). Der See bedeckt eine Fläche von 0,11 km² und hat eine Maximaltiefe von 13,2 m. Die Größe des Einzugsgebietes beträgt 2,55 km². Die Studie untersucht den Einfluss des Klimas auf den Sedimenttransport und die Ablagerungen, um das Prozessverständnis und somit auch die Interpretation paläolimnologischer Befunde zu verbessern. Dazu wurden Sedimentfallen inklusive Thermistoren im See installiert und eine Klimastation, die die Parameter Niederschlag, Lufttemperatur, Luftfeuchte und Bodentemperatur misst, eingerichtet. Des Weiteren stehen vom Untersuchungsobjekt täglich Fotos zur Verfügung. Die Auswertung der ersten Ergebnisse zeigt, dass neben der jährlichen Schneeschmelze auch eine Reihe

sommerlicher Starkregenereignisse als *underflows* (siehe Kapitel 1.3.3.3) den See erreichten und somit zur Ablagerung gradierter Ereignislagen führten. Mit der Installation eines Sedimentsensors und mit Durchfluss- und Trübungsmessungen an einem der Zuflüsse soll die Datengrundlage weiter verbessert werden. Auch eine Vermessung der Erosionsbahnen im Einzugsgebiet mit Hilfe eines Laser-Scannings wird dazu beitragen, die Prozesse im Ökosystem Antener See besser zu verstehen.

Im Zeitraum von 2001 bis 2002 untersuchte BLUSZCZ (2003) den Silvaplanasee (Fläche: 2,7 km²; max. Tiefe: 78 m; mittlere Tiefe: 48 m) in der Schweiz hinsichtlich der saisonalen Sedimentdynamik mit sequentiellen Sedimentfallen und Integralfallen. Durch die Installation von Thermistoren konnte der Aufbau des Wasserkörpers studiert werden. Am Hauptzufluss, dem Fexbach, der das Schmelzwasser der drei im Einzugsgebiet gelegenen Gletscher transportiert, erfolgte die hochaufgelöste Erfassung der Parameter Wassertemperatur, Trübung und Wasserstand. Zusätzlich wurden geochemische Analysen (Röntgendiffraktometrie, CNS-Analysen) durchgeführt. Die Auswertung aller Parameter ergab eine Korrelation des deutlich höheren klastischen Sedimenteintrages für das Jahr 2001 mit höheren Niederschlägen (z.B. >20 mm/d). Eingetragen wurden die klastischen Sedimente im Frühjahr vorzugsweise als *underflows* (siehe Kapitel 1.3.3.3). Bedingt durch die thermische Schichtung des Wasserkörpers erfolgte der Eintrag im Sommer durch *interflows* (siehe Kapitel 1.3.3.3). Neben dem allochthonen Materialeintrag führte auch die sommerliche autochthone Produktion vor allem im Epilimnion zur Erhöhung der Fluxraten. Die geochemischen Analysen ließen des Weiteren eine Herkunftsanalyse des Materials zu.

Am Briener See (Fläche: 30 km², max. Tiefe: 261 m, EZG: 1140 km²) in der Schweiz untersuchte STURM (2002) die Einschichtung und Ausbreitung von Schwebstoffen infolge von Staubeckenentleerungen in einer 6-monatigen Studie (25.01.2000 bis 29.07.2000). Im Rahmen dieser Studie wurde sowohl mit Integralfallen (Wechselintervall: 12 bis 29 Tage) als auch mit sequenziellen Fallen (Wechselintervall: 1 bis 2 Tage) gearbeitet. Neben der Quantifizierung des Sedimenteintrages erfolgten zusätzlich Korngrößenanalysen. Die Untersuchungen zeigten, dass sich die Staubeckenentleerungen vom Eintrag natürlicher Ereignisse unterscheiden lassen. So führten die kurzen Impulsspülungen Anfang 2000 zum Transport (*underflow*; siehe Kapitel 1.3.3.3) gröberer Materials ins Tiefenwasser des Briener Sees. Der obere Wasserkörper war von diesen anthropogen induzierten Ereignissen nicht betroffen. Natürliche Ereignisse umfassten zumeist einen längeren zeitlichen Abschnitt und führten zum Eintrag von feinkörnigerem Material. Bei sommerlichen Ereignissen wurden, auch bedingt durch die thermische

Schichtung des Sees, vor allem im oberen Wasserkörper deutlich erhöhte Schwebstofffrachten registriert.

Der Gletschersee Estany Redó, in den Spanischen Pyrenäen 2240 m über NN gelegen, wurde im Zeitraum von 2001 bis 2002 von KULBE et al. (2006) untersucht. Der See nimmt eine Fläche von 0,24 km² ein und weist eine Maximaltiefe von 73 m auf. Gearbeitet wurde sowohl mit sequentiellen Fallen als auch mit Integralfallen. Des Weiteren wurden geochemische Analysen (CHNS-Analysen, SEM-EDS) durchgeführt. Zusätzlich erfolgte die Aufzeichnung der meteorologischen Parameter Lufttemperatur, Niederschlag und Windgeschwindigkeit. Bei diesem See konnte eine vorrangig durch autochthone Prozesse gesteuerte Sedimentation nachgewiesen werden. Es ergab sich eine hohe Korrelation zwischen dem Gesamtsedimentflux und dem organischen Flux. Die Veränderungen des C/N-Ratios dienen als Indikator für Bodenerosion im Einzugsgebiet infolge erhöhter Niederschlagstätigkeit.

BLUSZCZ et al. (2008) wählten den 7,9 km² großen Sacrower See (Deutschland) als Untersuchungsgebiet. Das Einzugsgebiet weist eine Größe von 35,3 km² auf. Der bis zu 35 m tiefe See ist ca. 2,7 km lang und zwischen 250 m und 500 m breit. Zum Einsatz kamen Integral- und Intervallfallen. Neben hydrologischen wurden auch meteorologische Parameter ausgewertet. Zusätzlich erfolgten eine Diatomeenanalyse, verbunden mit der Bestimmung des Gehaltes an biogenem Silizium sowie Elementaranalysen (TC TIC, TOC, TN). Die kalkulierten Sedimentationsraten zeigten eine sehr gute Übereinstimmung mit den ermittelten durchschnittlichen Sedimentationsraten aus einem entnommenen Gefrierkern. Außerdem konnte die Globalstrahlung als ein bedeutender Faktor für das Ausmaß der autochthonen Produktion identifiziert werden, da sie die Luft- und Wassertemperaturen und damit auch die Ausbildung und Dauer der thermischen Schichtung des Wasserkörpers beeinflusst.

1.3.2 Warvenchronologie

1.3.2.1 Allgemeines, Warventypen und -erhaltung

Die Warvenchronologie, zurückgehend auf DEGEER (1912), stellt eine komplexe Datierungsmethode dar. Wie ZOLITSCHKA (1998) ausführt, ist durch das Zählen der Jahreslagen einerseits eine absolute Altersangabe in Kalenderjahren möglich, andererseits lassen sich aus Mächtigkeit und Zusammensetzung der einzelnen Warven verschiedene paläoklimatische und -limnologische Informationen ableiten. Erst durch die Verbindung beider Datensätze und zusätzlich durchgeführter Analysen und Datierungen, wie Pollenanalysen, ¹⁴C-Datierungen, ¹³⁷Cs-Datierungen oder auch ²¹⁰Pb-Datierungen, ergibt sich der sogenannte Multiproxy-Ansatz.

Die Definitionen zum Begriff Warve sind vielfältig, vgl. DEGEER (1912), O`SULLIVAN (1983) oder ZOLITSCHKA (1998). So definiert ZOLITSCHKA Warven als „laminierte Sedimente stehender Wasserkörper, die im jahreszeitlichen Rhythmus aus dünnen, horizontalen Lagen wechselnder Zusammensetzung aufgebaut sind“ (zitiert in, ZOLITSCHKA 1998). Die Ausprägung der Warven wird dabei primär vom Klima gesteuert. Bedingt durch die klimatische Auswirkung auf andere Prozesse, wie Erosion, Transport und Verwitterung oder auch Bodenbildung und Vegetationsentwicklung, ist die jeweilige Ausprägung einer Warve als ein Komplexsignal des zu untersuchenden Seeinzugsgebiets zu verstehen. Zusätzlich zu den klimatischen Größen, wie Temperatur und Niederschlag, lassen sich auch solare Aktivitäten, wie der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus und der 88 jährige Gleißbergzyklus über so genannte Spektralanalysen rekonstruieren, vgl. u.a. ZOLITSCHKA (1998), BRAUER et al. (1994). Hinsichtlich des Aufbaus von Warven lassen sich nach ZOLITSCHKA (1998) drei Haupttypen unterscheiden: klastische, organische und evaporitische Warven.

Die klastischen Warven finden sich vorwiegend in Seen der hohen Breiten und in Hochgebirgsseen. Dabei wird im Frühjahr/Sommer ein helles, grobklastisches (Schluff-Sand) Laminae, verursacht durch die Schnee- bzw. Gletscherschmelze gebildet. Die Herbst/Winterlage besteht aus einem dunkleren, feinklastischen Laminae, zumeist der Tonfraktion (vgl. ZOLITSCHKA 1998, O`SULLIVAN 1983, BRAUER et al. 1994). Bei diesem Warventyp kommt dem Jahresnachweis eine besondere Bedeutung zu, siehe Kapitel 1.3.2.2.

In Seen mit einem vegetationsbedecktem Einzugsgebiet und einem höheren Trophiegrad, besonders in den mittleren Breiten, sind vorrangig organische Warven zu finden. Diese weisen einen komplexeren Aufbau auf und bestehen zumeist aus mehreren Sublaminae. Lagenbildend sind vor allem Diatomeen. Häufig sind bei diesem Warventyp auch klastische Sublaminae ausgeprägt. Diese werden durch den allochthonen Eintrag über Zuflüsse, beispielweise durch die Schneeschmelze oder Hochwasser, verursacht. Außerdem entstehen solche Sublaminae durch biogene Calcitfällung. In einigen Seen findet sich eine Art „Mischform“ zwischen klastischen und organischen Warven, die sog. organo-klastischen Warven. Diese zeigen Diatomeen in der Frühjahrs-/Sommerlage (ZOLITSCHKA 1998).

Evaporitische Warven bilden sich zumeist in den Seen der heutigen und ehemals semiariden Regionen. Typisch hierfür ist die Abfolge von Aragonit, Calcit, Gips und Halit. Allochthone Komponenten in Form von Tonen und organischem Material, eingeschwemmt durch jahreszyklische Niederschlagsereignisse geben diesem Warventyp die Rhythmicität (ZOLITSCHKA 1998).

Entscheidend für die Erhaltung der Warven ist vor allem die Morphometrie des Seebeckens. Als besonders geeignet weist O'SULLIVAN (1983) kleinere Seen mit relativen Wassertiefen zwischen 2 und 12 m und einer Wasseroberfläche kleiner 100 ha aus. Günstig sind auch das Fehlen von Sauerstoff im Hypolimnion sowie die Ausbildung einer Meromixis, die jedoch keine zwingende Voraussetzung der Warvenerhaltung darstellt, um bioturbate Störungen durch benthische Organismen zu mindern. Um nahezu ungestörte Sedimentsequenzen, d.h. möglichst frei von Umlagerungen, Strömungen und Bioturbation, Erosion sowie *underflow*-Ablagerungen (siehe Kapitel 1.3.3.3) zu erhalten, eignen sich besonders die Profundalbereiche der Seen für eine Kernentnahme (ZOLITSCHKA 1998, ALEFS 1997).

1.3.2.2 Warvennachweis und Fehlerbetrachtung

Entscheidend für die Erstellung einer Chronologie aus laminierten Seesedimenten ist der Nachweis einer jahreszeitlichen Schichtung. Dies gilt nach ZOLITSCHKA (1998) vor allem für die klastischen Warven, da es Prozesse gibt, die zu einer intraannuellen Lamination führen und damit einer Jahresschichtung ähneln. Dieses Phänomen wurde u.a. von LAMBERT & HSÜ (1979), LEMMEN et al. (1988) und STIHLER et al. (1992) beschrieben. Nach ALEFS (1997) kann der Jahrescharakter der Sedimente nur durch die detaillierte Kenntnis der jeweils seeeigenen hydrologischen Gegebenheiten sowie der Sedimentationsprozesse sichergestellt werden. Dies gilt im Besonderen für Seen mit einem hohen allochthonen Sedimenteintrag. Die Möglichkeiten des Nachweises über Sedimentfallenuntersuchungen oder auch die jährliche Entnahme von Sedimentkernen gelten nach Aussage ZOLITSCHKAS (1998) jedoch als äußerst aufwendig. Mit der erst genannten Methode des Nachweises arbeiteten u.a. LEEMANN & NIESSEN (1994) und RETELLE & CHILD (1996) und mit der zweiten u.a. BODBACKA (1986) und RENBERG (1986). In der Praxis werden deshalb zumeist indirekte Nachweise herangezogen. Dazu zählen Pollen- und Diatomeenuntersuchungen, vgl. hierzu u.a. GEYH et al. (1971), LOTTER (1989). KELTS & HSÜ (1978) beispielsweise erbrachten den Jahresnachweis anhand von Calciten und deren Mikrogradierung.

Auch die Methode der Warvenchronologie ist nicht frei von Fehlern. Diese können sowohl systematischer als auch stochastischer Natur sein (SPROWL 1993, ZOLITSCHKA 1998). Schon bei der Sedimentkernentnahme kann es bedingt durch Kernverlust bzw. einer fehlenden Überlappung zu Fehlern kommen. Auch eine falsche Korrelation von Sedimentsequenzen stellt eine mögliche Fehlerquelle dar. Diese Fehlerquellen sind aber durch heutige Bohrtechniken und die Erstellung von so genannten Kompositprofilen weitestgehend zu vermeiden. Sedimentationsbedingte Fehler, verursacht durch

Erosion, beispielsweise an der Basis von Turbiditen, durch *dropstones* oder auch Bioturbation sind zumeist schwer zu identifizieren. Hilfreich ist dabei die Untersuchung paralleler Profile, vgl. auch u.a. LAMOUREUX & BRADLEY (1996). Zu nennen sind natürlich noch Interpretations- und Zählfehler, wobei der Übergang zwischen beiden Fehlertypen nach ZOLITSCHKA (1998) als fließend zu bezeichnen ist. Besonders die Qualität der Sedimentsequenz und die Erfahrung des Bearbeiters spielen bei der Vermeidung dieser Fehler eine wichtige Rolle. Natürlich verbessern Mehrfachzählungen der jeweiligen Bearbeiter die Qualität der erstellten Chronologie (ZOLITSCHKA 1998).

1.3.3 Ereignislagen in Seesedimenten

1.3.3.1 Allgemeines, steuernde Faktoren und Prozesse

Betrachtet man die Gegebenheiten an und um Hochgebirgsseen bzw. Seen im Allgemeinen, so kommen für die Ablagerung von klastischen Lagen eine Reihe von Faktoren und Prozessen in Frage. Die steuernden Faktoren betreffend, können zwei Typen unterscheiden, wenngleich diese in Wechselwirkung stehen und sich ggf. auch überlagern. Einerseits wären die seeinternen Faktoren zu nennen. Diese können nochmals in abiotische und biotische Faktoren unterteilt werden. Zu den abiotischen zählen die Wassertemperatur, der pH-Wert, die elektrische Leitfähigkeit, die Strömung sowie die Höhe des Wasserstandes. Die Bioproduktion gehört zu den biotischen Faktoren. Eine Zwischenstellung nimmt der Sauerstoffgehalt bzw. die Sauerstoffsättigung ein. Diese(r) kann sich sowohl durch Strömungsaktivität und Wassertemperatur als auch die Intensität der Bioproduktion verändern.

Neben den seeinternen gibt es auch seeexterne Faktoren, die für die Ablagerung klastischer Lagen von größerer Bedeutung sind. Unterscheidbar sind klimatische und geogene Faktoren. Zu den klimatischen Faktoren gehören die Lufttemperatur, Strahlungs-, Wind- sowie Niederschlagsverhältnisse. Bei den Niederschlägen spielt vor allem die Höhe, die Intensität, die Dauer und die Art der Niederschläge eine entscheidende Rolle. Die geomorphologischen und die (hydro)geologischen Gegebenheiten zählen zu den geogenen Faktoren. So spielen aus geomorphologischer Sicht vor allem die Hangneigung bzw. das Gefälle, die Vegetationsbedeckung sowie auch die Beschaffenheit des Substrates eine Rolle. Bei den hydro(geo)logischen Gegebenheiten ist einerseits die Art des Gesteins entscheidend, andererseits auch die Nähe zu Störungszonen und Vulkanen. Das Zusammenspiel der klimatischen, geomorphologischen und (hydro)geologischen Faktoren beeinflusst einen für die Ablagerung von Ereignislagen entscheidenden Faktor, die Sedimentverfügbarkeit. So sind Gesteinsart und Klima ausschlaggebend für die

Verwitterung, die wiederum für die Art und Beschaffenheit des Substrates sowie die bereitgestellte Menge maßgebend ist (vgl. auch ZOLITSCHKA 1998).

Aufgrund dieser Vielfalt an steuerenden seeinternen (abiotisch oder biotisch) und seeexternen (klimatisch oder geogen) Faktoren ergeben sich auch eine Reihe von Prozessen bzw. Ereignissen, durch die letztendlich die Sedimente im See abgelagert werden. Dazu zählen Schneeschmelze, Hochwasser, Bergsturz, Bergrutsch, Murgang, subaquatische Massenbewegung (Hangrutschung), biochemische Reaktionen (Entgasungen), Explosionen, Erdbeben oder auch Tsunamis, vgl. beispielsweise STURM (1979), DAUT (1998), LAMOUREUX (1999), SCHIEFER et al. (2006), GIRARD-CLOS et al. (2007), STRASSER & ANSELMETTI (2008), FANETTI et al. (2008), LOUIS et al. (2008).

Oftmals ist die Zuordnung dieser klastischen Lagen innerhalb der Sedimentsequenzen zu einem Prozess bzw. Ereignis schwierig. So ist der Übergang zwischen einzelnen Prozessen, u.a. in Abhängigkeit von den geomorphologischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet nahezu fließend, z.B. Hochwasser und Schneeschmelze. Des Weiteren ist es in der Praxis oft unmöglich, den Primärprozess bzw. das Primäreignis, der bzw. das zur Ablagerung der klastischen Lage führte, zu identifizieren. So gibt es als Gründe einer subaquatischen Hangrutschung verschiedene Primäreignisse, z.B. Erdbeben, Bergrutsch oder auch oberirdische Explosionen bzw. Sprengungen.

Diese Prozesse bzw. Ereignisse lassen sich hinsichtlich verschiedener Parameter, z.B. Magnitude und Frequenz einordnen. Innerhalb des geomorphologischen Forschungsansatzes spricht man von der sog. Magnitude-Frequenz-Beziehung bzw. Frequenz-Magnitude-Beziehung (vgl., REID 1998, CROZIER & GLADE 1999, REID & PAGE 2002, SCHROTT & GLADE 2007). Dabei beschreibt die Frequenz eine Art Wiederholungsintervall, das sich unter Berücksichtigung der durchschnittlichen Dauer zwischen zwei Ereignissen mit einer bestimmten Magnitude ergibt (SCHROTT & GLADE 2007).

Damit gibt es Prozesse bzw. Ereignisse, die zyklisch (rhythmisch) auftreten, wie z.B. die Schneeschmelze und unter bestimmten Umständen auch Hochwässer. Neben diesen gibt es noch die episodisch auftretenden Prozesse bzw. Ereignisse. Zu diesen gehören nahezu alle anderen, bereits oben erwähnten Prozesse, wie Bergrutsch, Bergsturz, Murgang, die subaquatische Hangrutschung, sowie auch das Erdbeben, ggf. verbunden mit einem Tsunami.

Im Rahmen dieser Arbeit soll nachfolgend der Begriff „Ereignislage“ für alle identifizierten klastischen, gradierten Lagen verwendet werden. Die Bezeichnung als Ereignislage impliziert noch keine Zuweisung zu einem konkreten Prozess bzw. Ereignis.

1.3.3.2 Klassifikation von Ereignislagen

Es gibt eine Reihe von Veröffentlichungen, die sich mit der Klassifikation von Ereignislagen, beispielsweise anhand der Sedimentkonzentration, beschäftigen (MULDER & COCHONAT 1996, KUENEN 1966, MIDDLETON & HAMPTON 1973, MIDDLETON 1967, 1993, MULDER & ALEXANDER 2001, SHANMUGAM 1997, 2002).

Abbildung 1 zeigt eine Zusammenstellung dieser Klassifikationen von MULDER & ALEXANDER (2001). Wie aus dieser Abbildung zu entnehmen ist, weisen *turbidity currents* nach MULDER & ALEXANDER (2001) eine Sedimentkonzentration von bis zu 10 Vol.-% auf, *concentrated density flows* hingegen größer 10 Vol.-%. Nach oben wird eine Grenze von ca. 30 (40) Vol.-% angegeben. Die sogenannten *hyperconcentrated density flows* liegen im Bereich zwischen (25) 40 Vol.-% und 70 (90) Vol.-%. Sedimentkonzentrationen zwischen (30) 35 Vol.-% und 85 (90) Vol.-% sind typisch für die *cohesive flows*, die wiederum die *debris flows* und *mud flows* einschließen. Es ergeben sich allerdings auch Überschneidungen der einzelnen Typen.

Abbildung 1 offenbart damit ein Problem bei der Beschreibung von Ereignislagentypen, genauer gesagt mit der Vergleichbarkeit einzelner Untersuchungen. So gibt es gleiche Bezeichnungen für z.T. aber völlig andere Grenzen hinsichtlich der Sedimentkonzentration (Vol.-%) oder unterschiedliche Bezeichnungen für nahezu die gleichen Sedimentkonzentrationen. Eine andere Bezeichnung für *turbidity current* ist der Begriff *low-density turbidity current*. Allerdings weichen die Angaben der Sedimentkonzentration hierfür zwischen einzelnen Autoren erheblich ab. Bei MIDDLETON (1967, 1993) wird diese gar mit über 20 Vol.-% angegeben. Gleiches gilt für die *hyperconcentrated (density) flows* und die *debris flows*.

Des Weiteren beschreiben MULDER & COCHONAT (1996) sowie KUENEN (1966) und MIDDLETON (1967) zusätzlich die Klasse der *high-density turbidity currents* bzw. MIDDLETON & HAMPTON (1967) die *high-concentrated turbidity currents*. Beide nehmen eine Art Bindeglied zwischen den *low-density turbidity currents* und den *hyperconcentrated flows* ein.

IRMLER (2003) bzw. IRMLER et al. (2005, 2006) setzen dem deutschen Wort „Murgang“ das englische Wort *debris flow* gleich und gehen davon aus, dass die auf *debris flows* zurückgehende Ereignislagen als *high density flows* in den See gelangten. Auch INNES (1983) verwendet den Begriff *debris flow* für Murgänge. Seiner Meinung nach sind *debris flows* zwischen *mudflows* (Schlammströme) und *debris slides* anzusiedeln. Im Gegensatz dazu sprechen ELVERHØI et al. (2000) auch bestimmte Massenbewegungen an Kontinentalhängen als *debris flows* an. MULDER & ALEXANDER (2001) und SHANMUGAM (2001) bezeichnen einige Ablagerungen subaquatischer Suspensionsströme ebenfalls als *debris flows*.

Alle nachfolgend in dieser Arbeit verwendeten Bezeichnungen für die Typisierung der Ereignislagen beziehen sich auf MULDER & ALEXANDER (2001).

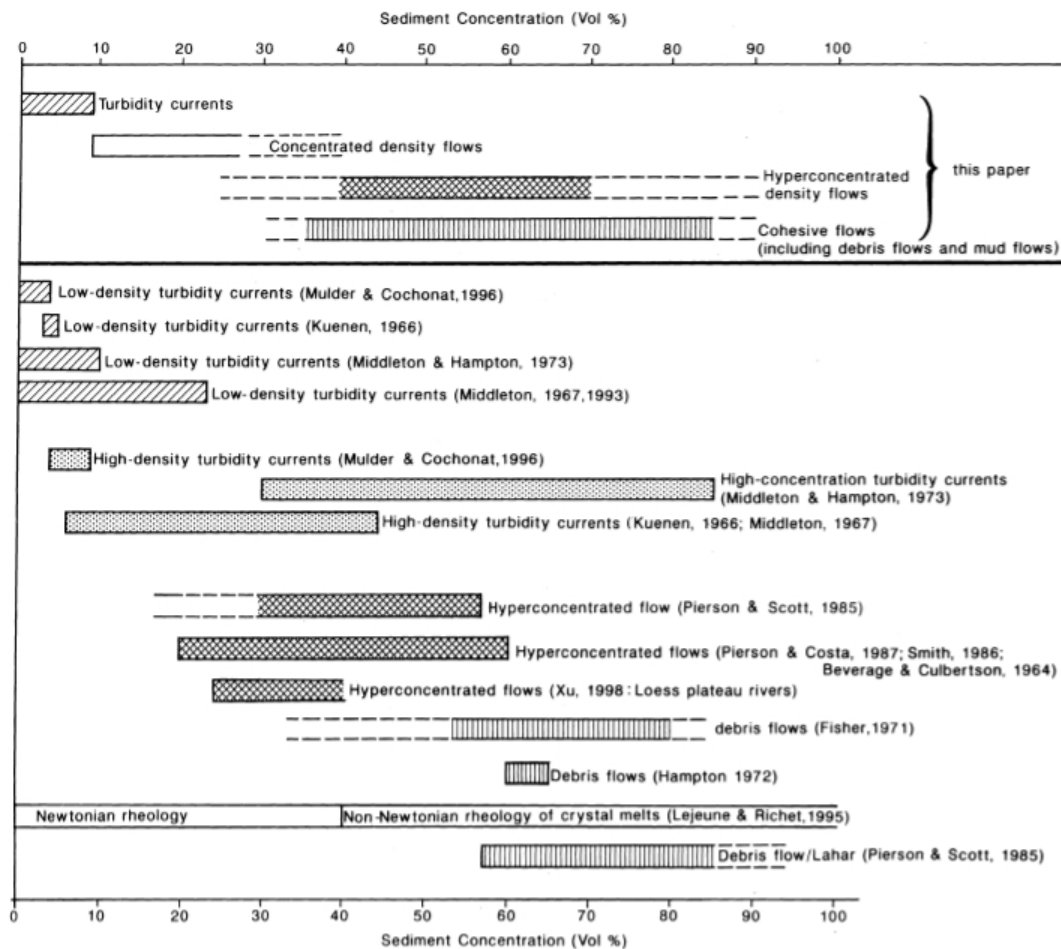


Abbildung 1: Klassifikationen anhand der Sedimentkonzentration (Quelle: MULDER & ALEXANDER 2001: 271)

1.3.3.3 Verbreitung von Ereignislagen im Wasserkörper

Auf Grund von Dichteunterschieden zwischen dem sedimentbeladenen Strom (ρ_f) und dem Seewasser (ρ_w) kann die Verbreitung der sedimentbeladenen Ströme in Anlehnung an MULDER & ALEXANDER (2001) als *homopycnal flow*, *mesopycnal flow (interflow)*, *hypopycnal flow (overflow)* und *hyperpycnal flow (underflow)* erfolgen (siehe Abbildung 2). Neben der Dichte des sedimentbeladenen Stroms (ρ_f) spielen allerdings auch die Schichtungsverhältnisse, d.h. das Vorhandensein bzw. Nichtvorhandensein einer Thermokline, u.U. auch Chemokline, im jeweiligen Wasserkörper eine wichtige Rolle.

Beim *homopycnal flow* ist die Dichte des sedimentbeladenen Stroms (ρ_f) gleich der des Seewassers (ρ_w). Der See weist dabei keinerlei thermisch bzw.

chemisch bedingte Schichtung auf. Im Gegensatz dazu tritt der *mesopycnal flow* in Seen mit ausgebildeter Thermo- bzw. Chemokline auf. Hierbei hat der sedimentbeladene Strom (ρ_f) eine größere Dichte als der obere Wasserkörper (ρ_{w1}) jedoch eine geringere Dichte als der untere Wasserkörper (ρ_{w2}), so dass er sich entlang der Thermo- bzw. Chemokline bewegt. Dementsprechend bildet sich ein *hypopycnal flow* aus, wenn die Dichte des sedimentbeladenen Stroms (ρ_f) geringer ist als die des Wasserkörpers (ρ_w) und ein *hyperpycnal flow*, wenn die Dichte des sedimentbeladenen Stroms (ρ_f) größer ist als die des Wasserkörpers (ρ_w).

MULDER & ALEXANDER (2001) weisen darauf hin, dass unter bestimmten Voraussetzungen, z.B. durch Turbulenzen, die beim Eintrag der Suspensionswolke entstehen können, auch ein Übergang vom *hypopycnal flow* bzw. *hyperpycnal flow* in einen *homopycnal flow* möglich ist.

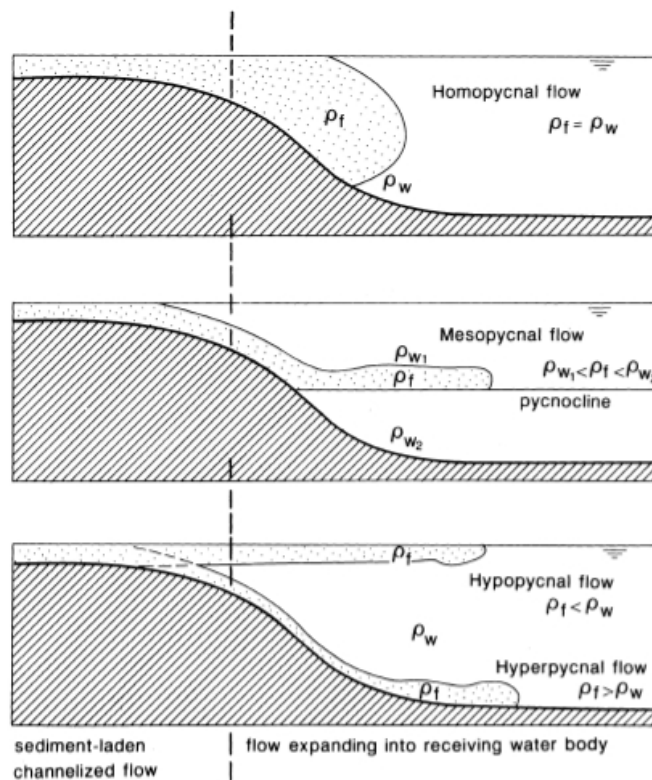


Abbildung 2: Verbreitungstypen sedimentbeladener Ströme in Seen (Quelle: MULDER & ALEXANDER 2001: 274)

Bezüglich der Erforschung von Trübeströmen gibt es zahlreiche, experimentelle Studien, die sich detailliert mit dem Prozess des Einströmens in einen Wasserkörper bzw. der Verbreitung in diesem auseinandersetzen. Hierzu sind u.a. die Untersuchungen von KNELLER & BUCKEE (2000), FELIX (2002), ILSTAD et al. (2004), FELIX & PEAKALL (2006) und DE BLASIO et al. 2006 zu nennen.

1.3.3.4 Ablagerungstypen

Aufgrund dieser verschiedenen Verbreitungstypen sedimentbeladener Ströme ergeben sich auch eine Reihe von Ablagerungstypen bzw. Sedimentfazies, wie Abbildung 3 verdeutlicht. MULDER & ALEXANDER (2001) unterscheiden dabei vier Großgruppen: *turbidity flows*, *concentrated flows*, *hyperconcentrated flows* und *debris flows*. Dabei zählen die *turbidity flows*, *concentrated flows* und *hyperconcentrated flow* zu den sogenannten *non-cohesive flows*, währenddessen die *debris flows* zu den *cohesive flows* gehören. *Non-cohesive flows* enthalten auf Grund ihrer Zusammensetzung aus einzelnen Partikeln Porenräume, die sich entsprechend mit Wasser füllen können. Bei den *cohesive flows* ist das nicht der Fall.

Lediglich die (*surge-like*) *turbidity currents* (MULDER & ALEXANDER 2001, SHANMUGAM 1997, 2002) führen zur Ablagerung der klassischen Bouma-Sequenz und dürfen als Turbidite bezeichnet werden.

Die Bouma-Sequenz setzt sich aus einer unteren gradierten, zumeist durch Sohlmarken gekennzeichneten, Lage, bestehend aus Sand und Kies, einem darüber liegendem unterem laminierten Bereich der Sandfraktion, einer wiederum darüber liegenden Silt- bzw. Sandlage, unter anderem mit Strömungsrippeln und der abschließenden oberen laminierten Lage, bestehend aus Ton und Silt, zusammen. Diese Sequenz wird unter- bzw. überlagert von einer tonigen, pelagischen Lage, die man auch als Interstratum bezeichnet. Charakteristisch für diese Art der Ablagerung ist die Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit. Für gewöhnlich dauert die Sedimentation dieser Sequenz zwischen einigen Stunden bis Tagen (SHANMUGAM 1997).

Entscheidend für die Zuordnung der Ablagerungstypen ist allerdings auch die entsprechende Position im Seebecken. Ein eingetragener suspensionsbeladener Strom verändert seine Fazies beim Transport im Wasserkörper. Anhand der Faziesveränderungen lassen sich Proximal-, Zentral- und Distalfazies unterscheiden (DROHMANN & NEGENDANK 1993). Die näher zur Eintragsquelle abgelagerten Sedimentsequenzen sind zumeist grobklastischer und werden als Proximalfazies bezeichnet. Im Gegensatz dazu bildet sich die Distalfazies mit entsprechender Entfernung von der Eintragsquelle aus und ist durch vorwiegend feinklastisches Material charakterisiert (vgl. u.a. DROHMANN & NEGENDANK 1993, MANGILI et al. 2005). Die Zentralfazies nimmt entsprechend eine Zwischenstellung ein.

Je nach Art und Intensität des Prozesses, der zum Eintrag eines sedimentbeladenen Stroms führte, erfolgt eine Transformation durch das Seebecken, z.B. vom *concentrated flow* zum *surge-like turbidity flow* (MULDER & ALEXANDER 2001).

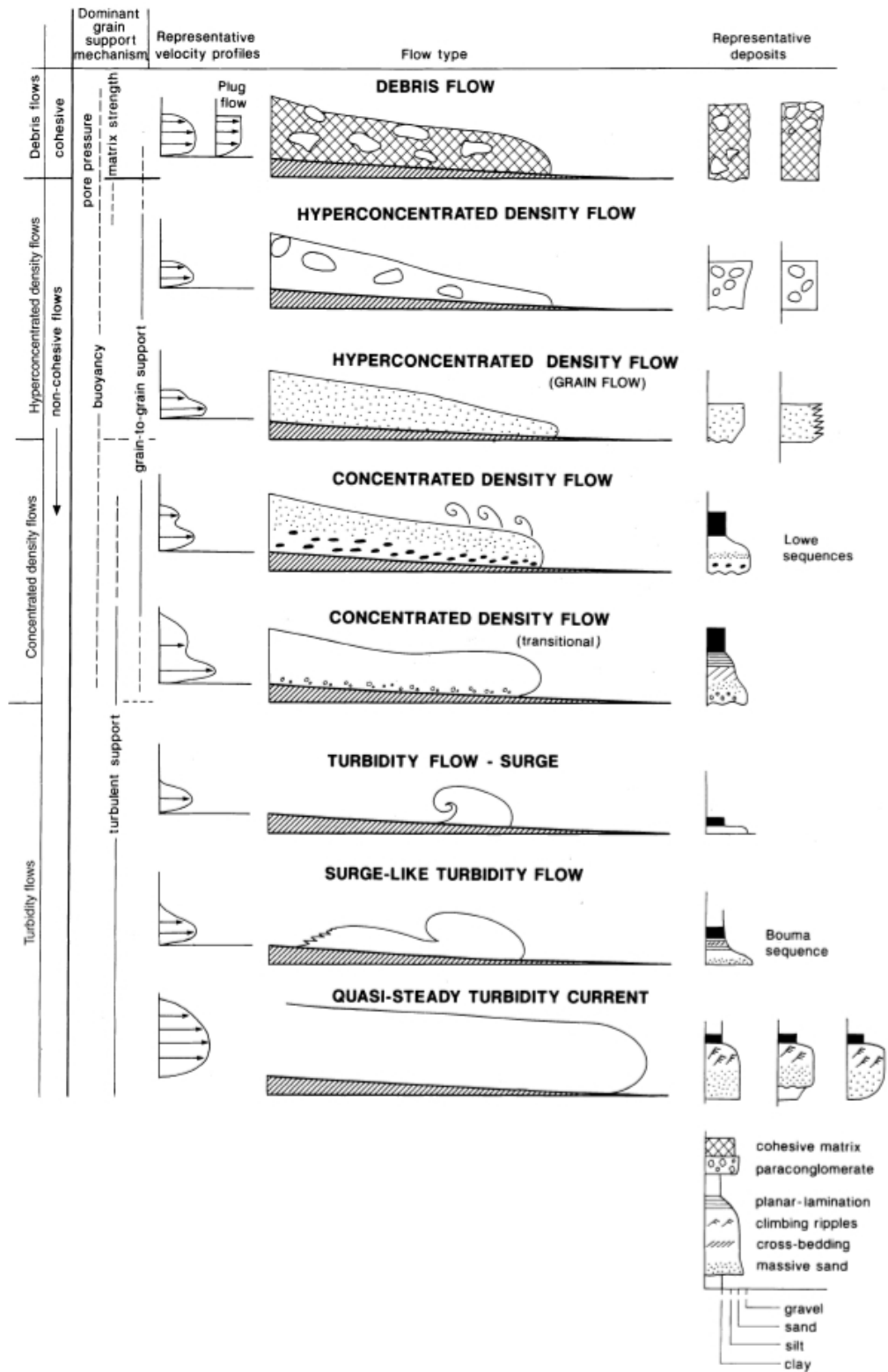


Abbildung 3: Ablagerungstypen (Fazies) von Ereignislagen (Quelle: MULDER & ALEXANDER 2001: 275)

1.3.3.5 Ausgewählte Studien

In den vergangenen Jahrzehnten sind eine Vielzahl von Studien an Seesedimenten erfolgt, die sich mit der Untersuchung von Ereignislagen bzw. subaquatischen Massenbewegungen, deren Ablagerungsformen (Fazies) bzw. -typen, Auslösemechanismen und der Magnitude-Frequenz-Beziehung beschäftigen, u.a. LUDLAM (1974), KELTS & HSÜ (1980), HSÜ & KELTS (1985), DROHMANN & NEGENDANK (1993), PAGE et al. (1994), DAUT (1998), LAMOUREUX (1999), IRMLER (2003), IRMLER et al. (2005, 2006), MONECKE et al. (2004), ST. ONGE et al. (2004), SCHNELLMANN et al. (2005, 2006), MANGILI et al. (2005), GIRARDCLOS et al. (2007), SCHIEFER et al. (2006), GUYARD et al. (2007), STRASSER & ANSELMETTI (2008), HILBE et al. (2008), FANETTI et al. (2008), BRAUER et al. (2008), LOUIS et al. (2008).

Im Folgenden soll auf die Arbeiten von DROHMANN & NEGENDANK (1993), DAUT (1998), MANGILI et al. (2005), GIRARDCLOS et al. (2007), SCHIEFER et al. (2006), FANETTI et al. (2008) und STRASSER & ANSELMETTI (2008) näher eingegangen werden, da diese einerseits thematisch eng mit den im Rahmen dieser Dissertation behandelten Fragestellungen verbunden sind und andererseits das heutige Methodenspektrum zur Rekonstruktion und Differenzierung von Ereignislagen in Seesedimenten widerspiegeln.

DROHMANN & NEGENDANK (1993) untersuchten Turbiditablagerungen im Meerfelder Maar (Eifel). Dazu wurden Sedimentkerne entnommen und hinsichtlich der Mikrofazies untersucht. Als Ergebnis dieser Untersuchungen stand die Erkenntnis, dass sich sowohl die Zusammensetzung als auch die Ablagerungsform eines Trübestroms im Seebecken verändert. Dabei konnten eine Proximal-, Zentral- und Distalfazies klassifiziert werden. Entsprechend verändert sich der Typus von einem *high-density turbidity current* (Proximalfazies) hin zu einem *low-density turbidity current* (Distalfazies).

DAUT (1998) zeigte an den Beispielen des Starnberger Sees (Fläche: 56,56 km², max. Tiefe: 127,8 m, EZG: 314,7 km²) und des Tegernsees (Fläche: 8,9 km², max. Tiefe: 72,6 m, EZG: 210,8 km²) wie vielfältig die Arten und Auslösemechanismen von subaquatischen Massenbewegungen sind. Dabei wurde vorrangig auf das geophysikalische Methodenspektrum, d.h. Echographie, Sidescan-Sonar sowie Sedimentechographie, zurückgegriffen. Zusätzlich wurden noch Sedimentbohrkerne entnommen und Tauchgänge durchgeführt. Beide Seen zeigen Unterschiede hinsichtlich der Anzahl und der Art der Massenbewegung. So kommt es im Starnberger See vorzugsweise zu großflächigen Kriechbewegungen der Sedimentauflagen, die jedoch nicht besonders tiefreichend und vor allem durch die Sedimenteigenschaften (thixotrop) begründet sind. Des Weiteren konnten drei fossile Rutschungen im Bereich von Seeleiten nachgewiesen werden. Im Gegensatz dazu finden sich im Tegernsee deutliche Hinweise auf Rotations- und Translationsgleitungen im

Deltabereich. Diese stellen damit den dominierenden Typ der Massenbewegungen. Durch die erhebliche Anzahl an Zuflüssen kommt es zum verstärkten Eintrag allochthonen Materials aus den umgebenden Flyschgebieten (Rutschungen und Murgänge). Somit erhöht sich kurzfristig die Sedimentauflast im Deltabereich und kann als Auslöser subaquatischer Rutschungen angesprochen werden. Dies initialisiert grundberührende Trübestrome, die sich radial strahlig über die Deltafront hinweg bis ins Profundal ausbreiten. Aufgrund bathymetrischer Aspekte (Rutschkörper) kann es auch zum kanalisiertem Transport kommen, der wiederum Erosion und damit auch eine Hanginstabilisierung bedingt. Zusätzlich zu diesen Haupttypen konnten noch andere Arten und Auslöser von Massenbewegungen nachgewiesen werden. Dazu zählen Gasbildungen im Sediment, die beim Entweichen zu Hanginstabilitäten und damit zu flachgründigen Sedimentbewegungen führen. Außerdem spielen besonders auch am Tegernsee anthropogene Eingriffe eine Rolle, die sowohl direkt als auch indirekt Auslöser von Rutschungen sein können.

MANGILI et al. (2005) untersuchten die Sedimente, im speziellen Ereignissedimente, des Paläosees Piancio (EZG: ~13 km², Länge: ~3 km, Breite: ~500-800 m) in Norditalien, um Herkunft dieser allochthonen Lagen und den Auslöser für ihre Ablagerung zu klären. Dazu erfolgten die Parallelisierung und Mikrofaziesanalyse eines im Profundal gelegenen Sedimentkerns (*main section*) und eines Sedimentkernes aus dem Randbereich des Sees (*wall section*). Ziel war es auch die Verbreitung von Ereignislagen im Seebecken zu untersuchen. Im Zuge der Mikrofaziesanalyse und weiterer sedimentologischer und geochemischer Analysen konnten drei Haupttypen identifiziert werden: gradierte Lagen, homogene Lagen und Matrix- gestützte Lagen. Um die Ereignislagen hinsichtlich der Intensität und der Herkunft zu differenzieren wurde der sog. „*detrital layer index*“ (DLI) verwendet. Dieser versteht sich als Funktion der Mächtigkeiten beider Lagen und des Mächtigkeitsunterschiedes zwischen *main section* und *wall section*. Die Studie konnte zeigen, dass eine hochaufgelöste Mikrofaziesanalyse dieser detritischen Lagen, auch unter Verwendung des DLI-Indexes, eine geeignete Methode zur Rekonstruktion vergangener Starkniederschlagsereignisse darstellt.

Die Sedimentdynamik des Green Lake (British Columbia) wurde von SCHIEFER et al. (2006) hinsichtlich der Korrelation mit hydrologischen/klimatischen Parametern untersucht. Im Einzugsgebiet des nur 2 km² und 44 m tiefen Sees findet sich ein Gletscher, der die Sedimentdynamik des Sees entscheidend beeinflusst. Im Rahmen dieser Studie gelang die Korrelation zwischen den Sedimentablagerungen (Warven), meteorologischen und hydrologischen Datensätzen für den Zeitraum von 1930 bis 2000. Es war

möglich Schneeschmelz- bzw. Starkregenereignisse bestimmten Sedimentsequenzen in Kernen zuzuweisen.

Die Sedimente des Briener Sees (Fläche: 30 km², max. Tiefe: 261 m, EZG: 1140 km²) wurden von GIRARDI et al. (2007) untersucht. Dazu wurden Seismikdaten und Sedimentkerne verwendet. Schwerpunkt der Untersuchungen war ein Turbidit aus dem Jahr 1996, der eine Maximalmächtigkeit von 90 cm in der Sedimentsequenz des Sees aufwies. Dies konnte sowohl durch seismische Messungen als auch die Entnahme von Sedimentkernen belegt werden. Die Verbreitung des Turbidites erstreckt sich auf ca. 8,5 km². Durch eine Vielzahl an Messungen am Wasserkörper selbst, wie beispielsweise das Ansteigen der Trübung und das plötzliche Absinken der Sauerstoffgehalte, konnten der genaue Zeitpunkt und der Ort des Eintrags des Turbidites bestimmt werden. Sogar von einer kleinen Tsunamiwelle wird berichtet. Im Rahmen der Suche nach dem auslösenden Prozess konnten keinerlei Hinweise auf eine Verbindung zu seismischen Aktivitäten, einem Sturm- und/oder Hochwasserereignis bzw. Sedimententleerungen eines Stausees gefunden werden. Auslösender Prozess für diesen Turbidit war ein Deltakollaps infolge der normalen Sedimentakkumulation.

FANETTI et al. (2008) untersuchen am norditalienischen Comer See (Fläche 142 km², max. Tiefe: 425 m, EZG Valtelina: 2600 km², EZG Valchiavenna: 750 km²) die Sedimentdynamik im Hinblick auf die räumliche Verteilung der Ablagerungen. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Identifizierung der Entstehungsgebiete und Auslösemechanismen von sublakustrinen Rutschungen. Um dieses Vorhaben zu realisieren, bediente man sich des geophysikalischen und sedimentologischen Methodenspektrums. Dies umfasste die Multibeam-Bathymetrie, hochaufgelöste Seismikprofile sowie die Analyse von Sedimentkernen. Dabei konnten zwei Megaturbidite (MT 1 und MT 2) im Argegno Becken nachgewiesen werden, die vermutlich durch die Überschneidung zweier Prozesse in Form von einer erdbebeninduzierten Hanginstabilisierung und/oder schnellen Seespiegelschwankungen des Holozäns ausgelöst wurden. Datiert werden konnten MT 1 in die Mitte des 12. Jahrhunderts und MT 2 an den Anfang des 6. Jahrhunderts. Beide Megaturbidite könnten Tsunamis ausgelöst haben. Zukünftige Ereignisse stellen deshalb durchaus eine potentielle Gefährdung der Bevölkerung in der Nähe des Comer Sees dar.

STRASSER & ANSELMETTI (2008) beschäftigten sich mit Rekonstruktion spätglazialer und holozäner Massenbewegungen im Zürichsee (Fläche: 65 km², max. Tiefe: 136, EZG nur Zürichsee: 175 km²) in der Schweiz. Dazu wurden ca. 300 km hochaufgelöste refraktionsseismische Profile ausgewertet. Anhand dieser Daten und weiterer sedimentologischer Befunde in Form von Kolbenlotkernen sowie Radiokarbondatierungen gelang es eine Chronologie

der Massenbewegungsereignisse der letzten ~17.000 Jahre zu erstellen. Dabei gelang es fünf Ereignisse zur identifizieren, die auf vergangene Erdbeben­­tätigkeit im Alpenraum hinweisen. Des Weiteren konnten durch diese Studie Indizien gefunden werden, die darauf hindeuten, dass es einen Zusammenhang zwischen der Stabilität/ Instabilität von subaquatischen Deltaabhängungen und dem Klima gibt, die mit dem Rückzug des Linth-Gletschers in Verbindung stehen und sich als großräumige Versackungs- und Massenbewegungsereignisse nachweisen lassen. Auch diese Studie ist ein wichtiger Beitrag zur Untersuchung der Magnituden-Frequenz-Beziehung von Naturkatastrophen und kann damit zum Schutz der Bevölkerung in der Nähe des Sees beitragen.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Physiogeographische Charakteristik

2.1.1 Lage und Entstehung des Sees

Das Untersuchungsgebiet (Abbildung 4) liegt in den Italienischen Dolomiten im Prager Tal (Südtirol), einem Seitental des Pustertals. Der See liegt auf 1496 m über NN. Seit 1980 ist das Einzugsgebiet Teil des Naturparks Fanes-Sennes-Prags. In unmittelbarer Nähe zum See, am nördlichen Ufer, wurde im Juli des Jahres 1899 das gleichnamige Hotel „Pragser Wildsee“ errichtet (HEISS 1992).

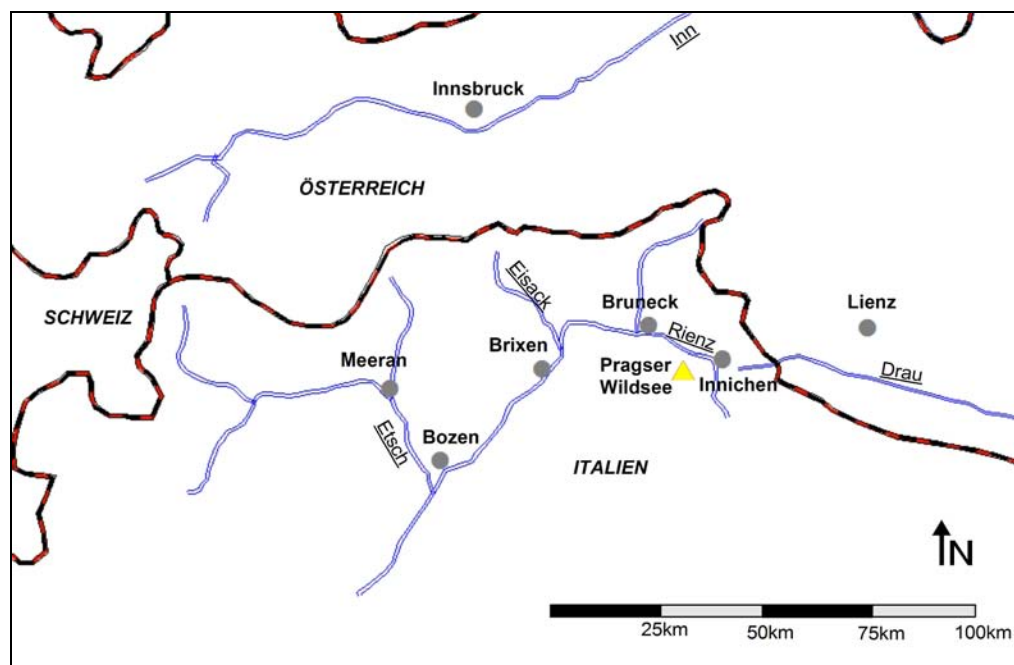


Abbildung 4: Lage des Pragser Wildsees (gelbes Dreieck) in Norditalien zwischen Bruneck und Innichen

Zur Entstehung des Sees gibt es in der Fachliteratur verschiedene Theorien, auf die jedoch nur kurz eingegangen werden soll. Für weiterführende Informationen zur Entstehungsgeschichte des Pragser Wildsees sei auf die Diplomarbeit von DANNENMANN (2002) verwiesen. DAMIAN (1899), HANTKE (1983) und HEISS (1992) vertreten die Ansicht, dass der See durch den Riedlschuttfächer sowie durch mehrere kleine Bergstürze aufgestaut wurde. Währenddessen sehen KLEBELSBERG (1956) und ENGELEN (1972) den Grund für den Aufstau in der Tätigkeit einer Bergsturzmoräne. ABELE (1974) hingegen erklärt die Entstehung des Sees mit einem Bergsturzereignis.

2.1.2 Geomorphologie und Geologie

Die Größe des oberirdischen Einzugsgebietes des Pragser Wildsees beläuft sich auf ca. 30 km² (Anhang 1). Als höchste Erhebung ist der Große Seekofel, mit 2810 m über NN., im Süden des Sees zu nennen. Damit beträgt die Reliefenergie in diesem Bereich 1314 m. Im Westen des Sees erhebt sich der Schwarzberg (2088 m über NN.). Die Steilwände des Großen- (1995 m über NN.) und Kleinen Apostels (1711 m über NN.) finden sich am Ostufer des Sees. Nordöstlich vom Pragser Wildsee liegt der Heerstein (2449 m über NN.), vgl. u.a. PIA (1937).

Geologisch (Abbildung 5) zeichnet sich das Gebiet durch Gesteine der Trias (Mittel- und Obertrias) sowie durch quartäre Ablagerungen aus. Die Ost-West streichenden Schichten der Pragser Dolomiten fallen um 70° nach Süden ein (IRMLER 2003). Das Gebiet der Pragser Dolomiten wird von mehreren Störungen durchzogen. So liegt der Pragser Wildsee im Bereich der Periadratischen Naht (PIA 1937).

Im Norden des Sees finden sich die Wengener Schichten (Ladinium). Südlich des Sees, den Großen und Kleinen Seekofel aufbauend, stehen Hauptdolomit (Norium) und Dachsteinkalk (bis Lias) an, vgl. PIA (1937), HEISSEL (1982). Zwischen beiden Gesteinen beschreibt PIA (1937) eisenoxidhaltige Bereiche. Besonders deutlich sind diese, wie auch bei NOWACKI (2008) erwähnt, im Gipfelbereich des Kleinen Seekofels zu beobachten. Westlich und östlich des Pragser Wildsees finden sich Schlerndolomit (Ladinium) sowie Dürrensteindolomit und Plätzwiesenschichten (Karnium). Die Gesteine des Grünwaldtals setzen sich aus Schlerndolomit (Ladinium), Dürrensteindolomit und Plätzwiesenschichten (Karnium) sowie dem Hauptdolomit (Norium) zusammen, vgl. PIA (1937), IRMLER (2003).

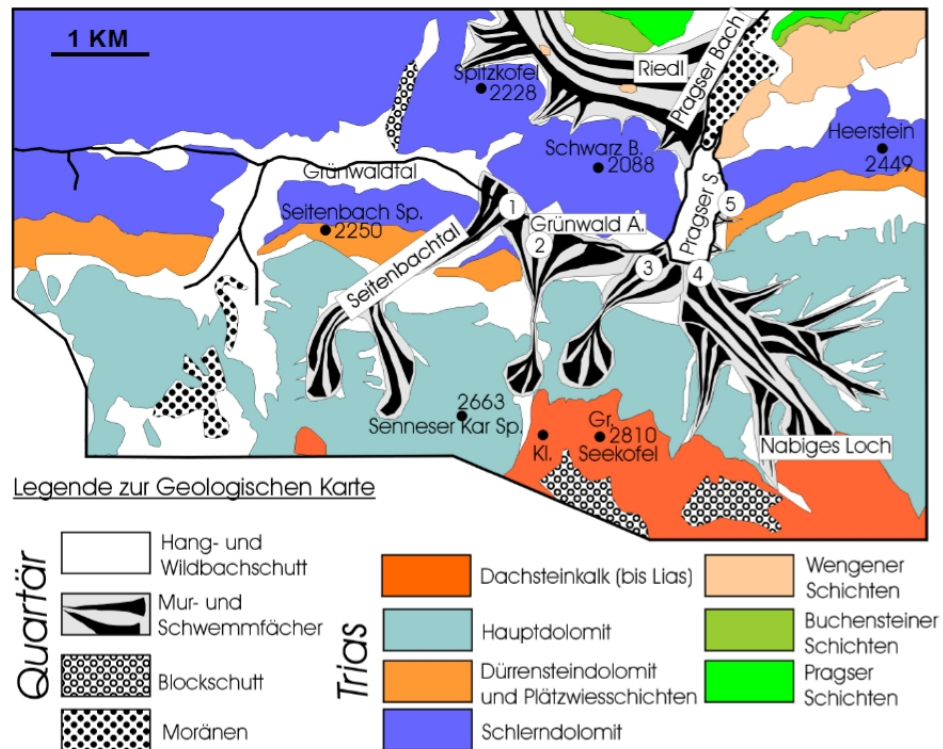


Abbildung 5: vereinfachte Übersichtskarte zu den geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet des Prager Wildsees, verändert nach PIA 1937 (aus: IRMLER 2003: 12)

Bei den quartären Ablagerungen handelt es sich vorrangig um Hang- und Wildbachschutt sowie Blockschutt. Außerdem wurden im Gebiet um den Prager Wildsee Moränen kartiert. Moränen finden sich sowohl in Seitentälern des Grünwaldtals als auch nördlich des Sees. Diese nördlich des Sees gelegene Moräne bringen KLEBELSBERG (1956) und ENGELEN (1972), vgl. Kapitel 2.1.1, in Verbindung mit der Entstehung des Sees.

Als weitere quartäre Ablagerungen sind die Mur- und Schwemmfächer (Abbildung 6) zu nennen. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit werden diese als Schuttfächer bezeichnet. Die Fächer C und D sind die beiden großen Schuttfächer im Süden des Sees. Beide Schuttfächer sind größtenteils bewaldet. Lediglich die oberen Bereiche zeigen Spuren rezenter fluvialer Erosionsdynamik. Südöstlich des Sees finden sich mehrere kleinere Schuttfächer (F, G und H). Besonders in diesem Teil des Einzugsgebietes sind auch rezent Massenbewegungen zu erwarten, wenngleich ein Erreichen des Sees eher unwahrscheinlich ist. Im Osten erreichen zwei weitere, kleinere Schuttfächer (A und B) den See. Diese sind deutlich steiler als die beiden großen Fächer C und D. Bei Schuttfächer B lässt sich eine Rinnenstruktur erkennen.

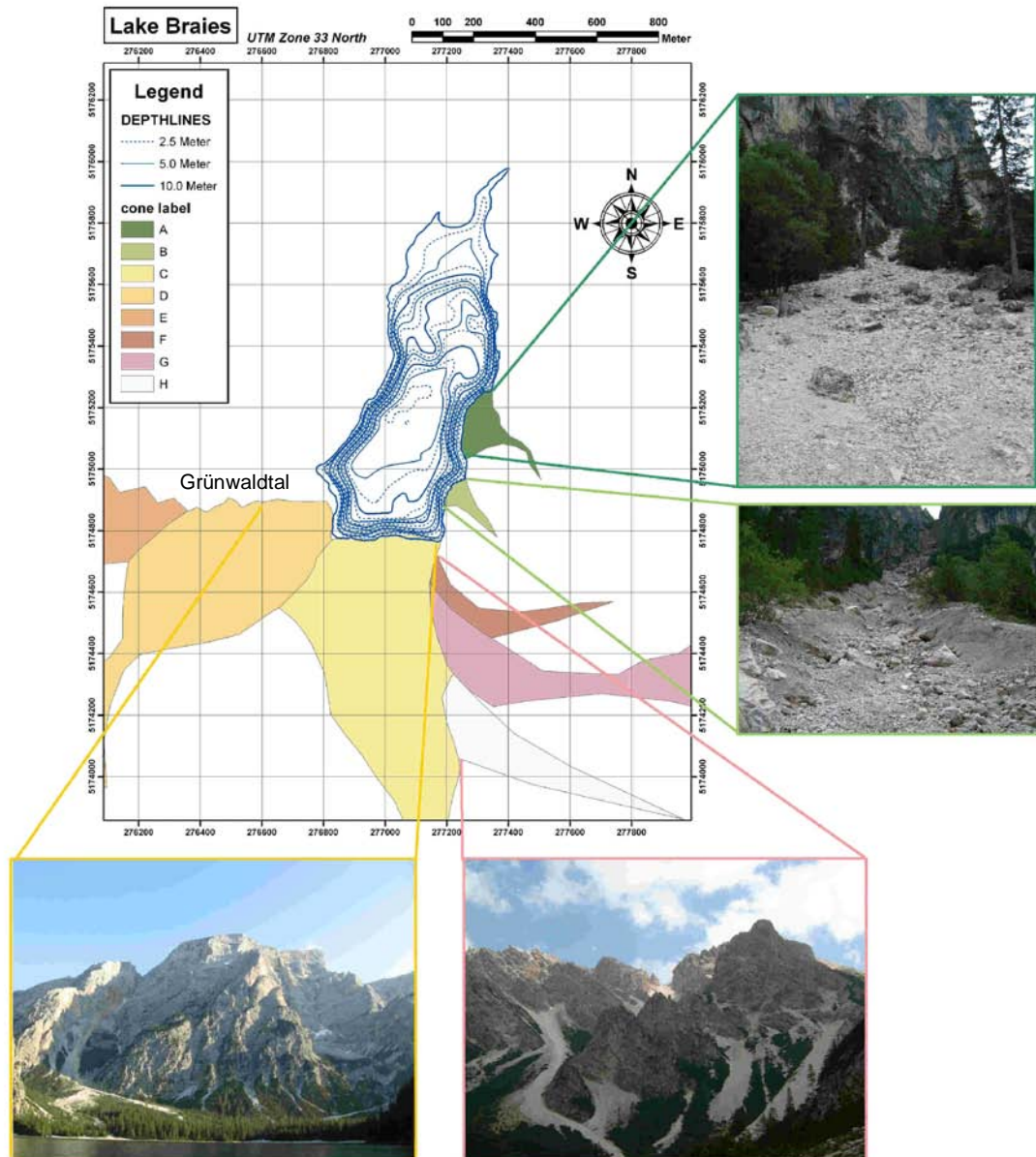


Abbildung 6: Bathymetrische Karte mit Schuttfächern (verändert, nach NOWACKI 2008); Foto Fächer A: DOBERSCHÜTZ (2007); Foto Fächer B: NOWACKI (2007); Foto Fächer C & D: DOBERSCHÜTZ (2007); Foto Fächer F, G & H: THIELEMANN (2008)

2.1.3 Hydrologie/Hydrogeologie

Der Prager Wildsee (Tabelle 1) unterliegt, bedingt durch die hydrogeologischen Gegebenheiten im Einzugsgebiet, starken Einflüssen von Grund- und Karstwasser (DAMIAN 1899, ENGELEN 1972, IRMLER 2003, NOWACKI 2008). Dies konnte durch den Einsatz von Tracern belegt werden (ENGELEN 1972), vgl. Anhang 1. Somit ist das unterirdische Einzugsgebiet des Prager Wildsees wohl erheblich größer als das oberirdische Einzugsgebiet. Die genaue

Größe ist allerdings unbekannt. Der See hat drei bedeutende „oberirdische“ Zuflüsse. Dabei handelt es sich um einen Bach im Nordosten des Sees, der einer Quelle entspringt, um den Bach, der den Weißlahnsattel, und um den Finsterbach, der das Grünwaldtal entwässert (vgl. ENGELEN 1972). Allerdings führt nur der kleine Bach im Nordosten nahezu ganzjährig, oberirdisch sichtbar, Wasser. Der Finsterbach und seine Zuflüsse (vgl. Anhang 1) führen im Zuge der Schneeschmelze und nach extrem starken Regenfällen, z.T. enorme Mengen Wasser. Allerdings versickert dieses Wasser einige Kilometer vor dem See im Untergrund (vgl. DAMIAN 1899, ENGELEN 1972, NOWACKI 2008). Im Rahmen der Geländeaufenthalte von 2006 bis 2009 jeweils von Mai bis Oktober (plus November 2007) konnte nicht beobachtet werden, dass die Wassermassen des Finsterbachs den See oberirdisch erreichen. Nach Augenzeugenberichten ist dies aber während der Schneeschmelze im April der Fall. Entsprechendes gilt für den Bach, der den Weißlahnsattel entwässert. Dieser stürzt, vom Weißlahnsattel kommend, ähnlich eines Wasserfalls auf den Schuttfächer A, um dort nach wenigen 10er-Metern im Untergrund zu verschwinden. Im November 2007 ließ eine mächtigere Eisschicht an der Oberfläche des Schuttfächers erkennen, dass das mitgeführte Wasser dieses Baches den See auch oberirdisch erreichen kann. Sehr wahrscheinlich „frieren“ die Schuttfächer im Winter von innen durch. Im Mai 2009 konnte ebenfalls beobachtet werden, dass das mitgeführte Wasser oberirdisch in den See gelangt. Grund dafür war sehr wahrscheinlich die Schneeschmelze an sich und ein großes Schneefeld im oberen Bereich des Schuttfächers bzw. noch gefrorene Bereiche im Untergrund des Fächers. Der Zuflussbereich im Südosten des Sees, der die Schuttfächer F, G, H sowie den östlichen Teil des Schuttfächers C entwässert, ist als äußerst inaktiv zu bezeichnen, wie die Vergleiche von Photos unterschiedlicher Zeiträume zeigen und Augenzeugen bestätigten.

Der Abfluss des Prager Wildsees erfolgt zumeist unterirdisch im nordöstlichen „Zipfel“ (DAMIAN 1899, ENGELEN 1972). Auch dies konnte ENGELEN (1972) anhand von Tracerversuchen zeigen. Der oberirdische Abfluss des Prager Wildsees im Norden des Sees, der wahrscheinlich eine anthropogene Überprägung durch den Bau des gleichnamigen Hotels im Jahre 1899 erfahren hat, ist nur bei einem sehr hohen Wasserstand aktiv, d.h. zur Zeit der Schneeschmelze und nach extrem langanhaltenden Niederschlägen, vgl. DAMIAN (1899), ENGELEN (1972), NOWACKI (2008). Insgesamt führen die hydrogeologischen und hydrologischen Gegebenheiten zu jährlichen Seespiegelschwankungen von 3 bis 4 m (ENGELEN 1972). Der Prager Bach tritt ca. 100 bis 200 m, bei DAMIAN (1899) 1000 m, nördlich des Sees wieder zutage und mündet in die Rienz (ENGELEN 1972, HEISS 1992).

Der See zirkuliert zweimal im Jahr (Frühjahr und Herbst) und gehört deshalb zu den dimiktischen Seen (vgl. ENGELEN 1972). Damit bildet der See sowohl im Sommer als auch im Winter eine stabile thermische Schichtung aus, wobei die Epilimnion nicht mächtiger als 3 m ist. Auch im Sommer werden lediglich Temperaturen zwischen 8° bis 15°C erreicht. Der Nährstoffgehalt des Sees ist vorwiegend als gering zu bezeichnen, so dass er als oligotropher See eingestuft wird. In seltenen Fällen allerdings, bedingt eine erhöhte Nährstoffzufuhr einen mesotrophen Zustand des Sees (AUTONOME PROVINZ BOZEN 1992). Bezüglich der Wasserqualität wird der See bereits seit 1988 regelmäßig vom BIOLOGISCHEN LABOR DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN untersucht.

Tabelle 1: Kenndaten des Pragser Wildsees (nach DAMIAN 1899 ⁽¹⁾, ENGELEN 1972⁽²⁾; IRMLER 2003⁽³⁾; AUTONOME PROVINZ BOZEN 1992⁽⁴⁾)

Seespiegelhöhe	1492 m über NN. ⁽³⁾ , 1496 m über NN. ^(1,4)
Seefläche	0,31 km ² ^(1,2,4) , 0,36 km ² ⁽³⁾
maximale Wassertiefe	36 m ^(1,4) , 38 m ⁽³⁾
mittlere Wassertiefe	17 m ^(1,4) , 21 m ⁽³⁾
Volumen	5,3 Mio. m ³ ^(1,4) , 7,2 Mio. m ³ ⁽³⁾
Umfang	3208 m ⁽³⁾
Länge	1,4 km ⁽³⁾
mittlere Breite	0,5 km ⁽³⁾
Reliefenergie	1320 m ⁽³⁾
Zirkulationstyp	dimiktisch ^(2,4)
Trophiegrad	oligotroph ⁽⁴⁾
Größe des oberirdischen EZGs	29 km ² ⁽²⁾ , 30 km ² ⁽⁴⁾
Größe des unterirdischen EZGs	unbekannt

2.1.4 Klima

Die im Rahmen dieser Studie verwendeten meteorologischen Datensätze stammen von der Station St. Veit, die ca. 2 km nördlich vom Pragser Wildsee und 211 Höhenmeter tiefer auf 1285 m über NN. gelegen ist. Diese Station wird vom HYDROGRAPHISCHEN AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN betrieben. Die Aufzeichnungen für die Temperatur reichen nur bis in das Jahr 1957 zurück, währenddessen die Niederschlagsaufzeichnungen ab dem Jahr 1921 vorliegen. Allerdings sind die vorliegenden Datensätze nicht vollständig. Aus diesem Grund wird auf die Darstellung von nicht vollständigen (hydrologischen) Jahren verzichtet. Gleiches gilt für das Jahr 2008. Auch hier gibt es mehrfach längere

Unterbrechungen. Alle nachfolgenden Ausführungen in diesem Kapitel beziehen sich auf hydrologische Jahre (1. November bis 31. Oktober).

Der Abbildung 7 ist zu entnehmen, dass sowohl die errechneten Jahresmitteltemperaturen als auch die Jahresniederschlagssummen deutlichen Schwankungen unterlegen sind. Bezogen auf den Aufzeichnungszeitraum wurde die höchste Jahresdurchschnittstemperatur mit $7,2^{\circ}\text{C}$ im hydrologischen Jahr 1987/88 ermittelt. Das Temperaturminimum ($4,3^{\circ}\text{C}$) ist in den hydrologischen Jahren 1969/70 und 2004/2005 errechnet worden. Das „Jahresniederschlagssummenminimum“ beläuft sich auf 593,0 mm und wurde für das hydrologische Jahr 1948/49 ermittelt. Die höchste Jahresniederschlagssumme ist mit 1186,5 mm im hydrologischen Jahr 1936/37 festgestellt worden.

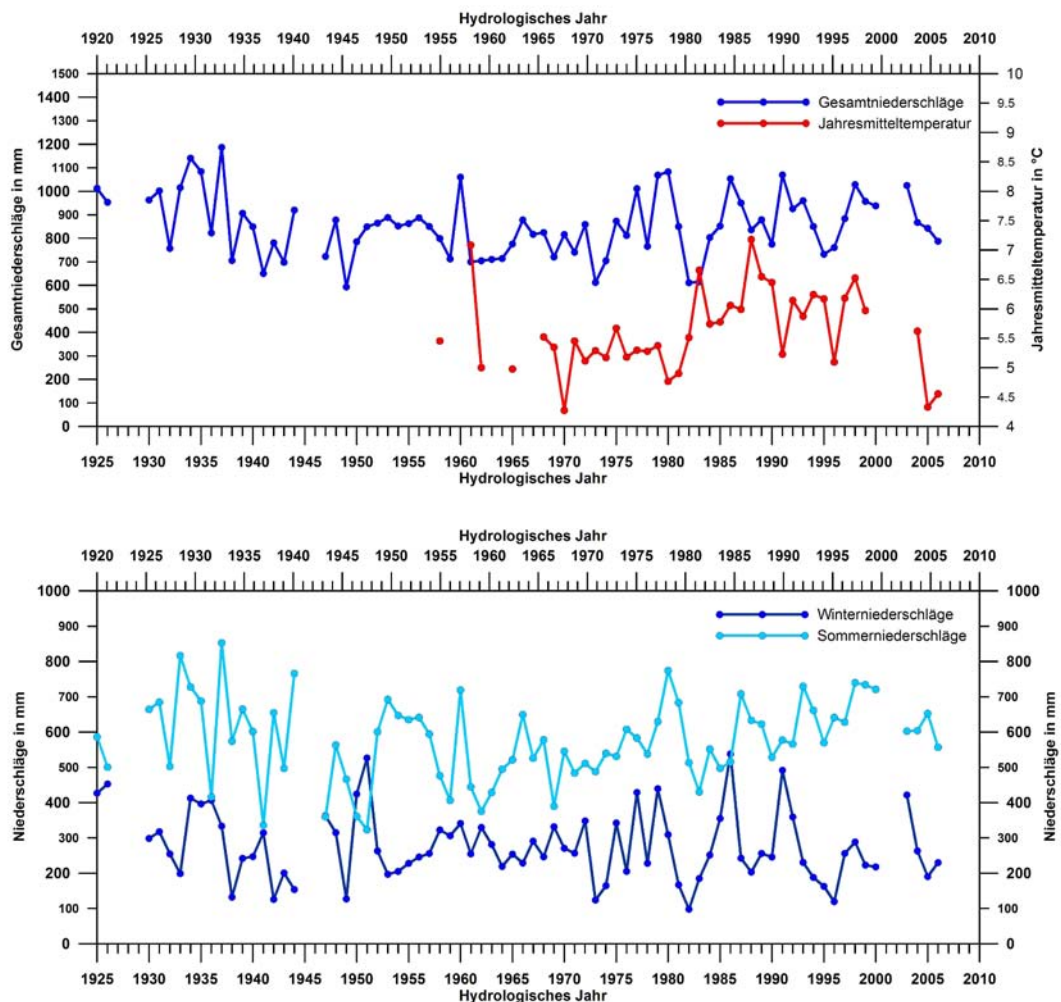


Abbildung 7: Jahresmitteltemperaturen (1957 bis 2007) und Jahresniederschlagssummen, inklusive Differenzierung in Sommer- und Winter (1921 bis 2007), generiert aus Datensätzen der Klimastation St. Veit; (Datengrundlage: HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN)

Neben dem hydrologischen Jahr 1936/37 gibt es weitere 13 Jahre, für die sich Jahresniederschlagssummen größer 1000,0 mm ergeben: 1924/25 (1012,5 mm), 1930/31 (1001,8 mm), 1932/33 (1015,1 mm), 1933/34 (1141,1 mm), 1934/35 (1083,7 mm), 1959/60 (1059,8 mm), 1976/77 (1011,7 mm), 1978/79 (1068,8 mm), 1979/80 (1082,8 mm), 1985/86 (1052,9 mm), 1990/91 (1069,2 mm), 1997/98 (1027,8 mm) und 2002/03 (1024,0 mm). Differenziert man die Jahressummen der Niederschläge in Sommer (Mai bis Oktober)- und Winterhalbjahr (November bis April), so zeigen sich auch hier erhebliche Schwankungen von Jahr zu Jahr. Mit Ausnahme der hydrologischen Jahre 1946/47, 1949/59 und 1950/51 sind die errechneten Sommerniederschläge deutlich höher als die Winterniederschläge. Das ermittelte Winterminimum bzw. Sommerminimum aus den Datenreihen des Aufzeichnungszeitraums liegt bei 97,7 mm (1981/82) bzw. 323,0 mm (1951/52). Die Winter- bzw. Sommermaxima sind für die hydrologischen Jahre 1985/86 (537,8 mm) bzw. 1936/37 (853,3 mm) errechnet worden.

Im langjährigen Mittel (1961 bis 1990) ergibt sich eine durchschnittliche Jahresmitteltemperatur von 5,6°C. Die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme liegt bei 813,7 mm. Die Sommerniederschläge fallen im langjährigen Mittel um 274,4 mm höher aus als die Winterniederschläge.

2.2 Bisherige wissenschaftliche Untersuchungen im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees

Bereits seit dem ausgehenden 19. Jahrhundert sind das Einzugsgebiet des Pragser Wildsees bzw. der See selbst, immer wieder Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen, u.a. DAMIAN (1899), ENGELEN (1972), STRUNK (1995, 1997), DANNENMANN (2002), IRMLER (2003) bzw. IRMLER et al. (2005, 2006), RAPHAEL (2007) und NOWACKI (2008).

DAMIAN (1899) war der Erste, der den Pragser Wildsee wissenschaftlich untersuchte und die erste bathymetrische Karte des Sees erstellte. Er beschäftigte sich mit der Geologie und Geomorphologie im Einzugsgebiet, den hydrologischen Gegebenheiten im See und natürlich mit der Frage nach der Entstehung des Pragser Wildsees, vgl. auch Kapitel 2.1.1.

Die Studie von ENGELEN (1972) beschäftigte sich vorrangig mit der Untersuchung der hydrologischen Gegebenheiten aber auch mit der Erforschung des Seebeckens sowie der Zusammensetzung und Verteilung der Oberflächensedimente (Anhänge 2 bis 4). Anhand der Auswertung der Korngrößenverteilungen in 20 Proben (Robinson-Methode) vermutete ENGELEN (1972) als Haupteintagsgebiete von sandigem Material die großen Schuttfächer im Süden und den Fächer im Nordosten des Sees, der den Schutt des Weißlahnsattels akkumuliert.

STRUNK (1995, 1997) führte im Einzugsgebiet des Pragser Wildsees dendrogeomorphologische Untersuchungen an Advektivwurzeln auf einem großen Schuttfächer im Süden des Sees durch, um die Frequenz von Verschüttungsereignissen der betreffenden Bäume für die letzten Jahrhunderte zu erfassen. Als Ursachen dieser Verschüttungen vermutete STRUNK (1995) vorwiegend Murgangereignisse. Allerdings war es ihm nicht möglich anhand der Auswertung meteorologischer Datensätze der nahe gelegenen Klimastation St. Veit, murauslösende Niederschlagsschwellenwerte zu bestimmen.

DANNENMANN (2002) untersuchte die Entstehungsgeschichte des Pragser Wildsees (vgl. Kapitel 2.1.1) sowie den geomorphologischen Formenschatz im Innerpragser Tal. Dabei stellte er fest, dass entgegen der bis dahin vorherrschenden wissenschaftlichen Meinung der Aufstau des Sees zum größten Teil durch Bergsturzmassen vom Rotkopf-Spitzkofel-Schwarzberg-Kamm verursacht worden sein könnte. Als potentielle Abbruchnische wurde der Pragser Kaser, an dem sich auch ein fossiler Blockgletscher befindet, genannt, der älter als die Jüngere Dryas sein sollte. Damit wäre auch eine glaziale Überfahrung (Gschnitz-Stadium) der Bergsturzablagerungen möglich. Lediglich die Ablagerungen am östlichen Rand des Sees könnten, vom Herrstein stammend, infolge eines Felssturzes abgelagert worden sein. Im Holozän wurde der Damm durch die Aktivität des Riedlschuttfächers mit feinkörnigem Material abgedichtet. DANNENMANN (2002) kommt außerdem zu dem Schluss, dass die Formen im Innerpragser Tal das Ergebnis einer wiederholten Ablagerung von Bergsturzmoränen während des Schlern-Stadiums sind. RICHARDI (2008) und NOWACKI (2008) kommen diesbezüglich jedoch zu einem anderen Ergebnis.

IRMLER (2003) bzw. IRMLER et al. (2005, 2006) untersuchten, wie bereits kurz erwähnt, die Sedimente des Pragser Wildsees, um einen Mur(frequenz)kalender für die letzten 8000 Jahre zu erstellen. Dazu wurde ein Multiproxy-Ansatz gewählt. Zentrales Element war die Erstellung einer Warvenchronologie, die an einem Kolbenlotkern aus dem Profundal generiert wurde. Für den oberen Kernabschnitt stellte IRMLER (2003) eine gute Korrelation zwischen den sedimentologischen Befunden und den dendrogeomorphologischen Untersuchungen von STRUNK (1995) fest. Dies umfasste die vergangenen 150 bis 400 Jahre. Für den stratigraphisch tiefer liegenden Kernbereich ergaben sich bezüglich der zeitlichen Stellung der ausgewiesenen Murlagen signifikante Differenzen mit den Ergebnissen der Pollenanalysen (vgl. SCHNEIDER et al. 2009) und AMS-¹⁴C-Daten. Spätere AMS-¹⁴C-Datierungen an Pollen deuteten auf einen Reservoirereffekt von ca. 1000 Jahren hin (SCHNEIDER et al., in Vorbereitung). Bis heute konnte diese zeitliche Diskrepanz zwischen den sedimentologischen und radiometrischen Ergebnissen nicht eindeutig geklärt werden.

RAPHAEL (2007) beschäftigte sich im Rahmen seiner Bachelorarbeit unter Berücksichtigung der Feinstratigraphie mit der sedimentologischen und geochemischen Analyse eines Kurzkernes (PR 01/07) aus dem Profundal. Ziel dieser Untersuchungen war es, Unterschiede zwischen Normalsedimentation und Mursedimenten herauszustellen und damit das Prozessverständnis zur Ablagerung von Muren zu verbessern. Dafür wurden die oberen 20 cm (42 Proben) dieses Sedimentkernes hoch aufgelöst, d.h. Lage für Lage beprobt und anschließend hinsichtlich Wassergehalt, Nassdichte, magnetischer Suszeptibilität, Korngrößenverteilung und der Elemente Fe, Ca, Mg, K, Na und Al untersucht. Signifikante Unterschiede in der geochemischen Zusammensetzung der Normal- und Ereignissedimentation konnten nicht gefunden werden, wenngleich RAPHAEL (2007) einen Anstieg der Konzentrationen der gemessenen Elemente in den Toplagen der Ereignisse feststellte. Eine neue Ereignislage oberhalb des Referenzereignisses von 1998, datiert von IRMLER (2003), wurde von RAPHAEL (2007) in das Jahr 2005 gestellt. Als verursachenden Prozess bzw. verursachendes Ereignis nennt er sowohl Schneeschmelze und Hochwasser. Auch einen Murgang schließt er nicht aus.

Im Rahmen seiner Diplomarbeit beschäftigte sich NOWACKI (2008) unter Verwendung eines GIS-Ansatzes mit der hochaufgelösten Erfassung der Mächtigkeitsverteilung von Ereignislagen im See. Ziel dieser Arbeit war eine Unterscheidung der Herkunftsgebiete und der verursachenden Prozesse zu ermöglichen. Dazu wurden von Mai bis Oktober 2008 insgesamt 61 Schwerelotkerne entnommen. Anschließend erfolgte eine optische Parallelisierung und Klassifizierung der Sedimentkerne. Unter Verwendung des *Natural Neighbour*-Verfahrens (ArcGIS 9.2) ist die Verteilung ausgewählter Ereignislagen interpoliert worden. Anhand dieser Verteilungskarten konnte NOWACKI (2008) Rückschlüsse auf die verursachenden Prozesse ziehen und damit die Art des Ereignisses eingrenzen. So ist seiner Meinung nach der Materialeintrag des Referenzereignisses von IRMLER (2003) über einen längeren Zeitraum, relativ gleichmäßig, erfolgt. NOWACKI (2008) nennt deshalb die Schneeschmelze als einen möglichen verursachenden Prozess. Zusätzlich dazu sind die Volumina der Ablagerungen kalkuliert worden, da sich anhand der Magnitude auch Hinweise zum auslösenden Prozess ergeben können.

3 Methoden

3.1 Geländearbeiten

3.1.1 Positionierung und Konstruktion der Sedimentfallensysteme

Um die rezente Sedimentationsdynamik, insbesondere den monatlichen Gesamtsedimentflux im Seebecken zu erfassen, sind insgesamt drei Sedimentfallensysteme installiert worden. Sedimentfallensystem 1 (F1) wurde

im Bereich des Seetiefsten (Koordinaten: 33T 0277032 UTM 5175183) verankert und Sedimentfallensystem 2 (F2) in unmittelbarer Nähe zum Finsterbachdelta (Koordinaten: 33T 0276928 UTM 5175015). F1 und F2 waren bereits für Voruntersuchungen des Projektes im Zeitraum vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (621 Tage) im See installiert. Im Juli 2006 musste jedoch festgestellt werden, dass die verwendete Uferverankerung bei F2 gelöst wurde. Unter Verwendung einer anderen Verankerung sind beide Sedimentfallensysteme im September 2006 (F1) bzw. Oktober 2006 (F2) erneut installiert worden (Abbildung 8). Im Mai 2008 wurde das dritte Sedimentfallensystem (F3) hinter der kleinen Stufe (Koordinaten: 33T 0277224 UTM 5175351) installiert (vgl. Abbildung 8). Die Auswahl dieser Positionen erfolgte anhand der bereits erzielten Ergebnisse aus den Untersuchungen von IRMLER (2003). Durch das Sedimentfallensystem 2 sollte es möglich sein, den allochthonen, vorwiegend klastischen Sedimenteintrag im Jahresgang zu erfassen. Dabei spielt besonders die Erfassung und Einschichtungstiefe suspensionsbeladener Ströme (*homopycnal flow*, *hypopycnal flow*, *mesopycnal flow*, *hyperpycnal flow*) eine Rolle. Deren Verbreitung im Seebecken kann durch die Sedimentfallensysteme 1 (Profundal) und 3 (Nebenbecken) erfasst werden. Des Weiteren sollte es mit dem Sedimentfallensystem 1 möglich sein den autochthonen Sedimentanteil zu quantifizieren.

Bei den verwendeten Sedimentfallen handelt es sich um Zylinderfallen (vgl. BLOESCH & BURNS 1980). Diese bestehen aus vier PVC-Röhren (Durchmesser 80 mm, Länge 900 mm). Drei zusätzlich installierte Sedimentfallen weisen einen Durchmesser von 60 mm auf. Die Sedimentfallen der Systeme F1 und F2 wurden jeweils 5 m, 15 m und 25 m über Grund angebracht (Anhang 5). Bei einer Gesamtwassertiefe von 34 m zum Installationszeitpunkt schwebten diese in folgenden Wassertiefen (WT): 9 m WT, 19 m WT und 29 m WT). Für F3 erfolgte die Verankerung der Sedimentfallen 5 m (25 m WT), 10 m (20 m WT) und 15 m (15 m WT) über Grund, da die Gesamtwassertiefe an dieser Position im See zum Installationszeitpunkt nur 30 m betrug. Alle nachfolgenden Ausführungen zu den Sedimentfallensystemen sowie zu den Ergebnissen verwenden die m-Angaben über Grund.

Während der eisfreien Zeit von Mai bis Oktober wurden die Sedimentfallen im Untersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 monatlich gewechselt, um den Sedimenteintrag zu quantifizieren ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) und die jeweilige Zusammensetzung der Sedimente zu untersuchen. Dafür wurde jeweils das Material von 2 Röhren zu einer Probe zusammengeführt, d.h. für jede Sedimentfalle jedes Untersuchungszeitraums standen zwei Mischproben für die Analysen zur Verfügung. Eine Ausnahme bildet der Zeitraum vom 17.07.2008 bis 12.08.2008. Aufgrund von Bergungsproblemen der oberen

Sedimentfalle an Position F2, konnte nur Material von einer Röhre für weitere Analysen verwendet werden.

In Tabelle 2 sind die entsprechenden Untersuchungszeiträume unter Angabe der jeweiligen Dauer in Tagen aufgelistet. Die Zeiträume der Eisbedeckung sind grau unterlegt.

Tabelle 2: Übersicht über die entsprechenden Untersuchungszeiträume und deren Dauer (in Tagen)

Untersuchungszeitraum	Anzahl der Tage
22.09.2006 bis 24.10.2006*	32
24.10.2006 bis 21.05.2007	209
21.05.2007 bis 19.06.2007	29
19.06.2007 bis 23.07.2007	34
23.07.2007 bis 12.08.2007	20
12.08.2007 bis 09.09.2007	28
09.09.2007 bis 24.10.2007	45
26.10.2007 bis 19.05.2008	207
19.05.2008 bis 17.06.2008	29
17.06.2008 bis 17.07.2008	30
17.07.2008 bis 11.08.2008	25
11.08.2008 bis 08.09.2008	28
08.09.2008 bis 13.10.2008	35
13.10.2008 bis 19.05.2009	218

* nur Sedimentfallensystem 1

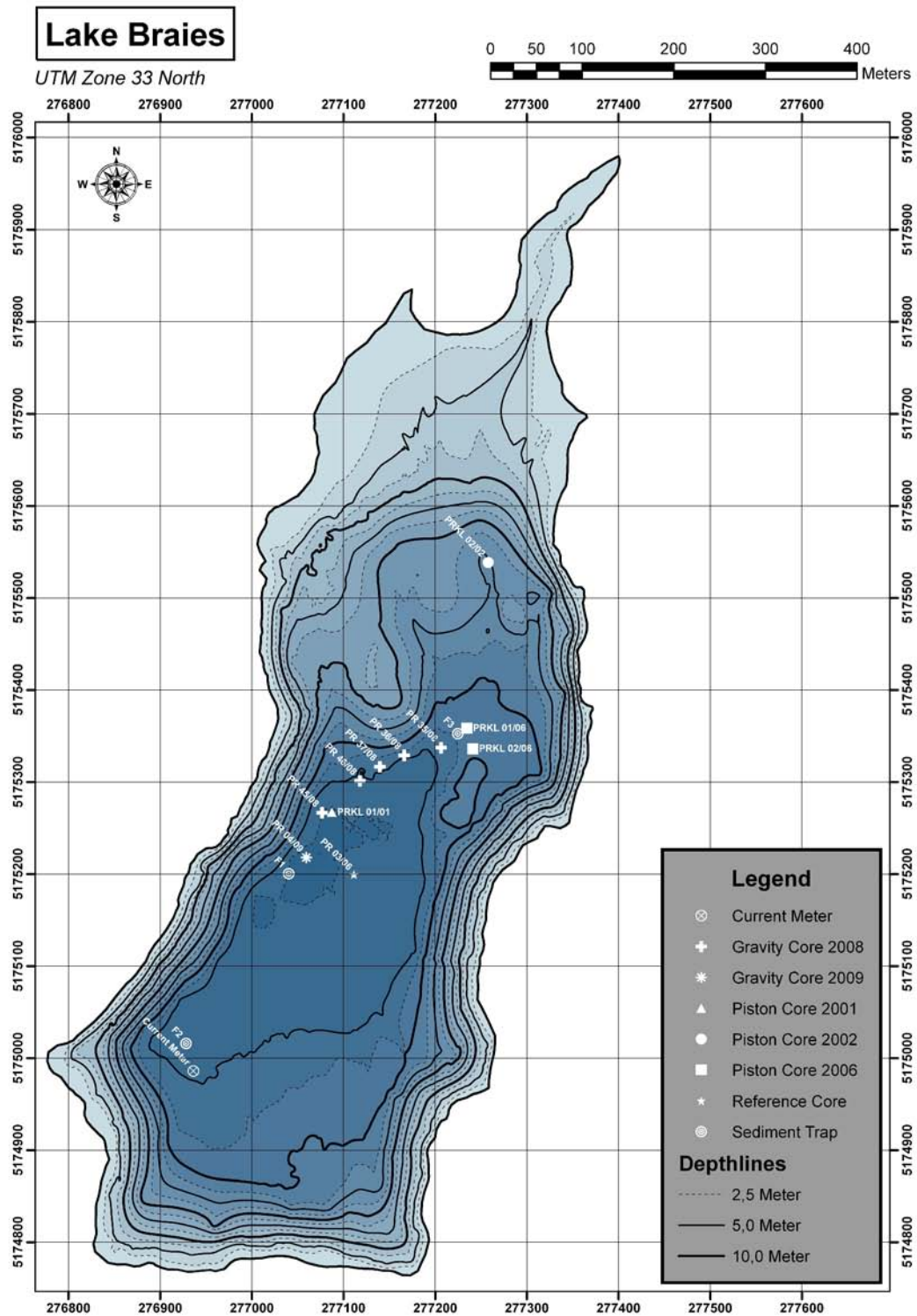


Abbildung 8: Bathymetrische Karte (aus Originaldatensätzen DAUT/IRMLER und neuen Tiefendaten (Norden) THIELEMANN/NOWACKI) mit Lage der Sedimentfallensysteme F1, F2 und F3, des Strömungsmessers, des Referenzkerns PR 03/06, der Kolbenlotkerne PRKL 01/01, PRKL 02/02, PRKL 01/06, PRKL 02/06 und der Transektkerne PR 45/08, PR 46/08, PR 37/08, PR 36/08 und PR 35/08

3.1.2 Meteorologische und hydrologische Datensätze

Da das Sedimentations- und Erosionsgeschehen in Seen oft durch das Klima (u.a. O`SULLIVAN 1983, ZOLITSCHKA 1998, SCHIEFER et al. 2006) sowie die hydrologischen Gegebenheiten des Wasserkörpers gesteuert ist, sind hochaufgelöste meteorologische und hydrologische Datensätze unabdingbar (vgl. u.a. KULBE et al. 2006, COCKBURN & LAMOUREUX 2008). Um meteorologische Datensätze zu erhalten und die zeitliche Auflösung der zur Verfügung stehenden Daten der Station St. Veit (vgl. Kapitel 2.1.4) zu erhöhen, ist im September 2007 eine institutseigene Klimastation am Nordufer des Pragser Wildsees errichtet worden. Aufgezeichnet wurden die Parameter Lufttemperatur, Luftfeuchte, Strahlung und Niederschlag. Das Messintervall betrug 10 Minuten. Die dauerhafte Energieversorgung der Station wurde durch ein Solarpanel gewährleistet. Durch Vandalismus bedingt kam es vom 01.10.2007 bis zum 23.11.2007 zu einem Datenausfall.

Die Datenreihen der institutseigenen Klimastation wurden einer Plausibilitätskontrolle unterzogen, um Messfehler bzw. anthropogene Beeinflussungen nahezu auszuschließen. Nach SCHÖNWIESE (1994) sind besonders die Niederschlagsmessungen von Messfehlern betroffen. Selbst bei idealen Standortbedingungen der Klimastation sind Messfehler $\pm 10\%$ anzunehmen. Vor allem bei Schneeniederschlägen wird der Wind als störende Größe genannt. Bei der Überprüfung der Datenreihen fiel ein allein stehender Niederschlagswert (120,0 mm/10 min) am 08.09.2008 auf. Aufgrund eigener Beobachtungen an diesem Tag kann ein Niederschlagsereignis definitiv ausgeschlossen werden. Auch eine Beeinflussung durch Aktivitäten am Bootssteg, d.h. beispielsweise Rütteln an der Installationsstange durch Touristen, können nach eigenen, mehrfachen Tests verneint werden. Dennoch handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um einen anthropogen verursachten Niederschlagswert, beispielsweise durch das Einfüllen von Flüssigkeit, da auch die Aufzeichnungen der Klimastation St. Veit für diesen Tag keine Niederschläge registriert haben. Sturmereignisse beeinflussten die Niederschlagsmessungen an der Klimastation Pragser Wildsee nach eigenen Beobachtungen z.B. am 18.05.2009 nicht. Trotz eines schweren Sturmereignisses am See wurden durch die Klimastation keine Werte für den Niederschlag aufgezeichnet.

Alle aufgezeichneten Datensätze der institutseigenen Klimastation wurden mit den in täglicher Auflösung zur Verfügung stehenden Datensätzen der Klimastation St. Veit, soweit vollständig, sowie mit den monatlich aufgelösten Niederschlagssummen der Klimastationen Toblach (1250 m über NN.) und Antholz-Mittertal (1236 über NN.) abgeglichen. Obgleich signifikanter höhenbedingter Unterschiede der Klimastation „Pragser Wildsee“ zu den täglichen (St. Veit) wie auch zu den monatlichen (Toblach und Antholz-Mittertal)

Niederschlagssummen, kann die Konsistenz der Datenreihen gewährleistet werden. Ähnliche Unterschiede sind auch zwischen den von ENGELEN (1972) erhobenen Datensätzen von Mai 1967 bis August 1967 und denen aus dem Vergleichszeitraum der Klimastation St. Veit festzustellen.

Die Charakterisierung des Wasserkörpers, inklusive der hochaufgelösten Aufzeichnungen der Wassertemperaturen, der Seespiegelschwankungen und Strömungsverhältnisse, ist notwendig, um die Einschichtung und Verbreitung möglicher Suspensionsströme (*homopycnal flows*, *mesopycnal flows*, *hyperpycnal flows*, *homopycnal flows*) zu erfassen (vgl. Kapitel 1.3.3.3). Die Temperaturlogger (8-bit Minilog, Vemco) waren jeweils an den Sedimentfallen (25 m, 15 m und 5 m über Grund) sowie am Ankerstein, d.h. in unmittelbarer Nähe zum Seegrund angebracht. Die Genauigkeit und die Auflösung der Temperatursensoren betragen $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ und $0,1^{\circ}\text{C}$. Zusätzlich zu den Wassertemperaturen sind die Seespiegelschwankungen aufgezeichnet worden. Sowohl an F1 als auch an F2 war jeweils ein Drucksensor (8-bit Minilog, VEMCO, KANADA) an der mittleren Sedimentfalle angebracht. Genauigkeit und Auflösung liegen laut Hersteller bei $\pm 1,0$ m und 0,2 m. Anhand der Auswertung der zwei installierten Drucksensoren im Pragser Wildsee wurde eine Genauigkeit von $\pm 0,4$ m ermittelt. Alle nachfolgenden Angaben bezüglich der Wasserstandsänderungen beziehen sich auf den Referenzwasserstand vom 23.07.2007. Im Gegensatz zur Sedimentfallenposition 1 fallen die Amplituden der Schwankungen an Position 2 zum Teil größer aus. Einerseits liegen diese in der sensortypischen Genauigkeit begründet, andererseits gab an Position F2 wiederholt Probleme beim Setzen der Sedimentfallen. Als Gründe dafür sind dabei sowohl Empfangsprobleme des GPS-Gerätes als auch sehr wahrscheinlich vor dem großen Schwemmfächer ausgebildete Rinnenstrukturen zu nennen. Insgesamt können die erhobenen Datenreihen als konsistent betrachtet werden, da alle „Wechselübergänge“ kritisch überprüft worden sind. Während der eisfreien Zeit von Mitte Mai bis Mitte Oktober betrug das Messintervall der Temperatur- und Drucksensoren 4 bis 10 Minuten. In der Zeit der Eisbedeckung von Mitte Oktober bis Mitte Mai erfolgte die Messwerterfassung aller 40 bis 60 Minuten. Neben den Temperatur- und Drucksensoren war in unmittelbarer Nähe zum Sedimentfallensystem 2 seit 26.10.2007 ein Strömungsmesser (33T 0276936, UTM 5174986) installiert, um potentielle Trübströme, eingetragen aus Richtung des Finsterbachdeltas, zu erfassen. Der Strömungsmesser zeichnete die Strömungsgeschwindigkeit, die Strömungsrichtung sowie die Wassertemperatur auf. Das Messintervall betrug 30 min. Genauigkeit und Auflösung des Geschwindigkeitssensors liegen laut Hersteller (AANDERAA, NORWEGEN) bei und $\pm 0,15$ cm/s und 0,3 cm/s. Beim Richtungssensor betragen Genauigkeit und Auflösung $\pm 5^{\circ}$ bzw. $0,35^{\circ}$.

An den Positionen von F1 und F2 wurden neben der kontinuierlichen Aufzeichnung der hydrologischen Parameter monatlich Tiefenprofile gemessen, um eine weitere Charakterisierung des Wasserkörpers vorzunehmen. Die mit einem Wasserschöpfer entnommenen Proben wurden noch im Gelände unter Verwendung eines Universal-Taschenmessgerätes (Multi 340i) hinsichtlich der Parameter Wassertemperatur, pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit und Sauerstoffsättigung untersucht. Um die Thermokline genau zu erfassen wurde bis in eine Wassertiefe von 15 m ein 1 m- Intervall gewählt. Ab dieser Wassertiefe erfolgte die Probenentnahme aller 2,5 Meter, je nach Seespiegelstand bis in eine Tiefe von 30 bzw. 35 m. Im Juli 2007 sowie im Mai 2009 erfolgten hochaufgelöste Messungen der hydrologischen Parameter mit geliehenen Multisonden (ME GRISARD & IGW FSU JENA).

3.1.3 Entnahme der Sedimentkerne

Im Rahmen des Untersuchungszeitraums von Juli 2006 bis Mai 2009 sind insgesamt 84 Schwerelotkerne (Schwerelot, modifiziert nach ETH Zürich) von der institutseigenen Bohrplattform aus entnommen worden. Die Abbildung im Anhang 6 zeigt die Positionen aller Sedimentkerne von 2006 bis 2009 im See, an denen diese entnommen worden sind. In Anhang 7 sind diese Sedimentkerne mit entsprechender Bezeichnung, unter Angabe der Koordinaten, der Wassertiefe (in m) zum Entnahmezeitpunkt und der Kernlänge angegeben.

Des Weiteren sind noch zwei Kolbenlotkerne (PRKL 01/06 und PRKL 02/06) aus einem Nebenbecken, hinter einer kleinen Stufe, in einer Wassertiefe von 30 m entnommen worden (vgl. Abbildung 8). Mit Sedimentkern PRKL 01/06 (33T 0277234, UTM 5175358) konnte eine Sedimentsequenz von 403 cm und mit Sedimentkern PRKL 02/06 (33T 0277241, UTM 5175335) von 507 cm gewonnen werden. Die Kerne wurden aus Transportgründen im Gelände in 100 cm- Stücke geteilt, nach Jena gebracht und bis zur Öffnung dunkel und kühl gelagert. Ziel war es, mit Hilfe eines der beiden Kolbenlotkerne, des Kolbenlotkernes PRKL 01/01 von IRMLER (2003) und ausgewählter Schwerelotkerne die Veränderungen der Mikrofazies von Ereignislagen im Seebecken zu untersuchen, um so auch Aussagen zur Erosionsleistung zu treffen und ggf. einen Beitrag zur Klärung der zeitlichen Diskrepanz zwischen den sedimentologischen, palynologischen und radiometrischen Befunden zu leisten, vgl. IRMLER (2003), IRMLER et al. (2005, 2006), SCHNEIDER et al. (2009), SCHNEIDER et al. (in Vorbereitung).

3.2 Laborarbeiten

3.2.1. *Bestimmung der Gesamtsedimentfluxraten*

Zunächst wurden alle 99 Mischproben aus den Sedimentfallensystemen in einer Unterdruckfiltrationsanlage im Labor für Geoökologie der FSU Jena filtriert. Die dafür verwendeten Cellulose-Acetatfilter (0,45 µm) sind zuvor auf einer Feinwaage eingewogen worden. Anschließend erfolgte die Trocknung der filtrierten Proben bei 50°C für ca. 48 h im Trockenschrank. Danach wurden diese Filter erneut gewogen. Für die Berechnung des Gesamtsedimentfluxes ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) erfolgte zunächst die Summenbildung des Sedimentgewichtes ($\text{g}_{\text{trocken}}$) der jeweiligen Mischproben. Anschließend wurden diesen Summen mit der Auffangfläche (F1 und F2: 0,0154 m² bzw. F3: 0,0125 m²) und der Dauer des Untersuchungszeitraums (d) unter Verwendung folgender Formel (vgl. u.a. BLUSZCZ 2008) berechnet:

$$\text{Gesamtsedimentflux (g m}^{-2} \text{d}^{-1}) = [\text{Trockengewicht (g)}] / [\text{Auffangfläche (m}^2) * \text{Zeit (d)}].$$

3.2.2 *Aufbereitung der Sedimentkerne*

Die entnommenen Sedimentkerne wurden im Labor geöffnet und anschließend fotografiert. In Abbildung 9 sind die durchgeführten Analysen an den jeweiligen Sedimentkernen schematisch dargestellt. Im Rahmen dieser Arbeit werden die Ergebnisse der Analysen für alle blau markierten Kerne vorgestellt.

Mit dem Ziel der Kernparallelisierung wurden für die ersten Sedimentkerne (PR 03/06, PR 13/06, PRKL 01/06, PRKL 02/06, PR 01/07 sowie PR 11/02) Messungen der magnetischen (Volumen)Suszeptibilität durchgeführt, vgl. auch NOWACKI (2008). Verwendet wurde die Messvorrichtung des Instituts für Geographie der FSU Jena, die mit dem Sensor MS-2E (*Bartington Instruments*) arbeitet. Dabei betrug das Messintervall 1 mm bei 3 Messungen pro Messpunkt, bei NOWACKI (2008) 5 Messungen pro Messpunkt. Die Luftmessung erfolgte aller 10 mm, um die Temperaturdrift des Sensors zu korrigieren. Bei der Auswertung stellte sich heraus, dass die Messung der magnetischen (Volumen)Suszeptibilität als Methode der Kernparallelisierung im Fall der Sedimente des Pragser Wildsees ungeeignet ist. Grund dafür sind die zu hohen Carbonat- bzw. Magnesiumgehalte. Daraus resultieren zu geringe Werte der magnetischen Suszeptibilität. Sie liegen im Grundrauschen des Gerätes. Auf eine Messung der anderen Kerne wurde aufgrund dieser Ergebnisse verzichtet. Weitere Ausführungen zu dieser Thematik finden sich bei NOWACKI (2008).

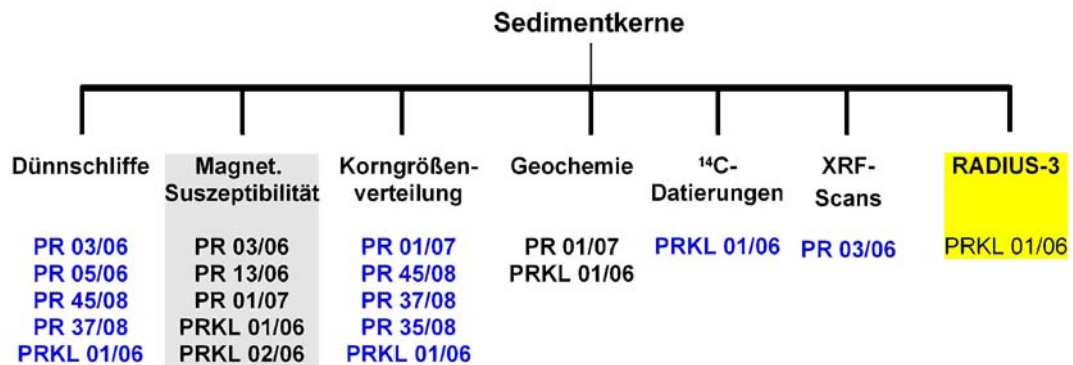


Abbildung 9: Schematischer Überblick über die durchgeführten Arbeiten an den jeweiligen Sedimentkernen

An ausgewählten Dünnschliffen des Kolbenlotkerns PRKL 01/06 sind von der Arbeitsgruppe SIROCKO & SEELOS (Johann-Guttenberg-Universität Mainz) Testweise hochaufgelöste Analysen (RADIUS) durchgeführt worden. RADIUS ist eine Entwicklung von Dr. Klemens SEELOS (2004), bestehend aus drei Modulen. RADIUS-1 setzt das hoch aufgelöste Scannen des Dünnschliffs um. Dabei wird der jeweilige Dünnschliff unter gekreuzten Polarisatoren mit einer 25fachen Auflösung von der integrierten Mikroskop-Digitalkamera fotografiert und von der Software AnalySIS verarbeitet. Dabei sind 40 Aufnahmen für einen Großdünnschliff von 10 cm notwendig (SEELOS 2004, SEELOS & SIROCKO 2005).

RADIUS-2 zählt und vermisst die Partikel. Dabei erfolgte eine getrennte Messung der hellen, silikatischen Komponenten und der dunklen Bestandteile (Minerale und organische Substanzen). Abschließend führt RADIUS-3 die eigentliche Korngrößenanalyse mit Erhebung statistischer Parameter durch. Weitere Ausführungen zu dieser Methode sind bei SEELOS (2004) und SEELOS & SIROCKO (2005) nachzulesen. Allerdings soll auf die Ergebnisse im Rahmen dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden.

3.2.3 Kernparallelisierung und Sedimentverteilung im Seebecken

NOWACKI (2008) hat im Rahmen seiner Diplomarbeit 61 Kurzkerne anhand hochaufgelöster Digitalfotos optisch parallelisiert, um die Mächtigkeitsverteilung der Ereignislagen sowie der Hintergrundsedimentation zwischen den Ereignislagen zu untersuchen. Der aus dem zentralen Profundal entnommene Kern PR 03/06 wurde auf Grund seiner ungestörten Sedimentsequenz als Referenzkern ausgewählt (vgl. Anhang 8). Alle anderen Sedimentkerne wurden anhand dieses Kernes klassifiziert. Alle Ereignislagen, deren Verteilung aufgrund einer Mindestmächtigkeit und einer -häufigkeit der betreffenden Lage anschließend im ArcGIS 9.2 interpoliert werden konnten, wurden bezeichnet. Dabei handelt es sich um die Ereignislagen ErLa I, II, VII, XIII und XIV. Die

genauen Auswahlkriterien für die Interpolation sind bei NOWACKI (2008) ausführlich beschrieben. Mit Hilfe einer Interpolation dieser Lagen im ArcGIS 9.2 konnten Aussagen zur räumlichen Verteilung und zur Mächtigkeitsveränderung sowie zu Faziesveränderungen, z.B. zwischen Proximal- und Distalfazies (vgl. u.a. DROHMANN & NEGENDANK 1993), der Ereignislagen im Seebecken getroffen werden. Als Interpolationsverfahren wurde die *Natural Neighbour*-Methode gewählt.

3.2.4 Korngrößen- und Elementaranalysen

Die Korngrößenverteilungen in Sedimentproben liefern wichtige Erkenntnisse hinsichtlich des Ablagerungsmilieus, der Transportmechanismen und der Strömungsgeschwindigkeiten, vgl. beispielsweise TUCKER (1996). Mit Hilfe des Laser Particle Size Analyser LS 13320 der Firma BECKMANN COULTER wurden die Korngrößenverteilungen in insgesamt 617 Proben (PR 45/08, PR 37/08, PR 35/08, PRKL 01/06 und PRKL 01/01) gemessen. Dazu wurden die Proben zunächst mit 30%igem Wasserstoffperoxid versetzt, anschließend mit Natriumpyrophosphat dispergiert und im Überkopfschüttler durchmischt. Unter Verwendung des Ultraschalls wurde jede Probe dreimal für 60 s gemessen (Pumpengeschwindigkeit 90; Messkonzentration 25%). Die statistischen Parameter Mittelwert, Median und Modus der Korngrößenverteilungen wurden von der Software des Gerätes errechnet.

Die Elementaranalysen erfassten den Gesamtkohlenstoff (TC), Stickstoff (N) und Schwefel (S). Gemessen wurden die zuvor gemörserten Proben am Gerät VARIO EL. Stichprobenartig erfolgten Dreifachbestimmungen, um die Qualität der Daten sicherzustellen. Auf Grund zu geringer Probenmengen und eines zu erwartenden Carbonatgehaltes von deutlich über 80% war es nicht möglich, eine Carbonatzerstörung zur Bestimmung des organischen Kohlenstoff (TOC) durchzuführen.

3.2.5 Röntgendiffraktometrie und Rasterelektronenmikroskopie

Besonders für feinkörnige Sedimente eignet sich die Methode der Röntgendiffraktometrie, die auf der Beugung von Röntgenstrahlen am Kristallgitter des Minerals basiert. In diesem Zusammenhang sei die BRAGGSche Gleichung ($n\lambda = 2d \sin \theta$) erwähnt. Diese beschreibt die Beziehung bei Beugung und Interferenz am Kristallgitter unter Berücksichtigung von Wellenlänge (λ), Beugungs- bzw. Einfallswinkel (θ) und dem Gitterebenenabstand (d) in Ångström (vgl. TUCKER 1996). Für eine ausführliche Methodenbeschreibung sei u.a. auf KLUG & ALEXANDER (1974) sowie JENKINS & DE VRIES (1970) verwiesen. Alle 90 gemessenen Proben (*BRUKER AXS, D8*)

wurden zuvor bei 50°C getrocknet und anschließend gemörsert (63 µm Sieb). Die Auswertung der Messungen erfolgte mit dem Programm EVA 7.0 (semiquantitative Analyse).

Des Weiteren sind ausgewählte Proben des Sedimentfallenmaterials, nach vorherigem Bedampfen mit Kohlenstoff, einer Detailanalyse mit einem Rasterelektronenmikroskop (*LEICA S440/OXFORD*) unterzogen worden, um die Zusammensetzung des Materials, vor allem der organischen Komponenten zu untersuchen.

3.2.6 Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF-Scan)

Mit dieser Methode können Gesteins- oder gepresste Pulverproben, Kernhälften und auch „Epoxydharztränklinge“ analysiert werden. Grundlage dieser Methode ist die Anregung von Atomen durch energiereiche, primäre Röntgenstrahlung. Die so angeregten Atome emittieren eine Fluoreszenzstrahlung im Röntgenbereich, „deren Wellenlänge für jedes Element charakteristisch ist“ (LEHNERT 2001: 4-78). Die Analysen der vier „Epoxydharztränklinge“ des Referenzkerns PR 03/06 DS1, DS 2, DS 3 und DS 7 wurden am Gerät EAGLE III XL des Geoforschungszentrums Potsdam durchgeführt. Dieses Gerät erzeugt die Röntgenstrahlung mit einer Rhodiumröhre. Für Rhodium wurden die K- und L-Linie gemessen, um ggf. mit Araldit eingegossene Hohlräume im „Epoxydharztränking“ zu identifizieren. Für drei der Epoxydharztränklinge mussten, bedingt durch Störungen auf der Oberfläche der Tränklinge, mehrere, sich überlappende, „*linescans*“ gemessen werden. Die Messungen erfolgten für die Elemente Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe und Sr. Allerdings konnten von den Elementen P, S, Cl und Mn keine signifikanten Ergebnisse erzielt werden.

3.2.7 Radiokarbondatierungen

Vom Kolbenlotkern PRKL 01/06 konnten vier Proben zur AMS ¹⁴C-Datierung ausgewählt und zu *BETA ANALYTIC Inc.* geschickt werden. Eine höhere Probenanzahl war aufgrund des Fehlens von datierbaren pflanzlichen Makroresten nicht möglich (vgl. auch IRMLER (2003)). Bei drei Proben handelt es sich um nicht näher bestimmte terrestrische, pflanzliche Makroreste und bei einer Probe um ein *Bulk Sample*. Ziel war es, mit den aus geschichteten Ablagerungen entnommenen Proben in 191,0 bis 192,0 cm und 236,0 bis 237,0 cm (beides terrestrische, pflanzliche Makroreste) Gesamtkerntiefe, eine zeitliche Orientierung in Bezug auf die Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse zu erhalten. Die Datierungen von Material aus der Basis einer mächtigeren Ereignislage in 243,5 bis 244,5 cm (terrestrische pflanzliche Makroreste)

Gesamtkerntiefe und dem unmittelbar darunter liegendem Sediment in 244,5 bis 245,0 cm (*Bulk Sample*) Gesamtkerntiefe sollten Hinweise auf Sedimentumlagerungen infolge von Erosionsereignissen im Einzugsgebiet (Hochwasser, Schneeschmelze, Murgang) respektive zum Reservoirereffekt liefern. Nach Untersuchungen von SCHNEIDER et al. (in Vorbereitung) an separierten Pollen liegt dieser für den Pragser Wildsee bei ca. 1000 Jahren.

3.2.8 Herstellung und Auswertung der Dünnschliffe

Die Herstellung der Dünnschliffe aus den Sedimentkernen PR 03/06, PRKL 01/06, PR 45/08 und PR 37/08 erfolgte in Anlehnung an das Verfahren von MERKT (1971) und ALEFS (1997). Aus einer Sedimentscheibe wurden die jeweiligen Sedimentsequenzen mit PVC-Schachteln (100 x 25 x 10 mm) ausgestochen, beschriftet und umgehend in Flüssigstickstoff getaucht, um diese schnellstmöglich zu gefrieren. Anschließend sind die Proben für 48 h gefriergetrocknet worden. Das Eingießen des Epoxydharzes (Araldit 20/20) unter Vakuum wurde nach BECKMANN (2006) abgewandelt, um das vollständige Durchtränken der Proben zu gewährleisten. Bei einer Schliiffstärke von 22 µm beträgt die Größe der Dünnschliffe 100 mm x 25 mm (Länge x Breite). Überlappt sind die Schliffe mit 10 mm bzw. 20 mm. Die Dünnschliffe aus den Proben des Untersuchungszeitraums vom 24.10.2004 bis 05.07.2006 sind nach dem gleichen Prinzip hergestellt worden. Lediglich die Vorbereitung zum Gefriertrocknen und Eingießen erfolgte etwas abgewandelt. Die Proben wurden schon im Gelände mit Flüssigstickstoff schockgefroren und nach Jena transportiert. Anschließend sind diese vorsichtig aus den „Töpfchen“ gelöst und in eine entsprechend runde PVC-Schale gesetzt worden. Die Schliiffstärke beträgt ebenfalls 22 µm.

Die Auswertung der Dünnschliffe erfolgte mit Hilfe eines Mikrofichegerätes (*PETROSCOPE*, Objektive mit 14,8x, 42x, 56x und 72x Vergrößerung), eines Polarisationsmikroskopes (*CARL ZEISS*, Objektive mit 2.5x, 10x, 20x und 50x Vergrößerung) der Friedrich-Schiller-Universität Jena und der Mikroskopiereinheit des Geoforschungszentrums Potsdam. Die Vermessung der Lagen wurde am Petroscope mit der 14.8fachen Vergrößerung durchgeführt. Für die Zählung der Sedimentsequenz nach 1998 bzw. 2001 sowie für die Erstellung bzw. Fortsetzung des „Ereigniskalenders“ war es zudem notwendig die obere Sedimentsequenz des Kolbenlotkernes PRKL 01/01 erneut zu zählen, um sicherzustellen, dass die Ausweisung eines Abschnittes als Jahreslage mit der von IRMLER (2003) identisch ist. Die Extrapolation gestörter Bereiche erfolgte ebenfalls anhand der von IRMLER (2003) beschriebenen Methode.

Als Ereignislage wurde jede Lage angesprochen, die sich hinsichtlich des mikromorphometrischen Aufbaus bzw. der Zusammensetzung und/ oder auch der Mächtigkeit signifikant von den über- und unterlagernden Laminae unterscheidet. Auf eine Verwendung von kritischen Schwellenwerten für die Ausweisung als Murlage (7 x Normallage) sowie als Hochwasser-/Schneeschnelzlage (4 x Normallage), wie bei IRMLER (2003) und IRMLER et al. (2005) beschrieben, wurde verzichtet.

Da die Ausbreitung von Suspensionsströmen im Wasserkörper kein linearer Prozess ist und nicht alle Ereignisse vom gleichen Prozess verursacht werden bzw. die sonstigen Rahmenbedingungen (z.B. Sedimentverfügbarkeit, Ausbildung der Thermokline) variieren, kommt es zur Veränderung der Fazies und der Mächtigkeiten von Ereignislagen im Seebecken, vgl. u.a. DROHMANN & NEGENDANK (1993), NOWACKI (2008). Des Weiteren ist der Begriff „Normallage“ bei IRMLER (2003) nicht zweifelsfrei definiert und in Einzugsgebieten mit einem hohen zu erwartenden allochthonen, klastischen Sedimenteintrag schwierig zu bewerten, vgl. auch Kapitel 1.3.2.2. Aus diesem Grund soll für das Wort „Normalsedimentation“ im weiteren Verlauf dieser Arbeit der Begriff „Hintergrundsedimentation“ verwendet werden.

4 Ergebnisse

4.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik

4.1.1 Sedimentfallenuntersuchungen vom 23.10.2004 bis 05.07.2006

4.1.1.1 Geländebeobachtungen

In Abbildung 10 sind die Ablagerungen des Sedimentfallensystems 1 (5 m über Grund) zu sehen. Dabei lässt sich eine dunkle, an einigen Stellen offenbar leicht oxidierte Schicht erkennen. Diese ist sehr locker gelagert. Die darunter lagernde, vorwiegend durch feinklastische Komponenten geprägte Sedimentsequenz, weist eine höhere Kompaktion auf und lässt eine Laminierung erkennen.

Das Material der oberen und mittleren Falle wies, wie auch das Material aller Fallen des Sedimentfallensystems 2, Spuren von bioturbaten Störungen auf.



Abbildung 10: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im Zeitraum vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (Foto: DOBERSCHÜTZ 2006)

4.1.1.2 Quantifizierung des Gesamtsedimentflusses

In Tabelle 3 sind die Ergebnisse der Quantifizierung der Gesamtsedimentfluxraten ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) des Zeitraums vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (621 Tage) für F1 und F2 dargestellt. Bei beiden Sedimentfallensystemen ist festzustellen, dass sich die höchsten Gesamtsedimentfluxraten in den jeweils unteren Fallen finden. Bei F1 zeigt sich eine Zunahme der Gesamtsedimentfluxraten von der oberen zur mittleren Falle um das 2fache und zur unteren Falle um das 23fache. Von der mittleren zur unteren Falle beträgt die Zunahme das 11fache. Auf eine Beschreibung der Ergebnisse von F2 soll aufgrund des unbekanntes Zeitpunktes der Zerstörung der Uferverankerung und der damit verbundenen Unsicherheit hinsichtlich der Vergleichbarkeit der Ergebnisse beider Fallensysteme verzichtet werden. Bezüglich der Korngrößenverteilung ergeben sich in beiden untersuchten Sedimentfallen 5 m über Grund keine signifikanten Unterschiede. Die dominierende Korngrößenfraktion ist die Schlufffraktion mit 76,5 Vol.-% (F1) bzw. 75,9 Vol.-% (F2). Die Anteile der Tonfraktion belaufen sich in F1 auf 10,6 Vol.-% und in F2 auf 9,5 Vol.-%. Auf die Sandfraktion entfallen 12,9 Vol.-% (F1) und 14,6 Vol.-% (F2). Die Proben wurden außerdem einer Elementaranalyse (CNS) unterzogen. Allerdings sind die Ergebnisse aufgrund des langen Untersuchungszeitraums wenig aussagekräftig. Ähnliches gilt für die Ergebnisse der durchgeführten Röntgenbeugungsanalysen. Die gemessenen Proben bestehen zu 90% bis 100% aus Dolomit.

Tabelle 3: Ergebnisse der Berechnung des Gesamtsedimentflusses in $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$

	F1 $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$	F2 $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$
25 m über Grund	0,28	0,64*
15 m über Grund	0,57	0,58*
05 m über Grund	6,47	2,62*

*Im Juli 2006 wurde festgestellt, dass die Uferverankerung gelöst war. Der Zeitpunkt der Zerstörung ließ sich nicht rekonstruieren.

4.1.1.3 „Mikrofaziesanalyse“

Anhand von Dünnschliffen der Proben 5 m über Grund von der Position F1 und F2 sollten Mikrofaziesanalysen durchgeführt werden. Die beiden hergestellten Dünnschliffe wiesen auf Grund der lockeren Lagerung der Sedimente eine nichtauswertbare Güte auf, so dass auf eine Auswertung dieser verzichtet wurde. Um noch verwertbare Informationen zu erlangen, wurde auf die „aufgesägten Epoxydharztränklinge“ zurückgegriffen. In Abbildung 11 ist der „Epoxydharztränking“ des Materials 5 m über Grund von Position F1 dargestellt. Anhand dieses lassen sich zwei, vorwiegend aus organischen Komponenten (Diatomeen) aufgebaute, sowie drei, vorwiegend aus klastischem Material bestehende, Lagen unterscheiden.

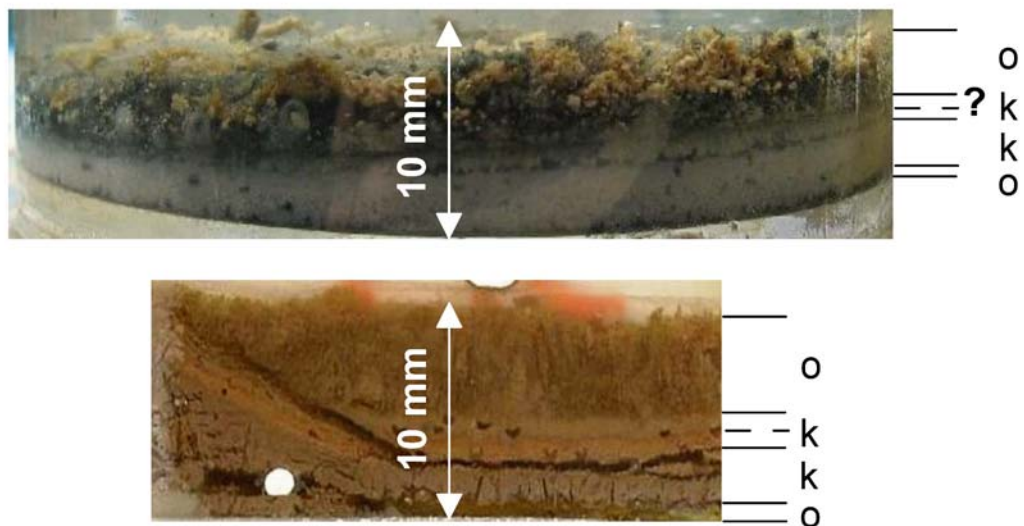


Abbildung 11: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im Zeitraum vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (Foto: DOBERSCHÜTZ 2006) (oben) und „aufgesägter Epoxydharztränking“ einer Probe des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im gleichen Zeitraum (23.10.2004 bis 05.07.2006)

4.1.1.4 Meteorologische Datensätze

Da besonders das Sedimentationsgeschehen in Hochgebirgsseen vom allochthonen Materialeintrag gesteuert wird und dieser wiederum auch von den Niederschlägen im Einzugsgebiet des Sees abhängig ist (vgl. u.a. ALEFS 1997, ZOLITSCHKA 1998), sind in Abbildung 12 die Ergebnisse der ausgewerteten Datensätze der täglichen Niederschlagssummen der Klimastation St. Veit für den Untersuchungszeitraum vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 dargestellt.

An 224 von 621 Tagen wurden Niederschläge registriert. Niederschlagsmengen zwischen 0,2 mm und 10,0 mm pro Tag wurden an 181 Tagen aufgezeichnet. An 31 Tagen sind Niederschlagssummen zwischen 10,1 mm und 20 mm und an 7 Tagen zwischen 20,1 mm und 30,0 mm gemessen worden. Lediglich an 3 Tagen wurden Niederschlagswerte größer 30,0 mm registriert. Niederschlagssummen größer 40,0 mm bzw. größer 50 mm sind an nur jeweils einem Tag aufgezeichnet worden. Die Tage mit Niederschlagsmengen größer 30 mm (Starkniederschläge), liegen in den Monaten Juli (05.07.2005: 43,8 mm, 08.07.2005: 30,2 mm, 27.07.2005: 52,6 mm), August (12.08.2005: 32,0 mm) und September (18.09.2005: 31,6 mm).

Des Weiteren finden sich auffällige „Niederschlagssequenzen“ im Untersuchungszeitraum. Mit solchen Niederschlagsfrequenzen arbeitete auch schon STRUNK (1995). So wurden innerhalb von 48h, vom 27.10.2004 bis 28.10.2004 und vom 30.6.2005 bis 01.07.2005, jeweils 43,6 mm gemessen. Vom 30.10.2004 bis 01.11.2004 (72h) sind 57,8 mm und vom 28.6.2006 bis 30.06.2006 (72h) 45,4 mm aufgezeichnet worden.

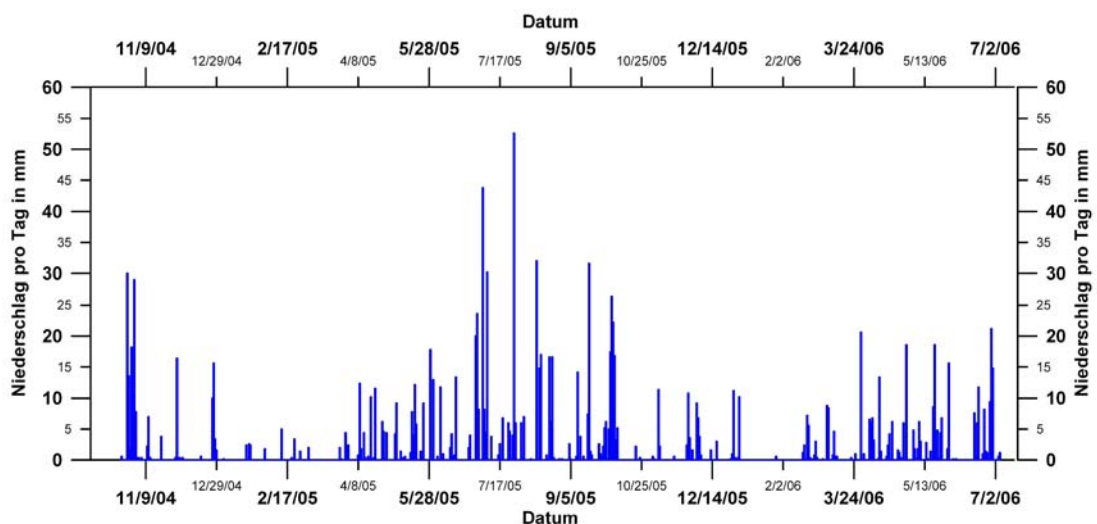


Abbildung 12: Niederschlagsmengen pro Tag in mm für den Untersuchungszeitraum 23.10.2004 bis 05.07.2006, gemessen an der Klimastation St. Veit (1285 m über NN.); Daten vom HYDROGRAPHISCHEN AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN

4.1.2 Sedimentfallenuntersuchungen vom 22.09.2006 bis 19.05.2009

4.1.2.1 Geländebeobachtungen

Im Rahmen der Geländekampagnen vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 konnten eine Reihe von Gegebenheiten und Prozesse, die die Sedimentations- und Erosionsdynamik im Einzugsgebiet und damit auch die Ablagerungen des Pragser Wildsees beeinflussen können, beobachtet werden.



Abbildung 13: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F1 im Zeitraum vom 19.06.2007 bis 23.07.2007 (Foto: DOBERSCHÜTZ 2007)



Abbildung 14: Ablagerungen des Sedimentfallenmaterials 5 m über Grund an Position F2 im Zeitraum vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 (Foto: NOWACKI 2009)

In Abbildung 13 sind die feinen, hellbraunen Ablagerungen der unteren Sedimentfalle des Zeitraums vom 19.06.2007 bis 23.07.2007 an Position F1 zu sehen. Im Gegensatz dazu, zeigt die Abbildung 14 die schwarz-grauschwarzen Ablagerungen der unteren Sedimentfalle des Zeitraums vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 an Position F2.

In den Geländeeinsätzen im Herbst 2007 und 2008, bei einem niedrigem Seespiegel, konnten Nadelsäume am Südufer beobachtet werden (siehe Abbildung 15a-c, 15e-f; 16a). Die rötlichen Nadeln, vor allem Lärche, stammen dabei aus dem Jahr 2007, währenddessen die schwarz-braunen Nadeln älter sind. Des Weiteren lassen die Abbildungen 15b und 15f erkennen, dass diese älteren Nadeln über bzw. unter grauen Sandlagen und Kiesen bzw. Schottern abgelagert sind.

Dunkelbraunes klastisches Feinmaterial (Abbildung 15d; 16b und 17d) zeigte sich im Bereich des Finsterbachdeltas bei niedrigem Seespiegelstand. Des Weiteren waren hier im Herbst 2008 deutliche litorale Erosionsspuren und Rinnenstrukturen zuerkennen, vgl. Abbildung 16b, 16d-e.

Während der Geländekampagne im Juli 2008 konnten am späten Nachmittag des 17.07.2008 nach einem Niederschlagsereignis von 28,0 l/m² (13:00 bis 17:00, institutseigene Klimastation) im Bereich der Schuttfächer A und B (Abbildung 17a-c) deutlich unterhalb des aktuellen Seespiegels eingespülte Suspensionsströme beobachtet werden. Die Verbreitung erfolgte fächerförmig, wenngleich sich die Suspensionswolke anschließend vorwiegend in nordöstliche Richtung bewegte.

Abbildung 17e zeigt den nordwestlichen Strandbereich des Sees während eines Sturmereignisses am 18.05.2009. Zu sehen ist ein ca. ein Meter breiter suspensionsbeladener „Saum“ infolge litoraler Erosion. Dieser „Saum“ enthält durch den starken Wellenschlag erodiertes, klastisches Feinmaterial sowie auch organisches Material in Form von Nadeln und Holzstücken.

Im Rahmen einer Geländebegehung im Juni 2008 konnte im hinteren Grünwaldtal ein Aufstau des Finsterbachs durch eine Rutschung bzw. einen Murgang von einem der zahlreichen, kleineren Schuttfächer (Abbildung 17f) beobachtet werden. Diese wirken als kleine „Rückhaltebecken“ für Feinsedimente, die im Einzugsgebiet damit „punktuell zwischendeponiert“ werden.

Anfang Oktober 2008 kam es am Ostufer des Pragser Wildsees, zwischen Fächer A und B zu einem Felssturz (Anhang 9), so dass der Wanderweg rund um den See behördlich gesperrt wurde (vgl. AUTONOME PROVINZ BOZEN 2010a). Dabei gelangten wohl auch große Gesteinsbrocken bis in den See, wie die Aufzeichnungen des institutseigenen Unterwasserkamerasystems (C.U.R.T.) zeigten. Im Mai 2009 waren die Gesteinsbrocken auf dem Wanderweg wieder beräumt. Sehr wahrscheinlich wurde ein Großteil dieser Brocken vor Ort in

kleinere Stücke gebrochen und an der Böschung zum See abgelagert. Ob dabei weitere, auch größere Bruchstücke den See erreichten, konnte nicht geklärt werden.

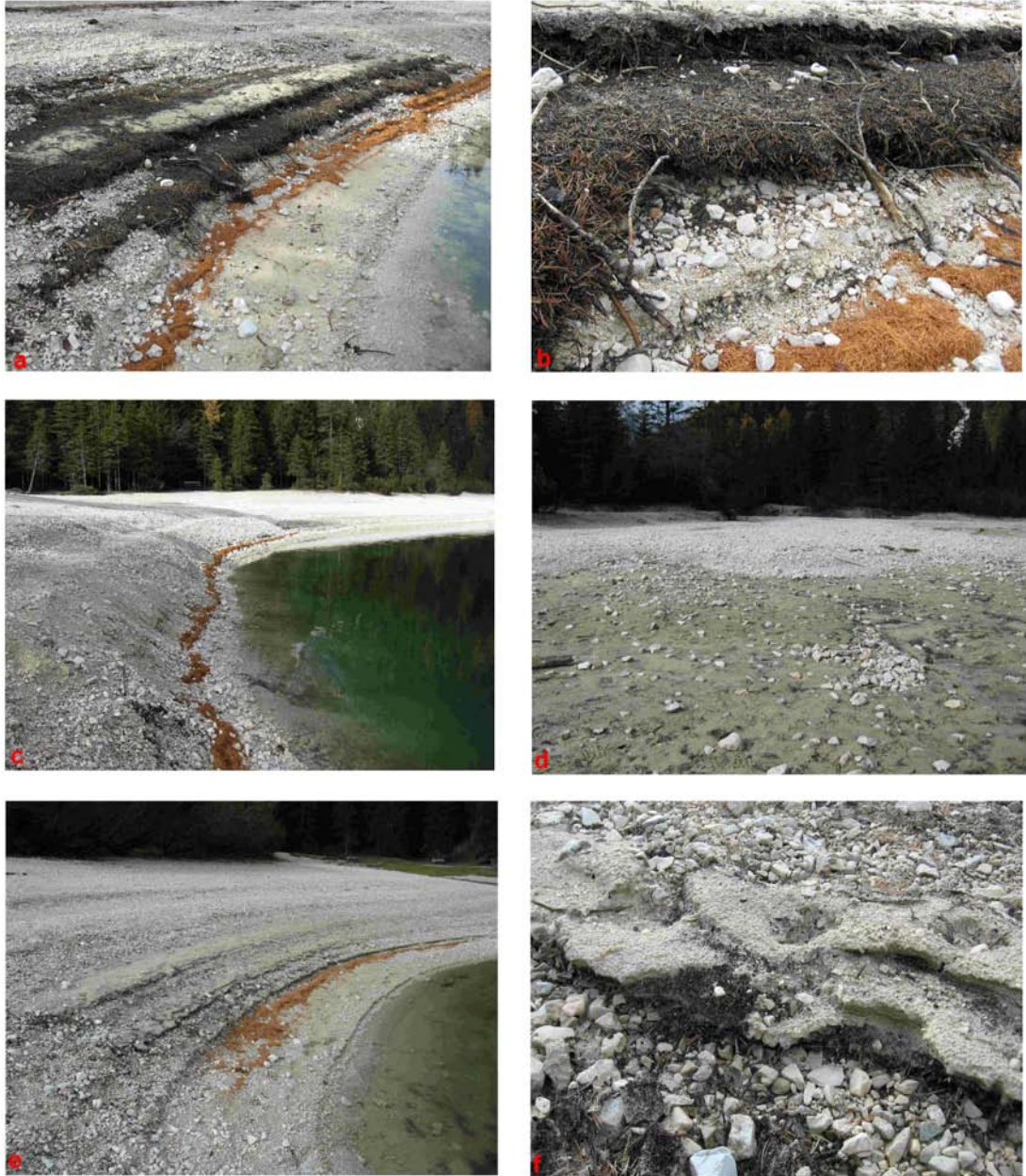


Abbildung 15: (a) Nadelsäume am Südostufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (b) Nadelsäume am Südostufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (c) Südufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (d) Finsterbachdelta (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007); (e) Südufer des Sees (Oktober Foto: DOBERSCHÜTZ 2007); (f) Detailaufnahme im Bereich der Nadelsäume am Südufer des Sees (Foto: DOBERSCHÜTZ Oktober 2007)

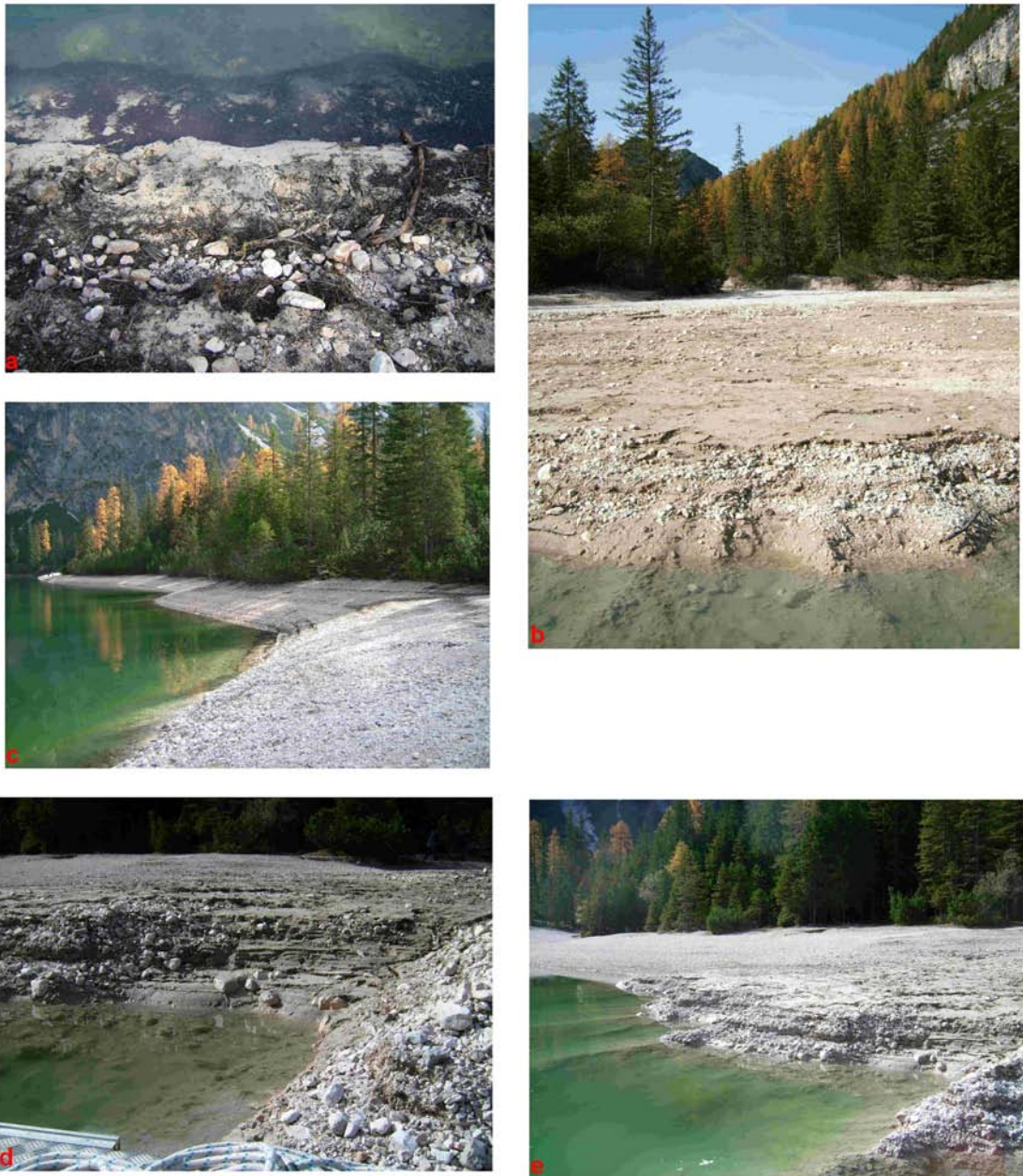


Abbildung 16: (a) Nadelsaum am Südostufer des Sees (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (b) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (c) Südufer des Sees (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (d) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN Oktober 2008); (e) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN Oktober 2008)



Abbildung 17: (a) Sedimentfahne vor dem Fächer A (Foto: NOWACKI Juli 2008); (b) Sedimentfahne vor dem Fächer A (Foto: NOWACKI Juli 2008); (c) Sedimentfahne vor dem Fächer B (Foto: NOWACKI Juli 2008); (d) Finsterbachdelta (Foto: THIELEMANN September 2008); (e) Auswirkungen eines Sturmereignisses (Foto: THIELEMANN Mai 2009); (f) Aufstau des Finsterbachs durch eine Rutschung im hinteren Grünwaldtal (Foto: THIELEMANN Juni 2008)

4.1.2.2 Quantifizierung des Gesamtsedimentflusses

Für das Sedimentfallensystem 1 lassen sich für den Untersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 signifikante Änderungen feststellen (Abbildung 18, Anhang 10). So ergeben sich für die Wintermonate 2006/2007 (24.10.2006 bis 21.05.2007) und 2007/2008 (26.10.2007 bis 19.05.2008) sehr geringe Gesamtsedimentfluxraten in allen drei Sedimentfallen: 25 m über Grund (2006/2007: $0,08 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und 2007/2008: $0,06 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), 15 m über Grund (2006/2007: $0,13 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und 2007/2008: $0,09 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) und 5 m über Grund (2006/2007: $0,17 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und 2007/2008: $0,11 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Im Gegensatz dazu sind für den Winter 2008/2009 deutlich höhere Gesamtsedimentfluxraten mit $0,24 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 25 m über Grund $0,27 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 15 m über Grund und $2,79 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 5 m über Grund zu verzeichnen. Somit übersteigt der Winter 2008/2009 die Winter davor um das 3 bzw. 6fache in der oberen, um das 2 bzw. 3fache in der mittleren und um das 16 bzw. 25fache in der unteren Falle.

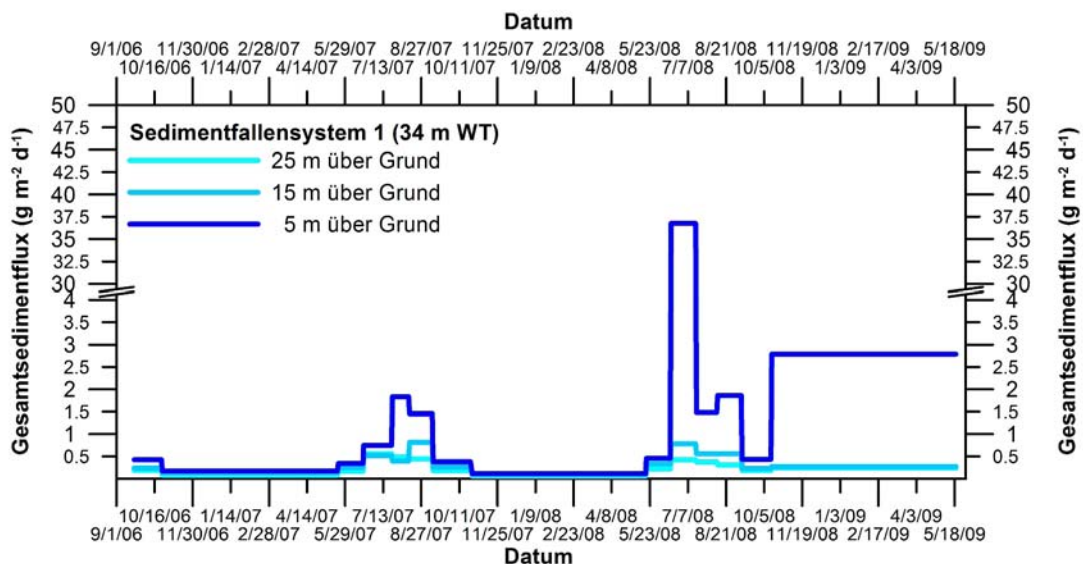


Abbildung 18: berechneter Gesamtsedimentfluss in $\text{g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für die verschiedenen Untersuchungszeiträume des Sedimentfallensystems 1

Für das Jahr 2007 fallen in den Zeiträumen vom 19.06.2007 bis 23.07.2007, vom 23.07.2007 bis 12.08.2007 und vom 12.08.2007 bis 09.09.2007 erhöhte Gesamtsedimentfluxraten in allen Sedimentfallen auf, wobei sich die jeweils höchsten Raten in der unteren Falle 5 m über Grund finden. Das Maximum liegt bei $1,84 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ im Zeitraum vom 23.07.2007 bis 12.08.2007. Auffällig ist auch, dass die Einträge in der oberen Falle gegenüber der mittleren in den Zeiträumen vom 19.06.2007 bis 23.07.2007 und vom 23.07.2007 bis 12.08.2007 um $0,04 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ bzw. $0,1 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ höher sind. Auch im Jahr 2008 finden sich die höchsten Einträge in vergleichbaren Zeiträumen (17.06.2008 bis

17.07.2008, 17.07.2008 bis 11.08.2008 und 11.08.2008 bis 08.09.2008). Die Gesamtsedimentfluxraten nehmen von der oberen zur unteren Falle zu. Der größte Eintrag ist in der unteren Falle 5 m über Grund im Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 mit $36,75 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ zu verzeichnen. Er übersteigt damit den höchsten Eintrag im Jahr 2007 um das knapp 20fache. Auch in der mittleren Sedimentfalle wird in diesem Zeitraum der höchste Eintrag im gesamten Untersuchungszeitraum erreicht. Lediglich in der oberen Falle ist der Eintrag dieses Zeitraums nicht der größte im Gesamtuntersuchungszeitraum.

Auch das Sedimentfallensystem 2 (Abbildung 19, Anhang 11) fällt durch sehr geringe Gesamtsedimentfluxraten in den Wintermonaten 2006/2007 (24.10.2006 bis 21.05.2007) und 2007/2008 (26.10.2007 bis 19.05.2008) auf. Diese liegen ähnlich wie bei F1 bei $0,09 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $0,06 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in oberen Falle, bei $0,08 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $0,07 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in der mittleren Falle und bei $0,17 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $0,07 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in der unteren Falle. Deutlich erhöhte Gesamtsedimentfluxraten weist der Winter 2008/2009 (13.10.2008 bis 19.05.2009) auf: 25 m über Grund $0,25 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, 15 m über Grund $0,62 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und 5 m über Grund $2,32 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, d.h. diese Gesamtsedimentfluxraten sind gegenüber den Wintern 2006/2007 und 2007/2008 um das 3 bzw. 4fache 25 m über Grund, um das 8 bzw. 9fache 15 m über Grund und um das 14 bzw. 33fache 5 m über Grund erhöht.

Mit $0,95 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ im Zeitraum 23.07.2007 bis 12.08.2007 zeigt die mittlere Sedimentfalle den höchsten Eintrag im Jahr 2007. Der höchste Gesamtsedimentflux im Jahr 2008 ergibt sich für den Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 mit $1,63 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für die obere, mit $3,11 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für die mittlere und mit $48,91 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ für die untere Falle. Damit ist der höchste Eintrag in der mittleren Falle im Jahre 2008 um das 3fache höher als der höchste Eintrag in dieser Falle im Jahr 2007. Der Eintrag in der oberen Falle übersteigt den höchsten Eintrag 2007 in dieser Falle um das 2fache und jener in der unteren Falle gar um das 52fache.

Die Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen an Position F3 sind ebenfalls in Abbildung 20 bzw. Anhang 12 dargestellt. Generell nehmen die Gesamtsedimentfluxraten mit der Wassertiefe zu. Eine Ausnahme bildet der Zeitraum vom 19.05.2008 bis 17.06.2008. Hier ist der Eintrag in die obere Falle minimal größer als in der mittleren Falle. Die höchsten Gesamtsedimentfluxraten in der unteren Falle zeigen sich in den Untersuchungszeiträumen vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 ($18,90 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 ($1,04 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 ($1,74 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) und vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 ($2,51 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 ($0,33 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) und vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 ($0,39 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) wurden sehr geringe Gesamtsedimentfluxraten ermittelt.

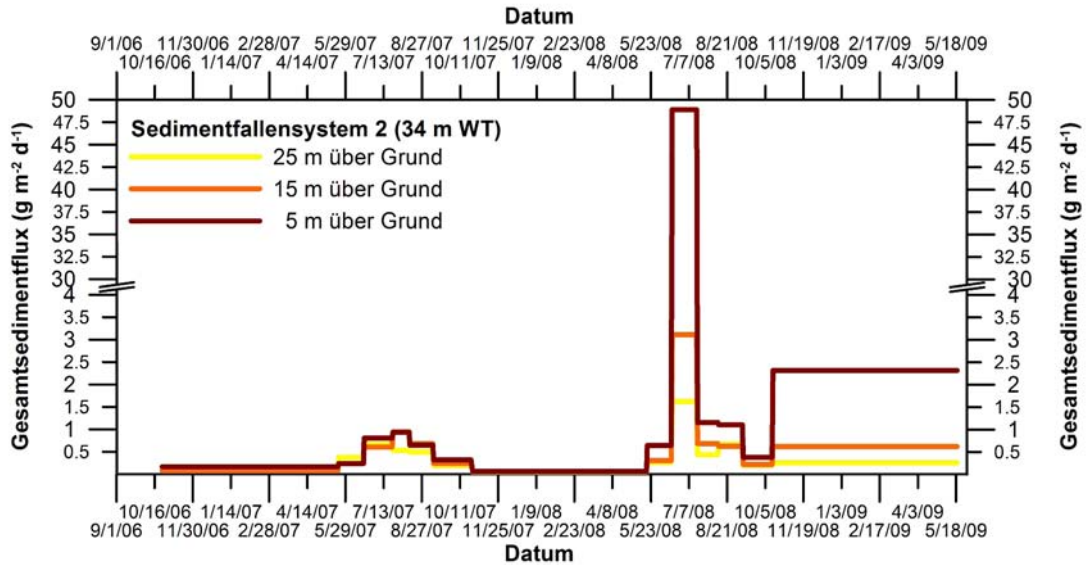


Abbildung 19: berechneter Gesamtsedimentfluss in $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für die verschiedenen Untersuchungszeiträume des Sedimentfallensystems 2

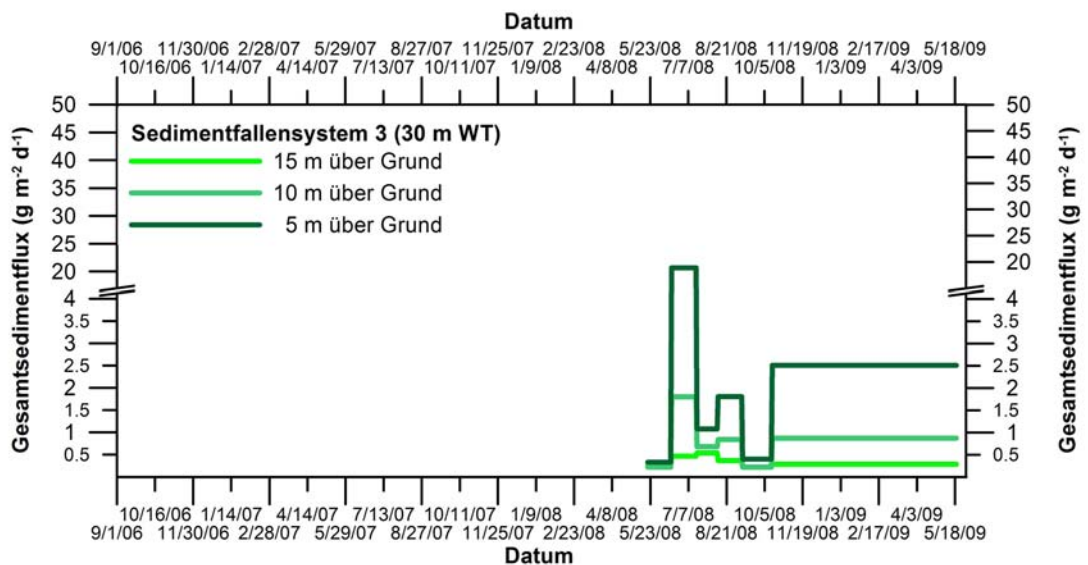


Abbildung 20: berechneter Gesamtsedimentfluss in $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ für die verschiedenen Untersuchungszeiträume des Sedimentfallensystems 3

Um die Gesamtsedimentfluxraten von F1 und F2 im Gesamtuntersuchungszeitraum vom 24.10.2006 bis 19.05.2009 zu vergleichen, erfolgte eine Ratiobildung von F2:F1. Wie aus Abbildung 21 zu entnehmen, ergeben sich in Zuflussnähe (F2) 25 m über Grund bis auf die Zeiträume vom 26.10.2007 bis 19.05.2008 und vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 höhere Gesamtsedimentfluxraten als im Profundal (F1). Generell sind diese Unterschiede allerdings sehr gering. In den Zeiträumen vom 21.05.2007 bis 19.06.2007 (2fach), vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (4fach) und vom

11.08.2008 bis 08.09.2008 (2fach) sind diese allerdings signifikant höher. Anders verhält es sich 15 m über Grund. In den Zeiträumen vom 19.06.2007 bis 23.07.2007, vom 23.07.2007 bis 12.08.2007, vom 17.06.2008 bis 17.07.2008, vom 18.07.2008 bis 11.08.2008, vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 und vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 wurden für F2 höhere Gesamtsedimentfluxraten ermittelt, wobei die Zeiträume vom 23.07.2007 bis 12.08.2007 (2fach), vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (4fach) und vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 (2fach) signifikant höher sind.

Für die Untersuchungszeiträume vom 24.10.2006 bis 21.05.2007, vom 11.08.2007 bis 09.09.2007, vom 26.10.2007 bis 19.05.2008 und vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 ergaben sich in F1 höhere Gesamtsedimentfluxraten als im Zuflussbereich (F2). Nahezu identische Gesamtsedimentfluxraten in beiden Systemen fanden sich vom 21.05.2007 bis 19.06.2007, vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 und vom 08.09.2008 bis 13.10.2008. Beim Vergleich beider Systeme 5 m über fällt auf, dass in Zuflussnähe an Position F2 lediglich in den Zeiträumen vom 19.06.2007 bis 23.07.2007, 19.05.2008 bis 17.06.2008 und 17.06.2008 bis 17.07.2008 höhere Gesamtsedimentfluxraten bzw. für den Zeitraum vom 24.10.2006 bis 21.05.2007 gleiche Gesamtsedimentfluxraten zu verzeichnen waren.

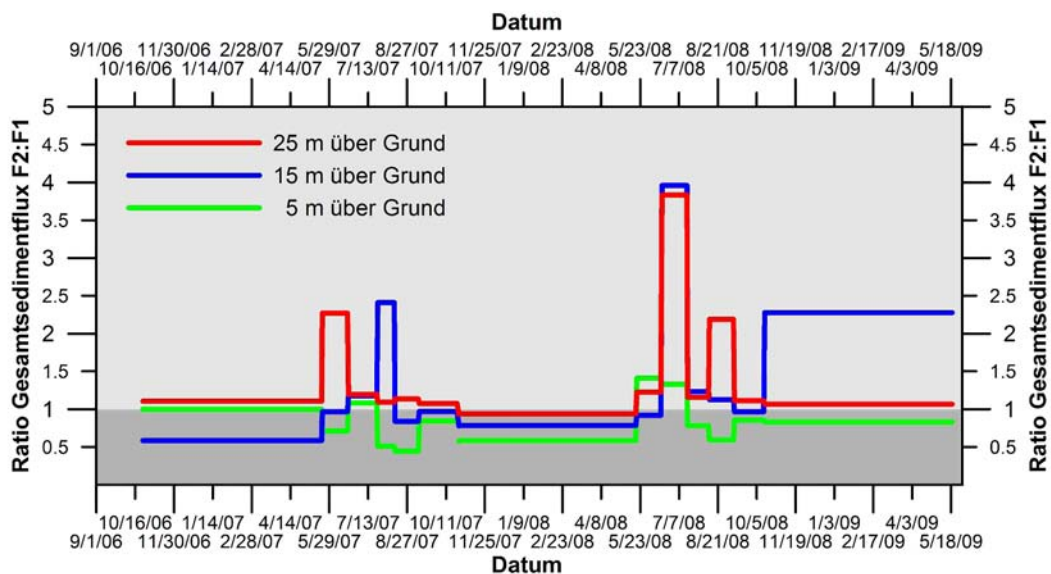


Abbildung 21: Ratio Gesamtsedimentflux F2:F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009

Die nachfolgenden Ausführungen zu den Gesamtsedimentfluxraten der Sedimentfallensysteme F2:F3 und F1:F3 beziehen sich aus Gründen der Vergleichbarkeit der Ergebnisse nur auf die Datensätze 5 m über Grund (vgl. Kapitel 3.1.1). Stellt man die Gesamtsedimentfluxraten der Systeme 2 und 3 gegenüber, so fallen für die Zeiträume vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 (2fach)

und vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (3fach) im südlichen Teil des Sees (F2) höhere Gesamtsedimentfluxraten als in dem kleinen Nebenbecken an Position F3 auf. Vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 sind die Gesamtsedimentfluxraten nahezu gleich. In den drei weiteren Untersuchungszeiträumen ändert sich dies allerdings. Vom 11.08.2008 bis 08.09.2008, vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 und vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 ergeben sich, wenn auch nur geringe Unterschiede, d.h. höhere Gesamtsedimentfluxraten im kleinen Nebenbecken. F1 und F3 betreffend, wurden die höheren Gesamtsedimentfluxraten bis auf den Zeitraum vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 im Bereich des Seetiefsten (F1) ermittelt. Für diesen Zeitraum fanden sich gleiche Gesamtsedimentfluxraten.

4.1.2.3 Hydrologische und Meteorologische Datensätze

Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, O₂-Sättigung, pH-Wert

Abbildung 22 stellt die im Rahmen dieses Projektes erhobenen Datensätze zu Wassertemperatur (°C), elektrischer Leitfähigkeit (µS/cm), O₂-Sättigung (%) und pH-Wert graphisch dar. Die Messungen der Temperaturprofile in den Sommermonaten Juli 2007, August 2007 und Juli 2008 zeigen eine deutliche thermische Schichtung des Seekörpers. Das Epilimnion ist auf die oberen 3 m begrenzt. Im Juli und August werden mit ca. 16°C die höchsten Temperaturen erreicht. Darunter findet sich das Metalimnion, das sich bis 10 bzw. 12,5 m Wassertiefe erstreckt. Daran schließt sich das Hypolimnion an (vgl. ENGELEN 1972, AUTONOME PROVINZ BOZEN 1992). Die Monate Mai 2008 und Mai 2009 repräsentieren den Beginn der Ausbildung dieser Schichtung bzw. der Monat September 2007 die Auflösung der stabilen thermischen Verhältnisse. Die Messungen im Oktober 2007 zeigen die Situation der Herbstzirkulation.

Der Verlauf der pH-Werte bleibt in den vier untersuchten Monaten August 2007, September 2007, Oktober 2007 und Mai 2009 nahezu konstant. Die Werte liegen zwischen 7,6 und 8,5. Mit zunehmender Wassertiefe sinken die pH-Werte leicht ab. Im Gegensatz dazu nimmt die elektrische Leitfähigkeit vom Epilimnion (212 µs/cm) zum Hypolimnion (240 µs/cm) zu. Schwankungen zeigen sich besonders im Metalimnion.

Die Messungen der Sauerstoffsättigung ergaben signifikante Unterschiede zwischen den Monaten Juli 2007, August 2007, September 2007, Oktober 2007 und Mai 2009. So zeigt sich im Monat Juli eine Sauerstoffübersättigung im Epilimnion und im oberen Teil des Metalimnions. Im Hypolimnion wurden sowohl im August 2007 während der thermischen Schichtung als auch im Oktober 2007, wo die Homothermie bereits ausgebildet war, noch Sauerstoffsättigungen von ca. 30 Prozent. Im Mai 2009, zu Beginn der Ausbildung einer thermischen Schichtung des Wasserkörpers ergab sich eine Sauerstoffsättigung von 60% in Grundnähe. Die im Rahmen dieser Studie

erfassten Werte zur hydrologischen Charakterisierung des Wasserkörpers bestätigen die Messungen von ENGELEN (1972) und der AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (1992).

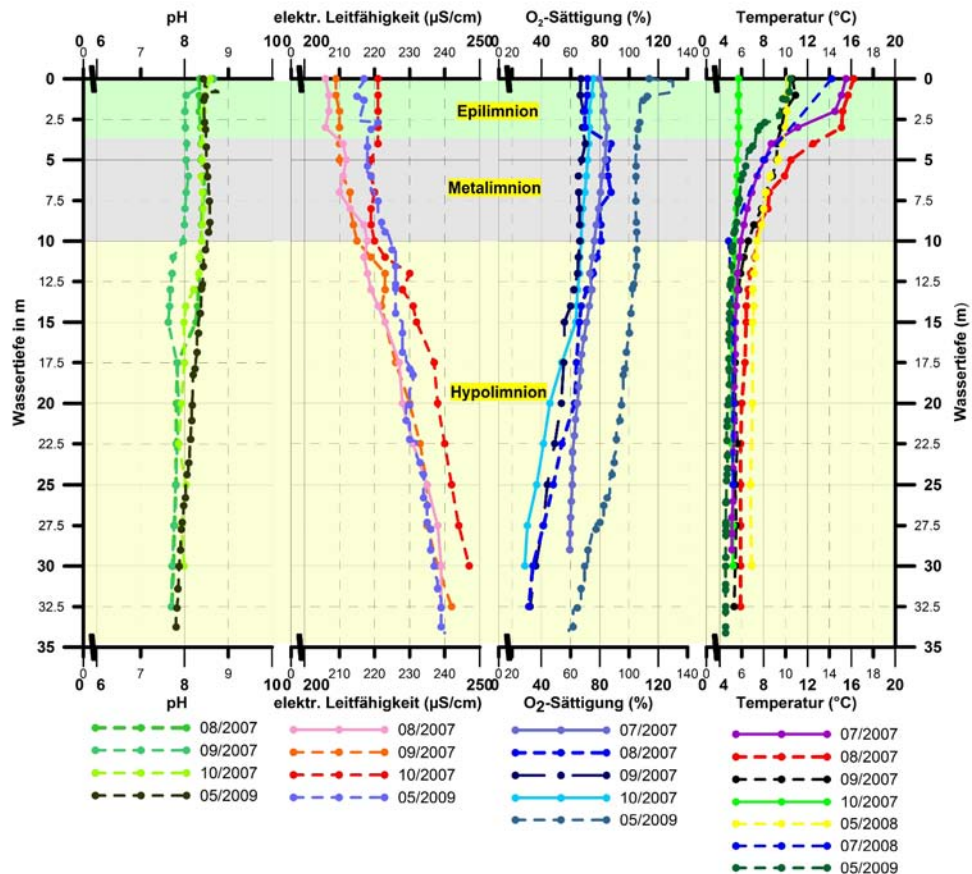


Abbildung 22: pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit, Sauerstoffsättigung und Wassertemperatur an Sedimentfallenposition 1

Wassertemperaturen und Wasserstandsschwankungen (Minilog)

Die errechneten Tagesmittel der Wassertemperaturen, die mit den Dataloggern in den jeweiligen Sedimentfallentiefen (25 m über Grund: rot, 15 m über Grund: blau und 5 m über Grund: grün) gemessen wurden sowie die mittleren Wasserstandsänderungen pro Tag (schwarz) an den beiden Sedimentfallensystempositionen sind in den Abbildungen 23 (F1) und 24 (F2) zusammengestellt.

Bezogen auf den Gesamtuntersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 zeigen die aufgezeichneten Temperaturen 25 m über Grund an Position F1 signifikante Veränderungen. Bis Anfang November 2006 liegen die Wassertemperaturen um die 6,0°C. Danach kommt es zu einem rapiden Temperaturabfall innerhalb von 4 Tagen auf 5,2°C. Bis Ende November wurde die 4,0°C Grenze erreicht. Erst Mitte April 2007 steigen die Temperaturen

allmählich wieder an. Ende April wurden 6,0°C gemessen. Im Mai werden dann um die 7,5°C erreicht. Werden im Juni noch um die 7°C registriert, so sinken die durchschnittlichen Tagestemperaturen bis Anfang September 2007 bereits wieder auf 6,0 bis 6,5°C. Bis Mitte Oktober ist ein erneuter Anstieg um 0,5°C zu verzeichnen. Danach sinken die Temperaturen im Oktober um ca. 1,5°C auf 5,5°C. Die 4,0°C Grenze wird Mitte November 2007 erreicht. Bis Anfang April 2008 bleiben die Temperaturen auf diesem Niveau. Anschließend steigen die Temperaturen wieder allmählich an und erreichen Mitte Mai 2008 die 6,0°C Grenze. Von Mitte Mai bis Ende Oktober 2008 liegen die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen zwischen 6,0°C und 6,5°C. Bereits ab Mitte November 2008 belaufen sich die Temperaturen auf nur noch 4,0°C. Dies bleibt bis Ende April 2009 so. Danach wurden wieder um die 5,0°C gemessen. Am Ende des Untersuchungszeitraums am 19.05.2009 sind 5,2°C erreicht worden.

Der Verlauf der durchschnittlichen Tageswassertemperaturen 15 m über Grund an der Position F1 zeigt ebenfalls signifikante Unterschiede. Vom Beginn des Untersuchungszeitraums am 22.09.2006 bis Anfang November 2006 liegen die Temperaturen um die 5,2°C. Danach sinken diese rasant auf ca. 4,0°C ab und bleiben bis Anfang Mai 2007 auf diesem Niveau. Von diesem Zeitpunkt steigen die Temperaturen wieder an und erreichen Ende Juli wieder 5,0°C. Bis Ende Oktober 2007 liegen die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen zwischen 5,1°C und 5,3°C. Eine kurzfristige Temperaturschwankung wurde am 22.08.2007 (+0,2°C) registriert. Wie schon 2006, so sinken die Temperaturen Anfang November relativ rasch auf 4,0°C ab. Erst Mitte Mai 2008 steigen die Temperaturen wieder allmählich auf ca. 5,0°C. Bis Mitte November 2008 bleiben diese bei ca. 5,1°C bzw. 5,2°C. Anschließend sinken die Temperaturen rasch auf 4,0°C ab. Ab Mitte April 2009 ist ein Anstieg der Temperaturen zu verzeichnen. Zum Ende des Untersuchungszeitraums am 19.05.2009 werden 4,7°C erreicht.

Auch 5 m über Grund zeigen sich signifikante Unterschiede im Kurvenverlauf, wenngleich diese keine so große Amplitude wie 25 m und 15 m über Grund aufweisen. Vom 22.09.2006 bis Mitte November 2006 liegen die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen bei 5,0°C bis 5,1°C. Danach sinken diese auf ca. 4,5°C ab und steigen erst Ende Juli 2007 wieder auf über 4,5°C an. Von Mitte August bis Mitte November 2007 werden um die 5,0°C erreicht. Anschließend sinken die Temperaturen bis Ende Dezember 2007 bereits wieder unter 5,0°C. Eine weitere Abkühlung auf 4,4°C erfolgt bis Ende Mai 2008. Bis Ende Juni 2008 kommt es zur Erwärmung um 0,2°C. Danach steigen die Temperaturen bis Ende Oktober 2008 auf 5,0°C bis 5,2°C an. Anfang November werden sogar bis zu 5,4°C erreicht. Mitte November fallen die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen auf 4,0°C rasch ab. Ab Februar 2009 ist ein leichtes Ansteigen der Temperaturen zu verzeichnen.

Gegen Ende des Untersuchungszeitraums wurden 4,5°C gemessen. Kurzfristige, deutliche Temperaturschwankungen ergaben sich am 10.08.2007 (+0,2°C), am 30.06.2008 (+0,5°C) und am 17.08.2008 (+0,2°C).

Die Aufzeichnung der Wasserstandsänderungen erfolgte vom 23.07.2007 bis 19.05.2009. Bereits Ende August 2007 sank der Wasserstand um 0,4 m. Ende September hatte der See 1,0 m, bis Ende Oktober 2,0 m Wasser verloren. Gegen Ende 2007 lag der Seespiegel um 2,5 m tiefer als zu Beginn der Aufzeichnungen im Juli 2007. Bis Ende Januar 2008 sank er um weitere 0,4 m. Ende März 2008 lag er um 3,3 m unter dem Niveau vom Juli 2007. Ab Mitte April 2008 stieg der Wasserspiegel um 0,6 m. Ende Mai 2008 war der See voll. Dieses Niveau konnte bis Ende Juli 2008 gehalten werden. Ab Anfang August 2008 fiel der Seespiegel wieder und gab bis 29.10.2008 um 1,8 m nach. Danach stieg der Wasserspiegel innerhalb von 11 Tagen bis auf das Niveau vom Juli 2007 an. Bis Ende November 2008 war der See voll. Danach sank der Seespiegel bis Ende 2008 wieder um 1,2 m. Ende Januar 2009 lag der Seespiegel 2,0 m tiefer als im Juli 2007. Bis Ende März 2009 sank der Seespiegel um weitere 0,5 m. Bis Ende April wurde ein Anstieg um 1,4 m verzeichnet. Am 10.05.2009 war erneut voll. Zum Ende des Untersuchungszeitraums stieg der Seespiegel nochmals um 0,6 m und übertraf das Niveau vom Juli 2007 damit deutlich.

Betrachtet man die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen 25 m, 15 m und 5 m über Grund sowie die Wasserstandsänderungen an Position F2, so fallen ähnliche Kurvenverläufe auf. Vom 24.10.2006 bis Ende Oktober 2006 liegen die Temperaturen 25 m über Grund um die 6,6°C. Danach kommt es zur raschen Abkühlung auf ca. 4,0°C. Ab Mitte April 2007 steigen die Temperaturen allmählich wieder an und erreichen gegen Ende des Monats über 7,0°C. Von Mitte Mai bis Mitte Juni 2007 wurden gar über 9,0°C aufgezeichnet. Von diesem Zeitpunkt an bis ca. Mitte Oktober lagen die Temperaturen zwischen 6,0°C und 8,0°C. Bis Ende Oktober kühlte sich das Wasser rasch bis auf 5,4°C ab. Bereits Mitte November wurde die 4,0°C Grenze erreicht. Zu Beginn des Aprils 2008 begann die allmähliche Erwärmung und Ende April konnten bereits wieder durchschnittliche Tageswassertemperaturen um die 5,0°C gemessen werden. Mitte Mai 2008 lagen diese erneut über 7,0°C. Von Mitte Mai bis Mitte Juli betragen die Temperaturen um die 6,0°C. Danach kam es zu einem wiederholten Anstieg der Wassertemperaturen über 7,0°C. Dies hielt bis Mitte Oktober 2008 an. Anschließend sanken die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen wieder auf ca. 4,0°C. Wie bereits 2008, kam es Anfang April 2009 zur allmählichen Erwärmung. Zum Ende des Untersuchungszeitraums am 19.05.2009 wurden 5,4°C registriert.

Der Datensatz 15 m über Grund zeigt vom Beginn der Untersuchungen bis Anfang November 2006 durchschnittliche Tageswassertemperaturen um die

5,0°C. Danach sinken diese rasch auf die 4,0°C Grenze. Erst Ende April 2007 beginnen die Temperaturen wieder zu steigen und erreichen Ende Mai erneut um die 5,0°C. Von Anfang August bis Anfang November liegen diese zwischen 5,2°C und 5,4°C. Anschließend sinken die Temperaturen auf ca. 4,0°C. Diese bleiben bis ca. Anfang Mai 2008 konstant. In den Sommermonaten erreichen die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen wieder Werte über 5,0°C. Erst Mitte November 2008 kommt es zur wiederholten Abkühlung auf ca. 4,0°C. Bereits im März 2009 ist eine leichte Erhöhung der Temperaturen auf 4,2°C bis 4,3°C zu verzeichnen. Am 19.05.2009 haben diese wieder Werte um die 5,0°C erreicht.

Vom Beginn des Messzeitraumes bis Anfang November 2006 liegen die Temperaturen 5 m über Grund bei über 5,0°C. Danach sinken diese auf ein Temperaturniveau von ca. 4,5°C, das bis ungefähr Mitte Mai 2007 konstant bleibt. Anschließend erhöhen sich die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen um 0,2° bis 0,4°C. Anfang August 2007 wird die 5,0°C Grenze erreicht. Bis Ende Oktober steigen die Temperaturen auf über 5,0°C. Im November kommt es zur Abkühlung der durchschnittlichen Tageswassertemperaturen. In den Wintermonaten liegen diese bei ca. 4,5°C. Ausnahmen bilden hierbei die Zeiträume Anfang Dezember bis Ende Dezember 2007 und Mitte Januar 2008 und Ende Januar 2008. Hier fallen die Temperaturen auf 4,2°C bis 4,3°C. Anfang Juni 2008 steigen die durchschnittlichen Tageswassertemperaturen allmählich wieder an. Die 5,0°C Grenze wird allerdings erst Anfang Juli überschritten. Temperaturen um die 5,5°C werden von Anfang November bis Mitte November 2008 erreicht. Danach sinken diese wieder rasch auf ca. 4,1°C ab. Ende Januar 2009 kommt es zum Anstieg der Temperaturen um ca. 0,3°C bis 0,4°C. Gegen Ende des Untersuchungszeitraumes im Mai 2009 wurden um die 4,6°C aufgezeichnet.

Die Aufzeichnungen der Seespiegelschwankungen zeigen an Position F2 einen ähnlichen Verlauf wie an Position F1. Bis Ende August 2007 sinkt der Wasserspiegel leicht, um danach erneut anzusteigen. Vom 10.09.2007 bis 26.10.2007 können aufgrund eines Datenausfalls leider keine Aussagen getroffen werden. Ende Oktober 2007 liegt der Seespiegel um durchschnittlich 2,5 m tiefer als im Juli 2007. Im März 2008 wird mit 3,0 bis 3,5 m der Tiefststand erreicht. Ab Mitte Mai 2008 beginnt der Seespiegel wieder anzusteigen. Bereits Ende dieses Monats ist der Wasserstand vom Juli 2007 erreicht. Ein Absinken des Seespiegels ist bereits im August 2008 festzustellen. Gegen Ende Oktober 2008 liegt der Seespiegel 1,2 m tiefer als im Bezugsmonat. Vom 28.10.2008 bis 06.11.2008 kommt es zum abrupten Voll- bzw. Überlaufen des Sees. Der Seespiegel steigt innerhalb kürzester Zeit um mehr als 1,4 m an. Während des Monats November 2008 liegt er höher als im Juli 2007. Danach sinkt der Seespiegel wieder. Im März 2009 kommt es zum

Absinken von bis zu 3,5 m gegenüber Juli 2007. Ab Mitte April 2009 beginnt der Seespiegel zu steigen. Anfang Mai 2009 ist der See vollgelaufen und erreicht den Wasserstand vom Juli 2007.

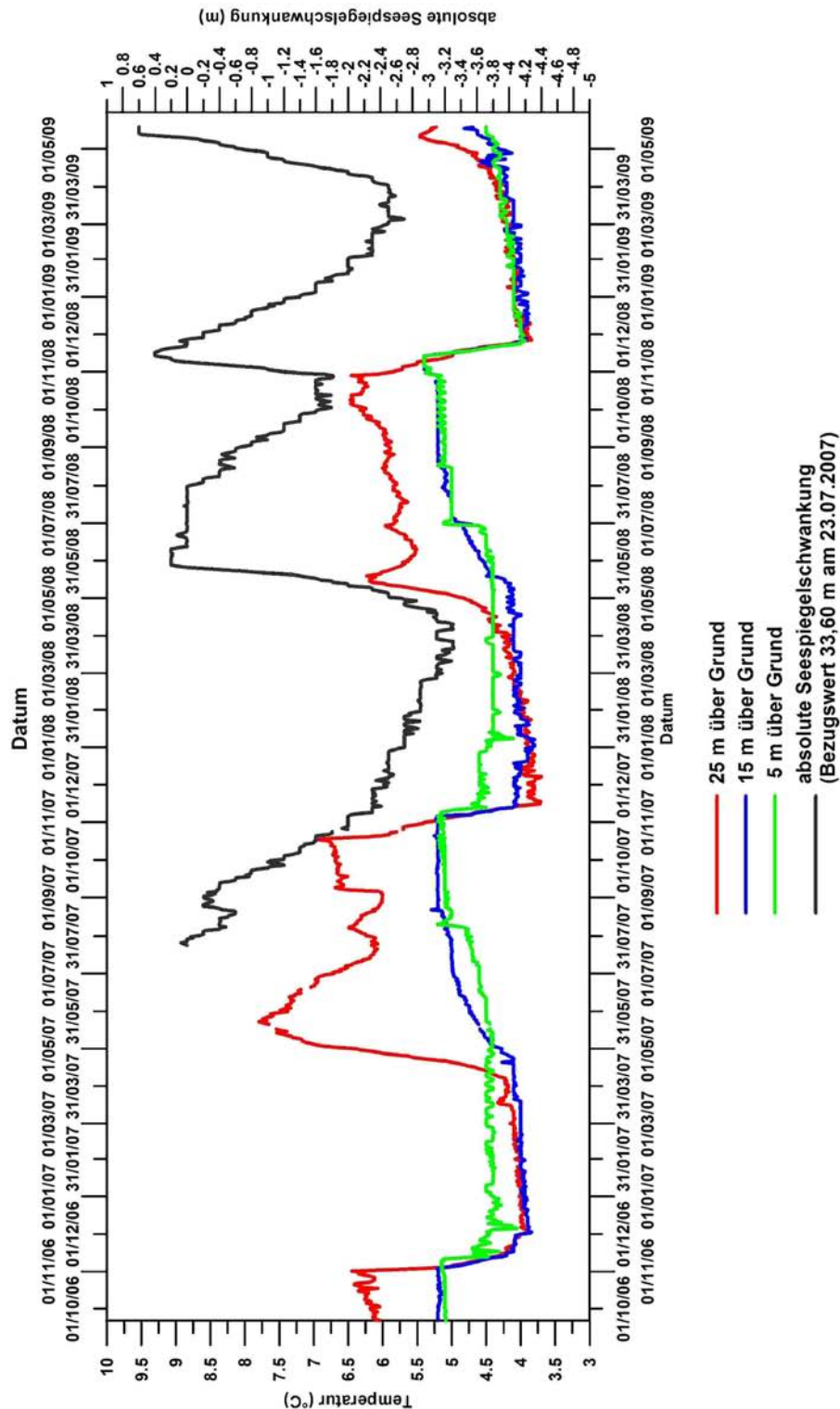


Abbildung 23: errechnete Tagesmittel der Wassertemperaturen für die verschiedenen Wassertiefen und mittlere Seespiegelschwankungen pro Tag im Untersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 an Position F1

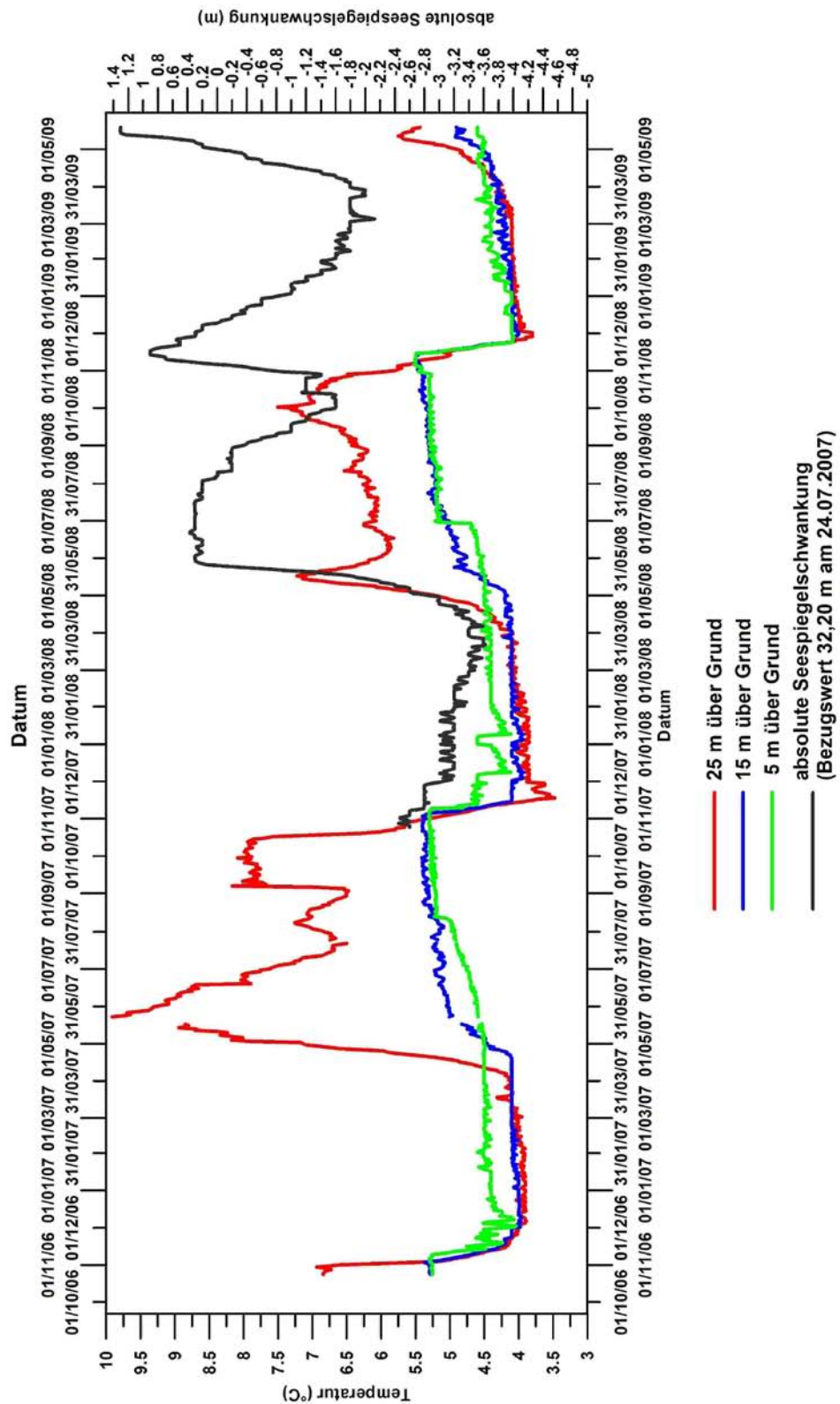


Abbildung 24: errechnete Tagesmittel der Wassertemperaturen für die verschiedenen Wassertiefen und mittlere Seespiegelschwankungen pro Tag im Untersuchungszeitraum vom 24.10.2006 bis 19.05.2009 an Position F2

Messungen der Strömungsgeschwindigkeiten und -richtungen

In den Abbildungen 25 bis 31 sind die Ergebnisse dieser Messungen mit dem Strömungsmesser RCM-9 dargestellt. Alle aufgezeichneten Strömungsdaten wurden für die graphische Auswertung um 180° gedreht, da für die Fragestellung dieser Arbeit die Quelle der Strömungsaktivität von Bedeutung ist. Dementsprechend ist die Richtungsangabe in den Abbildungen so zu verstehen, dass die Strömung aus der Richtung angezeigt wird, aus der sie kommt. Den entsprechenden Strömungsgeschwindigkeitsklassen wurden verschiedene Farben zugeordnet. Dabei repräsentiert die Farbe Hellgrün die Klasse 0,15 bis 1,5 cm/s, die Farbe Blau die Klasse >1,5 bis 2,5 cm/s, die Farbe Gelb die Klasse >2,5 bis 3,5 cm/s, die Farbe Rot die Klasse >3,5 bis 4,5 cm/s, die Farbe orange die Klasse >4,5 bis 5,5 cm/s und die Farbe Lila die offene Klasse >5,5 cm/s. Für jede Strömungsrichtung (10° Auflösung) ist die Häufigkeit der Strömungsgeschwindigkeitsklassen angegeben. Um sich bei der Auswertung der Daten im See räumlich orientieren zu können, erfolgte eine Zuweisung der Quadranten zu potentiellen Sedimentliefergebieten, in diesem Fall zu den Schuttfächern (vgl. Abbildung 6). Im NE- Quadranten kommt als potentielles Zustromgebiet der Fächer A in Frage. Die Fächer B, C, F, G und H gelten als Zustromgebiete des SE- Quadranten. Als potentielle Zustromgebiete für den SW- Quadranten sind die Fächer D und F sowie der Finsterbach und für den NW- Quadranten der Uferbereich des Sees zu nennen.

Insgesamt ist auffällig, dass die Strömungsgeschwindigkeiten, bis auf wenige Ausnahmen, keine besonders hohen Geschwindigkeiten erreichen. Bereits ENGELEN (1972) experimentierte mit Bojen und Farbstoffen, um Aussagen zu den Strömungsverhältnissen treffen zu können. Auf Grund geringer Windgeschwindigkeiten sollten die dadurch hervorgerufenen Wellen den Seegrund nicht erreichen. Aus diesem Grund ist die am häufigsten vertretene Klasse, jene mit Strömungsgeschwindigkeiten von >0,15 bis 1,5 cm/s. Die nachfolgenden Ausführungen zielen nicht auf eine detaillierte Beschreibung der Strömungsverhältnisse am Pragser Wildsee. Vielmehr geht es um die Erfassung von Extremwerten, die auf einen potentiellen Eintrag eines Trübestroms hindeuten. Die Datensätze zu Wassertemperaturen sowie Strömungsgeschwindigkeit und -richtung unterstützen die Erkenntnisse von ENGELEN (1972) hinsichtlich des Auftretens von internen Wellen oder Seiches im Wasserkörper des Pragser Wildsees, auch wenn im Rahmen dieser Arbeit keine spezielle Analyse diesbezüglich erfolgte.

Die Abbildung 25 zeigt die Strömungsgegebenheiten vor dem Schwemmfächer D im Winter 2007/2008 (27.10.2007 bis 19.05.2008) Als Hauptrichtung aus der die Strömung anliegt, ist der SW-Quadrant (180° bis 270°) mit überwiegenden Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 0,15 und 1,5

cm/s zu nennen, wenngleich sich insgesamt ein sehr homogenes Strömungsbild ergibt.

Die Datensätze des Zeitraums vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 sind in Abbildung 26 aufgearbeitet. Dabei ist festzustellen, dass es in diesem Zeitraum zu einer sehr starken Streuung hinsichtlich der Strömungsrichtung gibt. Im Gegensatz zum vorherigen Untersuchungszeitraum wurden insgesamt auch höhere Geschwindigkeiten zwischen 2,5 und 3,5 cm/s gemessen. Diese beschränken sich auf 170° bis 230° und fallen damit in den SW- und SE-Quadranten. Als Hauptströmungsrichtung ist dennoch der SW-Quadrant auszumachen.

Im Untersuchungszeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 verändert sich das Strömungsgeschehen vollständig (Abbildung 27). Auch hier ist eine hohe Streuung in der Richtung festzustellen. Mit 5,4 cm/s tritt die größte Strömungsgeschwindigkeit im NE-Quadranten auf. In diesem Quadranten beschränken sich die hohen Strömungsrichtungen von 2,5 cm/s bis maximal 5,4 cm/s auf 35° bis 50°. Auch im SE-Quadranten wird eine hohe Strömungsaktivität verzeichnet. Allerdings liegen die gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten hauptsächlich zwischen 1,5 und 2,5 cm/s. Auch im SW-Quadranten wurden wiederholt höhere Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 2,5 und 3,5 cm/s bzw. 3,5 und 4,5 cm/s gemessen. Dies gilt im Besonderen für die Richtungen zwischen 200° und 235°.

In den Sommermonaten Juli und August (17.07.2008 bis 11.08.2008) ändern sich die Strömungsverhältnisse erneut (Abbildung 28). Im bisher sehr aktiven SW-Quadrant ist kaum Aktivität zu verzeichnen. Auch im SE-Quadranten sind nur geringe Aktivitäten festzustellen, wenngleich Geschwindigkeiten zwischen 2,5 und 3,5 cm/s bzw. gar zwischen 3,5 und 4,5 cm/s registriert wurden. Die größte Aktivität ist im NE-Quadranten zu verzeichnen. Die gemessenen Geschwindigkeiten bewegen sich vorrangig im Bereich zwischen 0,15 cm/s und 1,5 cm/s.

Vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 gibt es erneut erhebliche Veränderungen in den Strömungsverhältnissen (Abbildung 29). Im SW-Quadranten wurde eine wesentlich höhere Aktivität gegenüber dem vorherigen Untersuchungszeitraum festgestellt. Allerdings beschränkt sich die Hauptaktivität in diesem Quadranten auf den Bereich zwischen 180° und 200°. Des Weiteren wurden auch im NW- und SE-Quadranten, im Speziellen zwischen 335° und 340 bzw. 145° bis 165°, höhere Geschwindigkeiten registriert.

Im Zeitraum vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 veränderten sich die Strömungsverhältnisse erneut (Abbildung 30). Der Großteil der gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten liegt zwischen 0,15 cm/s und 1,5 cm/s. Die Strömungsrichtungen betreffend, konnte die Hauptaktivität im NE-Quadranten registriert werden. Auch im NW-Quadranten ist eine erhöhte Strömungsaktivität

zu verzeichnen. Im Gegensatz dazu fallen der SW- und der SE-Quadrant durch geringe Strömungsaktivitäten auf.

In Abbildung 31 sind die Strömungsverhältnisse des Zeitraums vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 dargestellt. Insgesamt ergibt sich ein recht homogenes Bild sowohl was die Strömungsgeschwindigkeiten als auch die Strömungsrichtungen betreffen. Bis auf Ausnahmen liegen die Strömungsgeschwindigkeiten dabei zwischen 0,15 cm/s und 1,5 cm/s. Erhöhte Aktivitäten beschränken sich auf den SW- und den SE-Quadranten. Hier werden vereinzelt Geschwindigkeiten zwischen 4,5 cm/s und 5,5 cm/s bzw. über 5,5 cm/s erreicht.

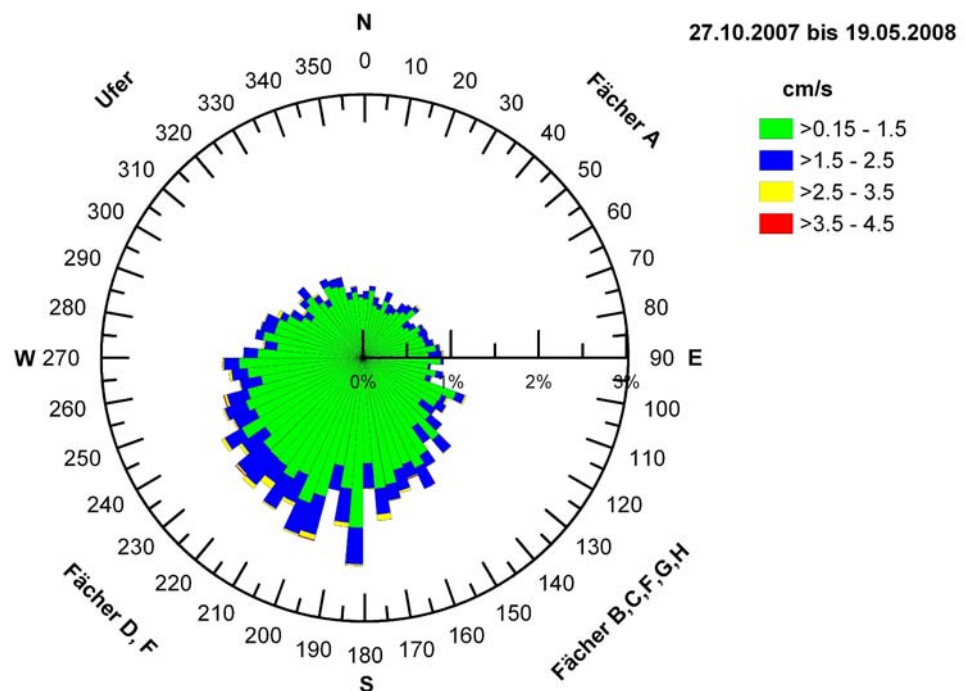


Abbildung 25: Strömungsdiagramm vom 27.10.2007 bis 19.05.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund

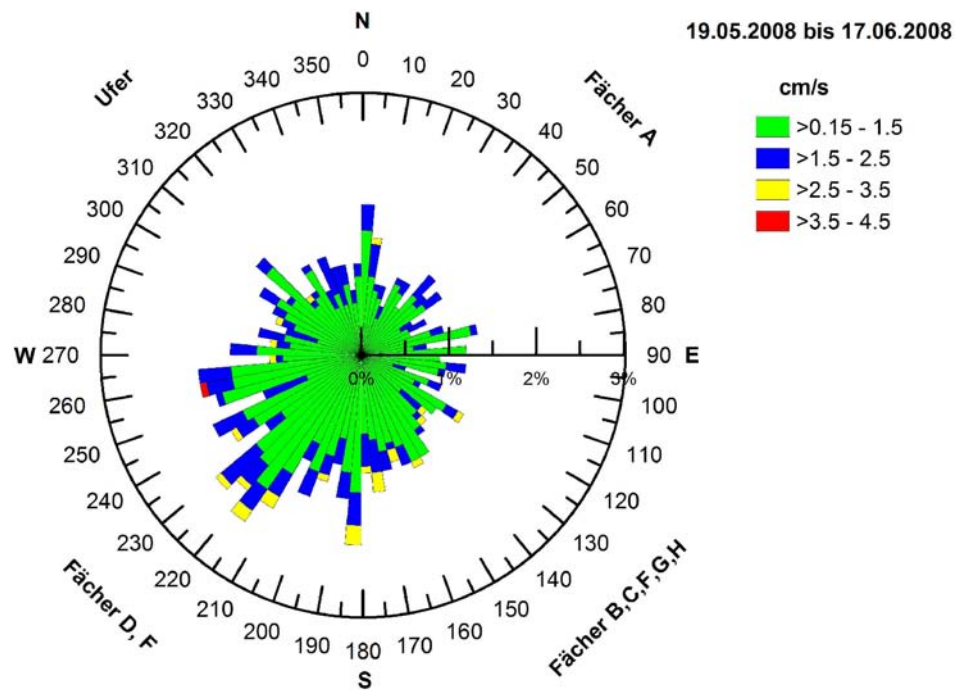


Abbildung 26: Strömungsdiagramm vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 vor dem Schutfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund

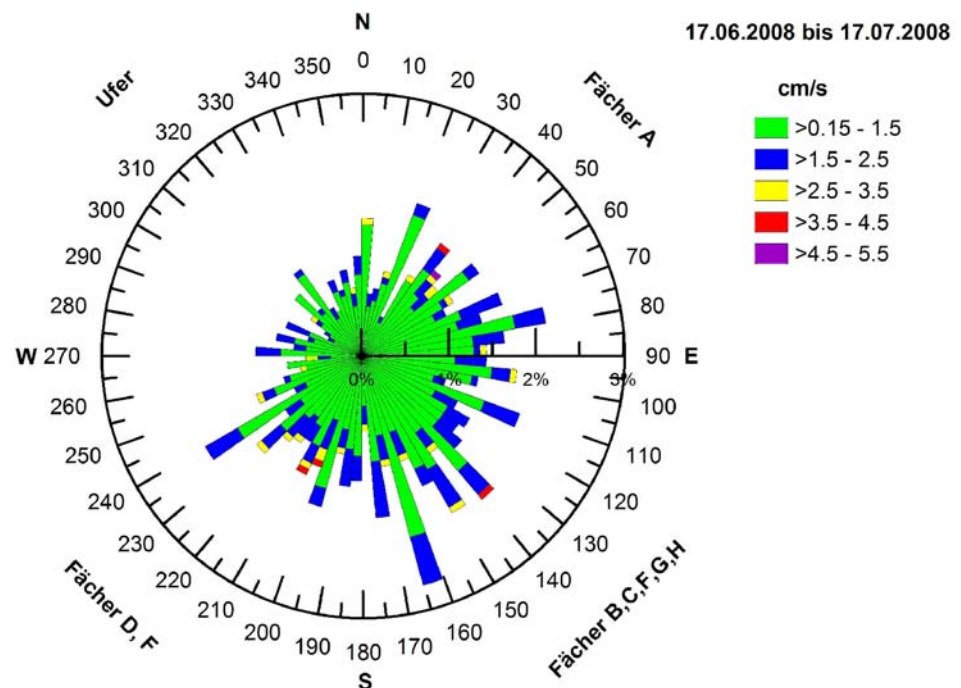


Abbildung 27: Strömungsdiagramm vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 vor dem Schutfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund

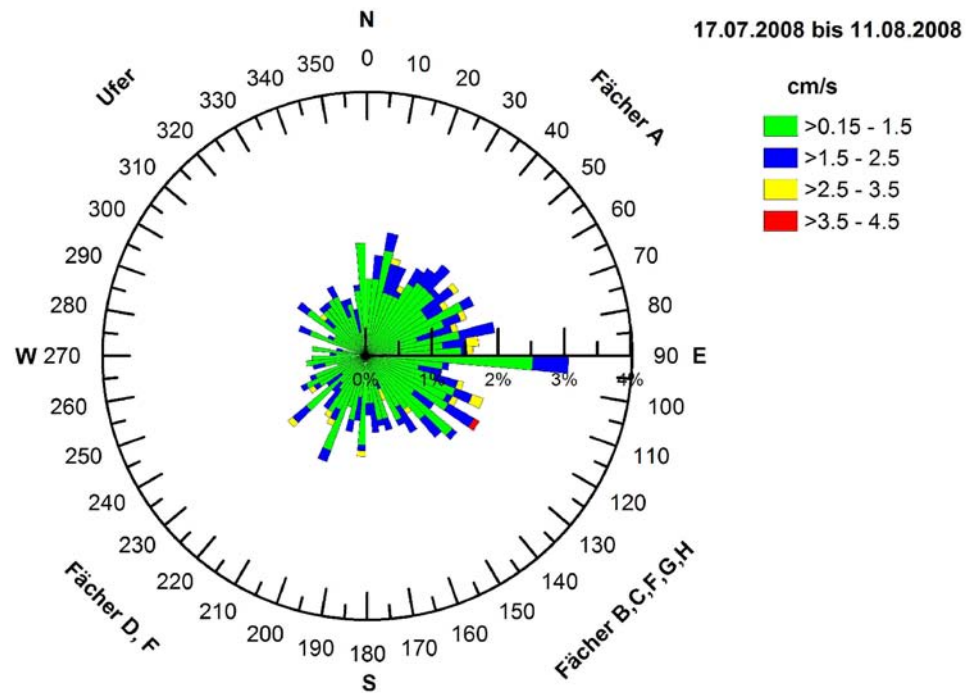


Abbildung 28: Strömungsdiagramm vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 vor dem Schutfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund

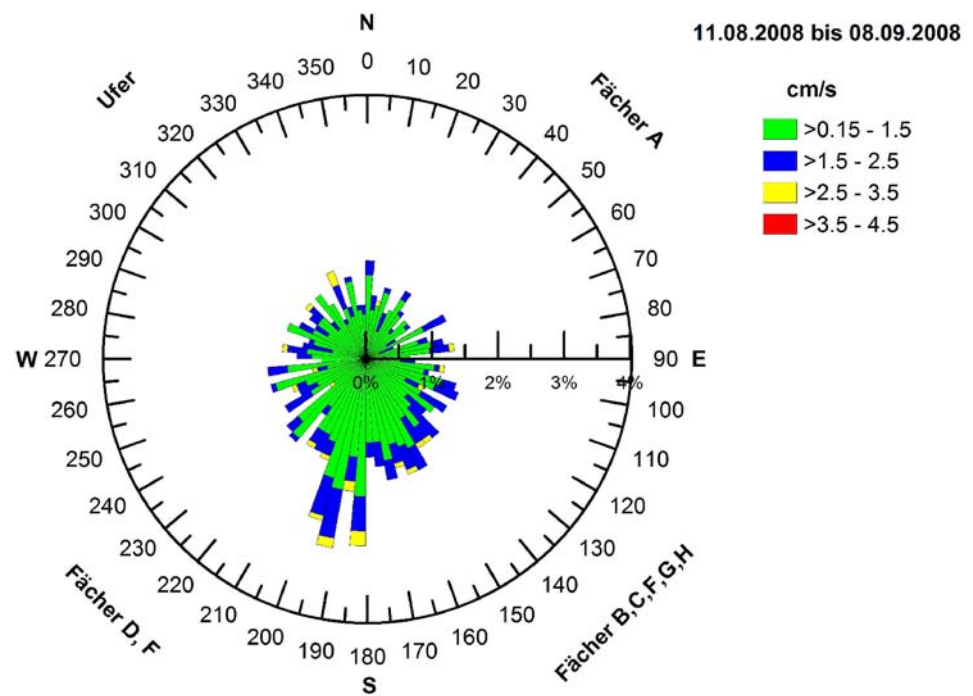


Abbildung 29: Strömungsdiagramm vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 vor dem Schutfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund

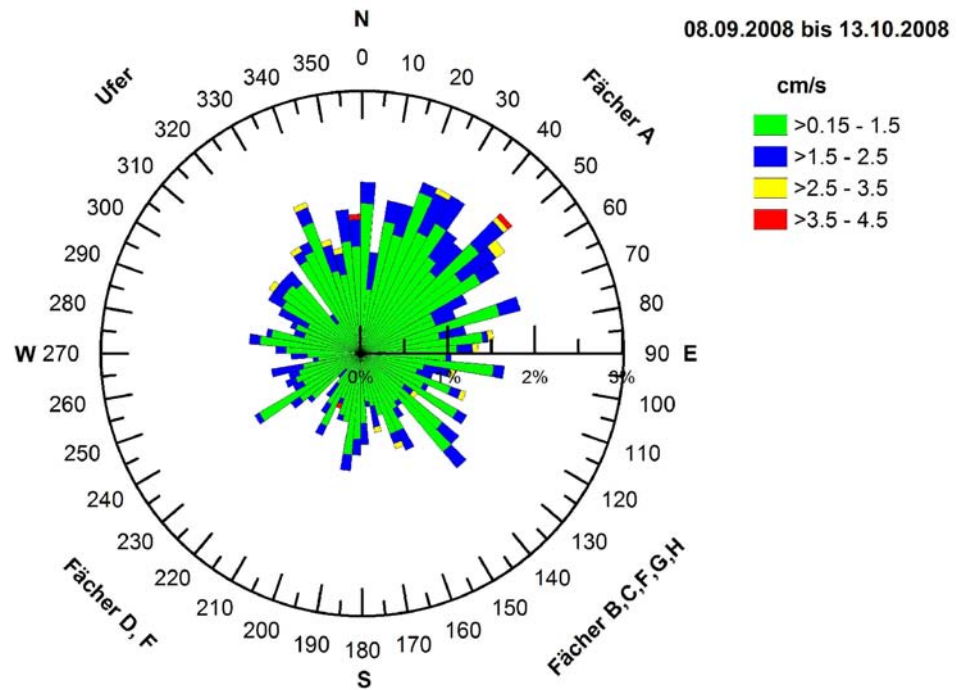


Abbildung 30: Strömungsdiagramm vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund

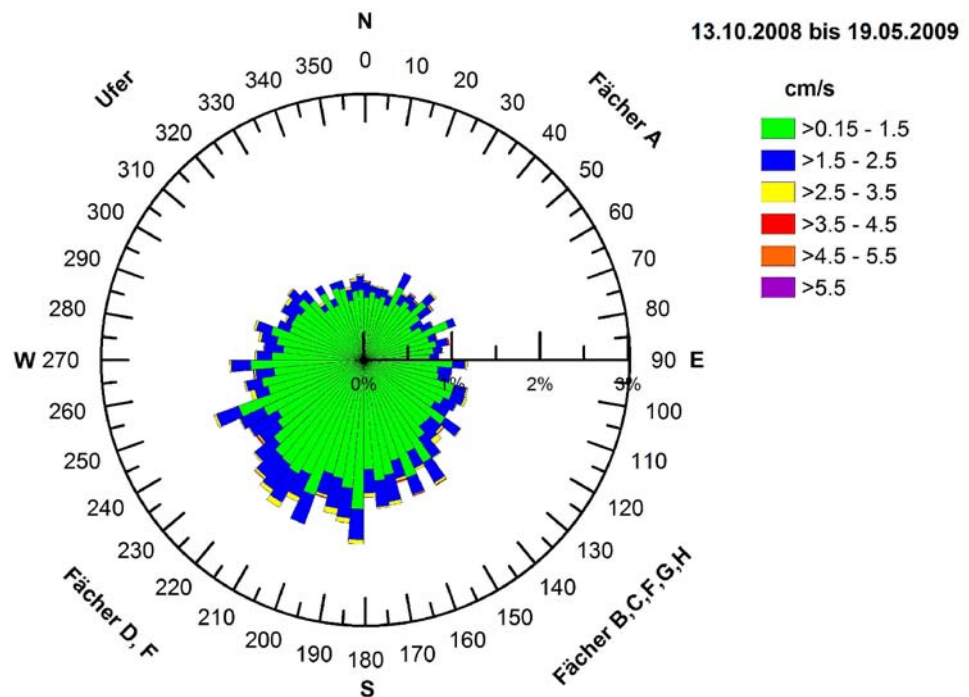


Abbildung 31: Strömungsdiagramm vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 vor dem Schuttfächer D/ dem Finsterbachdelta 3 m über Grund

Meteorologische Datensätze

Nachfolgend beschriebene Daten zu Niederschlag und Lufttemperatur (Abbildung 32) wurden für die Zeiträume vom 22.09.2006 bis 14.09.2007 sowie vom 01.10.2007 bis 22.11.2007 von der Klimastation St. Veit verwendet. Die Daten sind vom Hydrographischen Amt der Autonomen Provinz Bozen zur Verfügung gestellt worden. Für den Zeitraum vom 15.09.2007 bis 30.09.2007 und vom 23.11.2007 bis 19.05.2009 liegen Datensätze von der institutseigenen Klimastation am Nordufer des Sees vor (Abbildung 32).

An 431 des 971 Tage umfassenden Untersuchungszeitraums fiel Niederschlag. Niederschlagsmengen zwischen 0,1 mm und 10,0 mm wurden an 312 Tagen registriert. Die Analyse der Datenreihen zeigte des Weiteren 56 Tage mit Niederschlagssummen zwischen 10,1 mm und 20,0 mm, 30 Tage zwischen 20,1 mm und 30,0 mm, 16 Tage zwischen 30,1 mm und 40,0 mm, 7 Tage zwischen 40,1 mm und 50,0 mm und 7 Tage zwischen 50,1 mm und 60,0 mm. An 2 Tagen wurden Niederschlagswerte zwischen 70,1 mm und 80,0 mm aufgezeichnet. Nur an einem Tag ist eine Niederschlagssumme über 100,0 mm registriert worden. Zusätzlich wurden zehn 48 h-Niederschlagssequenzen \geq 50,0 mm klassifiziert: 27.06.2007 bis 27.06.2007 mit 57,6 mm, 09.07.2007 bis 10.07.2007 mit 53,4 mm, 20.08. 2007 bis 21.08.2007 mit 50,0 mm, 23.11. 2007 bis 24.11.2007 mit 76,4 mm, 12.06.2008 bis 13.06.2008 mit 69,0 mm, 29.06. 2008 bis 30.06.2008 mit 76,8 mm, 06.07. 2008 bis 07.07.2008 mit 85,4 mm, 03.10.2008 bis 04.10.2008 mit 77,6 mm, 04.11. 2008 bis 05.11.2008 mit 96,2 mm und 29.03. 2008 bis 30.3.2009 mit 85,0 mm. Außerdem konnten fünf 72 h-Niederschlagssequenzen mit über 70,0 mm gefunden werden: 17.05. 2008 bis 19.05.2008 mit 77,4 mm, 20.05. 2008 bis 22.05.2008 75,0 mm, 04.06. 2008 bis 06.06.2008 mit 71,2 mm, 12.07. 2008 bis 14.07.2008 mit 71,6 mm und 29.10. 2008 bis 31.10.2008 mit 242,4 mm. Des Weiteren wurden zwei 96 h-Niederschlagssequenzen mit über 90,0 mm ausgewiesen: 11.07. 2008 bis 14.07.2008 mit 92,0 mm und 28.10. 2008 bis 31.10.2008 mit 257,8 mm.

Die durchschnittlichen Lufttemperaturen liegen von Mitte September 2007 bis Ende September 2007 zwischen 6°C und 12°C. Ausnahmen bilden die Tage vom 19.09.2007 bis 20.9.2007 und vom 27.09.2007 bis 28.09.2007. Hier wurden nur 4°C bis 5°C gemessen. Für den Zeitraum vom 01.10.2007 bis 23.11.2007 ist ein Datenausfall aufgrund von Vandalismus zu beklagen gewesen (Kapitel 3.1.2). Ende November wird dann die 0°C Grenze erreicht und ab Mitte Dezember 2007 liegen die durchschnittlichen Lufttemperaturen dann deutlich unter 0°C, d.h. um die -5°C. In der Mitte des Monats Januar 2008 kommt es zu einem Temperaturanstieg, z.T. in den positiven Bereich. Ein ähnliches Bild bot sich Ende Februar 2008 bis Anfang März 2008. Danach kam es nochmals zum Absinken der Temperaturen unter den Gefrierpunkt. Ab Mitte April 2008 steigen die durchschnittlichen Lufttemperaturen wieder an und Ende

dieses Monats liegen sie deutlich über 5°C . Ab Mai erreichen die Temperaturen Werte zwischen 5°C und über 10°C . Im Juni steigen diese auf über 15°C an. Im Juli kühlen sich die Temperaturen wieder um 2°C bis 3°C ab. Ende Juli kommt es zum erneuten Ansteigen auf über 15°C . Danach wurden bis Mitte September 2008 durchschnittliche Lufttemperaturen zwischen 10°C und 15°C ermittelt. Anschließend sinken diese unter 10°C . In der Zeit bis zum 18.11.2008 kommt es wiederholt zu signifikanten Kälteeinbrüchen mit durchschnittlichen Lufttemperaturen zwischen 1°C und 2°C , so zum Beispiel vom 04.10.2008 bis 05.10.2008 oder vom 10.11.2008 bis 11.11.2008. Ende November 2008 sinken die durchschnittlichen Lufttemperaturen unterhalb die 0°C Grenze. Anfang/Mitte Dezember steigen diese nochmals leicht an und liegen um den Gefrierpunkt. Zwischen dem 21.12.2008 und dem 24.12.2008 werden sogar nochmals Temperaturen über 4°C erreicht. Deutlich unter -5°C liegen die Temperaturen dann Ende Dezember 2008. Im Januar, Februar und März 2009 kommt es wiederholt zum Ansteigen der durchschnittlichen Lufttemperaturen über die 0°C Grenze, beispielsweise vom 20.01.2009 bis 21.01.2009, vom 06.02.2009 bis 07.02.2009 und vom 27.02.2009 bis 06.03.2009. Ab dem 27.03.2009 liegen die durchschnittlichen Lufttemperaturen wieder durchgängig oberhalb des Gefrierpunktes und erreichen Werte bis maximal 6°C . Gegen Ende des Untersuchungszeitraums Mitte Mai 2009 wurden Temperaturen von ca. 10°C ermittelt.

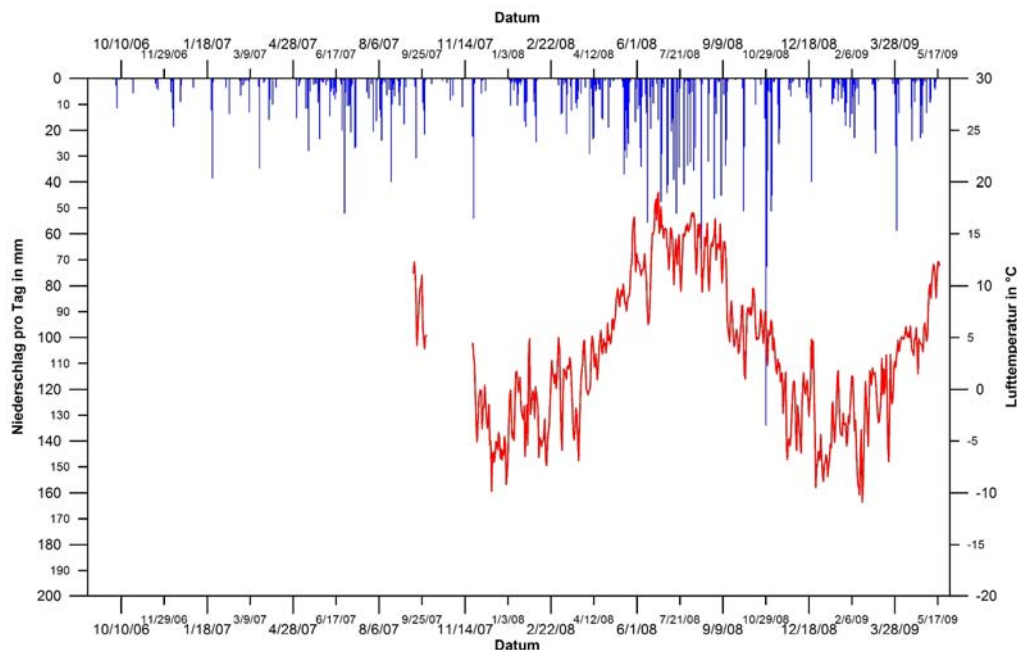


Abbildung 32: Niederschläge pro Tag in mm und durchschnittliche Tageslufttemperaturen im Untersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009; Daten vom 22.09.2006 bis 14.09.2007 und 01.10.2007 bis 22.11.2007 von Klimastation St. Veit (1285 m über NN.), zur Verfügung gestellt vom Hydrographischen Amt der Autonomen Provinz Bozen

4.1.2.4 Sedimentologische und geochemische Analysen

Das Material des Untersuchungszeitraums vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 aus den Sedimentfallen 5 m über Grund war ausreichend, um eine Korngrößenanalyse durchzuführen. Die dominierende Korngrößenfraktion ist mit über 70 Vol.-% der Schluff. Einzig die Probe aus der unteren Sedimentfalle an Position F2 (F2.3) weist einen Schluffgehalt unter 70 Vol.-% auf.

In den Abbildungen 33-35 bzw. Anhängen 13-15 (F1) und 36-38 bzw. Anhängen 16-18 (F2) sind die Ergebnisse der Elementaranalysen (TC, TN und TS) zusammengestellt.

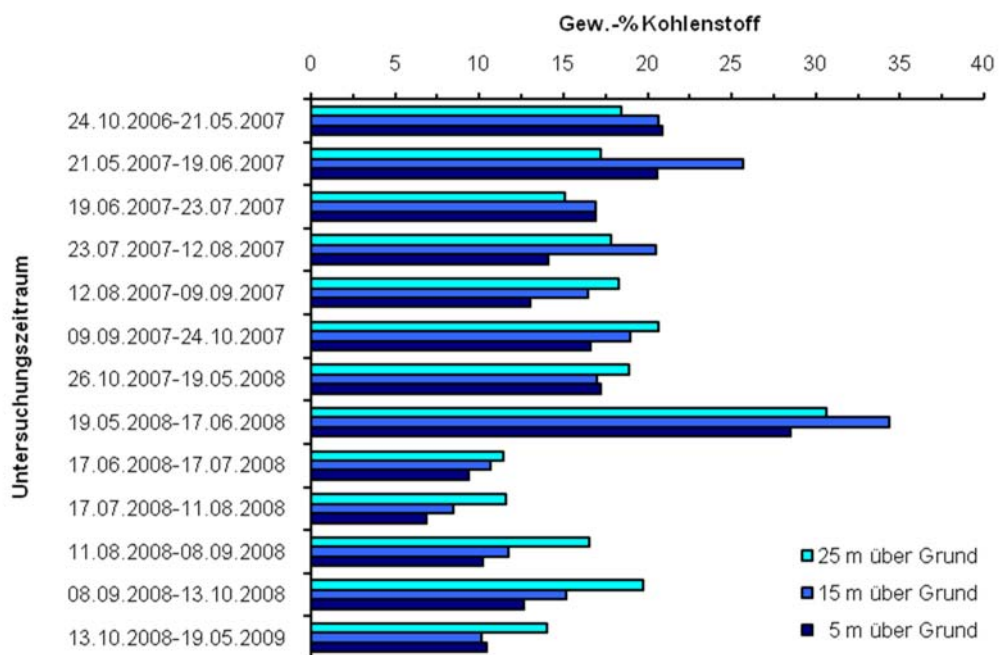


Abbildung 33: TC-Gehalte in Gew.-% an Position F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009

Der Gehalt an Gesamtkohlenstoff (TC) an Position F1 25 m über Grund unterliegt im Gesamtuntersuchungszeitraum vom 24.10.2006 bis 19.05.2009 erheblichen Schwankungen. Allerdings ist festzustellen, dass im Jahr 2007 deutlich höhere Werte ermittelt wurden als im Jahr 2008. Das Maximum wird mit ca. 30 Gew.-% im Zeitraum vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 erreicht. Die niedrigsten Gehalte finden sich in den Zeiträumen vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 und vom 17.07.2008 bis 11.08.2008. Gleiches gilt auch für die Sedimentfalle 15 m über Grund. Die Gehalte sind im Jahr 2007 deutlich höher als 2008. Auch hier zeigen sich mit ca. 34 Gew.-% die höchsten Werte im Zeitraum vom 19.05.2008 bis 17.06.2008. In den Zeiträumen vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 und vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 wurden die niedrigsten Gehalte gemessen. Die Messungen des Materials aus der Sedimentfalle 5 m über Grund weisen wie schon bei denen in 25 m und 15 m über Grund höhere Werte für das Jahr 2007 auf. Auch hier ist das Maximum mit ca. 28 Gew.-% im

Zeitraum vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 ermittelt worden. Die geringsten Gehalte sind in den Zeiträumen vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 und vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 gemessen worden.

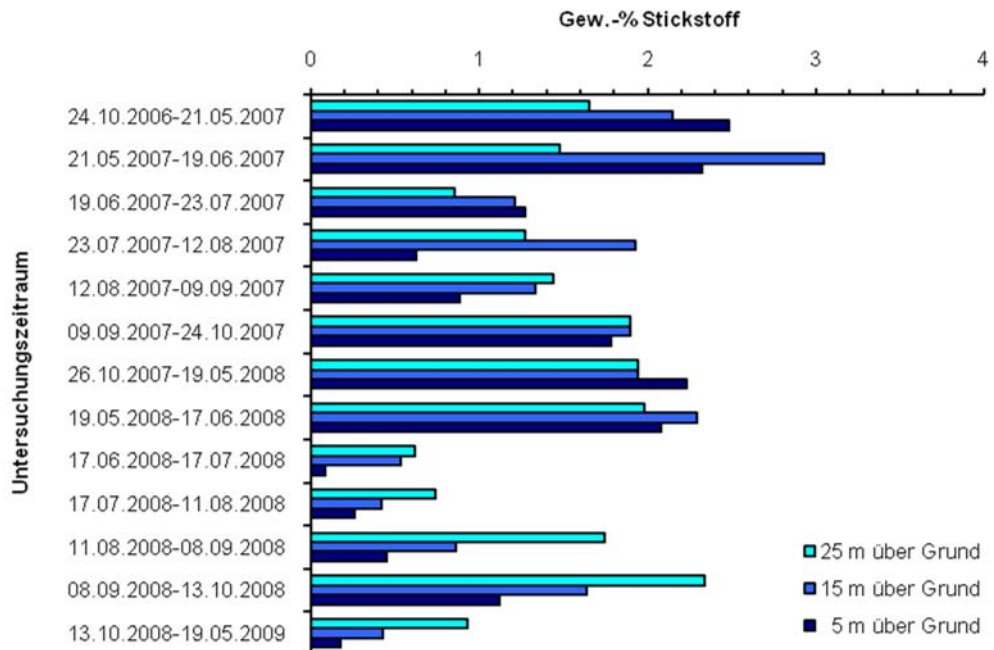


Abbildung 34: TN-Gehalte in Gew.-% an Position F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009

Die Stickstoffgehalte zeigen einen ähnlichen Verlauf im Gesamtuntersuchungszeitraum. Auch hier finden sich in allen drei untersuchten Sedimentfallen, d.h. 25 m, 15 m und 5 m über Grund für das Jahr 2007 höhere Werte als im Jahr 2008. Das Maximum 25 m über Grund wurde mit 2,34 Gew.-% im Zeitraum vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 festgestellt. Der Minimumgehalt mit 0,75 Gew.-% ist im Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 gemessen worden. Im Zeitraum vom 21.05.2007 bis 19.06.2007 wurde mit 3,05 Gew.-% das Maximum (15 m) und vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 mit 0,42 Gew.-% das Minimum ermittelt. Für die Sedimentfalle 5 m über Grund ergibt sich folgendes Bild. Hier wurde das Maximum mit 2,48 Gew.-% für den Zeitraum vom 24.10.2006 bis zum 21.05.2007 gemessen. Mit 0,40 Gew.-% ist der Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 der Zeitraum mit dem Minimum an Stickstoff.

Betrachtet man die Kurvenverläufe der Schwefelgehalte für den Gesamtuntersuchungszeitraum, so ist auch hier festzuhalten, dass sich durchschnittlich gesehen die höheren Gehalte im Jahr 2007 finden. Die Maximalgehalte an Schwefel 25 m über Grund wurden in den Wintern 2006/2007 (24.10.2006 bis 21.05.2007) mit 0,41 Gew.-% und 2007/2008 (26.10.2007 bis 19.05.2008) mit 0,42 Gew.-% gemessen. Eine Ausnahme bildet der Winter 2008/2009 (13.10.2008 bis 19.05.2009). Hier wurde im Vergleich mit den anderen Wintern ein deutlich niedriger Wert ermittelt, der mit 0,32 Gew.-%

die Gehalte der meisten anderen Untersuchungszeiträume erreicht. Höhere Werte ergeben sich auch für die Zeiträume vom 12.08.2007 bis 09.09.2007 mit 0,38 Gew.-% und vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 mit 0,39 Gew.-%. Die geringsten Werte ergaben sich für den Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008. Ein ähnlicher Verlauf zeigt sich 15 m über Grund. Auch hier sind die Winter 2006/2007 (24.10.2006 bis 21.05.2007) mit 0,38 Gew.-% und 2007/2008 (26.10.2007 bis 19.05.2008) mit 0,40 Gew.-% durch deutlich erhöhte Schwefelgehalte gekennzeichnet. Der Winter 2008/2009 (13.10.2008 bis 19.05.2008) zeigt mit 0,28 Gew.-% einen niedrigeren Wert. Die Zeiträume vom 23.07.2007 bis 12.08.2007 mit 0,58 Gew.-% und vom 12.08.2007 bis 09.09.2007 mit 0,51 Gew.-% wiesen noch höhere Werte auf als die Winter 2006/2007 und 2007/2008. Das Minimum liegt bei 0,13 Gew.-% und wurde für den Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 gemessen. Die Winter 2006/2007 (24.10.2006 bis 21.05.2007) und 2007/2008 (26.10.2007 bis 19.05.2008) weisen mit 0,61 Gew.-% und mit 0,65 Gew.-% 5 m über Grund im Vergleich mit den anderen Untersuchungszeiträumen die größten Werte auf. Das Minimum wird mit 0,09 Gew.-% im Zeitraum vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 erreicht.

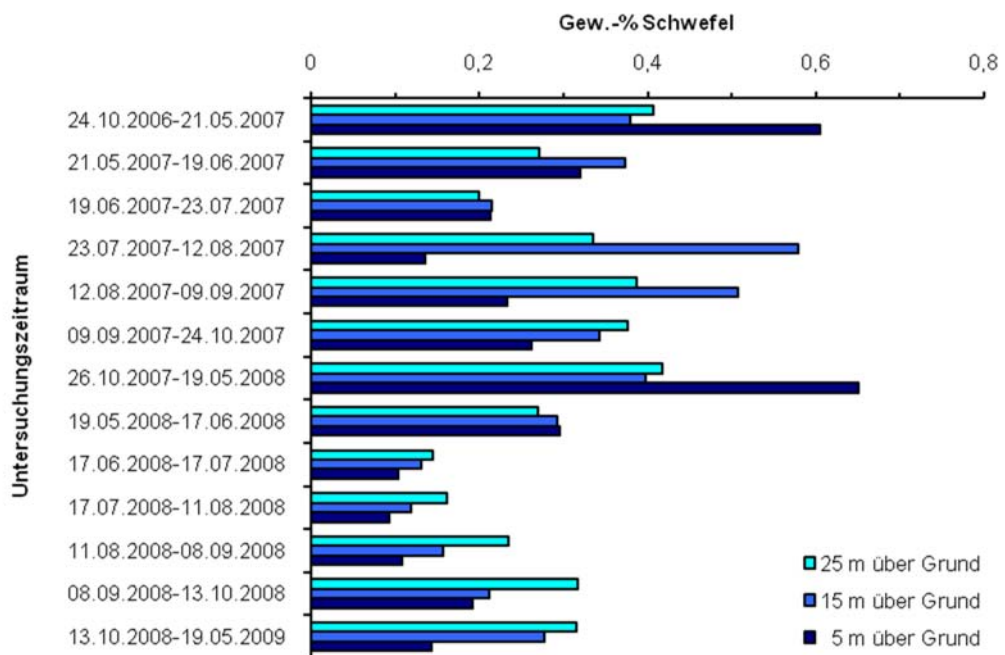


Abbildung 35: TS-Gehalte in Gew.-% an Position F1 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009

In den Abbildungen 34-36 sind die Ergebnisse der CNS-Analysen für F2 zusammengefasst. Für die Untersuchungszeiträume vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 25 m über Grund und vom 21.05.2007 bis 19.06.2007 15 m über Grund stehen leider keine Messwerte zur Verfügung. Der TC-Gehalt 25 m über Grund an F2 zeigt einen ähnlichen Verlauf wie an F1 und weist damit erhebliche Schwankungen über den Gesamtuntersuchungszeitraum vom

24.10.2006 bis 19.05.2009 auf. Wie schon bei F1 finden sich auch in hier im Zeitraum vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 die höchsten Konzentrationen an TC: 30,97 Gew.-% 25 m über Grund; 32,15 Gew.-% 25 m über Grund; 28,03 Gew.-% 5 m über Grund. In den Zeiträumen vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 und vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 ergeben sich in allen drei Sedimentfallen (25 m, 15 m und 5 m über Grund) ca. um das 3fache bis 4fache geringere Werte.

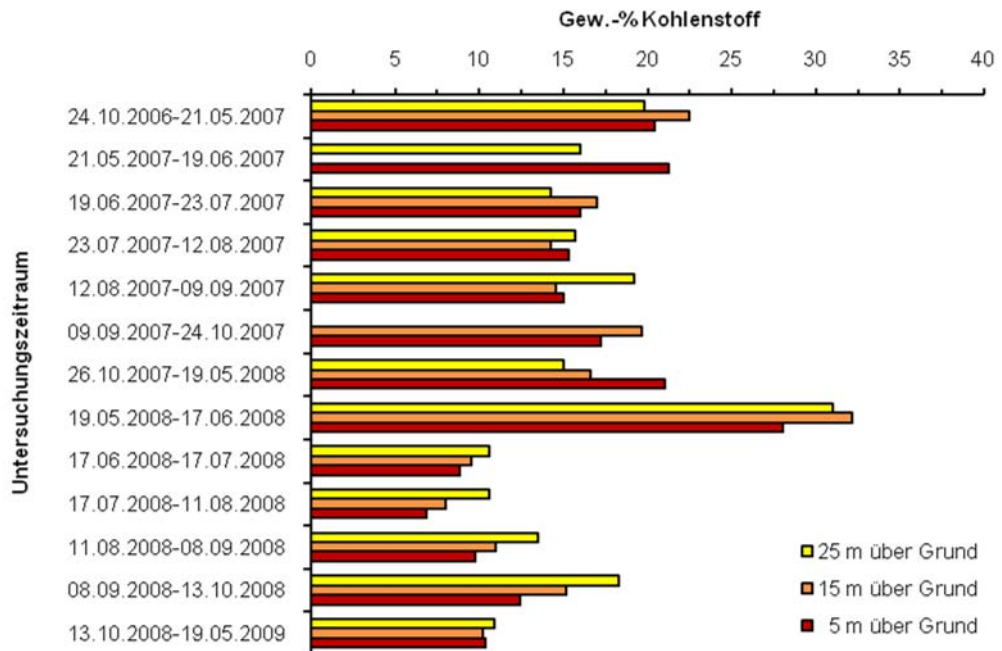


Abbildung 36: TC-Gehalte in Gew.-% an Position F2 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009

Bei den Gesamtstickstoffgehalten (TN) fallen in den Wintermonaten 2006/2007 (25 m über Grund: 2,02 Gew.-%; 15 m über Grund: 2,62 Gew.-%; 5 m über Grund: 2,40 Gew.-%) und 2007/2008 (25 m über Grund: 1,39 Gew.-%; 15 m über Grund: 1,86 Gew.-%; 5 m über Grund: 3,04 Gew.-%) bei jeweils allen drei Sedimentfallen erhöhte Gehalte auf. Lediglich der Winter 2008/2009 bildet eine Ausnahme. Im Gesamtuntersuchungszeitraum ergeben sich 25 m über Grund auch in den Untersuchungszeiträumen vom 21.05.2007 bis 19.06.2007 (1,06 Gew.-%), vom 12.08.2007 bis 09.09.2007 (1,35 Gew.-%), vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 (2,20 Gew.-%) und vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 (1,68 Gew.-%) erhöhte Werte. Ebenfalls erhöhte Werte (12.08.2007 bis 09.09.2007 (1,34 Gew.-%), 19.05.2008 bis 17.06.2008 (2,11 Gew.-%) und 08.09.2008 bis 13.10.2008 (1,52 Gew.-%)) finden in diesen Zeiträumen in der Sedimentfalle 15 m über Grund. Zusätzlich fallen auch die Zeiträume vom 19.06.2007 bis 23.07.2007 (1,05 Gew.-%) und vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 (1,90 Gew.-%) durch hohe Werte auf. In der Sedimentfalle 5 m über Grund zeigen die Zeiträume vom 21.05.2007 bis 19.06.2007 (2,31 Gew.-%), vom 19.06.2007 bis 23.07.2007 (1,13 Gew.-%), vom 12.08.2007 bis 09.09.2007

(2,18 Gew.-%), vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 (1,87 Gew.-%), vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 (1,97 Gew.-%) und vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 (1,11 Gew.-%) erhöhte TN-Gehalte. Die geringsten Gehalte wurden, wie bereits erwähnt im Winter 2008/2009 (25 m über Grund: 0,42 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,34 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,19 Gew.-%), sowie in den Zeiträumen vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (25 m über Grund: 0,40 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,26 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,13 Gew.-%) und vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 (25 m über Grund: 0,46 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,34 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,26 Gew.-%) gemessen.

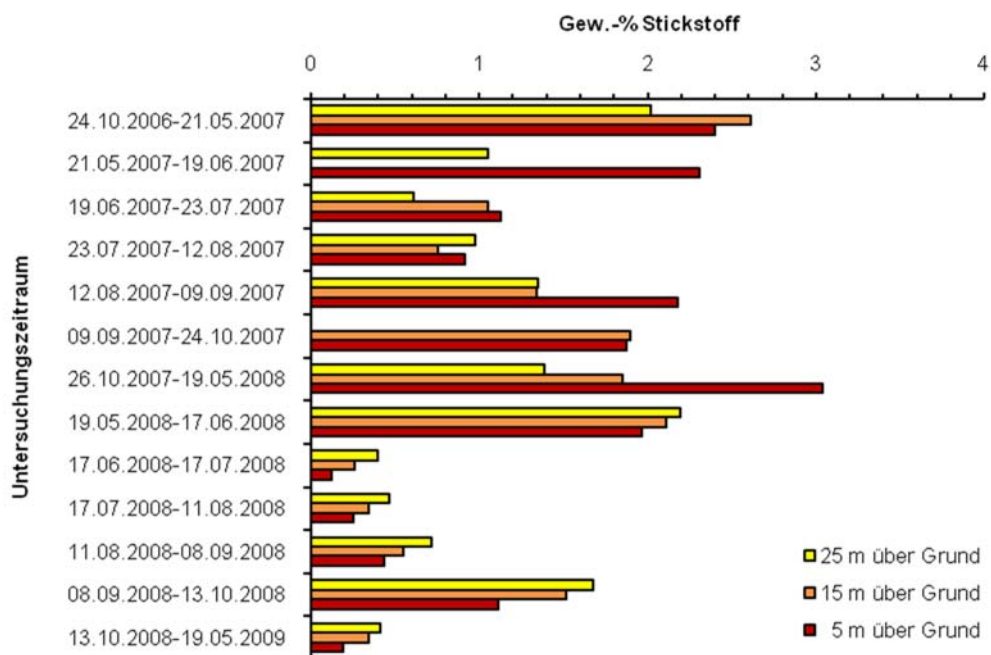


Abbildung 37: TN-Gehalte in Gew.-% an Position F2 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009

Bei den Gesamtschwefelgehalten (TS) zeigt sich ein ähnliches Bild, wie beim Gesamtstickstoff. Die Wintermonate 2006/2007 (25 m über Grund: 0,32 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,40 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,45 Gew.-%) und 2007/2008 treten durch deutlich erhöhte Gehalte hervor (25 m über Grund: 0,29 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,40 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,58 Gew.-%). Insgesamt wurden für das Jahr 2007 gegenüber 2008 signifikant höhere Werte gemessen. Höhere Gehalte finden sich auch in den jeweiligen Sedimentfallen für die Zeiträume vom 12.08.2007 bis 09.09.2007 (25 m über Grund: 0,21 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,23 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,23 Gew.-%), vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 (25 m über Grund: n.n.; 15 m über Grund: 0,31 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,29 Gew.-%), vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 (25 m über Grund: 0,23 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,27 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,27 Gew.-%) und vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 (25 m über Grund: 0,24 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,24 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,20 Gew.-%). Die

geringsten Werte wurden wie schon bei den TC- und TN-Gehalten in den Zeiträumen vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (25 m über Grund: 0,14 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,11 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,10 Gew.-%) und vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 (25 m über Grund: 0,15 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,12 Gew.-%; 5 m über Grund: 0,09 Gew.-%) sowie im Fall der TC-Gehalte vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 (25 m über Grund: 0,15 Gew.-%; 15 m über Grund: 0,14 Gew.-% 5 m über Grund: 0,11 Gew.-%) gemessen.

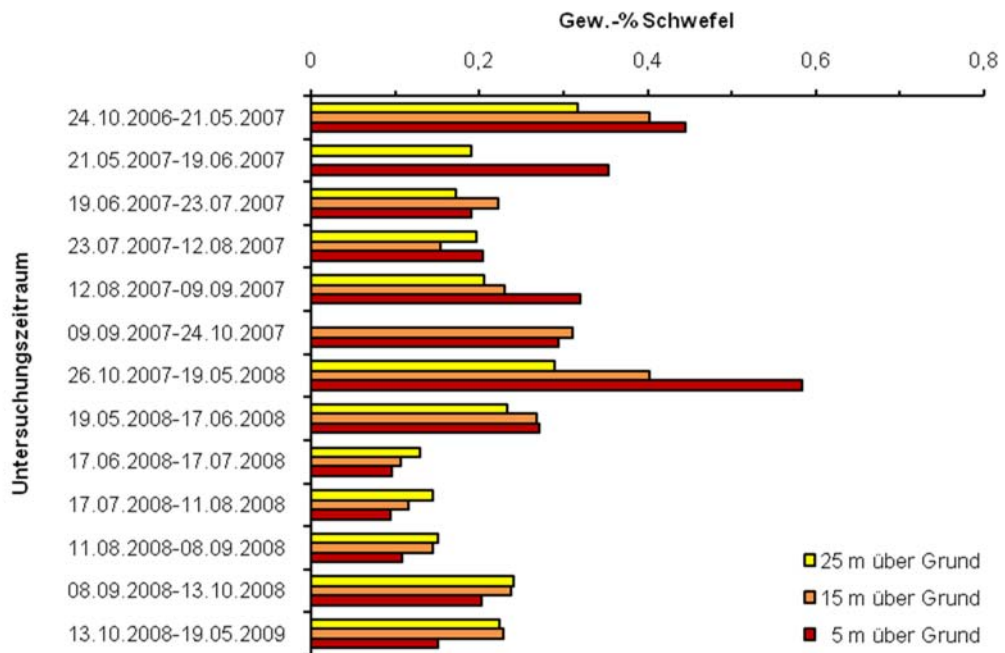


Abbildung 38: TS-Gehalte in Gew.-% an Position F2 vom 24.10.2006 bis 19.05.2009

4.1.2.5 Röntgendiffraktometrie und Rasterelektronenmikroskopie

Die Röntgenbeugungsanalysen ergaben für alle gemessenen Proben des Untersuchungszeitraums vom 22.09.2006 bis 13.10.2008 hohe Gehalte an Dolomit (50 bis 100%). Zusätzlich enthielten die Proben Calcit und/oder Quarz. Im überwiegenden Teil der Proben konnten nur Dolomit- und Quarz nachgewiesen werden.

Erhöhte Quarzgehalte (> 8%) sind in den Fällen 25 m über Grund in den Zeiträumen vom 24.10.2006 bis 21.05.2007 (F2: 9%), vom 13.10.2007 bis 19.05.2008 (F2: 10%), vom 19.05.2008 bis 17.06.2008 (F1: 11%; F2: 11%), vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (F1: 10%), vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 (F2: 11%) und vom 08.09.2008 bis 13.10.2008 (F2: 11%) festgestellt worden. In den Proben 15 m über Grund wurden für die Zeiträume vom 23.07.2007 bis 12.08.2007 (F2: 9%), vom 26.10.2007 bis 19.05.2008 (F1: 10%; F2: 10%) und vom 19.05.2008 bis 19.06.2008 (F1: 11%) erhöhte Quarzgehalte bestimmt.

Calcit wurde in 16 Proben nachgewiesen werden. Besonders das Fallenmaterial 25 m über Grund der Zeiträume vom 21.05.2007 bis 19.06.2007 (F1: 45%; F2: 29%), vom 19.06.2007 bis 23.07.2007 (F1: 28%; F2: 29%), vom 23.07.2007 bis 12.08.2007 (F2: 31%), vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 (F1: 16%; F2: 31%) und vom 09.09.2008 bis 13.10.2008 (F1: 8%) weist hohe Calcitgehalte auf. Die Proben 15 m über Grund zeigen in beiden Sedimentfallensystemen nur geringe Mengen an Calcit bzw. enthalten kein Calcit. Lediglich die Probe des Zeitraums vom 19.05.2008 bis 19.06.2008 des Sedimentfallensystems 2 weist mit 7% erhöhte Gehalte an Calcit auf. Im Probenmaterial 5 m über Grund konnte nur für den Zeitraum vom 09.09.2007 bis 24.10.2007 im Sedimentfallensystem 2 Calcit (21%) eindeutig nachgewiesen werden. Das Material des Zeitraums vom 16.06.2008 bis 17.07.2008, charakterisiert durch hohe Sedimentfluxraten, besteht in allen Sedimentfallen der beiden Systeme zu über 95% aus Dolomit. Calcit konnte nicht nachgewiesen werden.

Die Ergebnisse der Röntgenbeugungsanalysen konnten durch ausgewählte EDX-Analysen am Rasterelektronenmikroskop bestätigt werden. Des Weiteren zeigten die Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop auch, dass der überwiegende Teil der Proben des Gesamtuntersuchungszeitraums vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 aus organischen Komponenten in Form von Diatomeen (vgl. Abbildung 39a-d) und organischem und anorganischem Detritus besteht (vgl. Abbildung 39g-h). Wie in Abbildung 39f zu sehen, besteht das Material der unteren Falle im Zeitraum vom 16.06.2008 bis 17.07.2008 ausschließlich aus klastischen Komponenten.

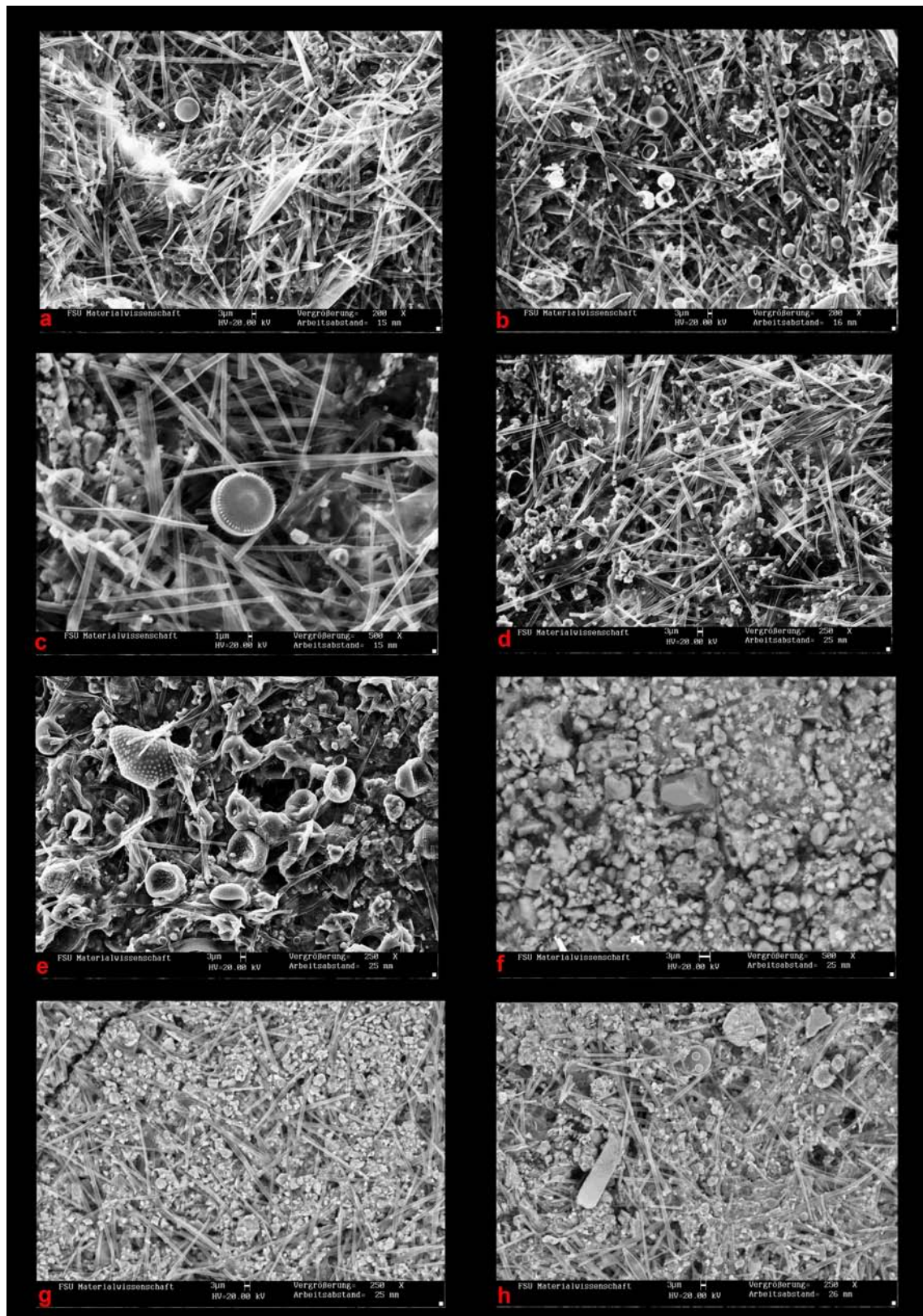


Abbildung 39: (a) F2 25 m über Grund 05/07; (b) F2 25 m über Grund 06/07; (c) F2 25 m über Grund 07/07; (d) F1 25 m über Grund 07/07; (e) F2 5 m über Grund 06/08; (f) F2 5 m über Grund 07/08; (g) F2 5 m über Grund 09/08; (h) F1 5 m über Grund 10/08 (alle Fotos: G. GARLIPP)

4.2 Sedimentkerne

4.2.1 Makroskopische Kernbeschreibungen

4.2.1.1 Kernklassifikation nach NOWACKI (2008)

In Abbildung 40 sind die Ergebnisse der Kernklassifikation nach NOWACKI (2008) am Beispiel eines Transekts der Sedimentkerne PR 10/08, PR 30/08, PR 03/08, PR 40/08, PR 41/08, PR 42/08, PR 43/08 und PR 45/08 mit dem Verlauf von Süden nach Norden, PR 45/08, PR 46/08, PR 37/08, PR 36/08 und PR 35/08 mit dem Verlauf von Westen nach Osten und PR 35/08, PR 25/08, PR 24/08 sowie PR 22/08 mit dem Verkauf von Süden nach Norden, dargestellt.

Die Ereignislagen ErLa I, Referenzereignislage ErLa II, ErLa VII, ErLa Xa, ErLa XIII, ErLa XIV und ErLa XXI sind beschriftet. Bei Kern PR 22/08, farblich hervorgehoben, geht NOWACKI (2008) davon aus, dass der Abschnitt der Stratigraphie, der in den übrigen Kernen klassifiziert wurde, eine zu geringe Mächtigkeit aufweist um für eine Darstellung der Mächtigkeitsverteilung berücksichtigt zu werden. Allerdings ist es anhand anderer markanter Abschnitte möglich PR 22/08 mit PR 24/08 zu parallelisieren. Die Mächtigkeit dieser Lagen ist in PR 22/08 jedoch geringer. Der Kern PR 22/08 soll auf Grund dieser Sachverhalte von den nachfolgenden Ausführungen ausgeschlossen werden.

Die Ereignislagen ErLa I, ErLa II, ErLa VII, ErLa XIII und ErLa XIV lassen sich in allen Kernen des Transekts nachweisen. Allerdings schwanken die Mächtigkeiten zum Teil erheblich. Ähnliches gilt auch für die Ereignislage ErLa XXI, wenngleich diese in den Kernen PR 10/08, PR 30/08 und PR 03/08 nicht erbohrt werden konnte. Anders verhält es sich mit der Ereignislage ErLa Xa. Diese Lage ist nur in den Kernen PR 10/08, PR 30/08, PR 03/08, PR 46/08 PR 37/08, PR 36/08 und PR 35/08 erkennbar.

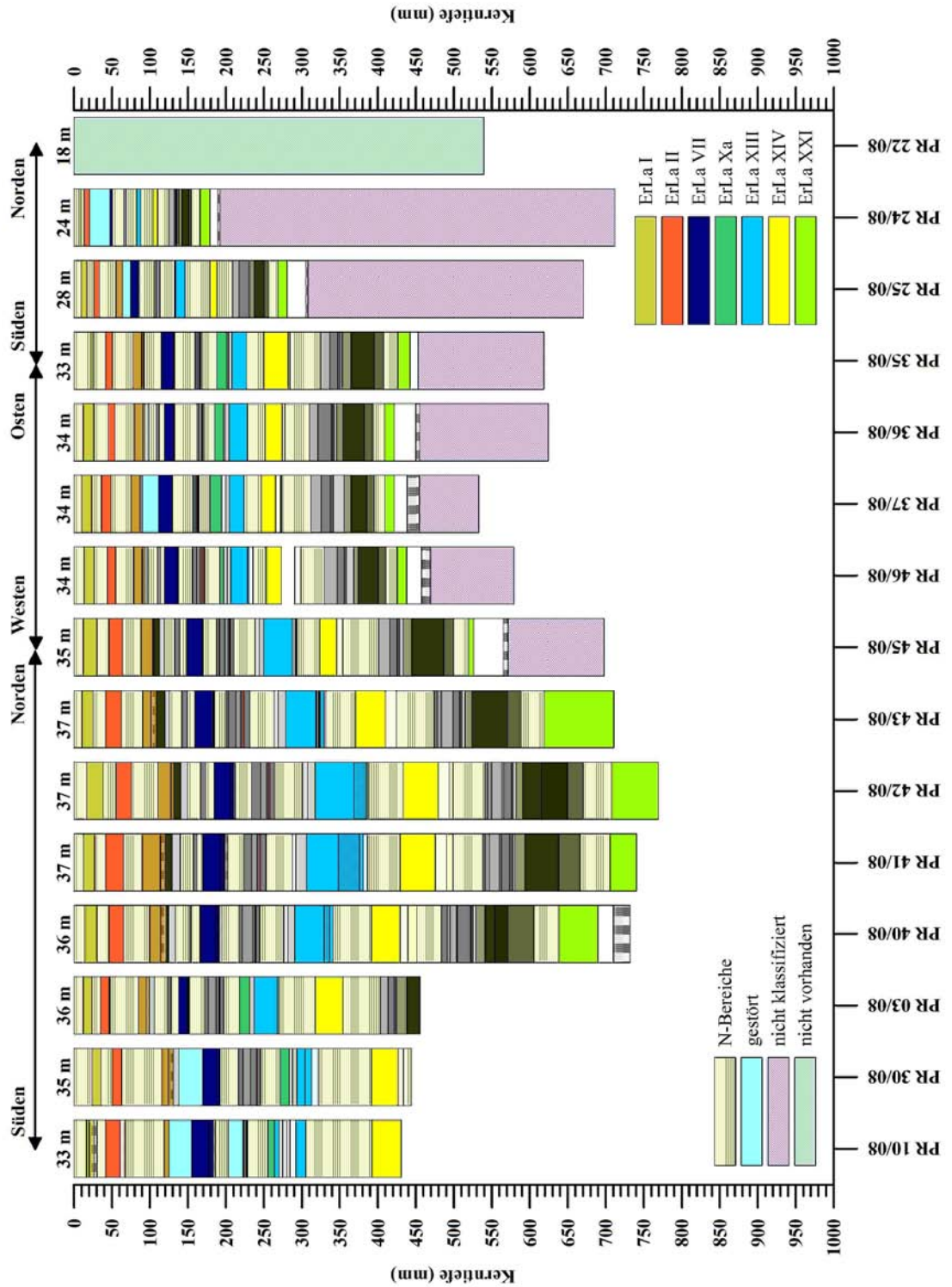


Abbildung 40: Kernklassifikation nach NOWACKI (2008) am Beispiel eines Transekts durch den Prager Wildsee

4.2.1.2 Referenzkern PR 03/06

Um die Vergleichbarkeit des Referenzkerns PR 03/06 (33T 0277112, UTM 5175199) mit den älteren Sedimentkernen zu gewährleisten, erfolgte zunächst die Parallelisierung des Referenzkerns mit den im Profundal gelegenen Kernen von IRMLER (2003). Ähnlich diesen Kernen kann PR 03/06 sedimentologisch/lithologisch in drei Arten von Abschnitten unterteilt werden (vgl. Abbildung 41): deutlich laminierte Abschnitte, undeutlich laminierte Abschnitte und Ereignislagen.

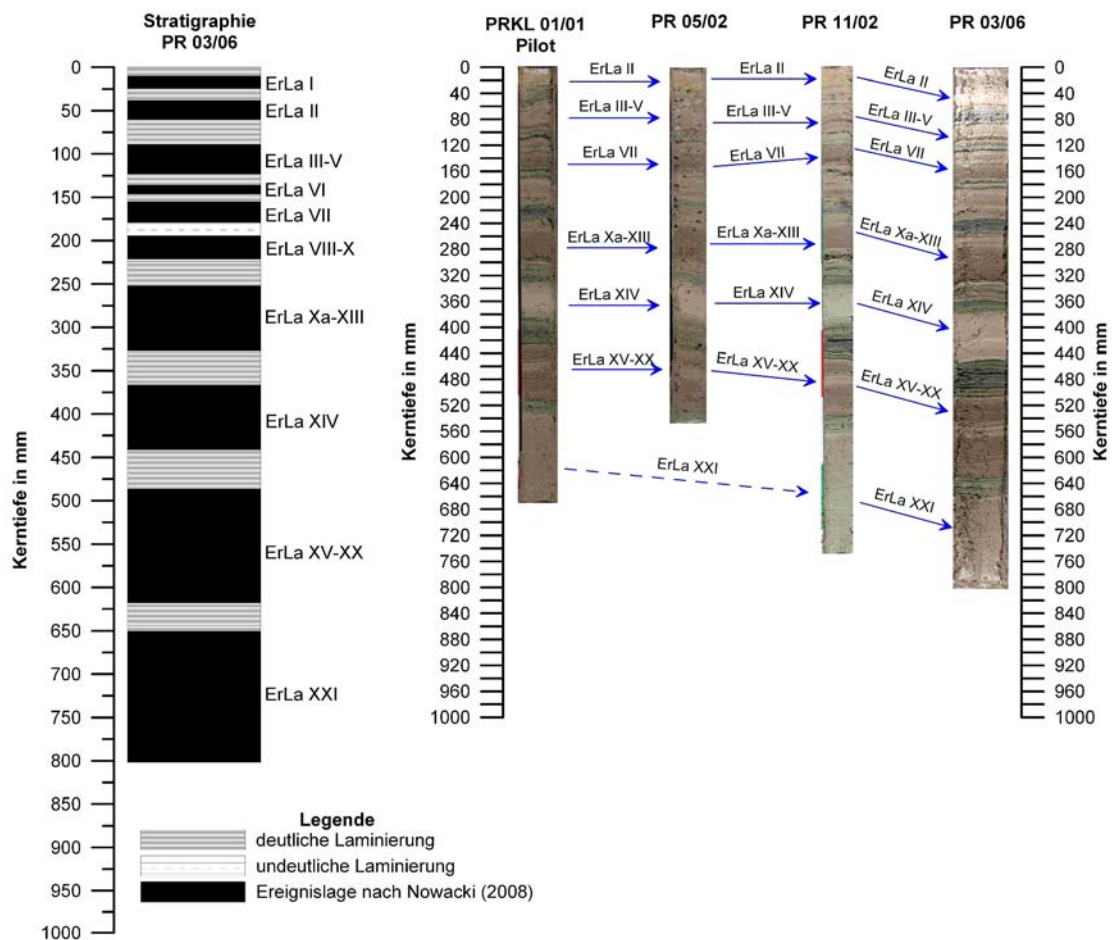


Abbildung 41: Makroskopische Beschreibung der sedimentologischen Einheiten des Referenzkerns PR 03/06 mit Parallelisierung von PRKL 01/01 Pilot, PR 05/02, PR 11/02 und PR 03/06

Die deutlich laminierten Abschnitte sind durch eine Wechsellagerung aus schwarzen und grau-braunen Lagen gekennzeichnet. Die Mächtigkeit dieser schwarzen, aus vorwiegend zersetztem, organischem Material bestehenden Lagen schwankt erheblich. Auch die grau-braunen Lagen, aufgebaut aus vorwiegend klastischem Material mit eingeschalteten kleinen Pflanzenresten, zeigen signifikante Änderungen in den Mächtigkeiten über den Kernverlauf. Die

undeutlich laminierten Abschnitte hingegen zeigen Spuren sedimentärer Störungen und sind durch einen diffus ausgeprägten Lagenbau charakterisiert.

Die Ereignislagen (ErLa I bis ErLa XXI) konnten auf Grund ihrer unterschiedlichen Färbung in vier Typen eingeteilt werden. Typ I ist bräunlich und am häufigsten vertreten. Die Mächtigkeiten dieser bräunlichen Lagen schwanken zum Teil erheblich. Entsprechend zusätzlicher Merkmale soll dieser Typ in zwei Subtypen unterschieden werden. Subtyp Ia (ErLa III, ErLa VI, ErLa VII, ErLa XIII und ErLa XX) hat eine Gradierung ausgebildet und ist an der Basis zumeist mit Pflanzenresten durchsetzt. Einige dieser bräunlichen Ereignislagen weisen zusätzlich eine mächtigere Sandlage bzw. eine Wechsellagerung von Sandlagen und Lagen organischen Materials im Basisbereich auf. Dies gilt im Besonderen für die Ereignislagen ErLa VII und XIII. Im Gegensatz dazu ist beim Subtyp Ib kein Pflanzenresteführender Basisbereich vorhanden. Der untere Bereich zeigt einen nahezu homogenen Aufbau, währenddessen der obere Teil gradiert erscheint. Zu diesem Subtyp zählt die Ereignislage ErLa I.

Typ II zeigt eine rötliche Färbung und ist ähnlich Typ Ia an der Basis mit Pflanzenresten durchsetzt und gradiert. Zu diesem Typ werden Referenzereignislage ErLa II und die Ereignislage IXb gezählt. ErLa II wird des Weiteren von einer Sandlage, vor allem aus Feinsand bestehend, unterlagert. Der Mächtigkeitsunterschied zwischen beiden Lagen ist erheblich. Währenddessen ErLa II eine Mächtigkeit von 22 mm aufweist, ist ErLa IXb lediglich 3 mm mächtig.

Typ III ist durch eine hellgraue, fast weiße (vgl. NOWACKI 2008), Färbung charakterisiert. Unter diesen Typ fällt Ereignislage ErLa XIV. Auch dieser Typ zeigt eine deutliche Gradierung. Der Basisbereich führt nur wenige Pflanzenreste. Unterlagert wird diese Lage von einer Sandlage, vorwiegend aus Feinsand bestehend.

Ereignislage ErLa XXI wurde dem Typ IV, der durch eine dunkelgraue Färbung charakterisiert ist, zugeordnet. Im Referenzkern PR 03/06 handelt es sich um eine „offene Lage“. Die Mächtigkeit ist jedoch größer als 140 mm. Im Kolbenlotkern PRKL 01/01 erreicht diese Lage eine Mächtigkeit von 305 mm (vgl. IRMLER 2003). Innerhalb des vorhandenen Teils der Ereignislage des Kerns PR 03/06 ist keine Gradierung zu erkennen. Auch konnten keine Pflanzenreste gefunden werden.

4.2.1.3 Kolbenlotkern PRKL 01/06

Auch im Sedimentkern PRKL 01/06 finden sich deutlich laminierte bzw. undeutlich laminierte Abschnitte sowie Ereignislagen (Abbildung 42). Dabei zeigen die deutlich laminierten Abschnitte einen Wechsel von schwarz-graubraunen Lagen. Die undeutlich laminierten Abschnitte zeigen Anzeichen sedimentärer Störungen. Bei den Ereignislagen lassen sich ähnlich des Referenzkernes, vier Typen unterscheiden. Die Mächtigkeiten dieser Lagen schwanken sehr stark. Die parallelisierbaren Ereignislagen beschränken sich auf die oberen 400 mm. Eindeutig identifiziert werden konnten die Ereignislagen ErLa II (Typ II), ErLa VII (Typ Ia), ErLa XIII (Typ Ia), ErLa XIV (Typ III) und ErLa XXI (Typ IV). Im Vergleich mit dem Kern PRKL 01/01 von IRMLER (2003) zeigen diese insgesamt deutlich geringere Mächtigkeiten.

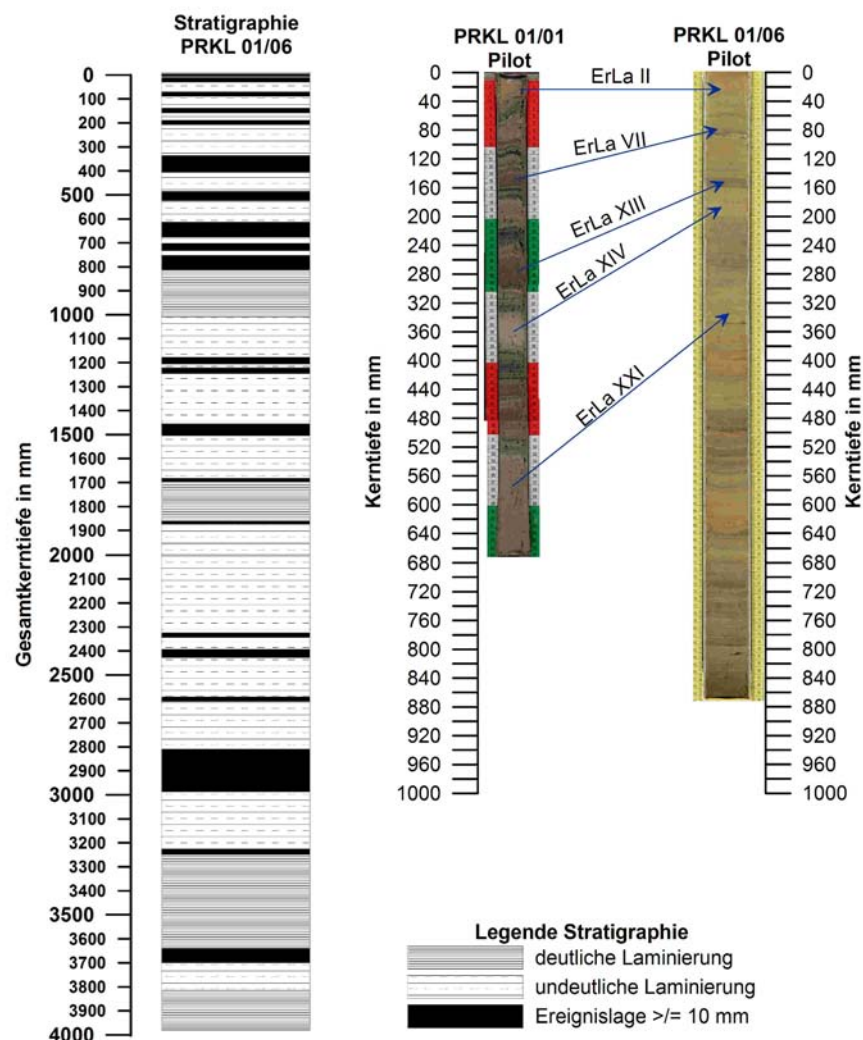


Abbildung 42: Makroskopische Beschreibung der sedimentologischen Einheiten des Kolbenlotkerns PRKL 01/06 mit Parallelisierung von PRKL 01/01 und PRKL 01/06

4.2.1.4 Kerntransekt vom Haupt- ins Nebenbecken

Um eine Abschätzung des Erosionspotentials ausgewählter Ereignislagen vorzunehmen, wurden die Kerne PR 45/08, PR 46/08, PR 37/08, PR 36/08, PR 35/08, PRKL 01/06 Pilot und PR 53/08 verwendet, vgl. Abbildung 43 und Anhang 20.

Alle Ereignislagen, deren Mächtigkeitsverteilung von NOWACKI (2008) interpoliert werden konnten, sind beschriftet. Dazu zählen die Ereignislagen Erla I (oliv), Erla II (orange), Erla VII (dunkelblau), Erla XIII (hellblau), Erla XIV (gelb) sowie Erla Xa (dunkelgrün). Die ebenfalls beschriftete Ereignislage Erla XXI (hellgrün) nimmt eine Sonderstellung ein. Bei dieser handelt es sich um eine so genannte „offene Lage“, d.h. sie ist in vielen Sedimentkernen nicht vollständig enthalten (vgl. Kapitel 4.2.1.1).

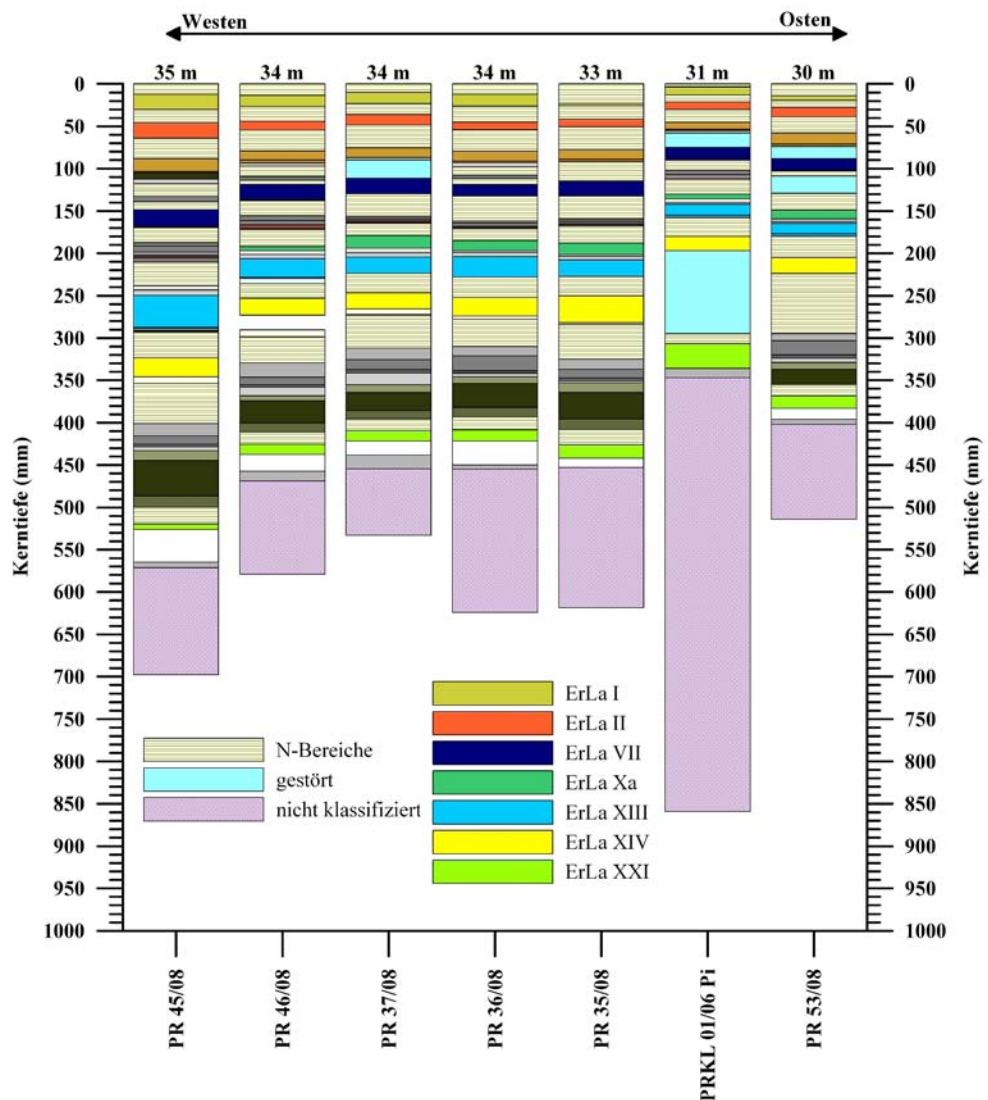


Abbildung 43: Klassifikation der Sedimentkerne PR 45/08, PR 46/08, PR 37/08, PR 36/08, PR 35/08, PRKL 01/06 Pilot und PR 53/08 entlang des Transekts vom Haupt- ins Nebenbecken (nach NOWACKI 2008)

4.2.2 Röntgenfluoreszenzanalysen

Die Ergebnisse der XRF- Analysen der „Epoxydharztränklinge“ für die Sedimentsequenz ErLa II bis ErLa VII des Referenzkerns PR 03/06 sind in den Abbildungen 44 und 45 dargestellt. Repräsentative Werte ergaben sich für die Elemente Fe, Ca, Mg, Si, Al, K, Ti und Sr.

Betrachtet man die Kurvenverläufe der Elemente, so fällt auf, dass Fe, Si, Al, K und Ti einen ähnlichen Trend zeigen. Allerdings schwanken die gemessenen Intensitäten der einzelnen Elemente. So wurden beim Fe Intensitäten bis über 1000 cps gemessen, währenddessen die Intensitäten von Si mit bis zu 180 cps, von Al mit bis 30 cps, von K mit bis zu 150 cps und von Ti mit bis zu 50 cps deutlich niedriger sind. Innerhalb der identifizierten mächtigeren Ereignislagen ErLa II, ErLa III, ErLa IV, ErLa V, ErLa VI und ErLa VII erhöhen sich die gemessenen Intensitäten von der Basis hin zur Toplage der Ereignisse. Ähnliches kann für die Bereiche zwischen den Ereignislagen festgestellt werden. Auch hier erhöhen sich die Werte für die jeweiligen Elemente von der Basis hin zur Toplage der zumeist klastischen Laminae.

Die Elemente Ca und Mg weisen hingegen einen gegensätzlichen Verlauf zu den vorher genannten Elementen auf. Demzufolge finden sich die höheren Intensitäten in den Basisbereichen der Ereignislagen. In Richtung Toplage dieser Ereignislagen ist dann eine Abnahme der Intensitäten zu verzeichnen. Die Bereiche zwischen den Ereignislagen zeigen das gleiche Bild. Dementsprechend finden sich im Basisbereich der klastischen Laminae höhere Intensitäten als in den Toplagen. Auch für diese beiden Elemente wurden unterschiedlich hohe Intensitäten gemessen. Beim Ca werden Intensitäten bis weit über 3000 cps erreicht. Dagegen sind beim Mg mit bis 25 cps deutlich geringere Intensitäten detektiert worden.

Eine Ausnahme bildet der Verlauf des Elementes Sr. Die gemessenen Intensitäten erreichen Werte bis zu 35 cps. Deutlich erhöhte Intensitäten finden sich lediglich in den Bereichen der Ereignislagen ErLa IV, ErLa V und ErLa VII. Der Bereich zwischen ErLa II und ErLa III weist leicht erhöhte Werte des Elementes Sr auf.

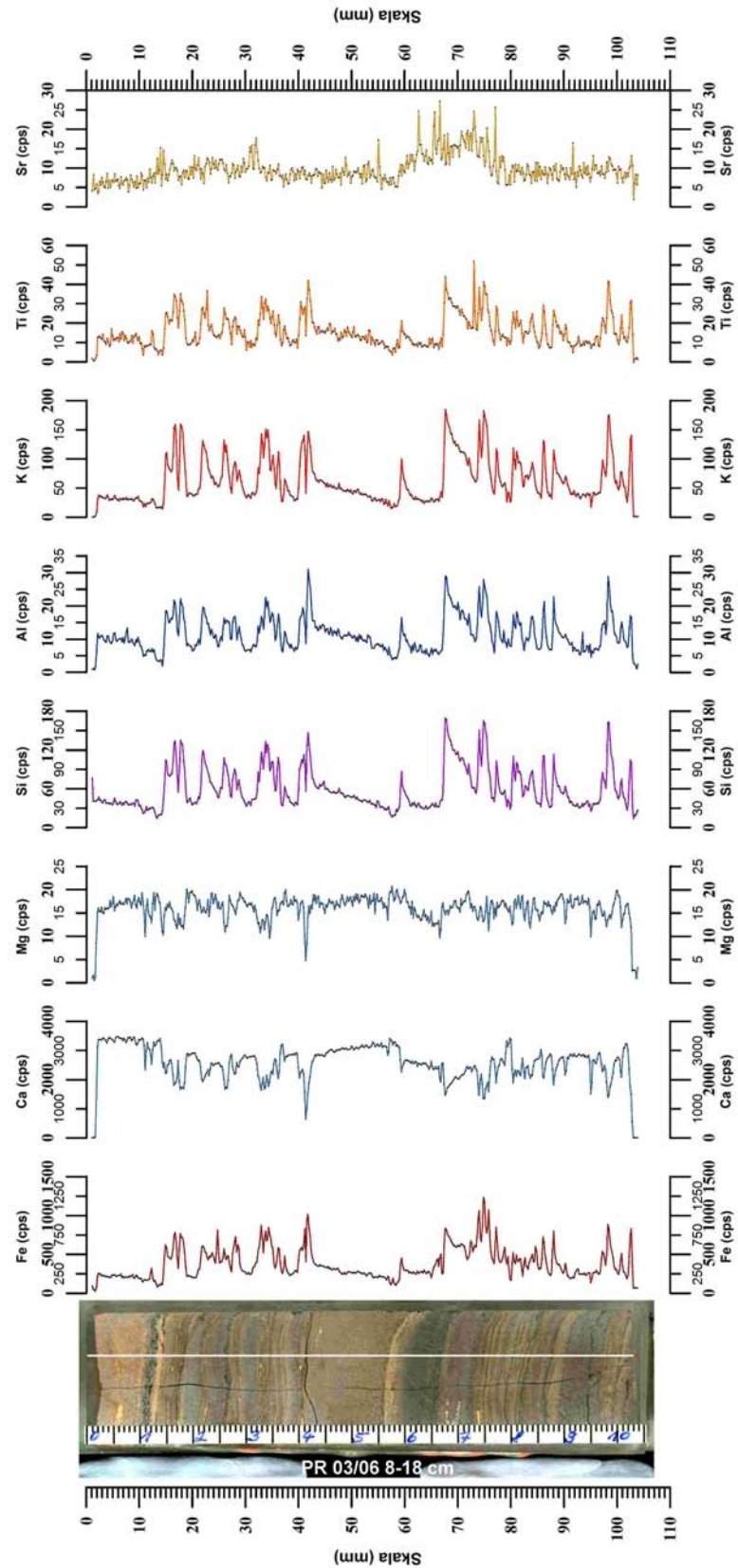


Abbildung 44: XRF-Analysen der Elemente Fe, Ca, Mg, Si, Al, K, Ti und Sr (alle in cps) für den Epoxydharzblock 2 des Sedimentkerns PR 03/06 (80-180 mm) (Messungen DULSKI & RICHERT, GFZ Potsdam)

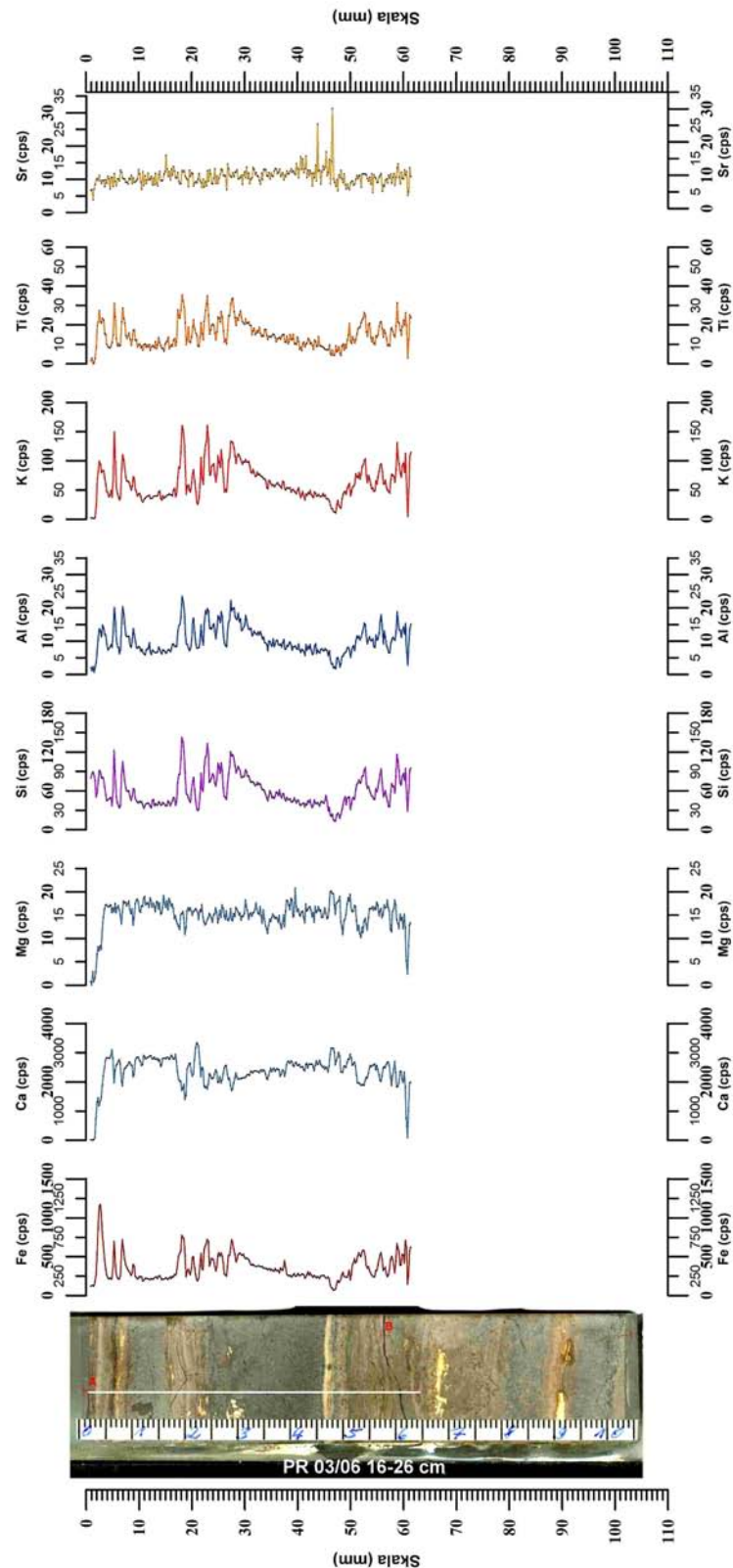


Abbildung 45: XRF-Analysen der Elemente Fe, Ca, Mg, Si, Al, K, Ti und Sr (alle in cps) für den Epoxydharzblock 3 des Sedimentkerns PR 03/06 (160-260 mm) (Messungen DULSKI & RICHERT, GFZ Potsdam)

4.2.3 Sedimentologische Analysen

4.2.3.1 PRKL 01/06

In Abbildung 46 sind die Korngrößenverteilung und die (sediment)statistischen Parameter Median, Mittelwert und Modus für den Kolbenlotkern PRKL 01/06 dargestellt. Das Probenintervall betrug 100 mm á 10 mm. Die Berechnung der statistischen Werte erfolgte durch die Software des *Laser Particle Sizer Analysers LS 13320*.

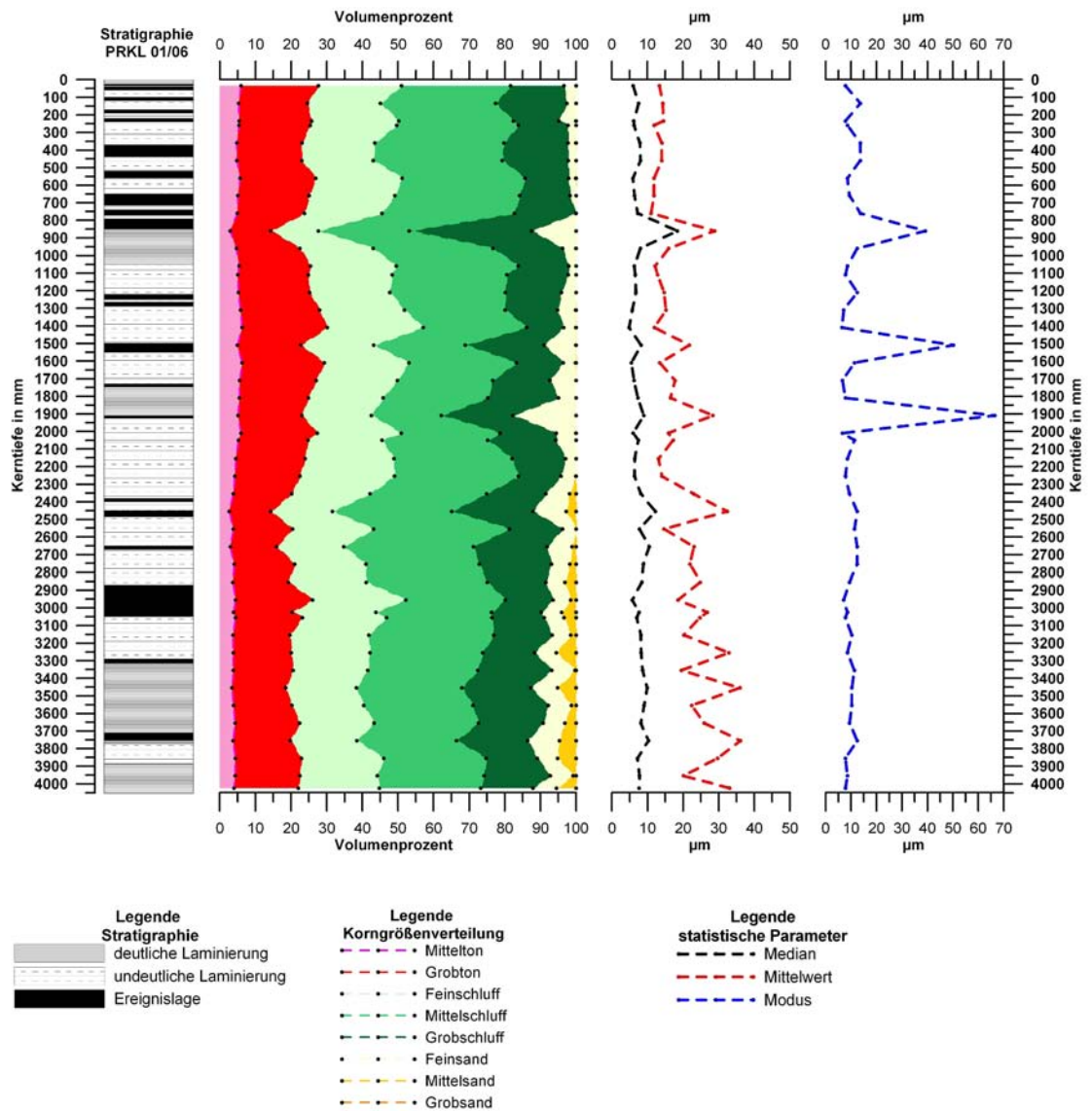


Abbildung 46: Sedimentologische Parameter des Kerns PRKL 01/06

Als dominierende Korngrößenfraktion ist der Schluff zu nennen. Im unteren Teil des Kernes, d.h. ab einer Gesamtkerntiefe von 2000 mm sind die Sandgehalte (bis Mittelsand) durchschnittlich höher als im oberen Teil des Kernes. Die beprobten Ereignislagen fallen durch erhöhte Sandgehalte auf. Auf Grund des groben Probenrasters und der damit verbundenen eingeschränkten

Aussagekraft für die Sedimente dieses Sees soll auf eine detaillierte Beschreibung der sedimentologischen Parameter verzichtet werden. Auch die Vergleichbarkeit der Ergebnisse von PRKL 01/06 mit denen von PRKL 01/01 (vgl. IRMLER 2003) ist auf Grund der Verwendung unterschiedlicher Messgeräte (*Laser Particle Sizer Analysers LS 13320* vs. *Shimadzu Sald-2001*) bei gleicher Probenvorbereitung nicht möglich, wie die Messungen der ersten 20 Proben des Kerns PRKL 01/01 mit dem *Laser Particle Sizer Analysers LS 13320* und anschließender Gegenüberstellung mit den Messungen des Gerätes *Shimadzu Sald-2001* zeigten (vgl. Anhang 19).

4.2.3.2 Transektkerne

Um in den Sedimentkernen des Transekts vom Haupt- ins Nebenbecken Hinweise auf eine erosive Tätigkeit der Ereignisse zu finden, wurden neben dünnstliffmikroskopischen Untersuchungen außerdem noch hoch aufgelöste Korngrößenanalysen durchgeführt. Das Probenraster betrug dabei 5 mm. Für diese sedimentologischen Untersuchungen sind die Sedimentkerne PR 45/08, PR 37/08, PR 35/08 und PRKL 01/06 Pilot ausgewählt worden. In den Abbildungen 47 bis 50 sind die Ergebnisse, unter Angabe der sedimentologischen Parameter Mittelwert, Median und Modus der einzelnen Kerne dargestellt. Die Berechnung der Werte erfolgte durch die Software des *Laser Particle Sizer Analysers LS 13320*.

Die Ergebnisse der hochaufgelösten Korngrößenanalysen dieser Sedimentkerne entlang des Transekts vom Haupt- ins Nebenbecken bestätigen die Kernklassifikation von NOWACKI (2008). Besonders anhand der Parameter Mittelwert, Median und Modus lassen sich die jeweiligen Ereignislagen sehr gut parallelisieren, wenngleich es zu einer Veränderung der Fazies und Mächtigkeitsabnahme in Richtung Nebenbecken kommt, vgl. NOWACKI (2008). Bei den mächtigeren Ereignislagen, wie beispielsweise ErLa XIII, lässt sich außerdem anhand der Werte von Mittelwert, Median und vor allem denen des Modusses die Gradierung der Lagen eindeutig nachweisen. Wie schon bei den Proben der Sedimentfallen (Kapitel 4.1.1.2 und 4.1.2.2) und dem Kolbenlotkern (Kapitel 4.2.3.1) ergeben die Korngrößenanalysen als dominierende Kornfraktion den Schluff.

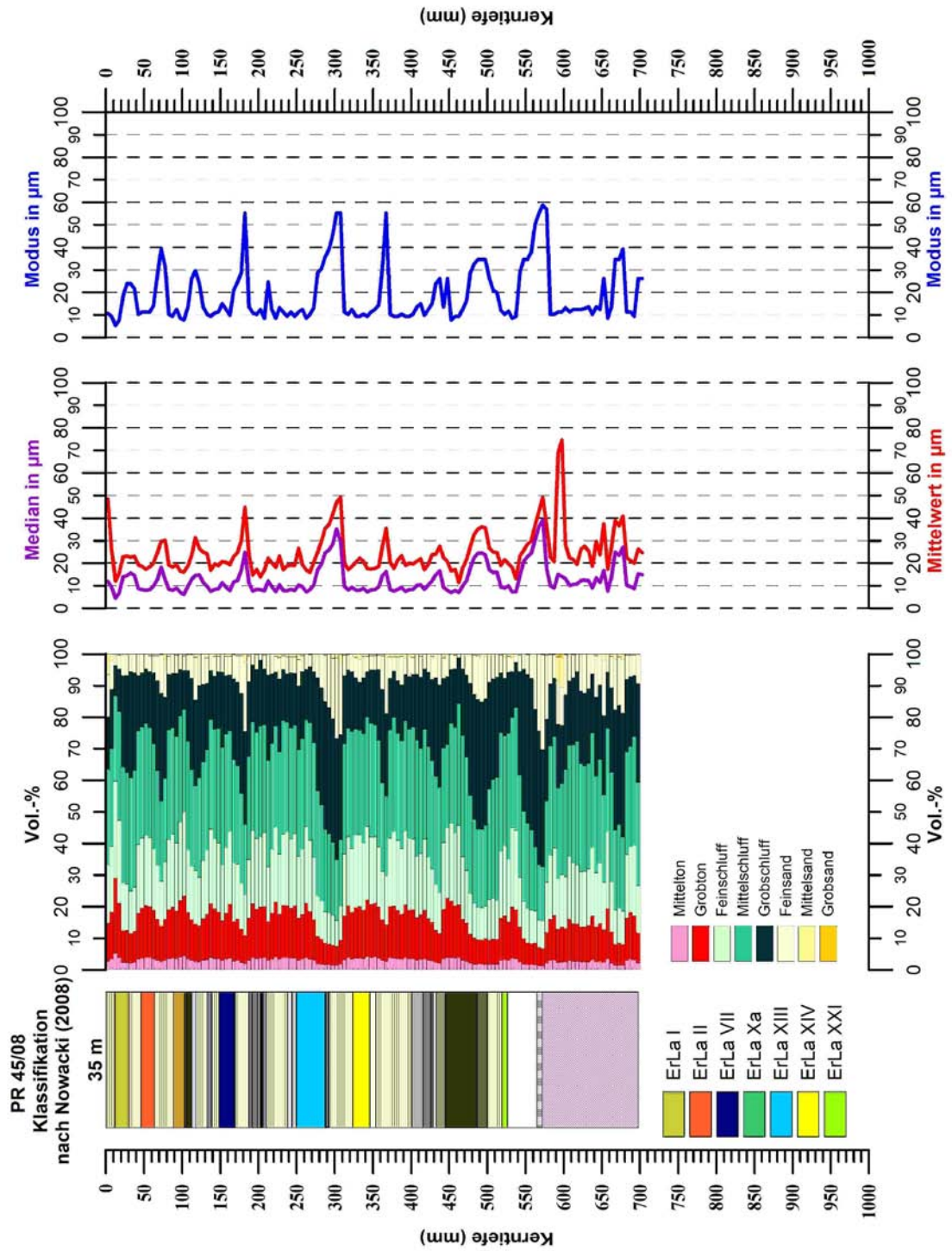


Abbildung 47: Klassifikation des Kerns PR 45/08 nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus

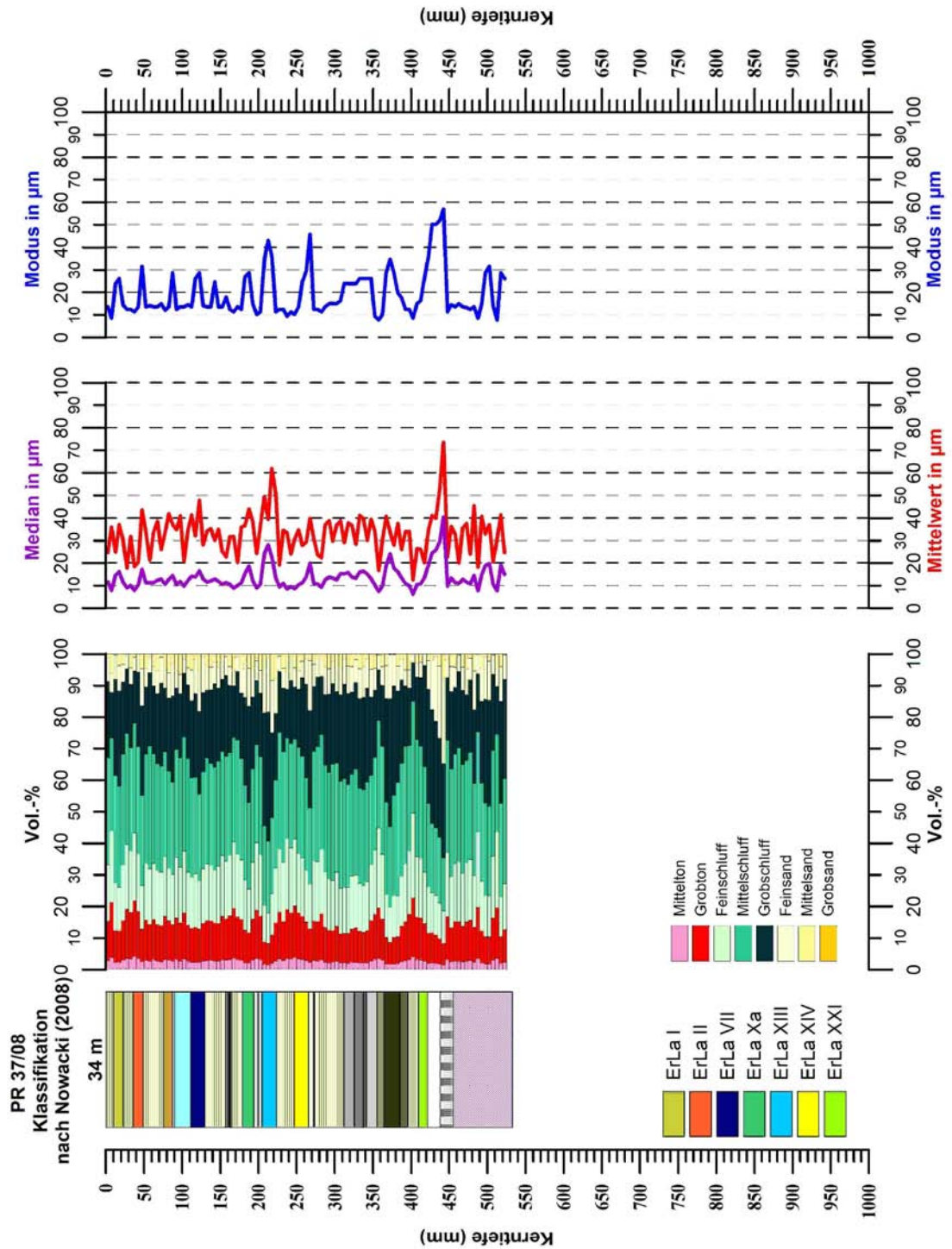


Abbildung 48: Klassifikation des Kerns PR 37/08 nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus

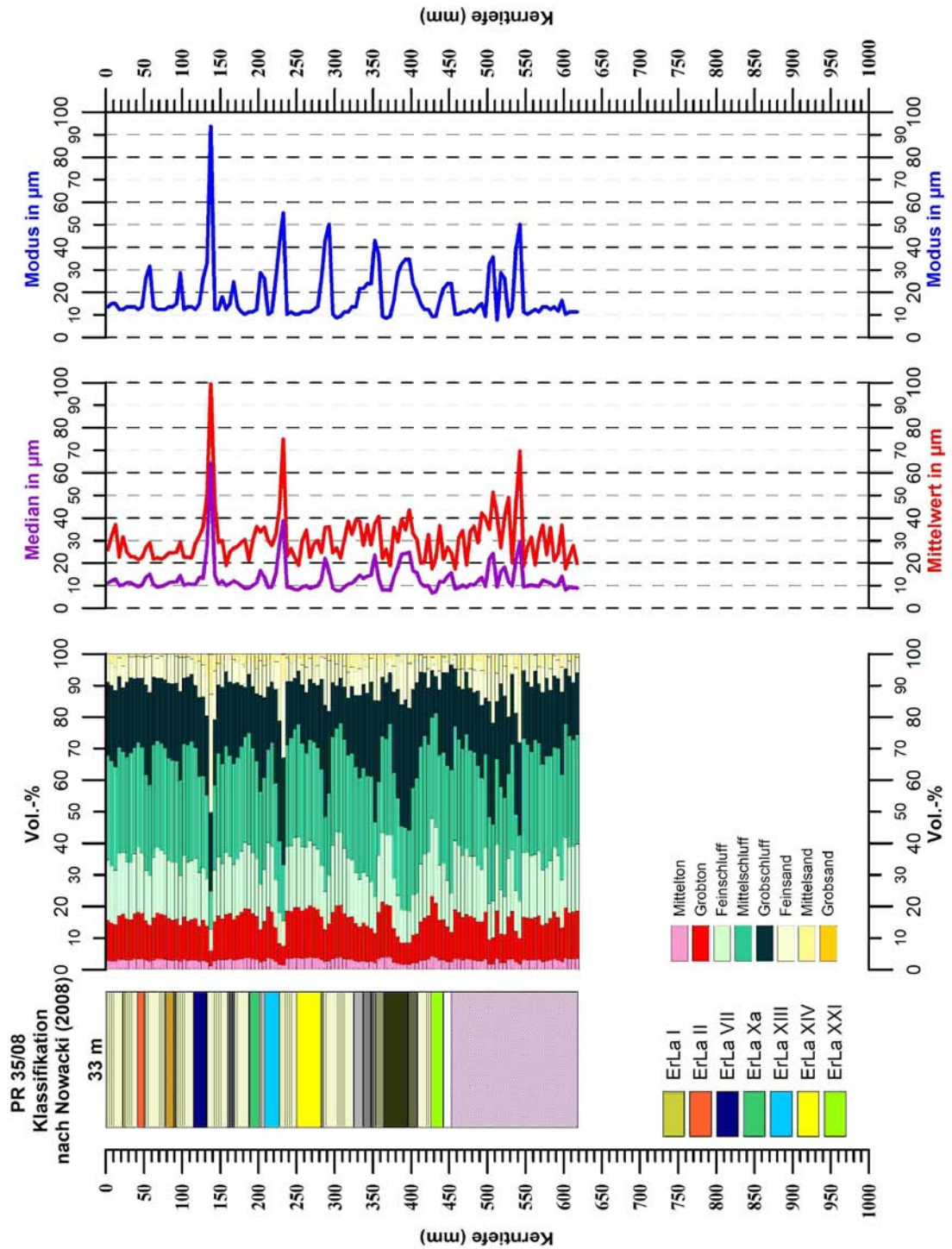


Abbildung 49: Klassifikation des Kerns PR 35/08 nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus

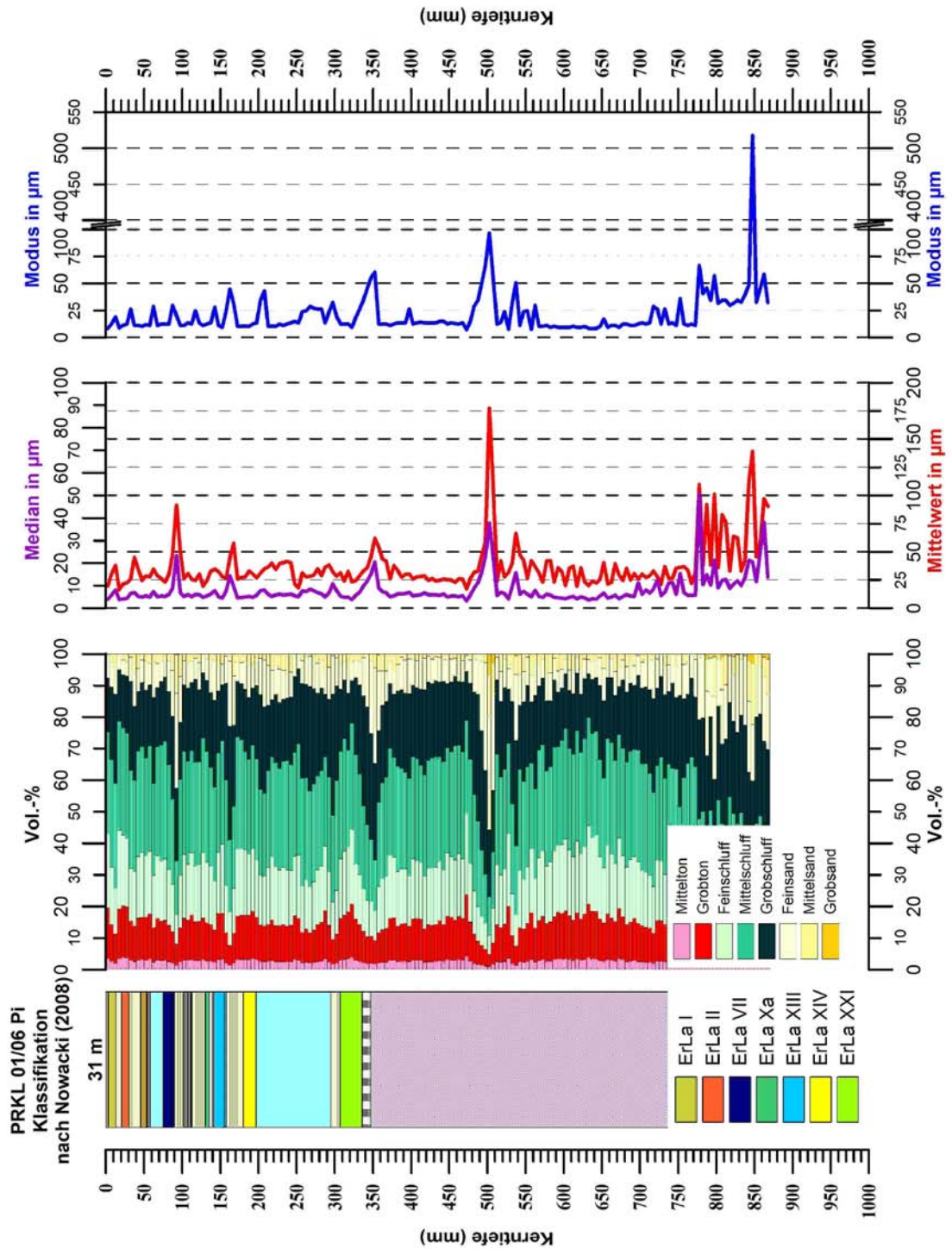


Abbildung 50: Klassifikation des Kerns PRKL 01/06 Pilot nach NOWACKI (2008) mit den sedimentologischen Parametern Mittelwert, Median und Modus

4.2.4 Mikrofaziesanalysen und zeitliche Stellung der Sedimente

4.2.4.1 Referenzkern PR 03/06

Insgesamt konnten in dem mikrofaziell untersuchten 230 mm mächtigen Kernabschnitt 23 Ereignislagen identifiziert werden (Anhang 20). Dabei handelt es sich um die bereits makroskopisch sowie auch von NOWACKI (2008) mikrofaziell beschriebenen Ereignislagen ErLa I, ErLa II, ErLa III, ErLa IV, ErLa V, ErLa VI, ErLa VII, ErLa VIII, ErLa IX, ErLa IXb und ErLa Xa sowie 12 weitere Ereignislagen (Abbildung 51). Die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen schwanken zwischen 1,4 mm und 23,8 mm.

Das Referenzereignis ErLa II hat eine Mächtigkeit von 22,0 mm. An der schluffig-sandigen Basis dieser Lage, die *flame structures* und *load casts* aufweist (vgl. IRMLER 2003; IRMLER et al. 2005, 2006; MULDER & ALEXANDER 2001), finden sich viele, größtenteils horizontal eingeregelter Pflanzenreste in Form von Stängeln, Blättern aber auch Nadeln. Des Weiteren ist diese Ereignislage deutlich gradiert und wird an der Obergrenze durch ein Tonband abgeschlossen.

Ereignislage ErLa I zeigt hingegen einen anderen Aufbau. Der untere Teilabschnitt besteht aus klastischem Material der Schlufffraktion und zeigt keine Gradierung. An der Basis führt sie auch keine Pflanzenreste mit sich. Der obere Teil weist wiederum eine deutliche Gradierung auf. An der Obergrenze wird ErLa I durch ein Tonband abgeschlossen, vgl. auch NOWACKI 2008.

In einer Kerntiefe von 88,5 mm bis 120,5 mm konnte eine Sequenz, bestehend aus drei Ereignislagen (ErLa III bis ErLa V) identifiziert werden. ErLa III (88,5 bis 106,4 mm KT), mit 17,9 mm die mächtigste dieser drei Lagen, weist eine sandigen Basis, inklusive *flame structures* und *load casts* auf. Im Bereich der Basislage konnten eine Vielzahl eingeregelter Pflanzenreste beobachtet werden (vgl. Abbildung 51). ErLa III weist des Weiteren eine deutliche Gradierung auf. Wie schon bei ErLa II beschrieben, wird auch ErLa III durch eine feinklastische Toplage abgeschlossen. Die Obergrenze dieses Ereignisses ist im Gegensatz zu denen bei ErLa I und II nicht so scharf sondern eher „verschwommen“. Einen ähnlichen Aufbau zeigt ErLa IV (106,4 bis 114,6 mm KT). Auch sie ist deutlich gradiert, weist aber nur eine Mächtigkeit von 8,2 mm auf. Die Grenzen nach oben und unten sind jedoch scharf ausgebildet. In dieser Ereignislage finden sich ebenfalls Pflanzenreste. Diese sind jedoch nicht eingeregelt. ErLa V (114,6 bis 120,5 mm KT) ist mit 5,9 mm die geringmächtigste Lage innerhalb dieser Ereignissequenz. Charakterisiert wird die Lage durch eine deutliche Gradierung. An der schluffigen Basis finden sich wiederum nicht eingeregelter Pflanzenreste, die jedoch kleiner sind als in ErLa III und IV. Die Grenze zwischen ErLa IV und V ist diffus ausgeprägt.

Unter einem weiteren Abschnitt der Hintergrundsedimentation folgt dieser Ereignissequenz ErLa VI (133,6 bis 143,1 mm KT). Diese 9,5 mm mächtige

Lage zeigt eine deutliche Gradierung mit Pflanzenresten im Basisbereich. Die mächtigste Ereignislage innerhalb der 230 mm langen Kernsequenz ist ErLa VII (152,9 bis 176,7 mm KT) mit 23,8 mm. An der schluffig-sandigen Basis finden sich Pflanzenreste. Auch diese Lage weist *flame structures* und *load casts* an der Basis sowie eine deutliche Gradierung auf. Abgeschlossen wird die Lage durch ein Tonband. Die Ereignislagen ErLa VIII (193,9 bis 205,3 mm KT) und ErLa IX (205,3 bis 216,1 mm KT) haben annähernd die gleiche Mächtigkeit. Beide Lagen 11,4 mm bzw. 10,8 mm mächtig, zeigen eine deutliche Gradierung von schluffigem zu tonigem Material. Pflanzenreste sind rar. ErLa IXb (216,1 bis 219,5 mm KT) ist mit 3,4 mm verhältnismäßig geringmächtig, zeigt dennoch eine deutliche Gradierung. Pflanzenreste sind nicht zu finden. Die Ereignislage ErLa Xa (219,5 bis 229,1 mm KT) ähnelt hinsichtlich Mächtigkeit (9,6 mm) und Aufbau den Ereignislagen ErLa VIII und IX.

Zusätzlich zu den hier beschriebenen Ereignislagen finden sich weitere 12 geringmächtigere Ereignislagen, die sich hinsichtlich Aufbau und Zusammensetzung von den beschriebenen Ereignislagen nicht unterscheiden. In diesen zeigt sich zumeist ebenfalls eine deutliche Gradierung der klastischen und vereinzelt auch organischen Komponenten, in Form von Pflanzenresten. An der Basis einiger dieser Lagen finden sich ebenfalls *flame structures* (vgl. Abbildung 51).

Die Lagen der Hintergrundsedimentation, bei NOWACKI (2008) als N-Bereiche klassifiziert, unterscheiden sich nicht signifikant von den Ereignislagen. Diese Lagen sind zumeist nur geringmächtiger, zeigen aber ebenfalls eine Gradierung und bestehen vorwiegend aus klastischem Material. Einige dieser Lagen zeigen allerdings auch organische Komponenten in Form zersetzter organischer Substanz. In wenigen dieser Lagen konnten vereinzelt Diatomeen identifiziert werden. Hinweise auf biogen gefällte Calcite finden sich, wie schon bei IRMLER (2003) beschrieben, nicht.

Um den Kern PR 03/06 in die bestehende Chronologie von IRMLER (2003) einzuhängen und den Nachweis einer jahreszeitlichen Schichtung der Sedimente nach 1998 bzw. 2001 zu erbringen, erfolgte die Lagenzählung vom Referenzereignisses (ErLa II), das von IRMLER (2003) in das Jahr 1998 datiert wurde, zur Sedimentoberfläche (2006).

In Abbildung 52 (links) sind alle abgrenzbaren Lagen innerhalb dieses Abschnittes dargestellt. Insgesamt sind 16 (+1) Lagen, bei NOWACKI (2008) 17 Lagen, einschließlich ErLa I für einen Zeitraum von 8 Jahren nachweisbar. Ausgehend von der bestehenden Chronologie von IRMLER (2003) sind das 8(+1) bzw. 9 Lagen zu viel. Aufgrund der sedimentologischen Befunde in Form von Sedimentkernen aus den Jahren 1998 und 2001 muss ErLa II aber in jedem Fall zwischen 1998 und 2001 abgelagert worden sein (vgl. auch NOWACKI 2008). Um einen möglichen Milieuwechsel, verbunden mit einer interannuellen

Schichtung der Sedimente, auszuschließen, erfolgte die Zählung einer charakteristischen Sedimentsequenz in beiden Kernen. Für diese sollten sich für die von IRMLER (2003) ausgewiesenen Ereignislagen, beim Vorliegen einer jahreszeitlichen Schichtung der Sedimente, entsprechend gleiche Warvenalter ergeben. Dafür ausgewählt wurde die Sequenz zwischen ErLa II und ErLa VI (Abbildung 52 rechts).

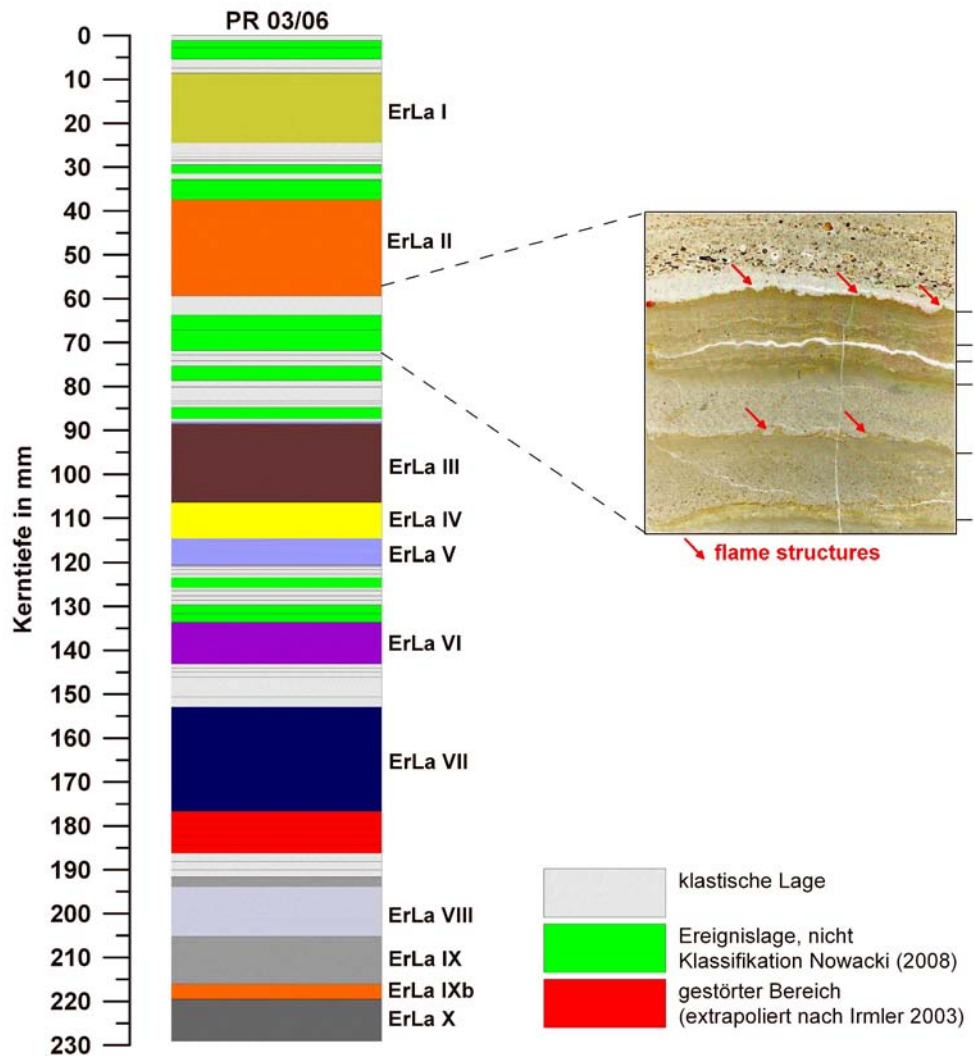


Abbildung 51: Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse des Referenzkerns PR 03/06 für die Kernsequenz von 0 bis 230 mm

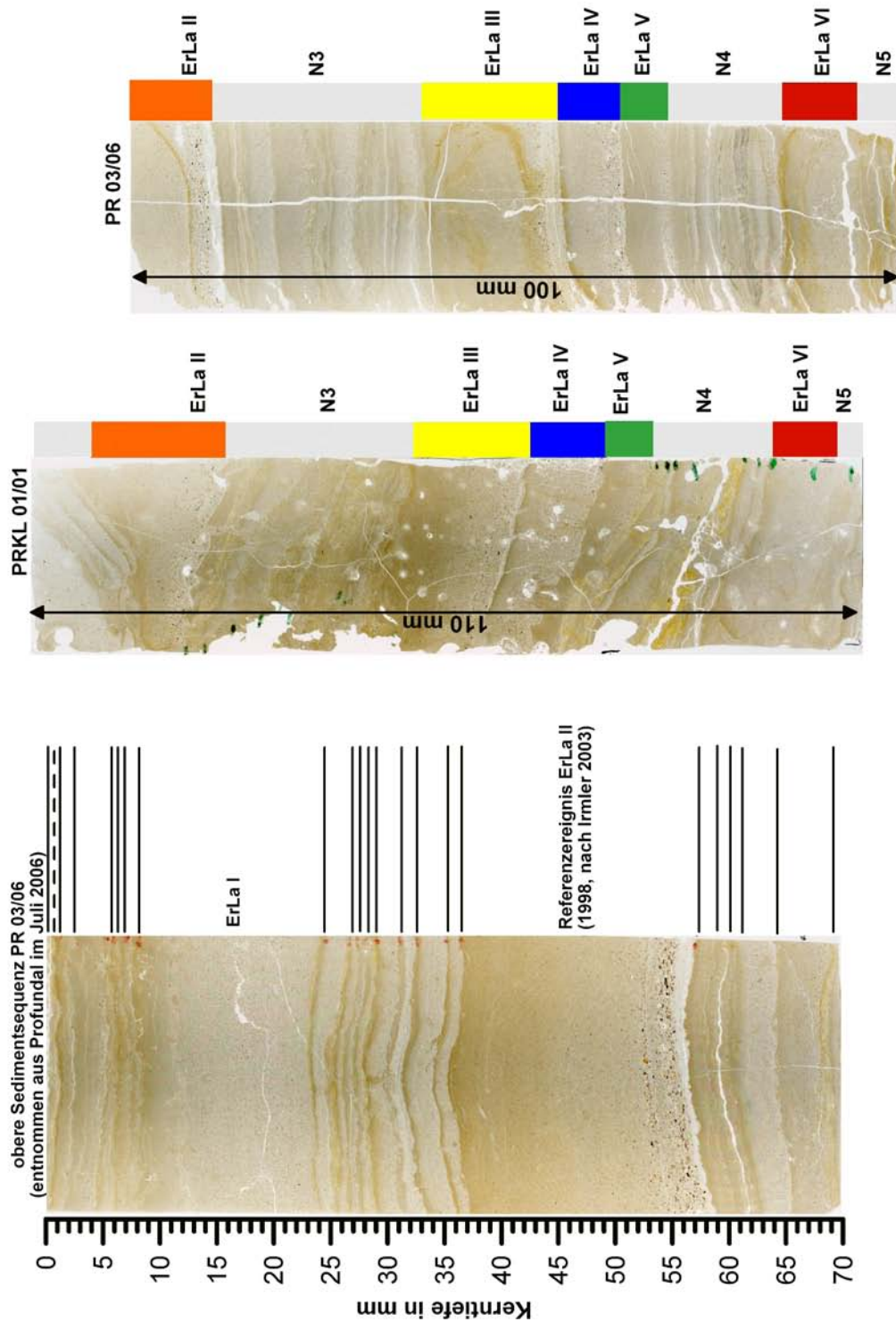


Abbildung 52: abgrenzbare Lagen in der oberen Sedimentsequenz des Referenzkerns PR 03/06 (links) und Gegenüberstellung der Sedimentsequenzen (Dünnschliff, polarisiert) zwischen ErLa II und ErLa VI für den Kern PRKL 01/01 (DS, gespiegelt) und PR 03/06 (rechts)

In Abbildung 53 ist die Gegenüberstellung der Zählungen der Sedimentsequenz zwischen den Ereignislagen ErLa II und ErLa VI der Kerne PRKL 01/01 und PR 03/06 dargestellt. Dabei ist deutlich zu erkennen, dass sich die zeitlichen Stellungen von ErLa III, ErLa IV und ErLa VI unterscheiden. ErLa V ist von IRMLER (2003) nicht ausgewiesen, nach Auswertung des betreffenden Dünnschliffs des Kerns PRKL 01/01 jedoch zweifelsfrei vorhanden, vgl. auch Abbildung 52 (rechts). Alle grau unterlegten Bereiche innerhalb der nachfolgenden Abbildungen sind nach der Methode von IRMLER (2003) extrapoliert.

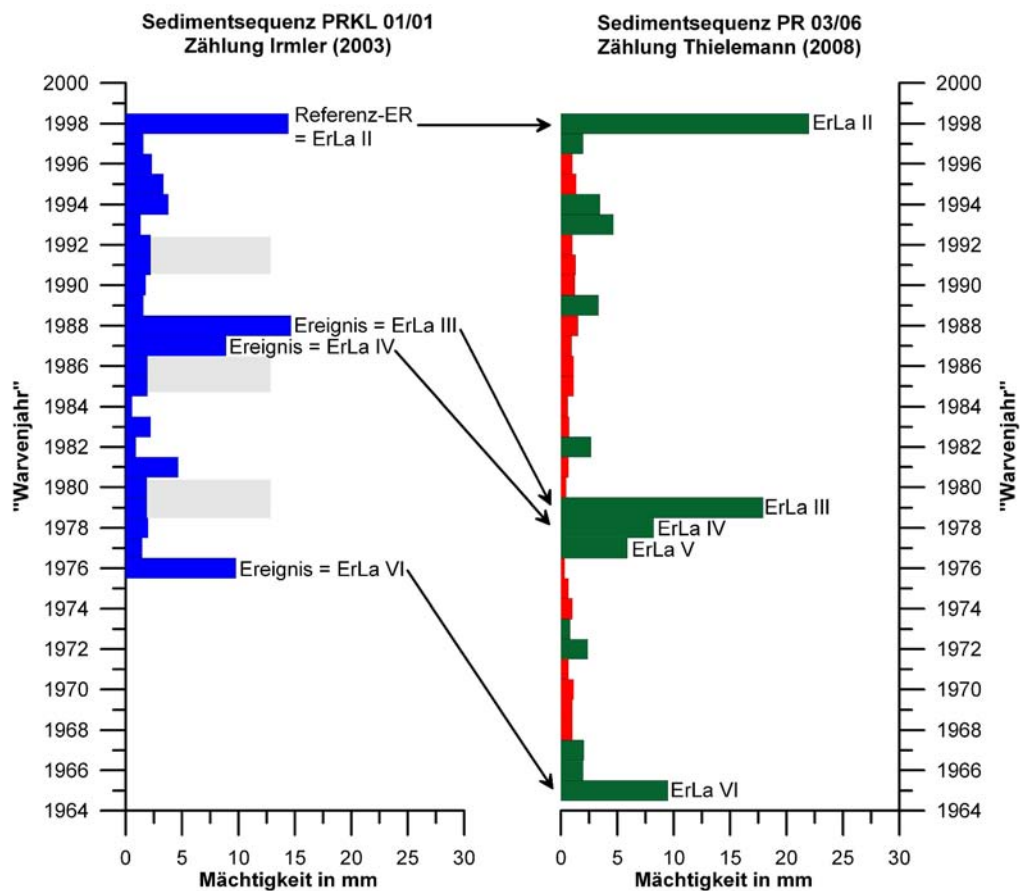


Abbildung 53: (links) Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PRKL 01/01 IRMLER (Originaldatensatz) und (rechts) Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PR 03/06 THIELEMANN (2008)

Die erneute Auswertung der Dünnschliffsequenz des Sedimentkernes PRKL 01/01 (Abbildung 54) ergab neben der Identifikation der Ereignislage ErLa V auch bezüglich der zeitlichen Einordnung der Ereignislagen ErLa III, IV und VI ein anderes Ergebnis als bei IRMLER (2003) und IRMLER et al. (2005, 2006) beschrieben. Grund dafür sind sedimentäre (nicht bioturbate!) Störungen innerhalb der Sedimentsequenz. Entsprechend dieser Ergebnisse wird bei der

nachfolgenden Beschreibung der Ereignislagen auf eine zeitliche Zuordnung dieser verzichtet.

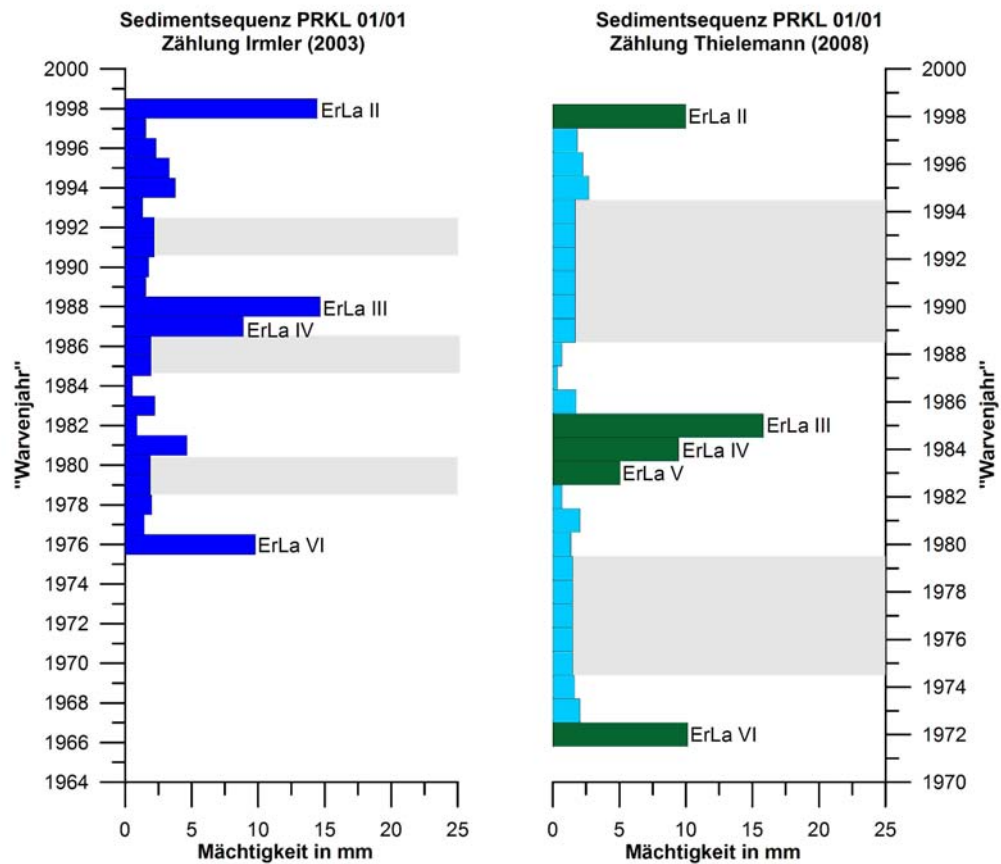


Abbildung 54: Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PRKL 01/01 IRMLER (Originaldatensatz) (links) und Zählung Sedimentsequenz zwischen ErLa II und ErLa VI PRKL 01/01 THIELEMANN (2008) (rechts)

4.2.4.2 Kolbenlotkern PRKL 01/06

In Abbildung 55 (links) sind die Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse des Kerns PRKL 01/06 bis in die Kerntiefe von 1450 mm dargestellt. Dünnschliffe liegen zwar bis in eine Kerntiefe von 2100 mm vor, allerdings wurden diese auf Grund zu mächtiger Bereiche mit sedimentären Störungen nur bis in die Kerntiefe von 1450 mm ausgewertet. Zusätzlich enthält die Abbildung 55 (rechts) eine Vergrößerung des oberen Abschnittes, in dem die parallelisierten Ereignislagen mit PRKL 01/01 markiert sind.

Insgesamt wurden 25 potentielle Ereignislagen identifiziert. Die identifizierten Ereignislagen im Sedimentkern PRKL 01/06 lassen sich hinsichtlich ihres Aufbaus in die zwei Ereignistypen (A und B) unterteilen (Anhang 21).

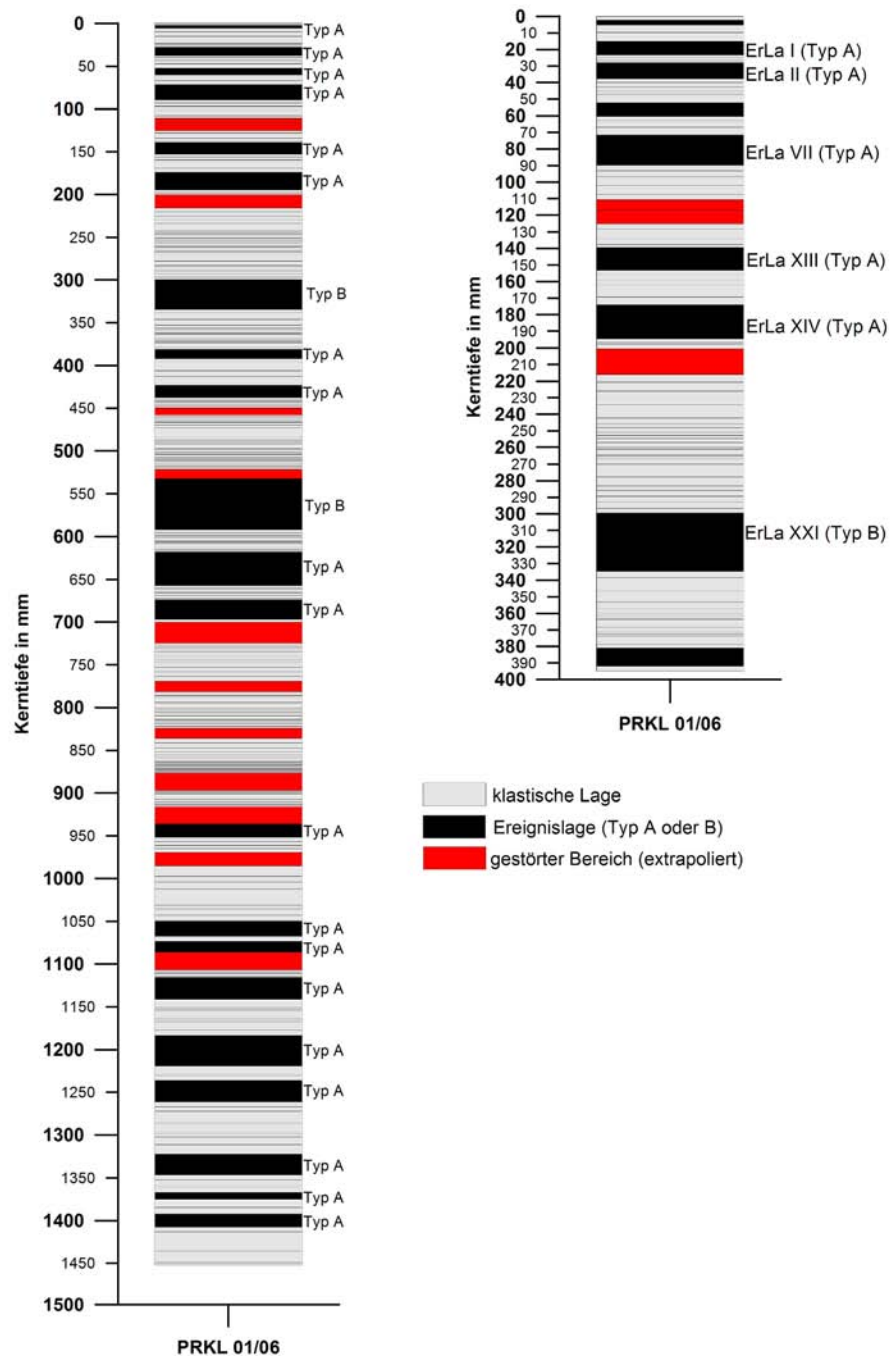


Abbildung 55: Lagenbeschreibung des Sedimentkernes PRKL 01/06 bis 1450 mm Kerntiefe (links) und Lagenbeschreibung für den parallelisierten Abschnitt mit PRKL 01/01 unter Angabe der Bezeichnungen nach NOWACKI (2008) für die identifizierbaren Ereignislagen (rechts)

Die gradierte Ereignislage ErLa I (15,1 bis 23,2 mm GKT) weist in diesem Kern eine Mächtigkeit von 8,1 mm auf. Pflanzenreste an der Basis konnten nicht gefunden werden. Im Gegensatz dazu enthält die Basis von Referenzereignislage ErLa II eine Vielzahl an Pflanzenresten. Die Mächtigkeit dieser Lage (28,0 bis 37,8 mm GKT) beträgt 9,8 mm. Diese Lage zeigt eine

deutliche Gradierung (Typ A). Eine Zuordnung der Ereignislagen ErLa III, IV, V und VI war auch aufgrund der Mikrofaziesanalyse nicht möglich. Identifiziert werden konnte hingegen die Ereignislage ErLa VII (71,6 bis 89,8 mm GKT) mit einer Mächtigkeit von 18,2 mm. Neben einer Vielzahl an Pflanzenresten weist auch diese Ereignislage eine deutliche Gradierung auf. ErLa XIII (139,3 bis 153,2 mm GKT) hat eine Mächtigkeit von 13,9 mm. Diese Lage ist gradiert und weist an der Basis eine Vielzahl an Pflanzenresten auf. Den gleichen Aufbau zeigt auch die 20,7 mm mächtige Ereignislage ErLa XIV (174,1 bis 194,8 mm).

Die Ereignislage ErLa XXI (289,6 bis 334,7 mm GKT) hingegen ist durch einen komplexeren Aufbau charakterisiert. Diese 35,1 mm mächtige Ereignislage weist eine aus organischem und klastischem Material bestehende Wechsellagerung im Basisbereich auf (Teil 1). Die organischen Komponenten setzen sich aus Nadeln und Stängelresten zusammen und zeigen eine Gradierung, die z.T. invers ausgebildet ist. An klastischen Komponenten lassen sich Dolomit-, Calcit- und vereinzelt Quarzminerale identifizieren. Darüber folgt Teil 2, der sich aus einer feineren Wechsellagerung dieser organischen und klastischen Komponenten zusammensetzt. Abgeschlossen wird ErLa XXI durch einen gradierten Abschnitt (Teil 3), der dem Ereignistypus A ähnelt.

Zusätzlich wurden noch 18 weitere Ereignislagen (ER 01 bis ER 18) identifiziert (Tabelle 4). Zwei davon liegen im Abschnitt oberhalb von ErLa XXI (ER 01 und ER 02). Die Mächtigkeiten dieser Ereignislagen schwanken deutlich von 3,0 mm (ER 01) bis 58,9 mm (ER 05). Bis auf ER 05 wurden alle Ereignisse dem Typus A zugeordnet.

Tabelle 4: Beschreibung der Ereignislagen ER 01 bis ER18

Ereignis	GKT (mm)	Mächtigkeit (mm)	Typ	Beschreibung
ER 01	2,3-5,3	3	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit vereinzelt Pflanzenresten an der Basis
ER 02	52,2-60,4	8,2	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit vereinzelt Pflanzenresten an der Basis
ER 03	381,0-391,1	10,9	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 04	423,0-437,5	14,5	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 05	532,2-592,0	59,8	B	Sand-organische Komponenten (Pflanzenreste: Fichte, Lärche, Tanne)- Sand-organische

				Komponenten (Pflanzenreste: Fichte, Lärche, Tanne)-Sand-Wechselagerung, gradiert (Sand- Tonfraktion), darüber gradiert, z. T. invers (Schluff- bis Tonfraktion), in Toplage sind zwei Kiefernadeln eingebettet; <i>flame structures</i> und <i>load casts</i> an Basis
ER 06	618,2- 657,4	39,2	A	gradiert mit Pflanzenresten und Feinsand an der Basis
ER 07	674,0-697,0	23,0	A	gradiert mit Pflanzenresten an der Basis
ER 08	936,0-951,5	15,5	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 09	1049,7-1067,3	17,6	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 10	1073,1-1086,0	12,9	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 11	1115,8-1128,9	13,1	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 12	1128,9-1141,4	12,5	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 13	1183,4-1219,2	35,8	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 14	1236,3-1261,0	24,7	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 15	1322,1-1346,6	24,5	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 16	1366,9-1375,0	8,1	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 17	1392,2-1407,5	15,3	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis
ER 18	1413,4-1436,2	22,8	A	gradiert (Schluff- bis Tonfraktion) mit Pflanzenresten an der Basis

Abbildung 56 zeigt die Gegenüberstellung der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse des Kerns PRKL 01/01, gezählt durch IRMLER (2003) und des Kerns PRKL 01/06 für die äquivalente Sedimentsequenz von Ereignislage ErLa II (1998) bis ErLa XXI. Alle grau unterlegten Bereiche innerhalb der nachfolgenden Abbildungen sind auch hier nach der Methode von IRMLER (2003) extrapoliert. ErLa III, ErLa IV, ErLa V und ErLa VI konnten, wie bereits erwähnt, im Kern PRKL 01/06 nicht zugewiesen werden. Die Ereignislage ErLa VII, im Kern PRKL 01/01 ins Jahr 1968 datiert, wurde im Kern PRKL 01/06 ins Jahr 1988 gestellt. ErLa XIII, im Kern PRKL 01/01 im Jahr 1946 abgelagert, findet sich im Kern PRKL 01/06 im Jahr 1974. Eine ähnlich große zeitliche Diskrepanz ergibt sich für ErLa XIV. Diese Ereignislage datierte IRMLER (2003) ins Jahr 1930. Die Zählung ergab für die entsprechende Lage im Kern PRKL 01/06 das Jahr 1968. Auch bei Ereignislage ErLa XXI weicht das Zählergebnis deutlich ab. Zwischen der Datierung im Kern PRKL 01/01 (1879) und der Datierung im Kern PRKL 01/06 (1937) liegen 58 „Warvenjahre“.

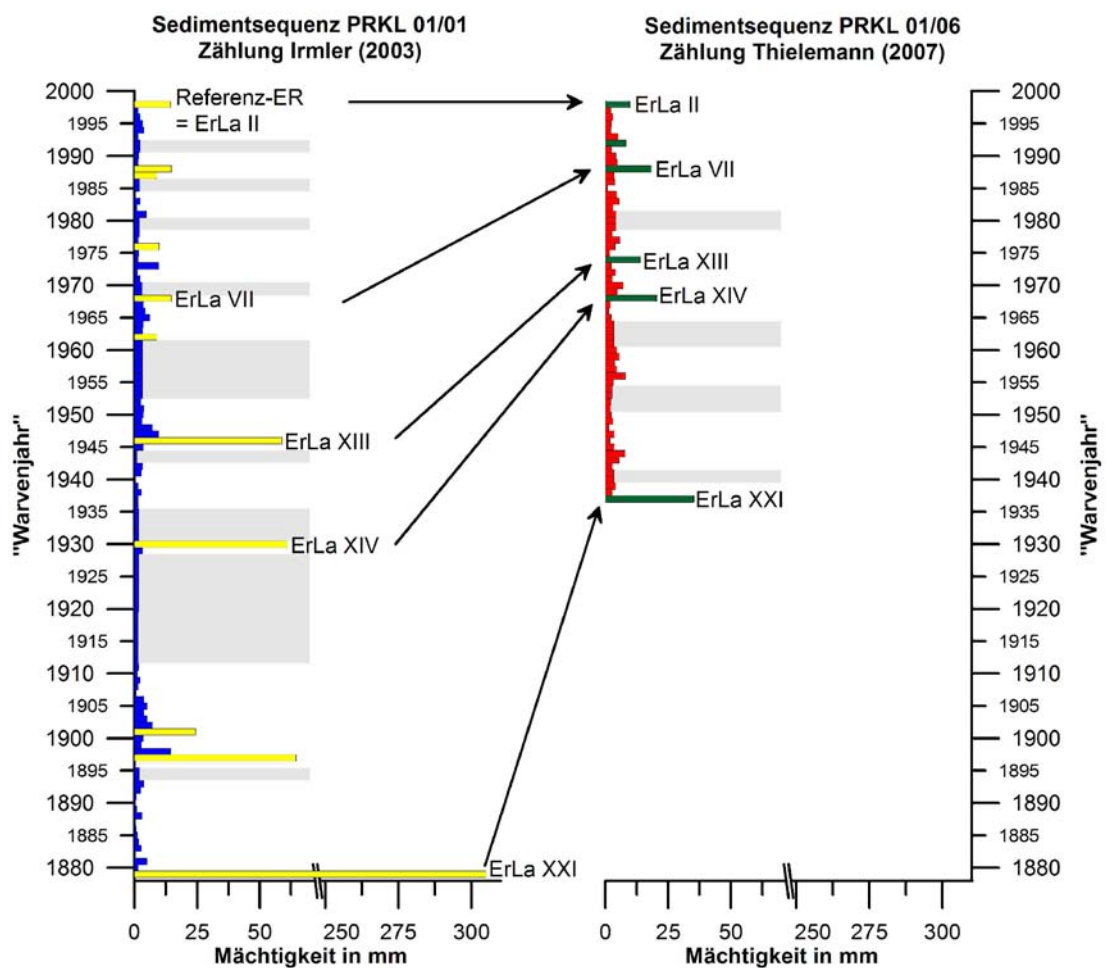


Abbildung 56: Zählung PRKL 01/01 IRMLER (2003) (links) und PRKL 01/06 THIELEMANN (2007) (rechts) zwischen ErLa II und ErLa XXI

Die Ergebnisse der Gegenüberstellung der Sedimentsequenz von Ereignislage ErLa II bis ErLa VII der Sedimentkerne PR 03/06 und PRKL 01/06 sind in Abbildung 57 graphisch umgesetzt. ErLa III, ErLa IV, ErLa V und ErLa VI konnten, wie bereits unter Kapitel 4.2.4.2 beschrieben, nicht zugewiesen werden. Die identifizierte Ereignislage ErLa VII ist im Kern PR 03/06 ins Jahr 1957 „gezählt“ worden, währenddessen sich für die gleiche Lage im Kern PRKL 01/06 das Jahr 1988 ergibt.

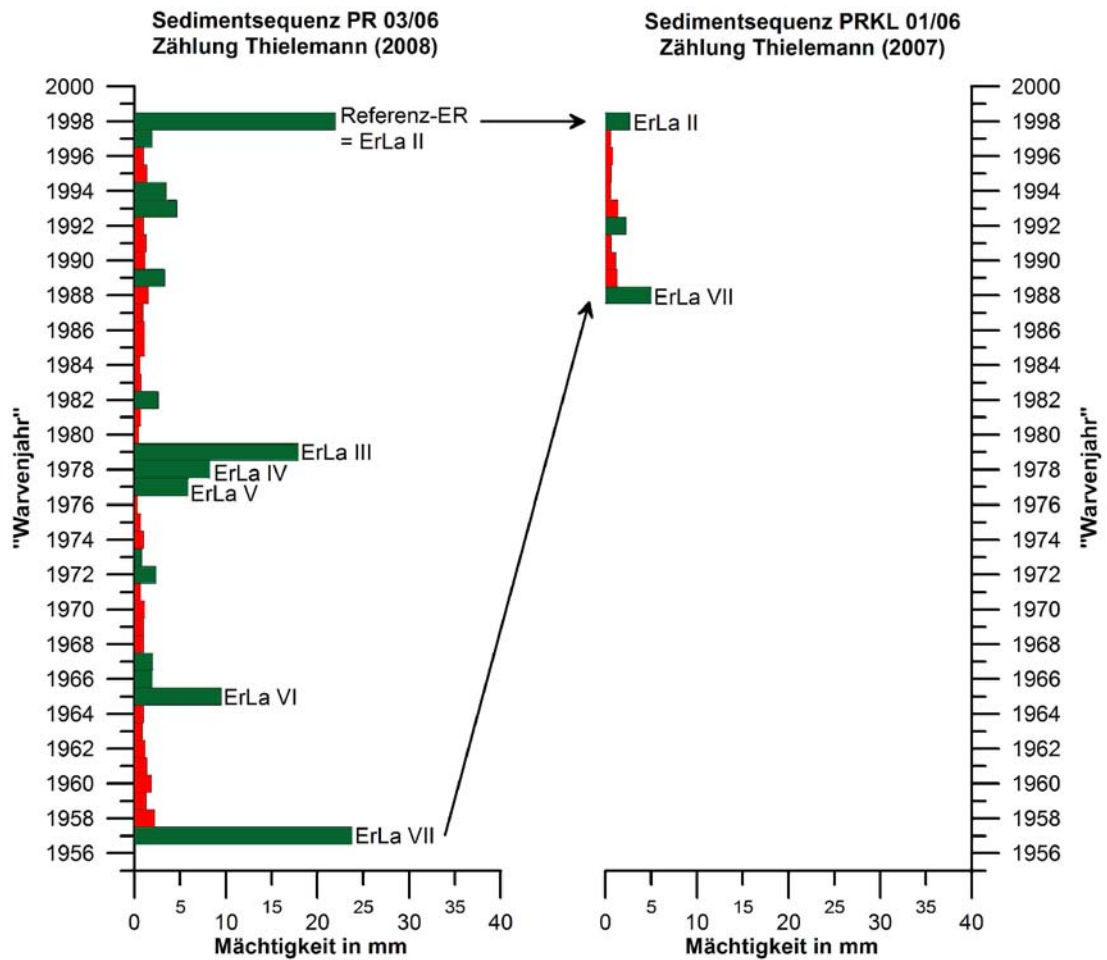


Abbildung 57: Zählung PR 03/06 zwischen ErLa II und ErLa VII THIELEMANN (2008) (links) und Zählung PRKL 01/06 zwischen ErLa II und ErLa VII THIELEMANN (2007) (rechts)

4.3 Sedimentverteilungen und Faziesveränderungen ausgewählter Ereignislagen

4.3.1 Referenzereignislage ErLa II

In Abbildung 58 sind die Faziesveränderungen, vgl. DROHMANN & NEGENDANK (1993), der Referenzereignislage Erla II im Seebecken am Beispiel der Kerne PR 10/08, PR 41/08 und PR 37/08 dargestellt. Bei PR 10/08, einem Kern aus dem südlichen Teil des Sees, fällt eine deutlich ausgeprägte Sandlage im Basisbereich auf. Im zentralen Profundal und im Bereich des Nebenbeckens fehlt diese Sandlage allerdings.

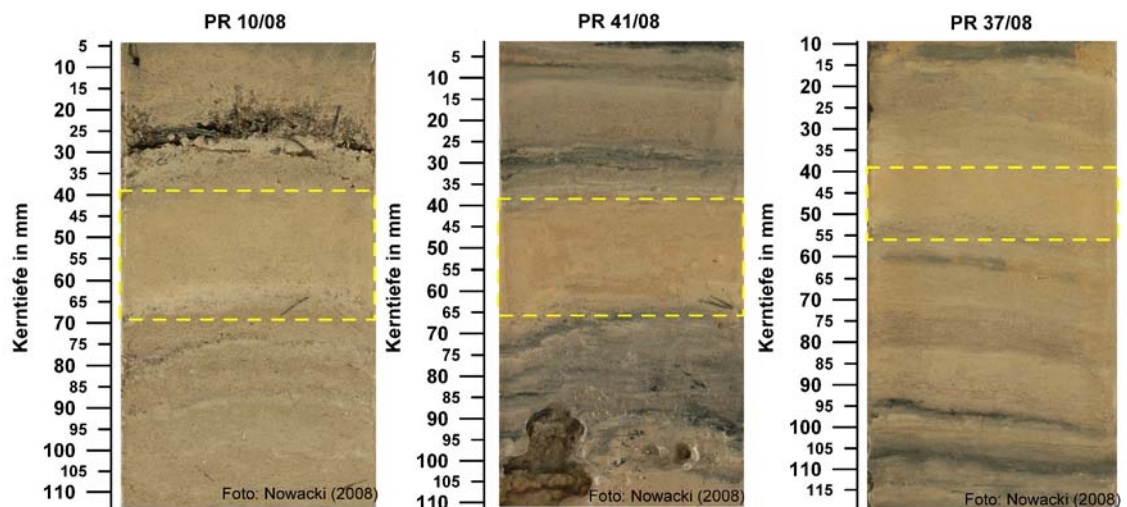


Abbildung 58: ErLa II am Beispiel von PR 10/08, PR 41/08 und PR 37/08

Die Mächtigkeitsverteilungen, d.h. der gesamten Lage sowie der Sandlage unterhalb des Referenzereignisses ErLa II nach NOWACKI (2008), sind in den Abbildungen 59 und 60 dargestellt. Insgesamt zeigt diese Lage eine beckenweite Verbreitung bis in den nördlichen Bereich des Sees, wenngleich die Mächtigkeiten in diese Richtung abnehmen. Die größten Mächtigkeiten (>25 mm) werden im zentralen Profundal erreicht. Auch hinter der Stufe konnten noch Mächtigkeiten bis 15 mm registriert werden. In einigen Kernen des südlichen bzw. südöstlichen Beckens unterliegt ErLa II eine Sandlage (vgl. Abbildung 60). Die Maximalmächtigkeit dieser liegt bei 7 mm. Diese Sandlage zeigt eine Spornförmige Verbreitung in Richtung Ostufer.

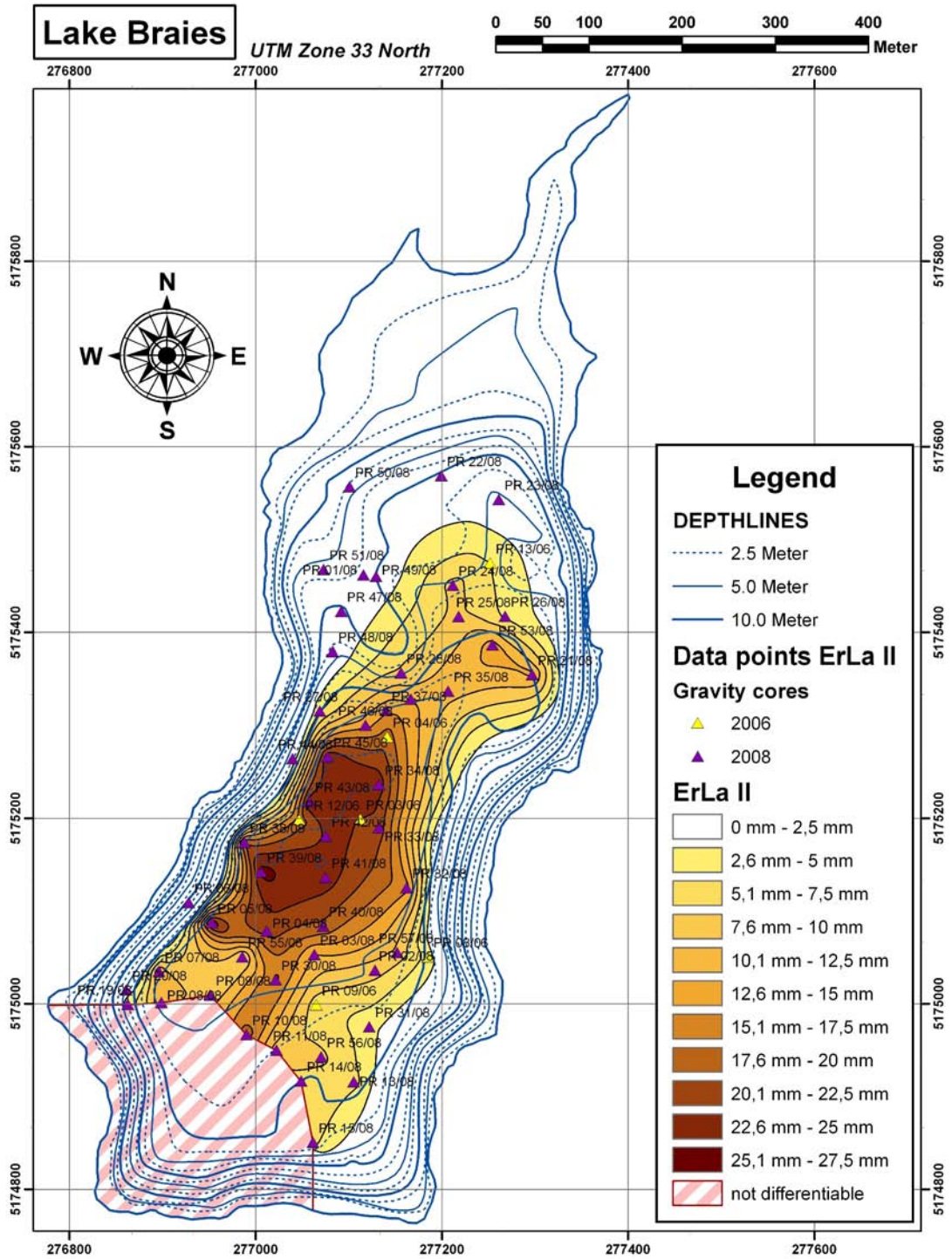


Abbildung 59: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa II gesamt (aus: NOWACKI 2008)

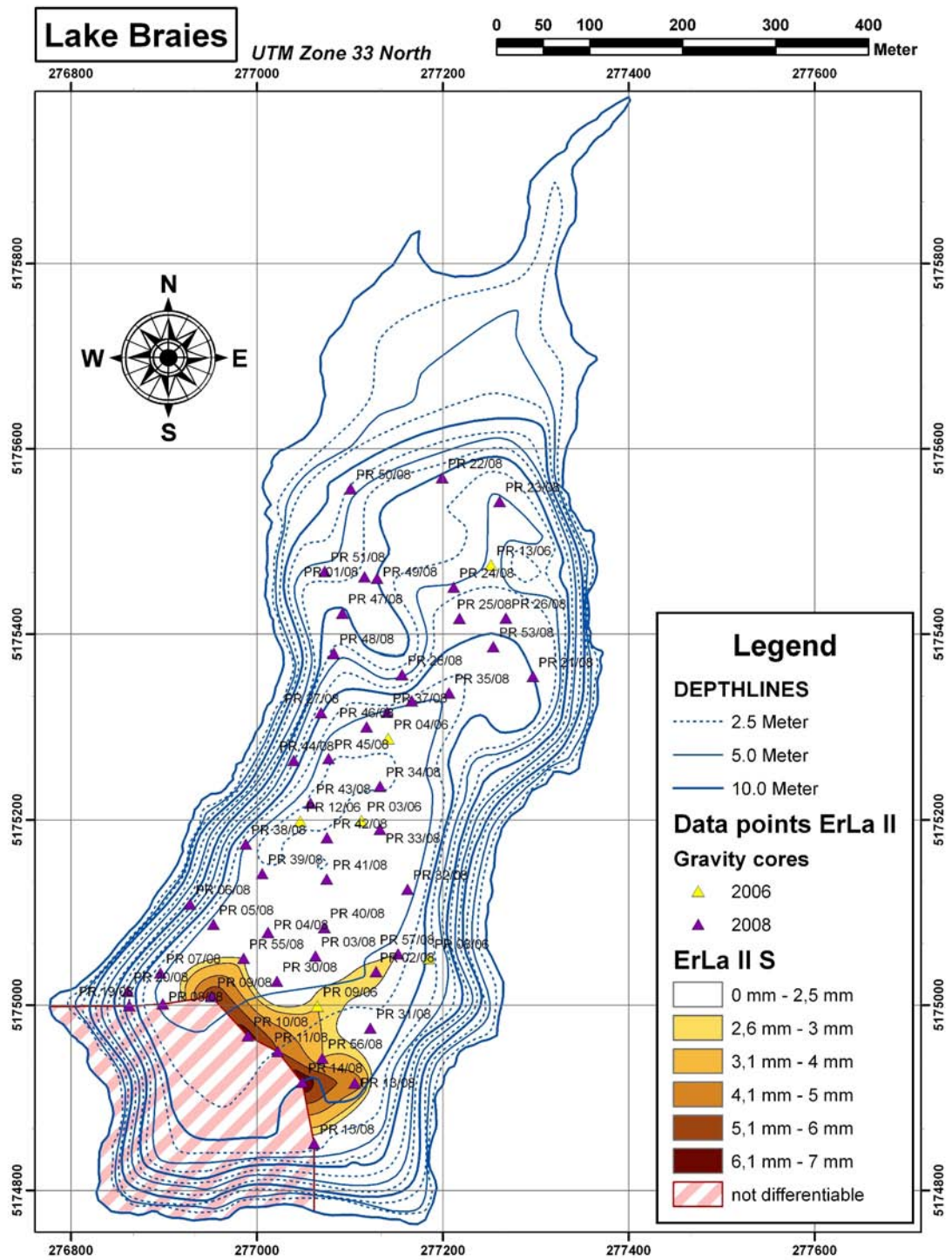


Abbildung 60: Interpolation der Mächtigtkeitsverteilung von ErLa II Sandlage (aus: NOWACKI 2008)

Die Mikrofaziesanalysen der Referenzereignislage ErLa II (Abbildung 61) in den Kernen PR 03/06, PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot bestätigen eine Abnahme der Gesamtmächtigkeiten vom Profundal (24,5 mm) ins Nebenbecken hin (11,5 mm), vgl. auch NOWACKI (2008). An der grobklastischen (schluffigen-sandigen) Basis finden sich Pflanzenreste. Bei diesen handelt es sich vorrangig um Nadeln, Blatt- und Stängelreste. Diese weisen eine annähernd horizontale Einregelung auf. Innerhalb der Lage nimmt die Häufigkeit der Pflanzenreste von der Basis zum Top hin ab. In Richtung des Nebenbeckens ist des Weiteren eine deutliche Verringerung der Mächtigkeit des Basisbereichs sowie auch der Häufigkeit und Größe der Pflanzenreste zu verzeichnen. Die klastischen Komponenten werden durch Dolomit- und Calcitminerale sowie vereinzelt Quarzen gebildet. Der Übergang der Ereignislage zur unterlagernden Sedimentsequenz ist deutlich ausgeprägt. Des Weiteren sind *flame structures* und *load casts* zu erkennen. Die Toplage besteht aus feinklastischem (feinschluffig-tonigem) Material. Auch deren Mächtigkeit nimmt vom Profundal in Richtung des Nebenbeckens hin ab.

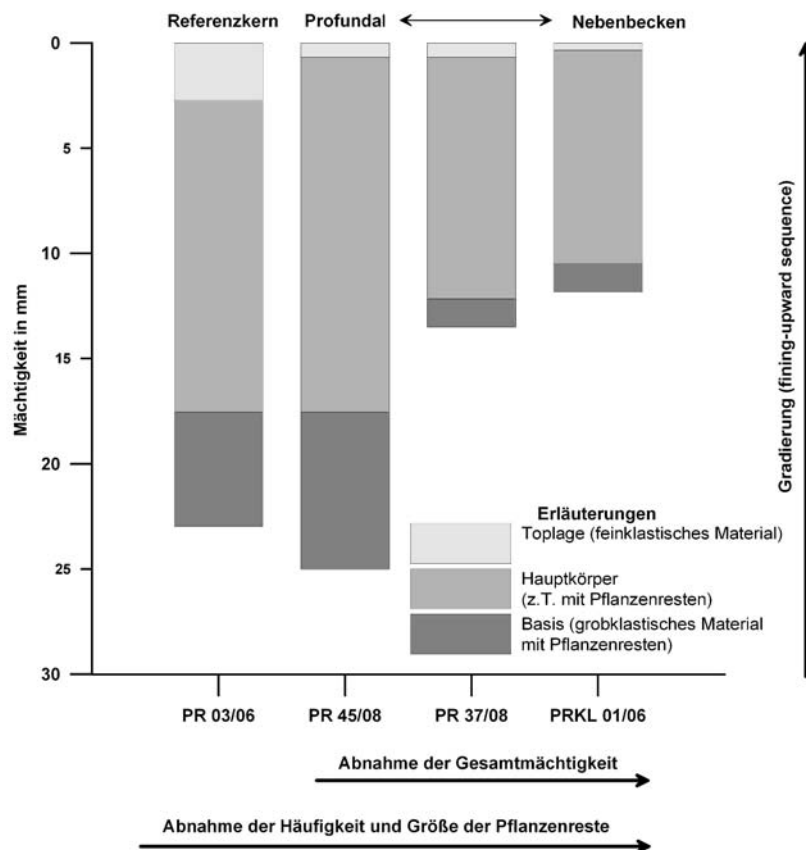


Abbildung 61: schematische Darstellung der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse Ereignislage ErLa II - Referenzlage zu IRMLER (2003) - der Sedimentkerne PR 03/06 (Referenzkern), PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot

4.3.2 Ereignislage ErLa XIII

Wie schon Ereignislage ErLa II, so gehört auch ErLa XIII zu den signifikanten Ereignislagen in der Sedimentsequenz des Prager Wildsees. Auch diese Lage ist beckenweit verbreitet, wie die Abbildung 62 zeigt. In den, im südlichen und zentralen Teil des Sees gelegenen Kernen (z.B. PR 08/08 und PR 41/08) fallen zum Teil mächtige Nadel- und Sandlagen im Basisbereich dieser Ereignislage auf. Im Bereich des Nebenbeckens fehlen diese jedoch. Hier sind die Mächtigkeiten der Lage ebenfalls deutlich geringer.

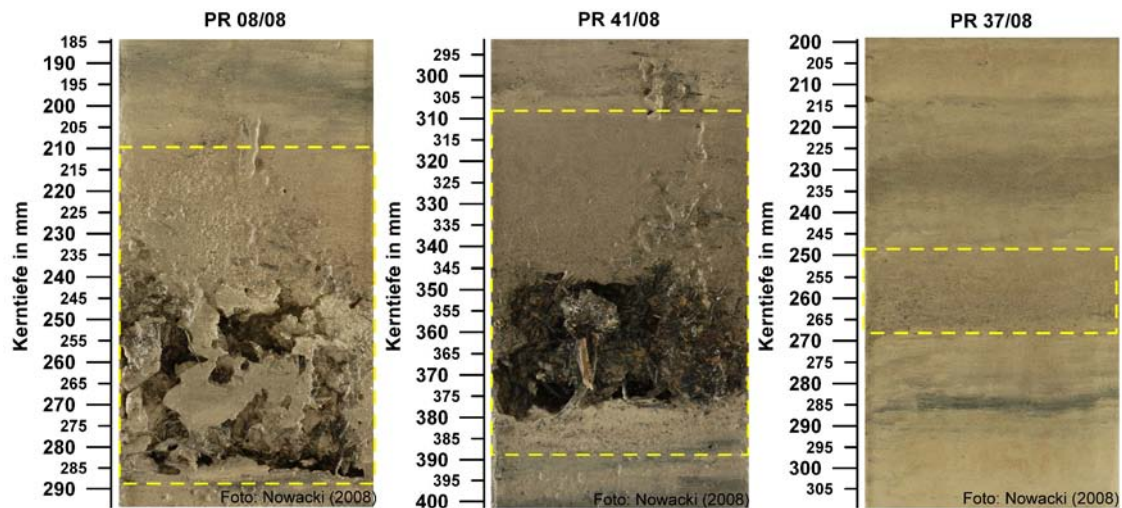


Abbildung 62: ErLa XIII am Beispiel der Kerne PR 08/08, PR 41/08 und PR 37/08

In der Verteilungskarte in Abbildung 63 erkennt man, das ErLa XIII im zentralen Profundal Mächtigkeiten von >70 mm, hinter der Stufe, im Nebenbecken jedoch nur etwas mehr als 40 mm erreicht. In Abbildung 64 ist die Mächtigkeitsverteilung der unterlagernden Wechsellagerung aus sandigem und organischem Material dargestellt. Diese Wechsellagerung erreicht im zentralen Profundal noch Mächtigkeiten von über 5 mm. Im westlichen Teil des Sees ergibt sich ein punktuell Maximum (PR 04/08), verursacht durch eine mächtige Nadellage.

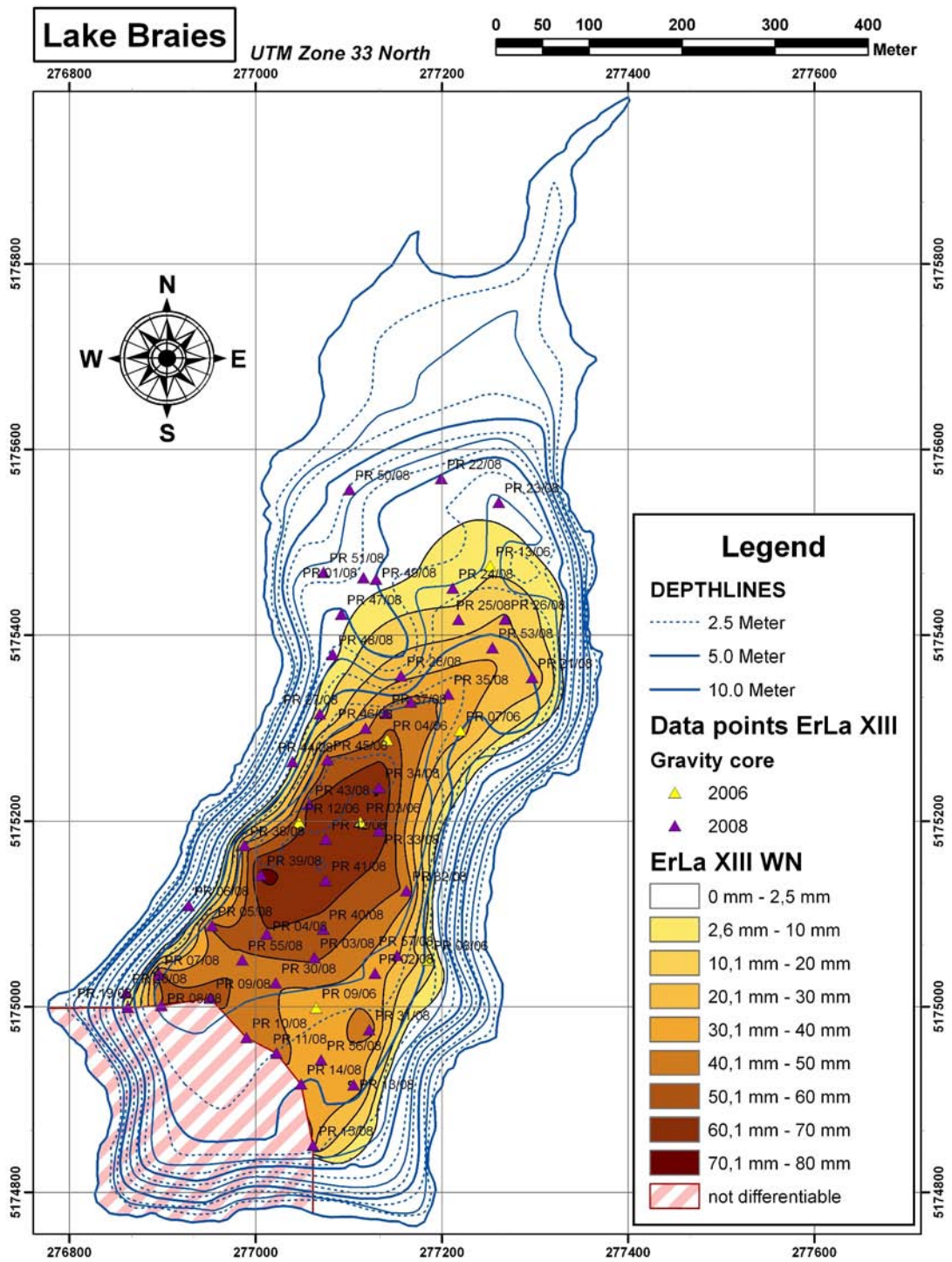


Abbildung 63: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von ErLa XIII ohne Abschnitt der Wechsellagerung aus klastischen und organischen Komponenten (aus: NOWACKI 2008)

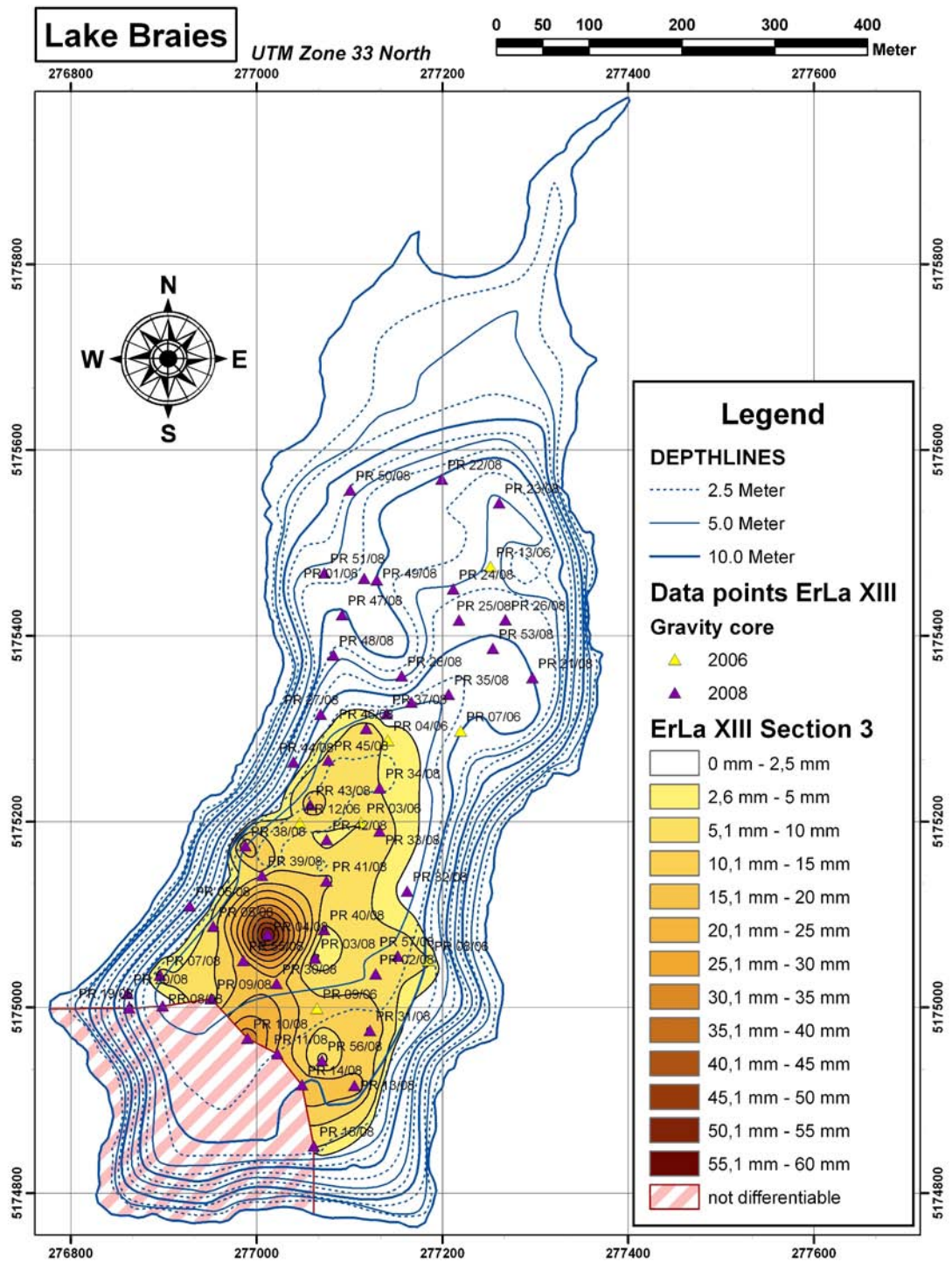


Abbildung 64: Interpolation der Mächtigtkeitsverteilung von ErLa XIII; Abschnitt der Wechsellagerung aus klastischen und organischen Komponenten (aus: NOWACKI 2008)

Nach dünnstufmikroskopischer Analyse der Transektkerne fällt bei Ereignislage XIII (Abbildung 65) die Abnahme der Gesamtmächtigkeit (60,8 mm bis 15,9 mm) bei gleichzeitiger Abnahme der Häufigkeit und Größe der Pflanzenreste vom Profundal ins Nebenbecken auf. Im Basisbereich sind *flame structures* und *load casts* zu erkennen. Die unterlagernde Sedimentsequenz weist im Referenzkern die geringsten Störungen auf. In Richtung Nebenbecken wird diese unterlagernde Sequenz diffus und weist eine Reihe von sedimentären Störungen auf.

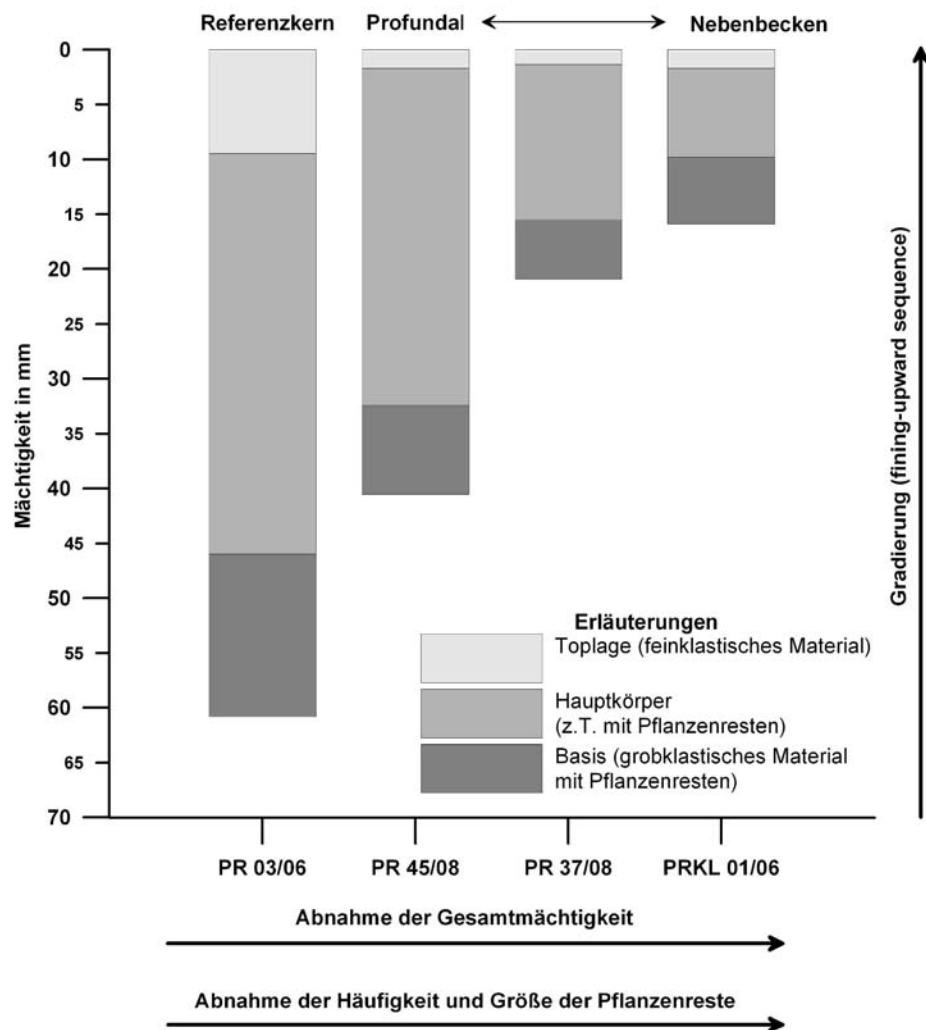


Abbildung 65: schematische Darstellung der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse der Ereignislage ErLa XIII der Sedimentkerne PR 03/06 (Referenzkern), PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot

4.3.3 Ereignislage ErLa I

Ereignislage ErLa I, hier durch die Kerne PR 14/08, PR 41/08 und PR 37/08 repräsentiert, ist ebenfalls durch eine beckenweite Verbreitung gekennzeichnet (vgl. Abbildung 66). Bereits makroskopisch auffällig ist bei der Mehrzahl der Kerne das Fehlen eines Basisbereiches. Ausnahmen bilden lediglich die Kerne PR 07/08 und PR 10/08. Eine Sand-Nadel-Lage konnte nur in PR 10/08 nachgewiesen werden, vgl. NOWACKI (2008). ErLa I wird zumeist aus einem gradierten, hellen, feinklastischem oberen Abschnitt und einem deutlich mächtigerem, grobklastischen aber homogenen Hauptkörper aufgebaut. Dieser enthält eine große Anzahl von Pflanzenrestkleinstfragmenten, die auch für die braune Färbung der Lage verantwortlich sind.

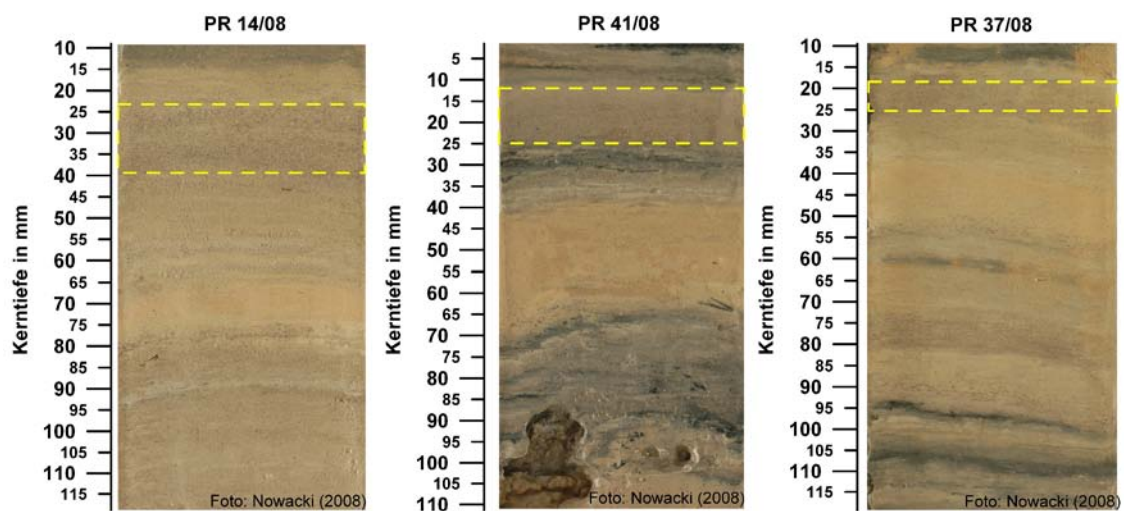


Abbildung 66: ErLa I am Beispiel der Kerne PR 14/08, PR 41/08 und PR 37/08

Bei ErLa I ist die Tatsache interessant, dass sich die Lage in Richtung des oberirdischen Abflusses, im Seebecken verbreitet hat (Abbildung 67). Das Hauptmaximum ihrer Mächtigkeit (>20 mm) findet sich im östlichen Profundal. Im südlichen bzw. südwestlichen Teil des Sees findet sich ein zweites Maximum. Auch hier werden Mächtigkeiten bis 20 mm erreicht. Auffällig ist der Einfluss des Fächers B in diesem Bereich der Ablagerungen. Ein drittes „Maximum“ wird durch den Kern PR 28/08 markiert.

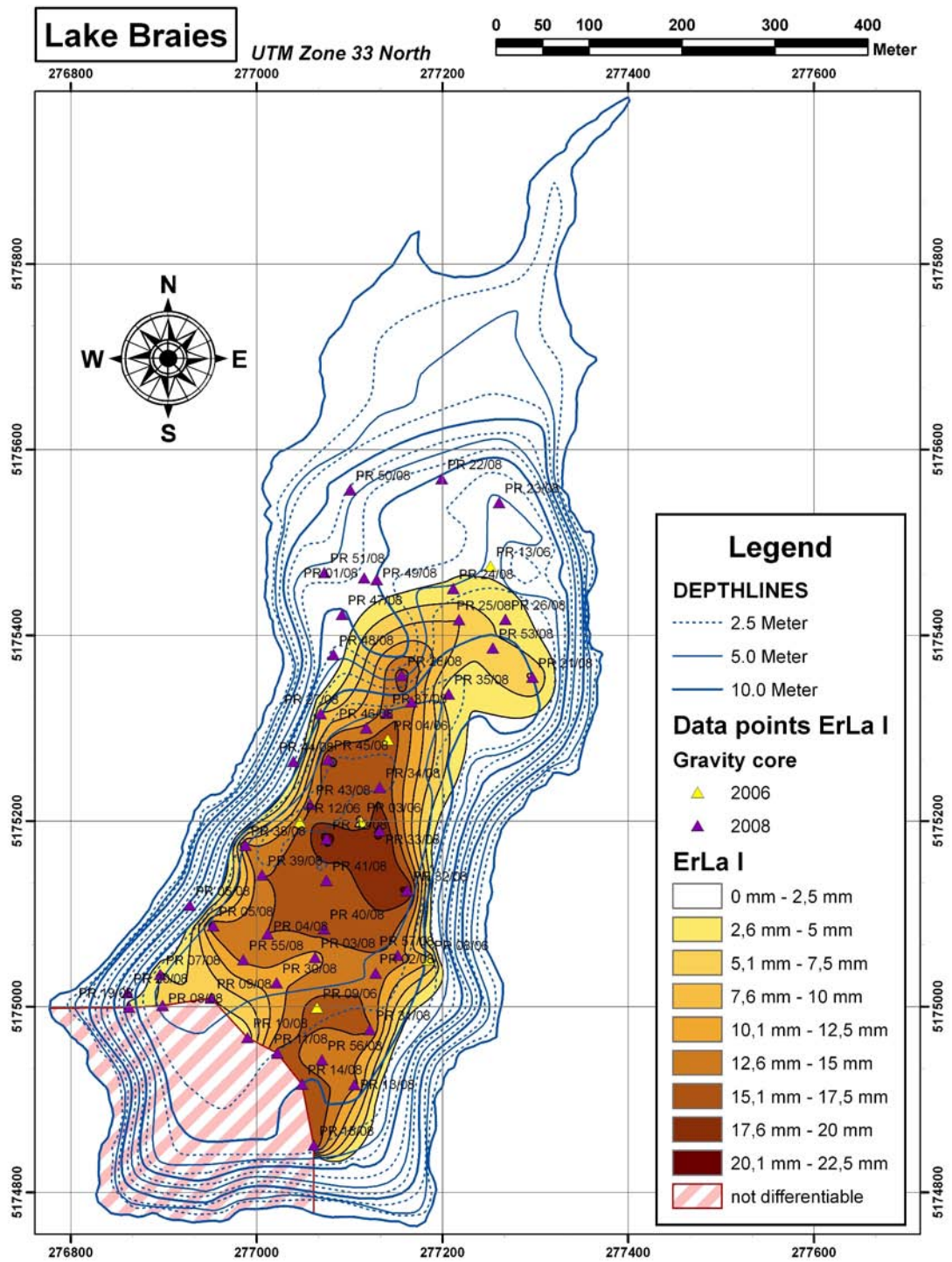


Abbildung 67: Interpolation der Mächtigtkeitsverteilung von ErLa I (aus NOWACKI 2008)

Die Ereignislage ErLa I (Abbildung 68) weicht nach dünnstliffmikroskopischer Analyse im Aufbau von den bisher beschriebenen Ereignislagen ErLa II und ErLa XIII ab. Ein Basisbereich als solches ist bei den untersuchten Kernen PR 03/06, PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot nicht zu erkennen. Diese Lage ist somit nur zweigeteilt. Der obere Teil von ErLa I besteht aus feinklastischen Komponenten, die eine deutliche Gradierung aufweisen. Im Gegensatz dazu ist der Hauptkörper der Lage nahezu homogen und mit Kleinstfragmenten an Pflanzenresten durchsetzt.

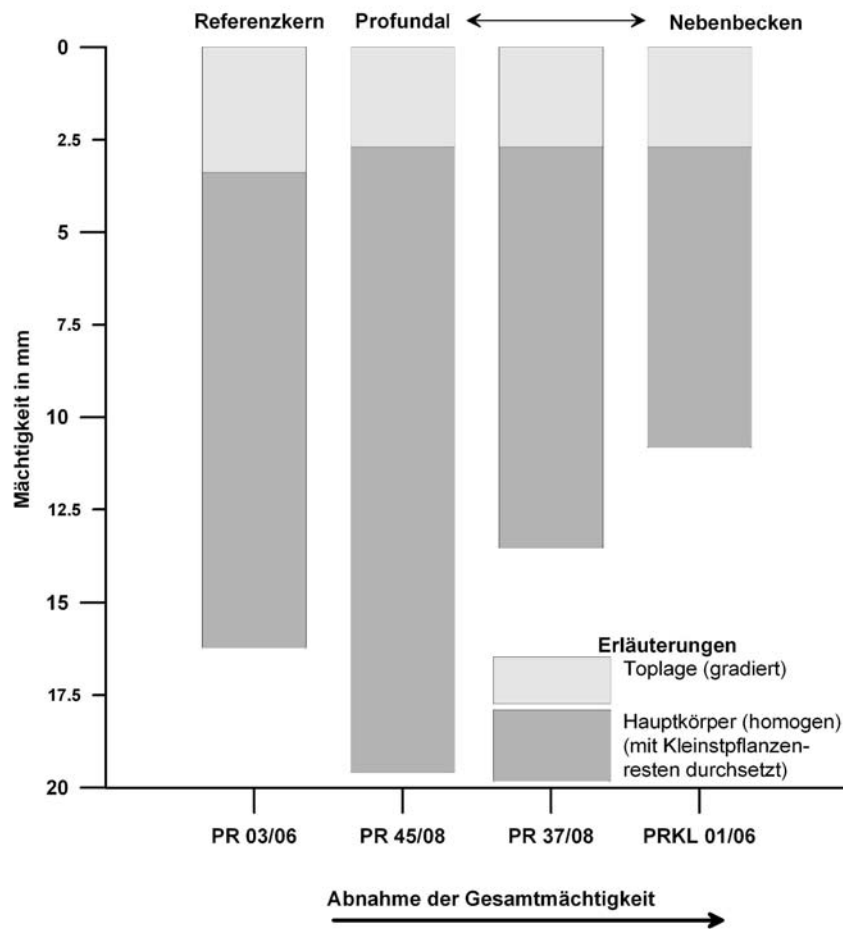


Abbildung 68: schematische Darstellung der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse der Ereignislage ErLa I der Sedimentkerne PR 03/06 (Referenzkern), PR 45/08, PR 37/08 und PRKL 01/06 Pilot

4.3.4 Ereignislage ErLa XIV

In Abbildung 69 werden die Faziesveränderungen der Ereignislage ErLa XIV anhand der Kerne PR 31/08, PR 40/08 und PR 42/08 aufgezeigt. Dabei erkennt man bei PR 31/08 die mächtige Sandlage im Basisbereich, die im Profundal jedoch fehlt. In den Kernen PR 40/08 und PR 42/08 zeigen sich im Basisbereich nahezu horizontal eingeregelter Pflanzenreste, teilweise als Wechsellagerung mit klastischem Material (Feinsand).

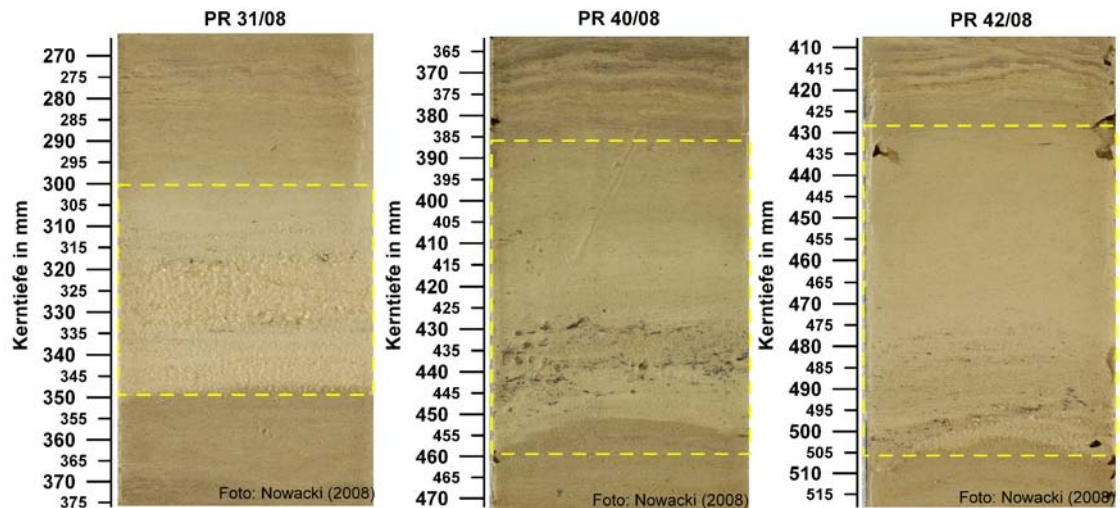


Abbildung 69: ErLa XIV am Beispiel der Kerne PR 31/08, PR 40/08 und PR 42/08

Das Verteilungsmuster der Ereignislage ErLa XIV (Abbildung 70) unterscheidet sich sowohl von den beschriebenen Ereignislagen ErLa II und ErLa XIII sowie auch von Ereignislage ErLa I. Das Mächtigkeitsmaximum findet sich im zentralen Profundal des Sees. Allerdings zeigt die Sandlage unter ErLa XIV (Abbildung 71) ein komplett anderes Verteilungsmuster. Diese hat ihr punktuell Maximum (PR 31/08) vor dem Fächer B und breitet sich zungenförmig nach Nordwesten ins westliche Profundal aus.

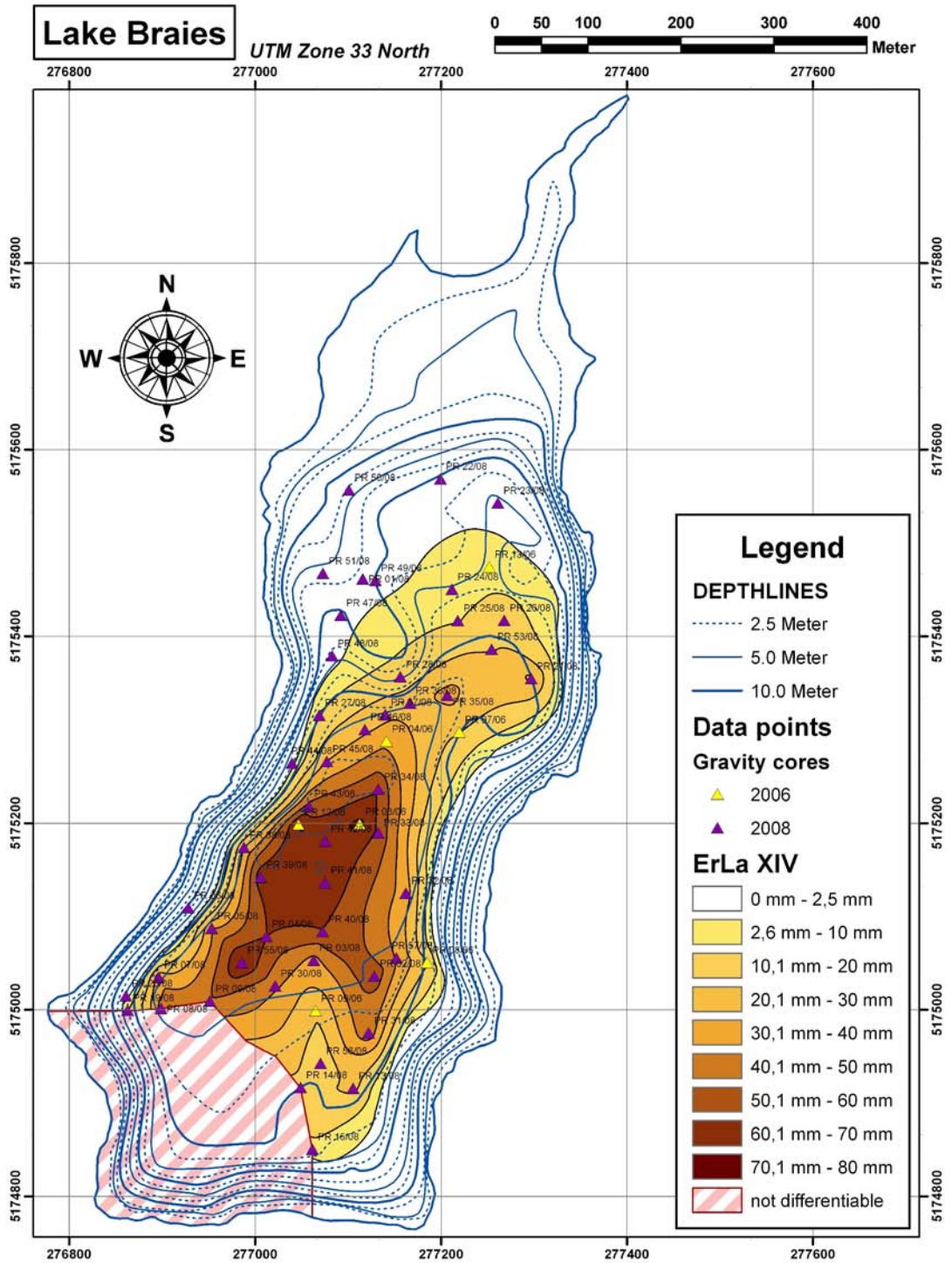


Abbildung 70: Interpolation der Mächtigtkeitsverteilung von ErLa XIV (aus NOWACKI 2008)

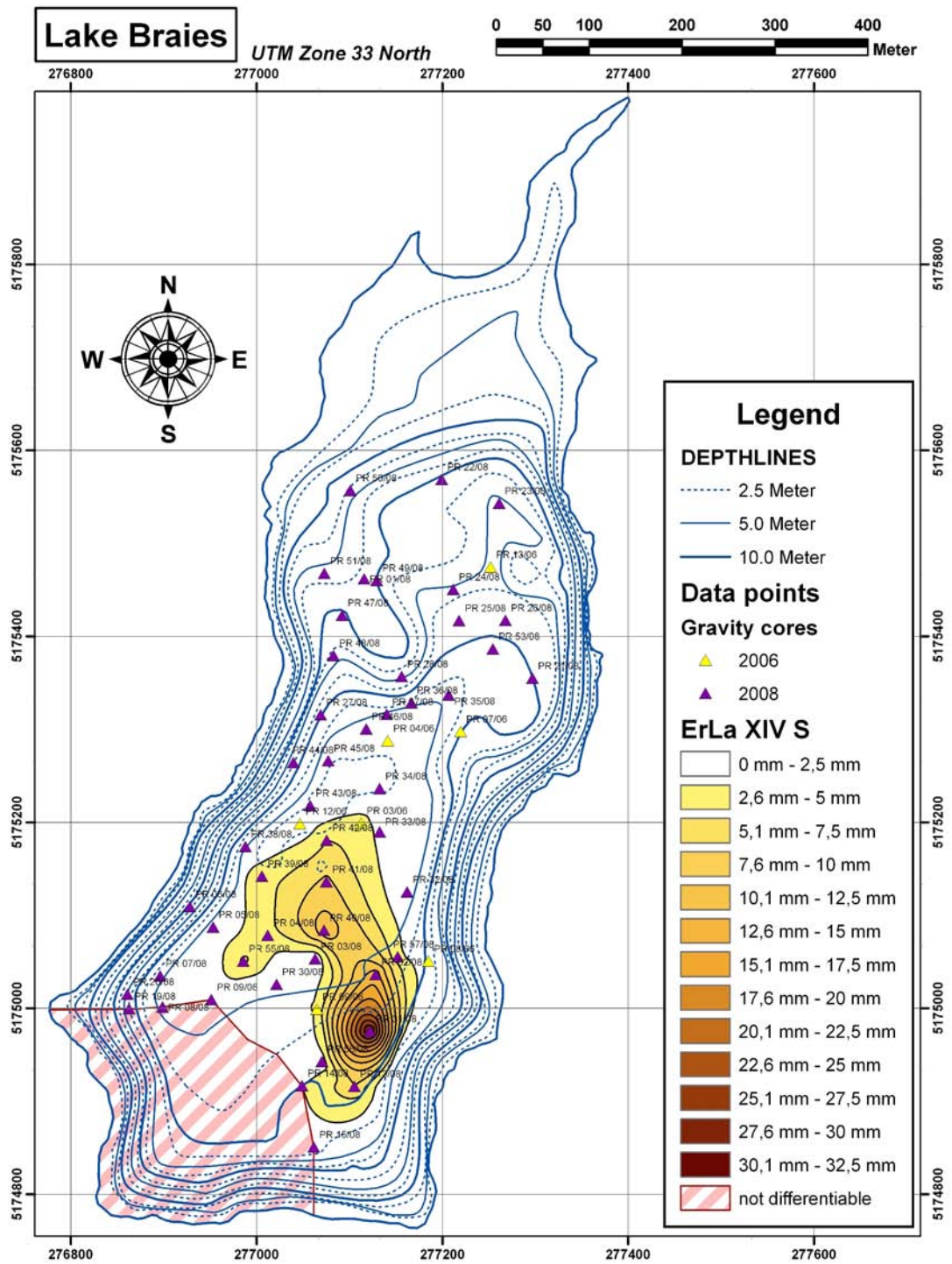


Abbildung 71: Interpolation der Mächtigtkeitsverteilung der Sandlage von ErLa XIV (aus NOWACKI 2008)

4.3.5 Bereich N2

Bei den von NOWACKI (2008) klassifizierten N-Bereichen handelt es sich um die bereits erwähnte Hintergrundsedimentation. N2 (Abbildung 72) repräsentiert die Ablagerungen zwischen den Ereignislagen ErLa I und ErLa II, hier repräsentiert durch die Kerne PR 14/08, PR 41/08 und PR 37/08. Im südöstlichen Teil des Sees (vgl. Kern PR 14/08) sind in N2 keine schwarzen Lagen zu erkennen. Im zentralen Profundal hingegen zeigen sich schwarze Verfärbungen in dieser Sedimentsequenz. Als sehr undeutlich und ohne schwarze Verfärbungen sind die Ablagerungen von N2 im Bereich des Nebenbeckens (PR 37/08) zu bezeichnen.

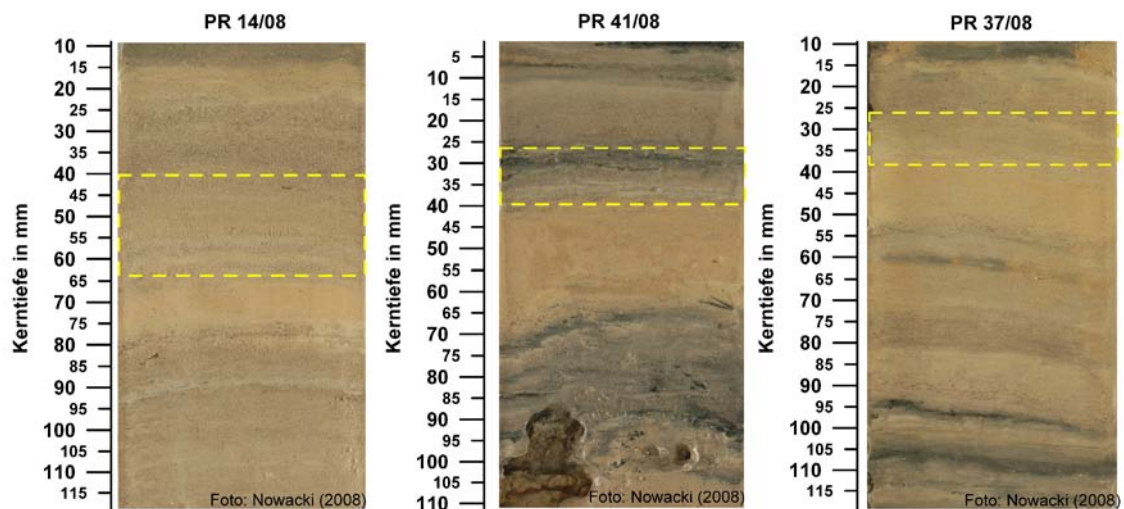


Abbildung 72: Bereich N2 am Beispiel der Kerne PR 14/08, PR 41/08 und PR 37/08

Das Verteilungsmuster von N2 zeigt ein multipunktuelltes Mächtigkeitsmaximum, bis 30 mm, im südlichen (Einflussbereich des Finsterbachdeltas und des Fächers D) bzw. südöstlichen Teil (Fächer B) des Seebeckens (Abbildung 73). Von dort aus breitet sich die Lage bandförmig in Richtung westliches Profundal über die kleine Stufe ins Nebenbecken aus. Auch hier werden noch Mächtigkeiten bis 20 mm erreicht. Es ist eine deutliche Orientierung der gesamten Sedimentsequenz in Richtung des unterirdischen Abflusses im Seezipfel zu erkennen.

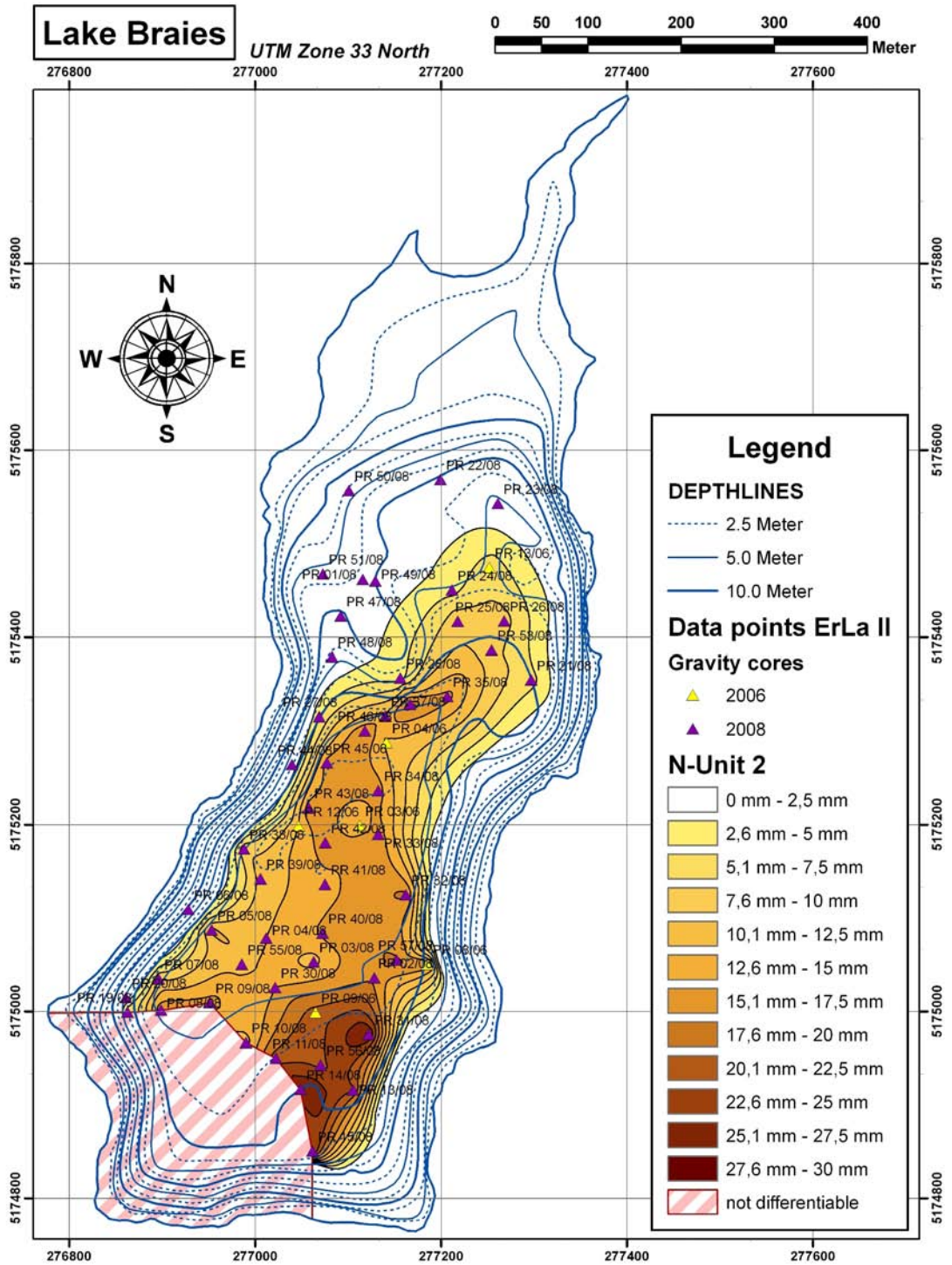


Abbildung 73: Interpolation der Mächtigtkeitsverteilung von N2 (aus: NOWACKI 2008)

4.3.6 Bereich N9

Die Sedimentsequenz N9 (Abbildung 74) repräsentiert die Ablagerungen zwischen den Ereignislagen ErLa XIII und ErLa XIV. Im südwestlichen Teil (PR 09/08) sind diese am mächtigsten. Einige Bereiche innerhalb dieser Sedimentsequenz zeigen Spuren einer schwarzen Verfärbung. Noch deutlicher treten diese im Bereich des zentralen Profundals auf (PR 41/08). Die Mächtigkeiten sind allerdings niedriger als im südlichen Seebecken. Im Bereich des Nebenbeckens (PR 37/08) enthalten die Ablagerungen der Sedimentsequenz N9 immer noch schwarze Verfärbungen. Besonders deutlich sind die einzelnen Laminae bei diesen drei Kernen allerdings nicht ausgebildet.

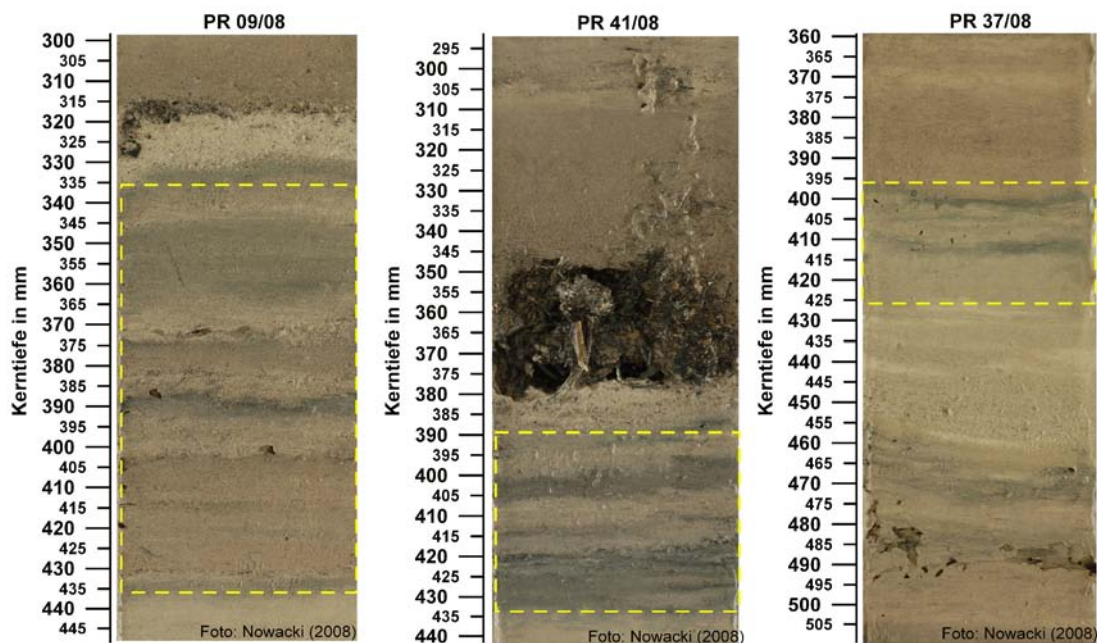


Abbildung 74: Bereich N9 am Beispiel der Kerne PR 09/08, PR 41/08 und PR 37/08

Etwas anders ist die Mächtigkeitsverteilung von N9 (Abbildung 75). Diese Sedimentsequenz ist auch durch deutlich höhere Maximalmächtigkeiten charakterisiert. So werden im südwestlichen Teil des Seebeckens (Einflussbereich des Finsterbachteltas), Mächtigkeiten von über 100 mm erreicht. Von dort aus, ist die Sedimentsequenz annähernd wellenförmig im gesamten Seebecken verbreitet. Über die kleine Stufe hinaus zeigt N9 einen nasenförmigen Verlauf in Richtung des unterirdischen Abflusses im nordöstlichen „Zipfel“ des Sees.

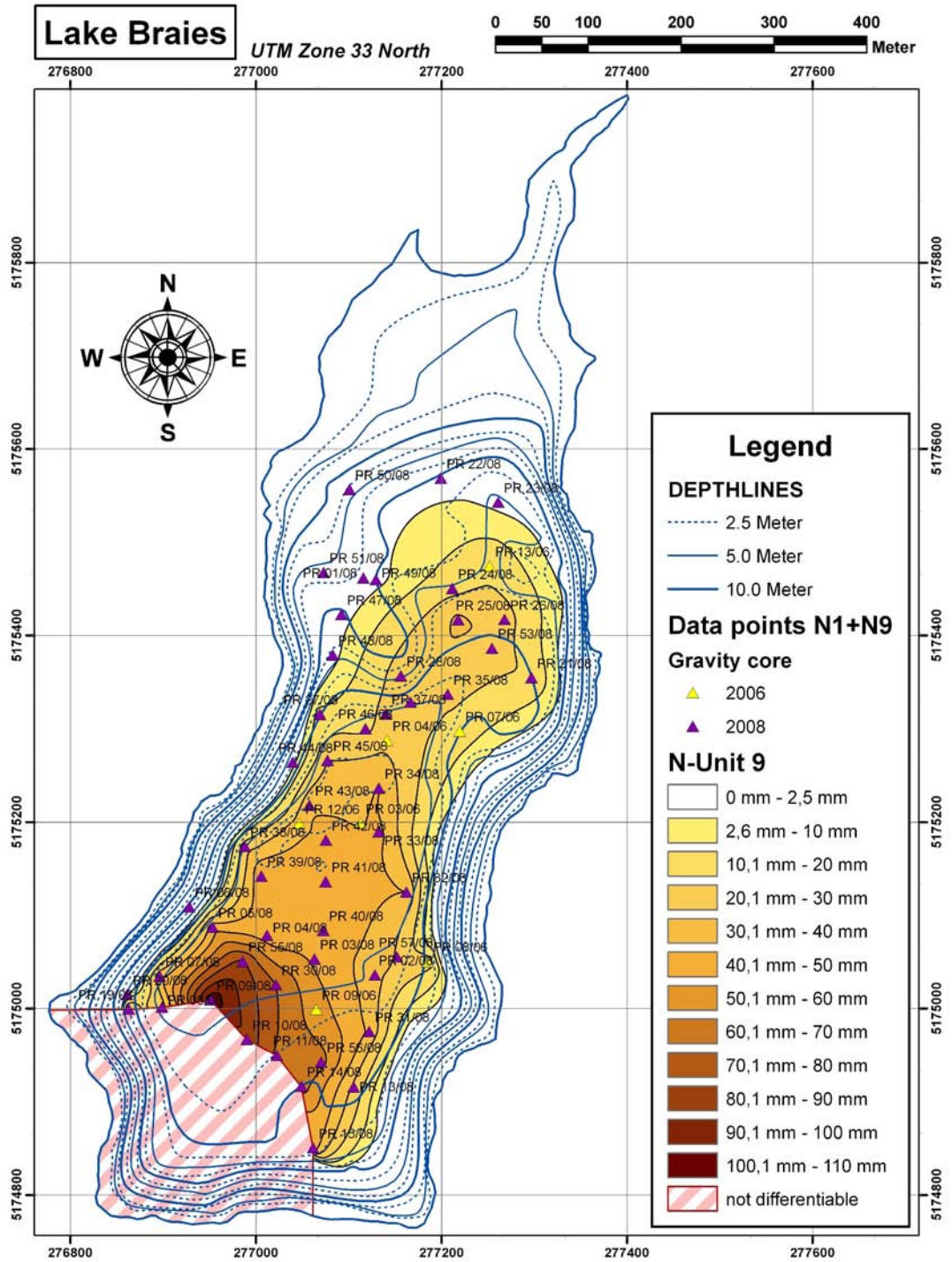


Abbildung 75: Interpolation der Mächtigkeitsverteilung von N9 (aus: NOWACKI 2008)

4.4 AMS-¹⁴C-Datierungen

In Tabelle 5 sind die Ergebnisse der AMS-¹⁴C-Datierungen am Sedimentkern PRKL 01/06 unter Angabe der Probennummer, der Entnahmetiefe, der Materialart, des ¹³C/¹²C-Ratios, des gemessenen ¹⁴C-Alters BP, des konventionellen ¹⁴C-Alters BP und des kalibrierten ¹⁴C-Alters BP (INTCAL04 2σ, 95% Wahrscheinlichkeit) zusammengefasst. In den Anhängen 22-25 finden sich die jeweiligen Datenblätter der vier Proben. Diese enthalten außerdem die Altersangaben für 1σ, 68% Wahrscheinlichkeit. Um die Vergleichbarkeit der Ergebnisse der AMS-¹⁴C-Datierungen zwischen dem Vorgängerprojekt und dem aktuellen Projekt zu gewährleisten, wurden alle konventionellen AMS-¹⁴C-Alter auch mit der Software *OxCal* v3.8 kalibriert, da IRMLER (2003) mit *OxCal* v3.5 arbeitete. Die sich dabei ergebenden Unterschiede sind so minimal, dass die „Konsistenz“ der kalibrierten AMS-¹⁴C-Alter zwischen beiden Studien gewährleistet ist. Die graphische Umsetzung der Datierungsergebnisse ist in Abbildung 76 (links) dargestellt.

Tabelle 5: Ergebnisse der AMS-¹⁴C-Datierungen am Kolbenlotkern PRKL 01/06 nach *IntCal*. (Beta Analytics Inc.)

Probennummer	Kerntiefe in cm	Materialart	¹³ C/ ¹² C ‰	¹⁴ C-Alter BP (gem.)	¹⁴ C-Alter BP (konv.)	¹⁴ C-Alter cal. BP
Beta-254013	191,0-192,0	Pflanzenreste	-24,1	2140 ±40	2150 ±40	2160 ±150
Beta-254014	236,0-237,0	Pflanzenreste	-23,9	3830 ±50	3850 ±40	4280 ±130
Beta-254015	243,5-244,5	Pflanzenreste	-24,7	3880 ±40	3880 ±40	4290 ±130
Beta-254016	244,5-245,0	Sediment	-27,0	4290 ±50	4260 ±50	4770 ±110

Für die Kerntiefe 191,0 bis 192,0 cm (terrestrische Pflanzenreste) wurde ein kalibriertes ¹⁴C-Alter von 2160 ±150 Jahre BP ermittelt. Daraus ergibt sich für den oberen Kernabschnitt eine theoretische durchschnittliche Sedimentationsrate von 0,09 cm/a (0,9 mm/a). Für den Abschnitt von 191,5 bis 236,5 cm Kerntiefe (terrestrische Pflanzenreste) errechnet sich eine theoretische durchschnittliche Sedimentationsrate von 0,02 cm/a (0,2 mm/a). Zwischen der Datierung in 244,0 cm Kerntiefe (terrestrische Pflanzenreste an der Basis einer Ereignislage) und der in 244,75 cm Kerntiefe (Sediment aus Hintergrundsedimentation) liegt ein Zeitraum von 480 cal. BP-Jahren.

Entsprechend der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse des Kerns PRKL 01/06 (vgl. Kapitel 4.2.2) fällt bei der Gegenüberstellung der „Warvenalter“ BP und der Alter cal. BP, wie auch beim Kern PRKL 01/01 von IRMLER (2003) beschrieben, eine große zeitliche Diskrepanz zwischen den sedimentologischen und radiometrischen Befunden auf (Abbildung 76 rechts).

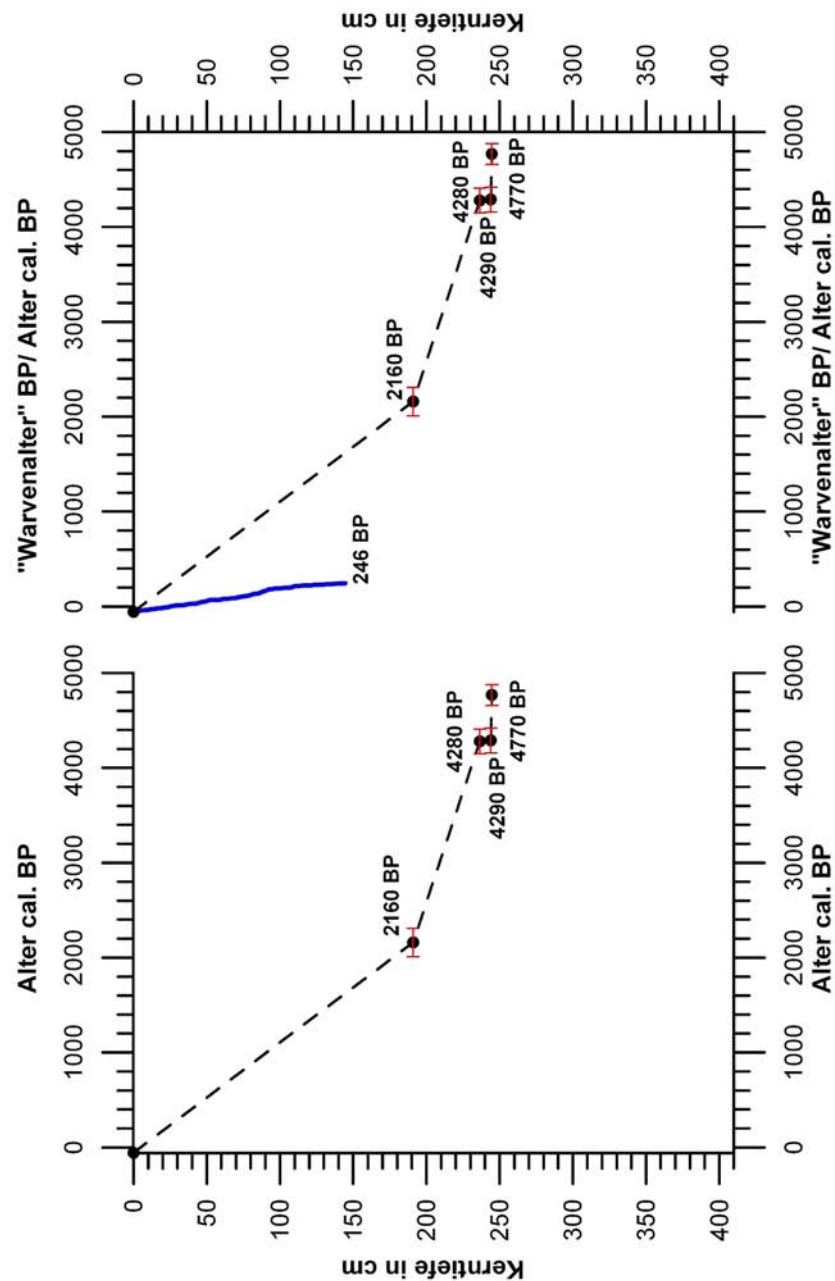


Abbildung 76: Alters-Tiefenmodell PRKL 01/06 (links) und Gegenüberstellung „Warvenalter“ BP und Alter cal. BP für den Kerns PRKL 01/06 (rechts)

5 Interpretation der Ergebnisse

5.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik

In den Ablagerungen des Zeitraums vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 konnten neben den zwei autochthon gebildeten auch drei allochthone, klastische Laminae identifiziert werden. Diese klastischen Lagen konnten in der Mehrzahl der im Rahmen dieser Studie untersuchten Sedimentkerne (vgl. NOWACKI 2008) sowie auch in den Dünnschliffen des Sedimentkernes PR 03/06 (vgl. 4.2.4.1) zweifelsfrei nachgewiesen werden (Abbildung 77).

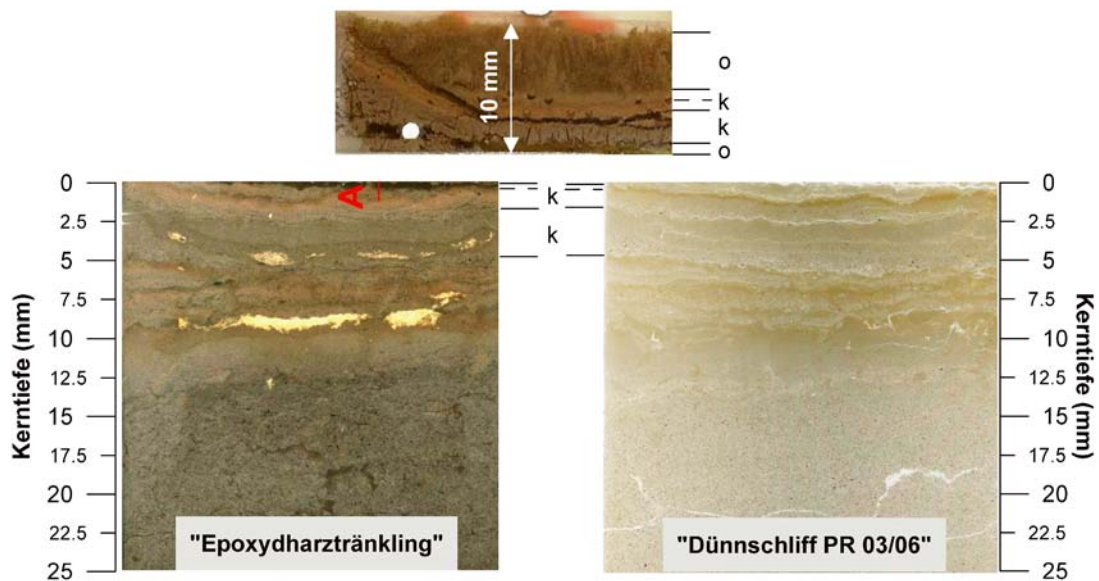


Abbildung 77: Transformation des Rezentdatensatzes (LZSFE, F1) in den Referenzkern PR 03/06 (Epoxydharztränking, gespiegelt)

Die Frage nach dem für die Ablagerung relevanten auslösenden Prozess ist schwierig zu beantworten. Da während dieses Untersuchungszeitraums keine Temperatursensoren sowie auch kein Strömungsmesser im See installiert waren, kann der Tag bzw. der Zeitraum des potentiellen Eintrages nachträglich nur schwer rekonstruiert werden. Nach Auswertung der Niederschlagsdatensätze der Klimastation St. Veit, des einzigen zur Verfügung stehenden Parameters, kämen für die Ablagerung, wie bereits in Kapitel 4.1.1.2 beschrieben, mehrere Zeitpunkte (05.07.2005: 43,8 mm, 08.07.2005: 30,2 mm, 27.07.2005: 52,6 mm, 12.08.2005: 32,0 mm und 18.09.2005: 31,6 mm) in Frage. In den monatlichen Berichten des HYDROGRAPHISCHEN AMTES DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2005a, b, c) lassen sich Hinweise auf erhöhte Niederschläge, in Begleitung von Gewittern, in den Monaten Juni, Juli und August finden. Allerdings beziehen sich die Beobachtungen und Angaben oft

auf die gesamte Region Südtirol bzw. auf die Station in Bozen, so dass in den Berichten nur überregionale Ereignisse abgebildet sind.

Als Eintragsquelle kommen theoretisch sowohl der Finsterbach, der das Grünwaldtal entwässert (vgl. Kapitel 2.1.3) als auch die Schuttfächer A und B in Frage. Der Materialeintrag an sich erfolgte wohl unterhalb des aktuellen Seespiegels. Unter Berücksichtigung der errechneten Gesamtsedimentfluxraten für die jeweiligen Wassertiefen (vgl. Tabelle 3) erscheint eine Einschichtung als „Filterspülung“ deutlich unterhalb der Thermokline als wahrscheinlich. Das Phänomen der „Filterspülung“ ist dabei wie folgt zu verstehen. Es ist davon auszugehen, dass die unterirdischen Teile der Schuttfächer als Speicher für die infiltrierten Feinsedimente fungieren. Infolge von Durchfeuchtung, verursacht beispielsweise durch einen rapiden Seespiegelanstieg, durch ein Dauerregen- oder Starkregenereignis bzw. durch das Tauen des Schnees im Frühjahr, wahrscheinlich wohl aber oft durch eine Kombination der genannten Faktoren, werden diese unterhalb des Seespiegels entleert und damit in den See eingetragen. Beobachtet werden konnte dieses Phänomen im Rahmen der Geländekampagne vom Juli 2008, vgl. Abbildungen 17a-c. Wie dieser Entleerungsmechanismus im Detail funktioniert, konnte im Rahmen dieser Studie allerdings nicht geklärt werden.

Allerdings könnten noch andere Prozesse wie subaquatische Hangrutschungen, beispielsweise am Finsterbachdelta, eine Rolle bei der Ablagerung dieser Ereignislage gespielt haben (vgl. u.a. DAUT 1998, GIRARD CLOS et al. 2007). Aufgrund der vorliegenden Niederschlagsdatensätze der Station St. Veit erscheint eine intensive Schneeschmelze in den Frühjahren 2005 und 2006 als verursachender Prozess eher unwahrscheinlich, aber nicht ausgeschlossen. Der Eintrag im Seebecken an sich erfolgte, wie bereits oben erwähnt, wohl unterhalb der ausgebildeten Thermokline als (grundnaher) *hyperpycnal flow*, der infolge von Turbulenzen im unteren Wasserkörper, verursacht durch den Eintrag, in einen *homopycnal flow* transformiert worden sein könnte (vgl. MULDER & ALEXANDER 2001). Nach deren Klassifikation (vgl. Abbildung 1, Kapitel 1.3.3.2) handelte es sich um *turbidity currents*.

Im Hauptuntersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 ließen sich zwei Zeitabschnitte deutlich erhöhter Gesamtsedimentfluxraten identifizieren (vgl. Abbildung 78).

Ein deutlich erhöhter Sedimenteintrag in den Zylinderfallen 5 m über Grund wurde im Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (F1: 48,9 g m² d⁻¹; F2: 36,8 g m² d⁻¹; F3: 18,9 g m² d⁻¹) festgestellt, vgl. Abbildung 78 (schwarzer Pfeil). An System F2, das vor dem Finsterbachdelta installiert war, wurden in allen drei Fallen, d.h. 25 m, 15 m und 5 m über Grund (bei 34 m Gesamtwassertiefe) signifikant erhöhte Gesamtfluxraten ermittelt. Im Gegensatz dazu ergab sich an Position F1 (Profundal) nur in der untersten Falle (5 m über Grund) ein

signifikant erhöhter Eintrag. An F3 zeigten die unterste (5 m über Grund) sowie die mittlere Falle (10 m über Grund) bei 30 Wassertiefe signifikant erhöhte Werte.

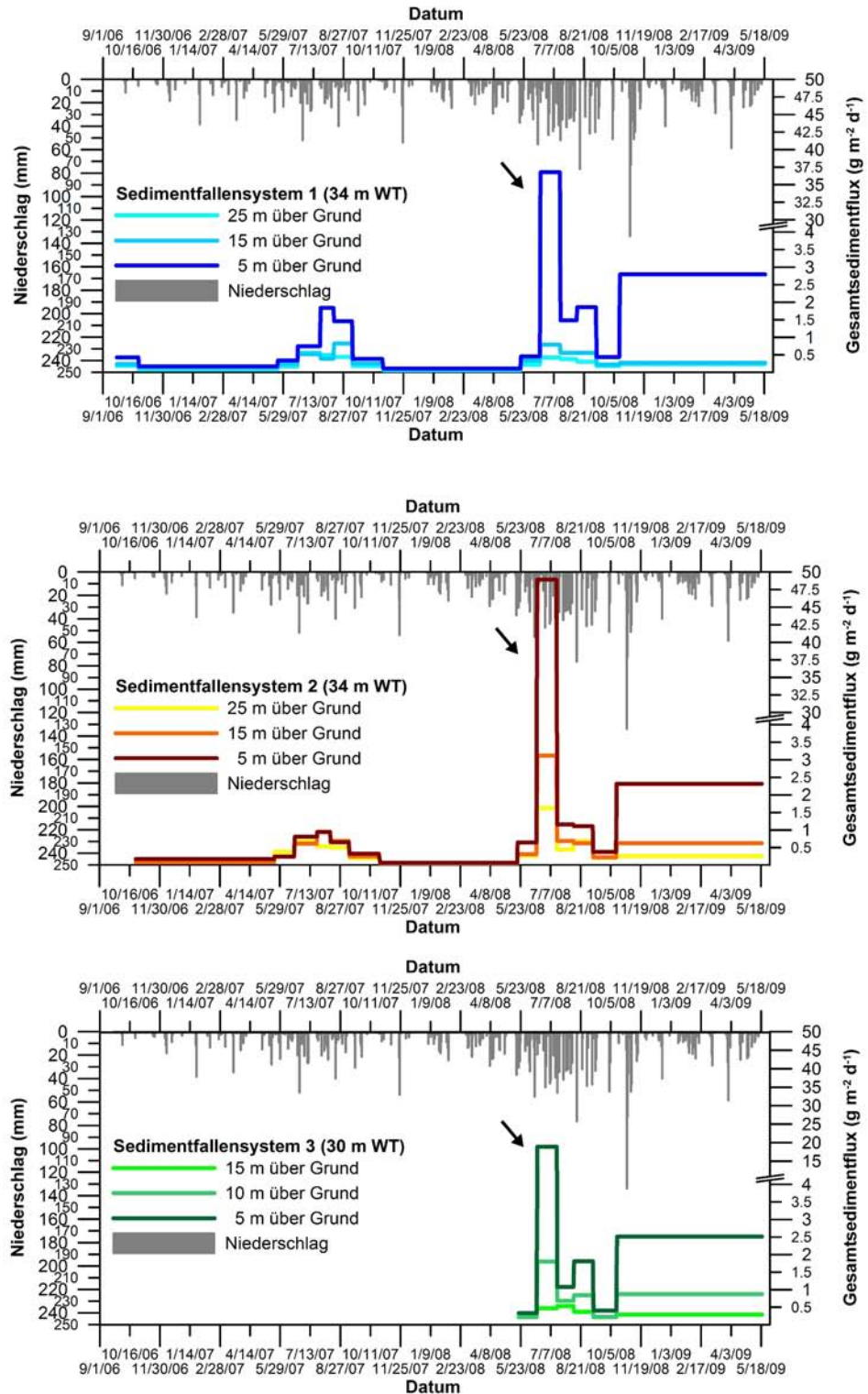


Abbildung 78: Gesamtsedimentfluss ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) und tägliche Niederschlagssummen an den Positionen F1 (oben), F2 (Mitte) und F3 (unten)

In den hochaufgelösten Niederschlagsdatensätzen der Station „Prager Wildsee“ fiel ein Niederschlagsereignis in der Nacht vom 29.06.2008 auf den 30.06.2008 auf. Innerhalb von 10 h fielen hier 76,8 l/m². Zwischen 23:00 und 24:00 Uhr wurden 30,2 l/m² registriert. An den im See installierten Temperatursensoren am Seegrund und 5 m über Grund konnten an allen drei Positionen erhöhte Wassertemperaturen von bis zu 1°C festgestellt werden (vgl. auch Abbildungen 23 und 24). Diese können ähnlich von den am Grimsensee beschriebenen Ergebnissen von BÜHLER et al. (2004) ein Hinweis auf einen suspensionsbeladenen Strom sein. Auf Grund des Fehlens eines Trübesensors ist jedoch nur die Erhöhung der Wassertemperatur sicher, es könnte sich somit auch nur um den Zutrag von suspensionsfreiem, wärmeren Niederschlagswassers handeln. Das HYDROGRAPHISCHE AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008a) verzeichnete ebenfalls schwere Regenfälle in der Nacht vom 29.06.2008 auf den 30.06.2008.

Am Strömungsmesser wurde in der Nacht vom 29.06.2008 auf den 30.06.2008 eine maximale Geschwindigkeit von 5,4 cm/s verzeichnet. Im Vergleich mit anderen Untersuchungen, wie beispielsweise am Bodensee (HOLLAN & SIMONS 1978), am Genfer See (GIOVANOLI & LAMBERT 1985) oder am Walensee (vgl. LAMBERT et al. 1984, HSÜ & KELTS 1985) sind die gemessenen Geschwindigkeiten als gering zu bewerten. Allerdings deuteten bereits die Messungen von ENGELEN (1972) auf geringe Strömungsgeschwindigkeiten im Prager Wildsee hin. Natürlich können die gemessenen Werte auf Grund des Messintervalls von 30 min auch unterrepräsentiert sein bzw. die Position des Strömungsmessers wurde von einem potentiellen Trübestrom nur „gestreift“.

Als Eintragsquelle kommt nach Auswertung der zur Verfügung stehenden Strömungsdaten nicht nur das Finsterbachdelta, sondern auch der Schuttfächer A im Nordosten des Sees in Frage. Dies wäre auch eine mögliche Erklärung für die Tatsache, dass am Strömungsmesser (Zuflussbereich Finsterbach) die signifikante Temperaturerhöhung zuletzt eingesetzt hat. Bei Starkniederschlägen erscheint ein potentieller (unterirdischer) Materialeintrag von den näher am See gelegenen Schuttfächern A und B (vgl. Abbildungen 17a-c) plausibler. Denkbar wäre auch, dass es in der Nacht des Ereignisses einen Eintrag aus zwei verschiedenen Richtungen, d.h. sowohl aus Richtung des östlichen Schuttfächers, als auch aus Richtung des Finsterbachs (Theorie 2), gab. Ein Indiz dafür liefern beispielsweise die sedimentologischen Analysen. So wurden erhöhte Sandgehalte von über 5% in unmittelbarer Nähe zum Grund an den Positionen F3, vor dem nordöstlichen Schuttfächer, sowie F2 und an der Position des Strömungsmessers ermittelt.

Auf Grund der nicht vorhandenen signifikanten geochemischen Unterschiede zwischen dem Material dieses Ereignisses und den Ablagerungen der anderen Untersuchungszeiträume kann allerdings auch nicht ausgeschlossen werden,

dass das Material durch starken Wellenschlag im Deltabereich, ausgelöst durch ein mit dem Niederschlagsereignis einhergehendes Sturmereignis, aus bereits im See sedimentiertem Material bereit gestellt wurde und dann von beiden Schuttfächern aus entsprechend hangabwärts in Richtung des Seetiefsten an Position F1 transportiert wurde. Hier wurde der höchste Sedimenteintrag registriert. Endgültig kann die Frage nach der Eintragsquelle für diese Ereignislage (ErLa 0a) trotz der Installation diverser Messgeräte bzw. Sensoren nicht geklärt werden.

Der Eintrag erfolgte wohl bei beiden Theorien unterhalb des aktuellen Seespiegels, als Filterspülung (vgl. Abbildungen 17a-c). Theorie 1 betreffend, schichtete sich der suspensionsbeladene Strom wohl kurz unterhalb der Thermokline ein, da alle Sedimentfallen von F2 von signifikant erhöhten Gesamtsedimentfluxraten betroffen waren. Somit erfolgte der Eintrag in das Seebecken aller Wahrscheinlichkeit nach zunächst als *homopycnal flow* (MULDER & ALEXANDER 2001). Die Reichweite dieser Art von *flow* war allerdings begrenzt, d.h. das Material sank rasch ab und wurde durch die vorherrschende Strömung als (grundnaher) *hyperpycnal flow* verbreitet, so dass im Bereich des Profundals an Position F1 nur noch die untere Falle von einem erhöhten Materialeintrag betroffen war. Bei Theorie 2 lief der Eintrag vom Finsterbachdelta aus entsprechend der Beschreibung von Theorie 1. Zusätzlich erfolgte von Schuttfächer A aus, die Einschichtung eines weiteren suspensionsbeladenen Stroms deutlich unterhalb der Thermokline und verbreitete sich entsprechend als (grundnaher) *hyperpycnal flow* bis in das Profundal und erhöhte somit den Sedimenteintrag der unteren Falle an Position F1. Nach der Klassifikation von MULDER & ALEXANDER (2001) handelt es sich um einen *turbidity current*. Im Oktober 2008 entnommene Sedimentkerne bestätigen eine beckenweite Verbreitung der Ereignislage (ErLa 0a), wengleich die Mächtigkeiten „nur“ 3,0 bis 4,0 mm betragen.

Die Gesamtsedimentfluxraten im Zeitraum vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 waren mit $2,8 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an Position F1, mit $2,3 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an Position F2 und mit $2,5 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an Position F3 ebenfalls signifikant erhöht (vgl. Abbildung 78). Eine klastische, hellgraue Lage war zwischen zwei schwarzen Lagen, bestehend aus organischem Detritus, eingebettet (vgl. Abbildung 14). Bei der Auswertung der Niederschlagsdatensätze der Klimastation „Prager Wildsee“ fällt eine Niederschlagssequenz vom 29.10.2008 bis 31.10.2008 auf. In diesem Zeitraum wurden $242,4 \text{ l/m}^2$ registriert. Das HYDROGRAPHISCHE AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008e) bestätigt für ganz Südtirol heftige Regenfälle während des genannten Zeitraumes. Dies führte zum 2. Vollaufen bzw. Überlaufen des Sees im Jahr 2008 am 05.11.2008, wie die Aufzeichnungen der Wasserstandsänderungen zeigen (vgl. Abbildungen 23 und 24). An allen drei Positionen wurden 5 m über Grund und am Seegrund (außer an F2: defekt)

kurzfristig geringe Temperaturerhöhungen um 0,2 bis 0,4°C von durchschnittlich 5,2°C auf 5,4°C (F1 und F2) bzw. 5,3°C auf 5,7°C (F3) am frühen Morgen des 30.10.2008 festgestellt. Ähnlich ErLa 0a können diese Temperaturerhöhungen im Tiefenwasser sowohl auf den Eintrag eines Suspensionsstroms als auch auf Strömungsaktivität infolge eines Wasserzustroms zurückzuführen sein.

Die Strömungsdaten selbst deuten auf einen Eintrag aus Richtung des Finsterbachdeltas hin (vgl. Theorie 1&2). Bei einem tiefen Seespiegel liegen die Feinsedimente des Finsterbachdeltas frei (vgl. Abbildungen 15d, 16b, 16d-e, 17d). Im Zuge der hohen Niederschläge am 29.10.2008 (134 l/m²) wurde vermutlich das braune feinklastische Material (vgl. Abbildungen 15d, 16b, 16d-e, 17d) oberirdisch in den See gespült und verbreitete sich auf Grund nicht vorhandenen Thermokline als *homopycnal flow* bzw. (grundnaher) *hyperpycnal flow* im Wasserkörper (vgl. MULDER & ALEXANDER 2001). Allerdings besteht auch hier die Möglichkeit eines doppelten Einspülereignisses, wie bei ErLa 0a beschrieben (vgl. Theorie 2). Dafür würden die Wassertemperaturaufzeichnungen sprechen. Auch vom Schuttfächer A aus, sollte der Eintrag (unmittelbar) unterhalb der Wasseroberfläche erfolgt sein. Im Seekörper hat sich die Suspensionswolke wohl ebenfalls als *homopycnal flow* bzw. (grundnaher) *hyperpycnal flow* im Wasserkörper verbreitet (vgl. MULDER & ALEXANDER 2001). Auch bei diesem Ereignis handelt es sich gemäß der Klassifikation von MULDER & ALEXANDER (2001), wie bei ErLa 0a um einen *turbidity current*. Die Mächtigkeit der Ereignislage (ErLa 0b), ermittelt durch die Entnahme von Sedimentkernen im Mai 2009 (z.B. PR 04/09), beläuft sich wie schon beim Ereignis vom Juni 2008 auf „nur“ 3 bis 4 mm.

Auch vom 12.08.2007 bis 09.09.2007 wurden erhöhte Gesamtfluxraten 5 m über Grund, vor allem bei F1, verzeichnet, die sich auch mit einem Niederschlagsereignis vom 21.08.2007 mit 40 l/m² bzw. vom 22.08.2007 mit 10 l/m² (= 50 l/m² in 48h), gemessen an der Klimastation St. Veit, und einer Temperaturerhöhung um 0,2°C 15 m über Grund an F1 korrelieren lassen. Nach dem Monatsbericht des HYDROGRAPHISCHEN AMTES DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2007) gab es am 21.08.2007 vermehrt Gewitter in den Bergen. Allerdings führte dieser erhöhte Gesamtsedimentflux zu keiner nachweisbaren Lage in den Sedimentkernen. Nach mikroskopischen sowie rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen enthält der Großteil des Materials lediglich Diatomeen, vor allem *Fragilaria sp.*.

Auch für die Zeiträume vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 ergaben die Berechnungen erhöhte Gesamtfluxraten in allen drei Sedimentfallensystemen 5 m über Grund. Bei Betrachtung der Niederschlagsdatenreihen der Klimastation „Pragser Wildsee“ ergeben sich theoretisch vier potentiell, damit im Zusammenhang stehende, Niederschlagsereignisse: 20.07.2008 (34,4 l/m²), 30.07.2008 (33,6 l/m²), 02.08.2008 (32,4 l/m²) und 06.08.2008 (35,6 l/m²).

Ebenfalls durch erhöhte Gesamtfluxraten 5 m über Grund fällt der Zeitraum vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 auf. In den Niederschlagsaufzeichnungen der Station „Pragser Wildsee“ zeigen sich auch hier vier potentielle Niederschlagsereignisse, die in Verbindung mit den erhöhten Gesamtfluxraten stehen könnten: 15.08.2008 (76,6 l/m²), 23.08.2008 (32,2 l/m²), 30.08.2008 (46,4 l/m²) und 07.09.2008 (45,2 l/m²). Zieht man die Aufzeichnungen der Wassertemperaturen zu Rate, so zeigt sich an Position F1 am 17.08.2008 eine leichte Temperaturerhöhung von 0,2°C 5 m über Grund. Allerdings konnte in beiden Zeiträumen keine klastische Lage in den Sedimentkernen nachgewiesen werden. An den genannten Tagen gab es laut dem HYDROGRAPHISCHEN AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008b, 2008c, 2008d) z.T. schwere Gewitter, die mit Starkregen und Sturm verbunden waren.

Im gesamten Untersuchungszeitraum vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 gab es insgesamt 33 Tage mit Niederschlägen >30 l/m². Mit Ausnahme der bereits aufgeführten Einzelzeiträume, gingen diese, wie die Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen und die Auswertung des entnommenen Kernmaterials zeigen, jedoch nicht mit einem erhöhten klastischen Sedimenteintrag einher.

Eine Ableitung von Niederschlagsschwellenwerten für die Auslösung von Erosionsereignissen im Einzugsgebiet von Seen, z.B. Hochwasser, Schneeschmelze oder auch Murgänge, anhand der Mächtigkeitsverteilung von Ereignislagen in Seesedimenten ist auf Grund des Zusammenspiels vieler unterschiedliche Faktoren und der daraus resultierenden verschiedenartigen verursachenden Prozesse, die letztendlich zur Ablagerung der Ereignislage im Seebecken führen, schwierig bzw. nahezu unmöglich. Durch langjährige, d.h. Minimum 10 Jahre dauernde Monitoringprogramme, die durch die Installation eines dichten Messnetzes für See und Einzugsgebiet eine große Datenmenge generieren, wäre sicher eine deutliche Verbesserung bezüglich solcher Aussagen möglich (siehe auch Kapitel 8).

Betrachtet man die Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen in den Zeiträumen vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (LZSFE) und vom 22.09.2006 bis 19.05.2009, so lässt sich festhalten, dass die Sedimente des Pragser Wildsees sowohl von organischen Komponenten in Form von Algen, vorzugsweise pennaten Diatomeen, als auch klastischen Komponenten (Dolomit- Calcit- und Quarzminerale) aufgebaut werden. Die sich in der Wassersäule befindlichen Diatomeen, die nach ZOLITSCHKA (1998), O'SULLIVAN (1983), MERKT (1971) oder ALEFS (1997) als Indikator einer jahreszeitlichen Schichtung herangezogen werden können, sind in den Sedimentkernen kaum bzw. gar nicht erhalten. Eine mögliche Erklärung dafür wären der hohe Carbonatgehalt und/oder Rücklösungsprozesse an der Sedimentoberfläche. Diese zu untersuchen war jedoch nicht Gegenstand dieses Projektes. Ausnahmen hinsichtlich der

Erhaltung von Diatomeen in den Kernsequenzen bilden einige stratigraphisch tiefer liegende Abschnitte, die damit auf Veränderungen des Paläomilieus schließen lassen (vgl. auch AUTONOME PROVINZ BOZEN 1992). Beweise für eine biogene Calcitfällung konnten ebenfalls nicht gefunden werden. Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch IRMLER (2003). Das klastische Material wird, wie bereits ausführlich beschrieben, vorwiegend durch Niederschlagsereignisse, zumeist in Form von *turbidity currents*, in den See eingetragen. Anhand des Transfers der Rezentdatensätze in die Sedimentkerne konnte auch gezeigt werden, dass die Höhe des Niederschlages nicht maßgeblich für die Ausbildung und/oder Mächtigkeit von Ereignislagen ist. Im Fall von ErLa 0a und ErLa 0b verursacht ein 2-tägiges Niederschlagsereignis mit 76,8 l/m² eine Ereignislage derselben Mächtigkeitskategorie wie ein 3-tägiges Niederschlagsereignis mit 242,4 l/m². Die theoretischen durchschnittlichen Niederschlagssummen pro Tag würden beim 2-tägigen Ereignis bei 38,4 l/m² und beim 3-tägigen bei 80,8 l/m² liegen. In den Zeiträumen vom 23.07.2007 bis 11.08.2007, vom 17.07.2008 bis 11.08.2008 und vom 11.08.2008 bis 08.09.2008 zeigen die Niederschlagsaufzeichnungen der Station „Pragser Wildsee“ mehrere Tage erhöhter Niederschlagsmengen. Diese korrelieren zwar mit höheren Gesamtfluxraten, zur Ausbildung einer klastischen Lage kommt es dennoch nicht. In diesem Zusammenhang warnt beispielsweise auch LAMOUREUX (1999) vor einer zu einfachen Ableitung hydroklimatischer Parameter aus Sedimentsequenzen, wenngleich das Potential dieser Sequenzen zur Prozessanalyse respektive Rekonstruktion von Starkniederschlagsereignissen enorm ist (vgl. u.a. CHUTKO & LAMOUREUX 2008).

Insgesamt kann festgehalten werden, dass der klastische Materialeintrag im Jahr 2007 als sehr gering zu bewerten ist. Im Gegensatz dazu zeigt sich im Jahr 2008 durch zwei Ereignisse eine signifikante Erhöhung des klastischen Materialeintrages. Dieser Umstand führt zu Schwierigkeiten bei der Abgrenzung von Jahresablagerungen innerhalb von Sedimentsequenzen, wenn keine Rezentdatensätze zum jährlichen Sedimenteintrag vorliegen.

5.2 Verbreitung der Ereignislagen und Prozessdifferenzierung

Die Interpolation ausgewählter Sedimentsequenzen, d.h. vor allem der Ereignislagen ErLa I, ErLa II, ErLa XIII und ErLa XIV, (vgl. NOWACKI 2008) zeigt, dass sich die Sedimente in Abhängigkeit vom verursachenden Prozess und der zum Zeitpunkt der Ablagerung herrschenden Schichtungs- und Strömungsverhältnisse nahezu beckenweit verbreiten. Dies konnten auch die Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen im Zeitraum von 2006 bis 2009 bestätigen (vgl. Kapitel 4.1.2). Die Verteilungsmuster der jeweils untersuchten Ereignislagen (Kapitel 4.3) lassen Unterschiede und Gemeinsamkeiten

erkennen, die auf verschiedene bzw. ähnliche verursachende Prozesse und Herkunftsgebiete des Materials schließen lassen.

Im Gegensatz zu anderen Seen hat der Pragser Wildsee keine dauerhaften oberirdischen Zuflüsse. Diese sind nur im Zuge der Schneeschmelze und nach langanhaltenden intensiven Niederschlägen aktiv (vgl. ENGELEN 1972, IRMLER 2003, NOWACKI 2008). Allerdings scheint der Großteil der aus beiden Prozessen zur Verfügung stehenden Wassermassen unterirdisch, d.h. über das Karstwassersystem aber auch künstliche Drainagen in den See zu gelangen. Besonders deutlich ist die anthropogene Überprägung im Zuflussbereich des Finsterbachs zu erkennen (Abbildung 79). Auch bei den anderen Fächern ist eine solche Überprägung sehr wahrscheinlich, da der See über einen sehr gut ausgebauten Wanderweg, der auch über die Schuttfächer verläuft, verfügt. Im Grünwaldtal selbst und seinen Nebentälern, z.B. dem Seitenbachtal, sind deutliche Spuren anthropogener Überprägung zu erkennen. Diese wurden sicher auch zum Schutz der Almen, z.B. der Grünwaldalm sowie der Touristen durchgeführt.



Abbildung 79: gemauerter Fahrweg über den Finsterbach ins Grünwaldtal (Foto: THIELEMANN 2007)

Inwieweit sich diese Überprägungen auf den Eintrag klastischen Materials, die Strömungsverhältnisse im See und damit auch auf die Verbreitung des Materials im Seebecken ausgewirkt haben bzw. auswirken, kann nicht genau gesagt werden, da keine Angaben zum Zeitpunkt der Maßnahmen vorliegen. Sicher ist nur, dass im Zuge der Anlegung des Wanderweges im Jahre 1910 mehrfach Sprengungen am Ufer des Sees durchgeführt wurden (HEISS 1992). Möglicherweise stürzten Felsbrocken infolge dieser Sprengungen von der

(Nord)Ost- und (Nord)Westseite in den See und veränderten damit die Seebeckenmorphometrie. Der westliche Bereich im nördlichen Seebecken, hinter der kleinen Stufe (vgl. Abbildung 8), in dem eine Vielzahl großer Gesteinsblöcke liegen, wie gescheiterte Versuche von Kernentnahmen sowie Untersuchungen mit dem Unterwasserkamerasystem (C.U.R.T) zeigten, wurde allerdings wahrscheinlicher durch natürliche Prozesse bzw. Ereignisse verursacht, wie auch IRMLER (2003) beschreibt. Zu nennen sind in diesem Zusammenhang sowohl Bergstürze als auch die Aktivität des Riedlschuttfächers.

Eine indirekte Beeinflussung des Sedimentationsgeschehen infolge der Sprengarbeiten von 1910 durch subaquatische Hangrutschungen, beispielsweise infolge eines Deltakollapses kann weder bestätigt noch ausgeschlossen werden. Auch SCHIEFER et al. (2006) fanden in den Sedimentkernen des Grünsees „anthropogene“ Markerlagen, die mit dem Bau einer Eisenbahnlinie in Verbindung gebracht werden konnten.

Bei den folgenden Interpretationsansätzen hinsichtlich des Eintrages der klastischen Sedimente, ihrer Verbreitung im Seebecken und der möglichen auslösenden Faktoren und Prozesse wurden die Ergebnisse der interpolierten Mächtigkeitsverteilungen nach NOWACKI (2008), die der vorliegenden Mikrofaziesanalysen sowie eine mögliche anthropogene Beeinflussung berücksichtigt.

5.2.1 Referenzereignislage ErLa II

Das Verteilungsmuster der Referenzereignislage ErLa II (vgl. Abbildungen 59 und 60) lässt einen Eintrag im Bereich des Südufers als sicher erscheinen. IRMLER et al. (2006) gehen in Anlehnung an die Klassifikation von MULDER & ALEXANDER (2001) von einem Materialeintrag als *concentrated density flow* infolge eines Murgangs im September 1998 aus. Dieser hat sich nach Meinung von IRMLER et al. (2006) als *hyperpycnal flow* im Seekörper ausgebreitet.

Weitere Untersuchungen und Auswertungen im Rahmen dieses Projektes, vgl. Kapitel 4.2, sowie die Verteilungskarten und Schlussfolgerungen von NOWACKI (2008), vgl. Kapitel 4.3.1, lassen allerdings auch andere Theorien bezüglich des verursachenden Prozesses sowie des Ablagerungszeitpunktes zu. Geht man zunächst, wie IRMLER (2003) und IRMLER et al. (2005, 2006), von einer Ablagerung im September 1998 aus, kann von einer ausgebildeten Thermokline ausgegangen werden. Somit erfolgte der Eintrag sehr wahrscheinlich unterhalb des damaligen Seespiegels. Die Einschichtungstiefe selbst lässt sich nachträglich jedoch schwer ermitteln. Dementsprechend könnte das Material als *mesopycnal flow* oder *homopycnal flow* (oberer Wasserkörper) in den See gelangt sein. Das Material hing bis zur Auflösung der

Thermokline (vermutlich im Oktober) an dieser fest (vgl. u.a. RETELLE & CHILD 1996, MANGILI et al. 2005).

Anhand des Verteilungsmusters und der Färbung dieser Lage kommt NOWACKI (2008) zu der Vermutung, dass die Ablagerung von ErLa II als selektive Speicherentleerung im Zuge der Schneeschmelze, erfolgt sein könnte. Das recht homogene Verteilungsmuster dieser Lage führt NOWACKI (2008) dabei auf eine längere Verweildauer der Suspensionswolke im Wasserkörper zurück. Nach Auswertung der Dünnschliffe (Kapitel 4.2) und der Niederschlagsaufzeichnungen der Klimastation St. Veit ist diese Vermutung nachvollziehbar. Entsprechend den hydro(geo)logischen Gegebenheiten am Prager Wildsee ist der See erst Anfang, z.T. Mitte Mai eisfrei (vgl. auch ENGELEN 1972). Der Schmelzwasserzutrag kann sowohl unterirdisch als auch oberirdisch erfolgen. Die Thermokline ist in Abhängigkeit von der jeweiligen solaren Aktivität (Wetterlage) ab ca. Mitte/ Ende Mai ausgebildet (vgl. Abbildung 22). Der Sedimenteintrag erfolgte sehr wahrscheinlich auch hier unterhalb des aktuellen Seespiegels. Im Wasserkörper erfolgte die Verbreitung bei bereits ausgebildeter Thermokline als *mesopycnal flow* oder *homopycnal flow* (oberer Wasserkörper) bzw. bei noch nicht ausgebildeter Thermokline als *homopycnal flow*, ab der Einschichtungstiefe den kompletten Wasserkörper betreffend.

Das grobklastische Material (Fein- bis Mittelsand), zum Teil vermischt mit terrestrischen Pflanzenresten (Blattreste, Nadeln) stammt, beide Theorien betreffend, aller Wahrscheinlichkeit nach aus dem Uferbereich des Sees (vgl. Abbildung 15a-c, 16a). Im Zuge des unterirdischen Materialeintrages erscheint eine subaquatische Hangrutschung im Bereich des Finsterbachdeltas als möglich. Denkbar wäre auch ein oberirdischer Materialeintrag bei einem tieferliegenden Seespiegel. Insgesamt führte dieser Materialeintrag zu einem grundberührenden Trübestrom (*hyperpycnal flow*), der im südlichen Teil des Seebeckens relativ schnell zur Ablagerung kam.

Als Liefergebiet des feinklastischen, rötlich gefärbten Materials kommt die Region um den Kleinen Seekofel in Frage (vgl. NOWACKI 2008). Im Rahmen einer Geländebegehung im Juni 2008 konnte unterhalb des Kleinen Seekofels (Abbildung 80) ein rötliches Sediment transportierendes Rinnsal aufgefunden werden (Abbildung 81). Dabei handelt es sich allerdings nicht um einen permanenten Bachlauf, der den See erreichen würde. Vielmehr ist dieser Verlauf wiederholt unterbrochen und verschwindet weit vor dem See im Untergrund. Somit erfolgt unabhängig von den oben erwähnten Theorien vor dem Materialeintrag in den See eine mehrfache und multipunktuelle Zwischendeposition im Einzugsgebiet.



Abbildung 80: Blick auf den Kleinen Seekofel (Foto: NOWACKI 2008)



Abbildung 81: Rinnsal mit rötlichem Sediment (Foto: NOWACKI 2008)

5.2.2 Ereignislage ErLa XIII

Auch bei der durchschnittlich recht mächtigen, bräunlich gefärbten Ereignislage XIII lässt sich anhand des Verteilungsmusters darauf schließen, dass der Materialeintrag vom südlichen bzw. südwestlichen Uferbereich, vermutlich aus Richtung des Finsterbachdeltas erfolgte. Das Verteilungsmuster der Gesamtlage ähnelt dem der Referenzereignislage ErLa II, wenngleich deutlich höhere Mächtigkeiten erreicht werden. Betrachtet man hingegen das Verteilungsmuster des zusammengefassten Abschnittes aus Sand- und

Nadellagen (vgl. Abbildung 64, Kerne PR 08/08 und PR 41/08), der dieses Ereignis unterlagert, so zeigt sich, wie weit sich hier grobklastisches Material in Richtung Profundal verbreitet hat. Demnach handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um einen hochenergetischen Prozess. Dieser sollte, auch bedingt durch die bräunliche Färbung der Ereignislage einen Großteil des Einzugsgebietes betroffen haben. Die bräunliche Färbung kommt durch einen hohen Anteil feinen organischen Materials zustande, wie Schlämm- und Siebversuche im Labor zeigten. Eigene Beobachtungen im Gelände belegen einen hohen Anteil dieses feinklastischen Materials auf dem Finsterbachdelta, vgl. hierzu die Abbildungen 15d; 16b; 16d-e; 17d. Demnach kann davon ausgegangen werden, dass das Grünwaldtal ein wichtiger Lieferant für diese bräunlichen Sedimente ist (vgl. ENGELEN 1972, NOWACKI 2008). Da diese Ereignislage theoretisch an jedem Tag eines Jahres abgelagert worden sein kann, kommen auch hier mehrere Möglichkeiten des Eintrages, der Verbreitung, der Rahmenbedingungen bzw. Begleiterscheinungen und verursachenden Prozesse in Frage. Wie bereits bei ErLa II (Kapitel 5.2.1) ausgeführt, wirkt eine ausgebildete Thermokline für oberhalb dieser eingetragenes Material stets sedimentationsverzögernd. Dementsprechend blieb während der Stagnationsphasen im oberen Wasserkörper eingeschichtetes Material bis zur Auflösung der thermischen Schichtung an der Thermokline hängen und bewegte sich als *mesopycnal flow*, bzw. als *homopycnal flow* im oberen Wasserkörper. Ohne eine ausgebildete Thermokline sollte sich das Material als *homopycnal flow* im gesamten Wasserkörper verbreitet haben. Als mögliche auslösende Prozesse kommen ein Hochwasser infolge langanhaltender Niederschläge, das komplette Einzugsgebiet betreffend oder eine intensive bzw. selektiv intensive Schneeschmelze in Frage. Denkbar wäre natürlich ebenso eine Kombination beider Prozesse.

Bei den Ablagerungen des unterlagernden Komplexes aus sandigem und organischem Material handelt es sich aller Wahrscheinlichkeit nach um eine Begleiterscheinung, verursacht durch das Eintragen des feinklastischen, bräunlichen Materials. Bei einem tieferliegenden Seespiegel, z.B. im Herbst oder auch im Frühjahr, kann das am Seeufer bzw. im subaquatischen Hangbereich des Finsterbachdeltas lagernde Material, bestehend aus Sand und Nadeln (vgl. Abbildungen 15a-c, 16a) aufgearbeitet worden sein, sich auf Grund seiner höheren Dichte als *hyperpycnal flow* hangabwärts bewegt und im Seebecken verbreitet haben (vgl. u.a. MULDER & ALEXANDER 2001, SHANMUGAM 2002, BÜHLER et al. 2004).

Für die Ablagerung von ErLa XIII kommt zudem auch ein spontaner Kollaps des Finsterbachdeltas in Frage (vgl. u.a. GIRARD-CLOS et al. 2007). Möglicherweise wurde dieser von einem Erdbeben, bedingt durch die Nähe zur Periadratischen

Naht, oder aber im Zuge eines schnellen Seespiegelanstieges und einer damit einhergehenden Erhöhung der Sedimentauflast, bedingt durch das „Volllaufen“ dieses im Frühjahr oder auch im Herbst, wie beispielsweise im Oktober 2008 (vgl. Kapitel 4.1.2), verursacht.

5.2.3 Ereignislage ErLa I

Die Ereignislage ErLa I zeigt im Gegensatz zu den bereits erwähnten Ereignislagen ErLa II und ErLa XIII ein etwas anderes Verteilungsmuster. So liegt das Mächtigkeitmaximum im östlichen Teil des Profundals (vgl. Abbildung 67). Als Eintragsquelle ergibt sich auch hier das Finsterbachdelta. Des Weiteren schiebt sich diese Lage nach Norden in Richtung des oberirdischen Abflusses, in der Nähe des Hotels „Pragser Wildsee“, währenddessen sich die Ereignislagen ErLa II und ErLa XIII eher Richtung des unterirdischen Abflusses im nordöstlichen Teil des Sees (kleiner Zipfel) bewegen. Auch findet sich im südöstlichen Teil des Sees ein kleines Mächtigkeitmaximum, dass allerdings im Einflussbereich des Fächers B an Mächtigkeit verliert. Eine unterlagernde Sand- bzw./und Nadellage gibt es lediglich im Kern PR 10/08, im südlichen Teil des Sees. Generell handelt es sich bei dieser Lage eher um feinklastisches Material, dass zumeist keine gröberen Pflanzenreste (Nadeln, Stängel) enthält. Kleinere Pflanzenreste bzw. Kleinstfragmente erklären jedoch wie bei ErLa XIII die bräunliche Färbung der Lage. Bezugnehmend auf die Ablagerung der Sand- bzw./und Nadellagen der Ereignislagen ErLa II (Kapitel 5.2.1) und ErLa XIII (Kapitel 5.2.2), die bei einem tieferliegenden Seespiegel erfolgt sein können, scheint dies zum Zeitpunkt der Ablagerung von ErLa I nicht der Fall gewesen zu sein. Somit erscheinen die Zeiträume mit einem hohen Seespiegelstand, wie von Ende Mai bis Mitte/Ende Juli oder aber bei entsprechenden Wetterlagen auch von Ende Oktober bis Mitte November als plausibel für die Ablagerung.

Ende Mai sollte, wie bereits mehrfach erwähnt, die Thermokline ausgebildet sein (Theorie 1). Ausgehend von einem oderirdischen Materialeintrag, könnte dieser als *hypopycnal flow* oder *homopycnal flow* im oberen Wasserkörper erfolgt sein. Bei einem entsprechenden unterirdischen Eintrag als Filterspülung, hat sich das Material sehr wahrscheinlich als *mesopycnal flow* bzw. ebenfalls als *homopycnal flow* im oberen Wasserkörper verbreitet.

Bei einer Ablagerung im Zeitraum Ende Oktober bis Mitte November kann sich der Wasserkörper auch noch in der Durchmischungsphase befinden. Damit kommt als Verbreitungstyp nur der *homopycnal flow*, der hier den gesamten Wasserkörper betrifft, in Frage.

Bei beiden Theorien, den Ablagerungszeitpunkt betreffend, muss eine starke Strömung vom Finsterbachdelta, d.h. der oberirdischer Zufluss sollte aktiv gewesen sein, hin in Richtung des oberirdischen Abflusses, angelegen haben.

Gleichzeitig erfolgte von Fächer B, wohl aber unterirdisch, ein Wasserzutrag, so dass auch von hier eine Strömung in nordwestlicher Richtung existierte.

Als auslösender Faktor für die Ablagerung von ErLa I ist sicher langanhaltender, intensiver Niederschlag im gesamten Einzugsgebiet zu nennen, der zu einem Hochwasserereignis und damit zum Transport von im Grünwaldtal multipunktuell, zwischendeponierten Sedimenten in Richtung See führte.

5.2.4 Ereignislage ErLa XIV

Ein wiederum anderes Verteilungsmuster zeigt die Ereignislage ErLa XIV. Das Sedimentmaximum bezogen auf die Gesamtmächtigkeit der Lage liegt hier im zentralen Profundal (vgl. Abbildung 70). Betrachtet man die Verteilung der zum Ereignis gehörenden Sandlage (vgl. Abbildung 71) mit dem punktuellen Maximum (PR 31/08) vor dem Schuttfächer B (Abbildung 82), so spricht dies für einen Eintrag des Materials von diesem Fächer aus (vgl. u.a. DROHMANN & NEGENDANK 1993, NOWACKI 2008).



Abbildung 82: Blick auf Fächer B (Foto: DOBERSCHÜTZ 2007)

Möglicherweise lag aus Richtung des Finsterbachdeltas eine Strömung an, die die aus dem Ereignis generierte Suspensionswolke in Richtung zentrales

Profundal ablenkte (vgl. NOWACKI 2008). Demnach könnte der Seespiegel zum Zeitpunkt der Ablagerung, wie auch bei ErLa I beschrieben, hoch gewesen sein, so dass sowohl der oberirdische Zufluss als auch der oberirdische Abfluss aktiv waren. Der klastische Materialeintrag in den See erfolgte wie bei ErLa I sehr wahrscheinlich oberirdisch (vgl. NOWACKI 2008).

Als Ablagerungszeitpunkte kämen somit erneut die Zeiträume von Ende Mai bis Mitte Juli bzw. von Ende Oktober bis Mitte November sowie auch alle anderen Zeitpunkte intensiver bzw. langanhaltender Niederschläge im Jahr in Frage. Bei ausgebildeter Thermokline verbreitete sich das feinklastische Material im oberen Wasserkörper wahrscheinlich als *hypopycnal flow* oder *homopycnal flow*. Währenddessen sich dieses Material bei einem Eintrag in der Durchmischungsphase als *homopycnal flow* im gesamten Seekörper verteilte.

Das grobklastische Material (Sandlage) bewegte sich auf Grund seiner größeren Dichte gegenüber dem Wasserkörper hingegen hangabwärts und verteilte sich als *hyperpycnal flow*. Die Sedimentation erfolgte damit rasch beim Erreichen des Seegrundes.

Als zwingende Bedingung für die Ablagerung von ErLa XIV wurden bereits Zeitpunkte intensiver bzw. langanhaltender Niederschläge genannt. Auf Grund der morphologischen Beschaffenheit des Liefergebietes (Abbildung 82) käme ein *mud flow* (MULDER & ALEXANDER 2001), als verursachender Prozess in Frage. Dieser wurde subaquatisch beim Erreichen des Wasserkörpers „verlängert“ (vgl. LOUIS et al. 2008).

Allerdings könnte, im Gegensatz dazu, auch ein Erdbeben als auslösender Faktor für eine subaquatische Hangrutschung für die Ausbildung dieser Ereignislage verantwortlich gewesen sein, vgl. u.a. GIRARDCLOS et al. (2007), STRASSER & ANSELMETTI (2008).

5.3 Zeitliche Stellung der Sedimente

Wie die Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen und die Mikrofaziesanalysen der Sedimentkerne PR 03/06 und PRKL 01/06 zeigten, ergeben sich Unterschiede zu den Ergebnissen von IRMLER (2003), IRMLER et al. (2005, 2006). Zählt man im Kern PR 03/06 vom Referenzereignis ErLa II, von IRMLER (2003) in das Jahr 1998 datiert, nach oben, so enthält die Kernsequenz, bezogen auf den Entnahmezeitpunkt 2006 acht, bei NOWACKI (2008) neun Lagen zu viel (vgl. Abbildungen 51 und 52). Lässt man das Referenzereignis ErLa II zunächst unberücksichtigt und zählt den Kern von der Sedimentoberfläche aus nach unten, so verschiebt sich ErLa II demzufolge von 1998 auf 1990. Auch der Vergleich einer markanten Sedimentsequenz (ErLa II bis ErLa VI) in den Kernen PRKL 01/01 von IRMLER (2003) und dem Kern PR 03/06 konnte das Problem nicht klären. Hierbei kam es lediglich zur zeitlichen

Verschiebung der von IRMLER (2003) ausgewiesenen Ereignislagen (vgl. Abbildung 53). Eine eigene Zählung dieser Kernsequenz des Kerns PRKL 01/01 (vgl. Abbildung 54) führte zur zeitlichen Verschiebung der von IRMLER (2003) ausgewiesenen Ereignislagen. Bereits LAMBERT & HSÜ (1979) sowie LAMOUREUX (1999) konnten am Walensee bzw. Nicolay See durch die Mikrofaziesanalyse mehrerer Kerne zeigen, dass es zur Ausbildung unterschiedlich vieler Laminae zwischen zwei markanten Sedimentsequenzen kommt. Besonders die Kerne der Proximalfazies enthalten oft eine erhöhte Anzahl klastischer Lagen (Turbidite) und führen somit zu intraannuellen und interannuellen Unterschieden in den Sedimentsequenzen. Ein wichtiger Grund für die Unterschiede in der Mächtigkeit bzw. hinsichtlich des Vorhandenseins einzelner Sublaminae in den Sedimentsequenzen von Seen ist nach Ansicht von LAMOUREUX (1999) die Seebeckenmorphometrie. Diese könnte auch am Prager Wildsee von Bedeutung sein. Daneben kann auch die Remobilisation von Sediment solche Unterschiede hervorrufen bzw. begünstigen.

Im Rahmen der dünnschliffmikroskopischen Analysen wurde allerdings auch ersichtlich, dass sich vor allem diese obere Sedimentsequenz des Kerns PRKL 01/01 aufgrund erheblicher sedimentärer Störungen innerhalb der Sedimentsequenz, unabhängig der angeführten Gründe für die unterschiedliche Anzahl an Laminae zwischen zwei markanten Sedimentsequenzen, nicht zur Erstellung einer Warvenchronologie bzw. eines jahrgenaue(n) Mur(frequenz)kalenders eignet. Einer jahreszeitlichen Schichtung der Sedimente, wie bei IRMLER (2003) und IRMLER et al. (2005, 2006) durch die Zählung von drei Lagen über dem Referenzereignis 1998 in den Kernen 2001 und vier Lagen über diesem in den Kernen 2002 nachgewiesen, wird widersprochen. Die Sedimente des Prager Wildsees erfüllen die Kriterien einer jahreszeitlichen Schichtung nach ZOLITSCHKA (1998) nicht (vgl. Kapitel 1.3.2.2). Eine gewisse Rhythmizität in der Sedimentsequenz ist allerdings zu erkennen (vgl. Abbildung 40). Auf Grund interannueller bzw. intraannueller Unterschiede zwischen einzelnen Sedimentsequenzen, auch aus dem zentralen Profundal, ist die zeitliche Stellung der Sedimente und damit auch der genauer beschriebenen Ereignislagen ErLa II, ErLa XIII, ErLa I und ErLa XIV sowie aller weiteren identifizierten Ereignislagen in den Sedimentkernen (vgl. Kapitel 4.2), auf der Basis einer Zählung der Hintergrundsedimentation als Warven, unmöglich. So ist selbst die zeitliche Stellung der Referenzereignislage von 1998 (ErLa II) strittig, wie die nachfolgenden Ausführungen verdeutlichen. Im Juni 1998 wurden Sedimentkerne entnommen, in denen die Lage noch nicht enthalten war. In den im Juni 2001 entnommenen Sedimentkernen hingegen konnte eine mächtige, gradierte Lage mit rötlicher Färbung identifiziert werden.

Geht man wie IRMLER (2003) und IRMLER et al. (2005, 2006) von einem direktem Zusammenhang zwischen dem Auftreten eines Starkniederschlagsereignisses und der Ablagerung der Ereignislagen aus (Primärsignal), kommen neben den Niederschlagsereignissen im September 1998 (06.09.1998: 35,0 mm; 12.09. bis 14.09.1998:74,0 mm) weitere Zeitpunkte für die Ablagerung von ErLa II in Frage: 07.10.1998: 47,8 mm; 21.09.1999: 64,8 mm; 21.09.2000: 40,2 mm; 07.10.2000: 47,4 mm bzw. 07.10. bis 09.10.2000: 82,8 mm. Zieht man als verursachenden Prozess von ErLa II beispielsweise eine Schneeschmelze in Betracht, vgl. Kapitel 5.2.1, so könnte diese Ereignislage auch im Frühjahr 1999 oder 2000 abgelagert worden sein (vgl. auch NOWACKI 2008).

Zur zeitlichen Stellung der Ereignislagen ErLa XIII und XIV können bis auf die Tatsache, dass diese älter als 1998 sind, keine Alter angegeben werden. Etwas anders ist die Sachlage bei ErLa I. Durch die Entnahme von Sedimentkernen im Juni 2002, in denen diese Lage noch nicht enthalten und derer vom Juli 2006, in denen diese dann vorhanden war, lässt sich der Zeitraum zunächst grob eingrenzen. Aufgrund der Ablagerungen zweier Sedimentfallensysteme, die vom 23.10.2004 bis 05.07.2006 (vgl. Kapitel 4.1.1) im See installiert waren, in denen die Ablagerungen von ErLa I nicht enthalten waren, kann der Ablagerungszeitraum weiter präzisiert werden. Da die Sedimentkerne im Juli 2006 unmittelbar nach dem Entfernen der beiden Sedimentfallensysteme entnommen wurden, ist auch eine Ablagerung nach dem 05.07.2006 unwahrscheinlich. Somit muss ErLa I zwischen Juni 2002 und Oktober 2004 abgelagert worden sein. Nach Augenzeugenberichten und nach Auswertung der Niederschlagsaufzeichnungen der Klimastation St. Veit erfolgte die Ablagerung aller Wahrscheinlichkeit nach im November 2002 (15.11. bis 17.11.2002: 129,4 mm; 19.11.2002: 63 mm; 25.11. bis 27.11.2002: 71,8 mm). Innerhalb von 14 Tagen (15.11. bis 30.11.2002) fielen 307,6 mm Niederschlag. Dabei kam es nach einem Augenzeugenbericht (J. Kappel) zu einem Überlaufen des Sees innerhalb von 24h nach Beginn der Niederschläge, bei einem ursprünglich ca. 2 m tiefer liegendem Seespiegel. Dies entspricht einem Wasservolumen von ca. 650 000 bis 700 000 m³, kalkuliert im ArcGIS 9.2 von NOWACKI (2008). Der Zuflussbereich des Finsterbachs ist diesen Aussagen zu Folge während des erwähnten Niederschlagszeitraumes mit Baggern beräumt worden, um das Abfließen der sedimentbeladenen Wassermassen, sehr wahrscheinlich an der Brücke in der Nähe des Fahrweges (vgl. Abbildung 79) aus dem Grünwaldtal zu gewährleisten und damit den Zufahrtsweg zur Grünwaldalm frei zu halten. Die ausgebagerten Feinsedimente wurden mit den abfließenden Wassermassen in Richtung See transportiert. Im gesamten Pustertal gab es nach einem Bericht des HYDROGRAPHISCHEN AMTES DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2002) zu dieser Zeit im November 2002 schwere

Regenfälle. Diese führten vereinzelt zum Abgang von Muren. Über Murgänge oberhalb, bzw. am Pragser Wildsee ist jedoch nichts bekannt.

5.4 „Ereigniskalender“

Entsprechend den Ergebnissen und Erkenntnissen dieser Studie, ist es nur für die jüngsten Sedimente des Pragser Wildsees möglich, einen „Ereigniskalender“ zu erstellen (Abbildungen 83 und 84). Dazu erfolgte die kombinierte Auswertung aller zur Verfügung stehenden sedimentologischen, hydrologischen und meteorologischen Datensätzen sowie von Augenzeugenberichten der letzten 10 Jahre.

Die Problematik hinsichtlich der zeitlichen Stellung der Referenzereignislage ErLa II wurde bereits umfassend beschrieben (vgl. Kapitel 5.2; 5.3). Demzufolge ist sie definitiv im Zeitraum vom Juni 1998 bis Juni 2001 abgelagert worden. Alle potentiellen Ablagerungszeiträume sind in Abbildung 83 vermerkt.

Durch die Entnahme der Sedimentkerne im Juni 2001 (Kernfotos, z.B. PR 17/01) und hergestellter Dünnschliffe (PRKL 01/01) liegt eine weitere Zeitmarke vor. Zur Festlegung des nachfolgenden Zeitmarkers konnten lediglich Kernfotos entnommener Sedimentkerne im Juni 2002 (z.B. PR 05/02 und PR 11/02) verwendet werden. Bei den identifizierten Laminae handelt es sich in beiden Zeitabschnitten um jeweils vier gradierte klastische Laminae unterschiedlicher Mächtigkeiten.

Der Ablagerungszeitpunkt von ErLa I im November 2002 gilt entsprechend der Ausführungen in Kapitel 5.3 als nahezu sicher. Prozessanalytisch handelte es sich um ein Hochwasser infolge langanhaltender intensiver Niederschläge, verbunden mit einem Überlaufen des Sees. Der Eintrag des klastischen Materials wurde anthropogen erhöht.

Durch den Transfer der Sedimentfallendatensätze (Fotos, „Epoxydharztränklinge“, Dünnschliffe) in die im Juli 2006 entnommenen Sedimentkerne konnten drei weitere potentielle Zeitmarker gesetzt werden (vgl. Abbildungen 11 und 77). Anhand dieser Analysen konnte zunächst der ‚Startpunkt‘ des „Langzeitsedimentfallenexperiments“ (LZSFE) rekonstruiert werden. Auf der Grundlage der Annahme eines direkten Zusammenhangs zwischen Niederschlagsmengen und Sedimentablagerungen im See könnten, anhand der Niederschlagsaufzeichnungen der Klimastation St. Veit, die beiden mächtigeren klastischen Lagen im Juli 2005 (05.07.2005: 43,8 mm oder 27.07.2005: 52,6 mm) abgelagert worden sein. Der dritte Zeitmarker wird durch die Sedimentoberfläche (Kernfotos, Dünnschliffe) der im Juli 2006 entnommenen Sedimentkerne geliefert.

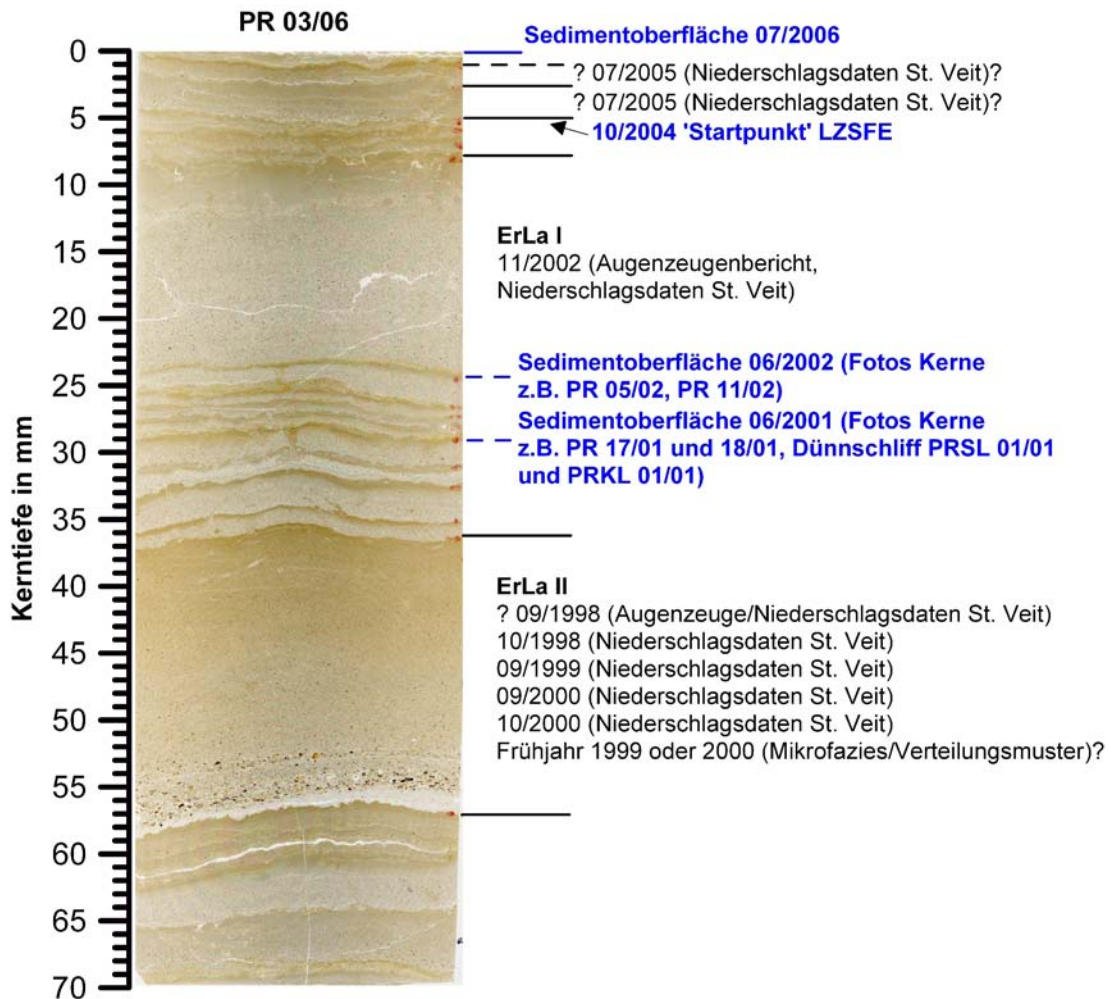


Abbildung 83: Ereigniskalender für die jüngsten Sedimente des Prager Wildsees bis 2006, am Beispiel des Referenzkerns PR 03/06

Die mächtigere schwarze Lage, bestehend aus organischem Detritus, (Abbildung 84) repräsentiert die Ablagerungen zwischen Juli 2006 (Entnahme von Sedimentkernen, z.B. PR 03/06) und Mai 2008. Alle im Mai 2008 entnommenen Sedimentkerne aus dem Profundal enthielten diese schwarze Lage, wobei die Mächtigkeit dieser schwankt. Auch die Ablagerungen in den unteren Sedimentfallen beider Systeme waren sowohl vom 26.10.2006 bis 21.05.2007 als auch vom 26.10.2007 bis 19.5.2008 durch schwarz gefärbten organischen Detritus aufgebaut. Im Kern selbst lässt sich die „Winterlage“ 2007/2008 jedoch nicht von den Ablagerungen vom Juli 2006 bis Oktober 2007 abgrenzen.

Das darüber lagernde klastische, gradierte Laminae (ErLa 0a) wurde nach den Ergebnissen der Sedimentfallenuntersuchungen im Zeitraum vom 17.06.2008 bis 17.07.2008 (F1: $36,8 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, F2: $48,9 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und F3: $18,9 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (5 m über Grund)) abgelagert. Anhand der Niederschlagsaufzeichnungen der institutseigenen Klimastation „Prager Wildsee“ konnte ein

Starkregenereignis in der Nacht vom 29.06. bis 30.06.2008 (20.00 Uhr bis 06.00 Uhr: 76,8 mm) identifiziert werden. Damit einher gingen an allen Sedimentfallensystempositionen signifikante Temperaturerhöhungen von ca. 1°C am Seegrund sowie 5 über Grund (vgl. Abbildungen 23 und 24). Diese Temperaturerhöhungen wurden möglicherweise (vgl. Kapitel 5.1) durch das Eintragen eines gegenüber dem Tiefenwasser wärmeren Suspensionsstromes ausgelöst (vgl. u.a. BÜHLER et al. 2004).

Die oberste Sedimentsequenz, bestehend aus einer schwarz-(grau)braun-schwarzen Wechsellagerung, ist während des Zeitraums vom 13.10.2008 bis 19.05.2009 abgelagert worden, vgl. Abbildung 14. Das (grau)braune, klastische Laminae (ErLa 0b) wurde, aller Wahrscheinlichkeit nach, während eines Dauerregenereignisses Ende Oktober/ Anfang November 2008, das mit einem Seespiegelanstieg von mehr als 2 m verbunden war (vgl. Abbildungen 23 und 24), als *turbidity current* im See sedimentiert. Die Erkenntnisse aus dem Winterzeitraum 2008/2009 zeigten, dass zwischengeschaltete klastische Ereignislagen zur Ausprägung mehrerer schwarz gefärbter, organischer Lagen, führen können.



Abbildung 84: Ereigniskalender für die jüngsten Sedimente des Prager Wildsees bis 2009, am Beispiel des Kerns PR 04/09

Anhand dieses „Ereigniskalenders“ für die jüngsten Sedimente des Sees wird deutlich, dass es ohne die Kenntnis der rezenten Sedimentationsdynamik schnell zu Fehlinterpretationen innerhalb der Sedimentsequenzen kommen

kann. Die schwarzen, organischen Lagen, die in der gesamten Stratigraphie anzutreffen sind, wurden auf Grund der Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen, wie bereits oben erwähnt, zunächst als Indikatoren für die Abgrenzung von Jahresablagerungen (vgl. NIPKOW 1920) in Betracht gezogen. Die Ergebnisse des Winters 2008/2009 sprechen im Fall des Prager Wildsees jedoch dagegen. Eine zwischengeschaltete Ereignislage (ErLa 0b) verursacht zwei dieser schwarzen Lagen innerhalb eines Winters. Außerdem können offenbar geringe klastische Sedimenteinträge, beispielsweise durch fehlende Ereignisse in Form von subaquatischen Hangrutschungen infolge rapider Seespiegelschwankungen, seismischer Aktivitäten, Hangübersteilungen und Hochwässer, verursacht durch Starkniederschläge bzw. Schneeschmelzen, in mehreren, aufeinanderfolgenden Jahren dazu führen, dass das vorwiegend autochthone Material der jeweiligen Winterzeiträume zu einer einzigen schwarzen Lage „verschmelzen“.

6 Diskussion der Ergebnisse

Wie in Kapitel 1.3.3.1 beschrieben, haben eine Reihe von Faktoren und Prozessen, vor allem die morphometrischen Gegebenheiten des Seebeckens (vgl. u.a. O'SULLIVAN 1983, ZOLITSCHKA 1998, ALEFS 1997), die hydrologischen Gegebenheiten (u.a. Schichtungsverhältnisse, Trophiegrad), die geologischen (Carbonat- oder Silikat-EZG, Nähe zu seismisch aktiven Zonen, Vulkane), die hydro(geo)logischen, wie Zuflüsse, Karst- und Grundwassersystem, und die geomorphologischen Gegebenheiten (Schuttfächer, Murkegel) im Einzugsgebiet des Sees, sowie das Klima, d.h. die Art, Höhe, Dauer und Intensität von Niederschlägen oder auch die Temperatur- und Windverhältnisse, eine große Bedeutung für die Sedimentations- und Erosionsdynamik in Seen. Dies gilt im Besonderen für die Ausbildung und Erhaltung von Warven (vgl. Kapitel 1.3.2.1) sowie den Eintrag und die Ablagerung/Verbreitung allochthonen Materials infolge von Schneeschmelze, Hochwasser oder Murgang (vgl. Kapitel 1.3.3.3 und 1.3.3.4).

Bei den nachfolgenden Ausführungen sei darauf hingewiesen, dass es im Falle des Prager Wildsees schwierig ist, vergleichbare Seen zu finden, bei denen alle oben erwähnten Aspekte Berücksichtigung finden. Hinsichtlich der Untersuchung der rezenten Sedimentations- und Erosionsdynamik (Kapitel 6.1) betrifft dies vor allem die jeweiligen Fragestellungen der Studien, nach denen sich, neben den oben erwähnten Aspekten, die Konstruktion der Sedimentfallensysteme, d.h. die Wassertiefen, in denen die Fallen angebracht waren sowie auch die Art der verwendeten Sedimentfallen, z.B. Integral- oder Intervallfallen, richtet.

Die Ausführungen zur subrezentem Sedimentations- und Erosionsdynamik (Kapitel 6.2) betreffend, handelt es sich bei vielen der „Vergleichsseen“ um rezent proglaziale Seen. Somit werden beispielsweise Prozesse wie die Gletscher-/Schneeschnmelze anders beeinflusst. Der Pragser Wildsee hingegen zählt zumindest aus rezenter Sicht nicht zu den proglazialen Seen.

6.1 Rezente Sedimentations- und Erosionsdynamik

Im Rahmen des Untersuchungszeitraums vom 22.09.2006 bis 19.05.2009 konnten zwei deutlich erhöhte Sedimenteinträge, durch die Auswertung hoch aufgelöster Datensätze zu Niederschlag, Wassertemperaturen und Wasserstandsänderungen, mit erhöhten Niederschlägen korreliert werden. Einen solchen Zusammenhang stellten beispielsweise COCKBURN & LAMOUREUX (2008) am „Westsee“ oder auch BLUSZCZ (2003) am Silvaplanner See fest. Am Antener See konnten ENTERS et al. (2007, 2008) beispielsweise zeigen, dass neben der jährlichen Schneeschnmelze auch durch Starkregenereignisse in den Sommermonaten noch weiteres klastisches Material durch *hyperpycnal flows (underflows)* in den See eingetragen wird. Dies kann demzufolge zur Ablagerung zum Teil mehrerer gradierter, klastischer Laminae pro Jahr führen. Im Fall des Pragser Wildsees konnten die Untersuchungen mit Sedimentfallen zeigen, dass innerhalb eines „Jahres“, zwei klastische Lagen abgelagert wurden. Anhand solcher Untersuchungen wurden auch am Walensee innerhalb eines Jahres fünf klastische Lagen nachgewiesen (LAMBERT & HSÜ 1979). Damit bilden diese Seen zwar keine klastischen Warven, wie u.a. bei ZOLITSCHKA (1998) oder O’SULLIVAN (1983) beschrieben aus, dennoch sind diese klastischen Laminae ein Beispiel für den komplexen Aufbau von Seesedimenten und das (theoretische) Potential dieser als Klimaproxy. Die große Schwierigkeit ist und bleibt jedoch die Interpretation dieser Sedimentsequenzen.

Allerdings zeigen die rezenten Untersuchungen am Pragser Wildsee auch, dass hohe Niederschläge nicht zwangsläufig hohe bzw. überhaupt Sedimenteinträge bedingen (vgl. Abbildung 78). Die Menge des allochthonen klastischen Materials, das sich im See ablagert, wird maßgeblich vor allem von der verfügbaren Materialmenge, in erster Linie von Feinmaterial, im Einzugsgebiet, von der Niederschlagsmenge bzw. -intensität, sowie der thermischen Schichtung sowie auch den Strömungsverhältnissen im See beeinflusst. Besonders die Strömungsverhältnisse könnten, auch auf Grund des Karstsystems bzw. der Beschaffenheit der großen Schuttfächer, sehr komplex sein und sollten zukünftig detailliert untersucht werden. Auch litorale Erosionsereignisse infolge von Sturmereignissen (vgl. Abbildung 17e) oder

Seespiegelschwankungen können die Ursache von abgelagertem, klastischem Material in Seen sein (FANETTI et al. 2008).

6.2 Subrezente Sedimentations- und Erosionsdynamik

Die Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse ausgewählter Sedimentkerne am Prager Wildsee zeigen deutlich, dass es zur Ablagerung mehrerer klastischer Laminae pro Jahr kommt. Bereits LAMBERT & HSÜ (1979) stellten in ihrer Studie am Walensee fest, dass Sedimentkerne je nach Entnahmeposition unterschiedlich viele, d.h. im konkreten Fall zwischen 300 und 360 Laminae für den Zeitraum von 1811 bis 1976 enthielten. Auch LAMOUREUX (1999) registrierte solche Unterschiede zwischen einzelnen Sedimentkernen am Nicolay See. Somit werden die Sedimente des Prager Wildsee nicht durch klastische Warven im Sinne von ZOLITSCHKA (1998) oder auch O`SULLIVAN (1983) aufgebaut. Vielmehr enthalten sie, ähnlich den organischen Warven, ein komplexes Klimasignal (vgl. SCHIEFER et al. 2006, ENTERS et al. 2008; BLUSZCZ et al. 2008).

Im Gegensatz zu IRMLER (2003) und IRMLER et al. (2005,2006) kann sowohl für die Zählung der Sedimentsequenz des Kerns PR 03/06 als auch für die erneute Zählung der Sedimentsequenz des Kerns PRKL 01/01 keine Übereinstimmung mit den dendrogeomorphologischen Ergebnissen von STRUNK (1995) nachgewiesen werden. Die Gründe für diese fehlende Übereinstimmung mit STRUNK (1995) sind allerdings vielfältig.

Erstens erreichen nicht alle Murgangereignisse auf den von STRUNK (1995) untersuchten Fächern den See. Dies wurde auch von IRMLER (2003) festgestellt. Unter Berücksichtigung der Ausführungen in Kapitel 5.2, gilt das sowohl für die primären als auch sekundären Signale (vgl. IRMLER 2003), d.h. um als Primärsignal den See zu erreichen, müsste ein Murgang eine spezifische „Energieschwelle“ überschreiten. Demnach würde jedes „*high-energy*“-Primärereignis, unterhalb dieser spezifischen „Energieschwelle“ zu einem „*low-energy*“-Sekundärereignis. Dieses so multipunktuell zwischengelagerte Material würde später ggf. durch ein Hochwasserereignis oder die Schneeschmelze weitertransportiert und dann in Abhängigkeit vom Energieniveau des Hochwassers oder der Schneeschmelze eventuell im See abgelagert. Allerdings sollte es nun nicht mehr als „Mursediment“, weder primär noch sekundär, bezeichnet werden. Auch deshalb nicht, weil der Umfang der zeitlichen Verzögerung absolut undefinierbar ist.

Zweitens kann STRUNK (1995) nicht ausschließen, dass es sich bei allen im Kalender verzeichneten Ereignisjahren tatsächlich nur um Murgänge handelt. Er nennt beispielsweise Verletzungen der Bäume durch Bergstürze, Steinschläge oder auch Lawinen. Sowohl STRUNK (1995) als auch IRMLER

(2003) und IRMLER et al. (2005,2006) gelang es des Weiteren nicht, eine signifikante Korrelation zwischen Mureignis und Niederschlag herzustellen. Aus diesem Grund scheiterte auch eine Ableitung von Niederschlagsschwellenwerten aus den Daten der Klimastation St. Veit. Niederschlag ist zwar eine Rahmenbedingung bzw. ein Faktor für den Abgang von Muren, daneben gibt es aber zahlreiche andere Faktoren, wie z.B. die Materialverfügbarkeit, den Durchfeuchtungsgrad des Untergrundes vor den Niederschlägen, die Neigung des Fächers bzw. der Bahn, usw. (vgl. INNES 1983, ZIMMERMAN et al. 1997, RICKENMANN et al. 2006).

Hinzu kommt, dass in der Sedimentstratigraphie Ereignislagen enthalten sein können, die im Kalender von STRUNK (1995) fehlen. Dabei kann es sich durchaus um potentielle Muren handeln, die jedoch ihren Ursprung nicht auf dem von STRUNK (1995) untersuchten Schuttfächer hatten. Als Beispiel hierfür ist die Ereignislage ErLa XIV (vgl. Kapitel 5.2.4) zu nennen. Andererseits können auch andere „Prozesse“ Ereignislagen im See auslösen, ohne eine Spur im Einzugsgebiet zu hinterlassen. Hierbei wären vor allem erdbebeninduzierte oder sediment- bzw. wasserdruckauflastbedingte Deltakollapse zu erwähnen, die dann zu subaquatischen Hangrutschungen führen können (vgl. u.a. DAUT 1998, GIRARD CLOS et al. 2007, Strasser & ANSELMETTI 2008). Wie in Kapitel 5.2 beschrieben, sind diese im Falle des Prager Wildsees möglicherweise auch durch Sprengungen verursacht worden. In Anbetracht dieser Gegebenheiten sollte IRMLERS (2003) Mur(frequenz)kalender eher als „Ereigniskalender“ bezeichnet werden.

Die von IRMLER (2003) und IRMLER et al. (2005, 2006) angeführten guten Übereinstimmungen mit den Proxies ^{137}Cs und ^{14}C für die obersten bzw. oberen Sedimentsequenzen sind nur bedingt haltbar. IRMLER (2003) selbst spricht auf Grund des gewählten Proberasters (10 mm) und der aus den Mikrofaziesanalysen kalkulierten schwankenden Sedimentationsraten (1 bis 6 mm) von Unschärfen hinsichtlich der exakten Tieflage der ^{137}Cs -Peaks. Deshalb und auf Grund der Tatsache, dass das Profil an einem Schwerelotkern aus dem östlichen Profundal und damit nicht an dem aus dem westlichen Teil des Profundals entnommenen Kolbenlotkern PRKL 01/01 gemessen wurde, sollte das ^{137}Cs -Profil nur eingeschränkt als Proxy herangezogen werden. Hinzu kommt, dass ^{137}Cs auch im Einzugsgebiet abgelagert und vor allem in hochdynamischen Einzugsgebieten wie dem des Prager Wildsees mehrfach remobilisiert bzw. im See umgelagert werden kann (vgl. LOTTER et al. 1997; ALEFS 1997). Einzig der deutliche Peak in 9-10 cm Kerntiefe impliziert, dass Ereignislage ErLa V sehr wahrscheinlich später als 1986 abgelagert wurde. Eine eindeutige Zuweisung der Peaks ist insgesamt schwierig, da hier keine Messungen der Radionuklide ^{134}Cs und ^{241}Am erfolgt sind bzw. nicht vorliegen. Durch die Messung von ^{134}Cs hätte eine eindeutige Zuordnung des 1986er

Peaks, verursacht durch den Reaktorunfall in Tschernobyl erfolgen können. Im Gegensatz dazu wird ^{241}Am mit dem Maximum der oberirrischen Kernwaffentests um 1963 in Verbindung gebracht (vgl. u.a. LOTTER et al. 1997, ALEFS 1997).

Auch die zeitliche Übereinstimmung der in der Sedimentsequenz des Kerns PRKL 01/01 obersten AMS- ^{14}C -Datierung in 155,5 cm GKT und der Warvenchronologie von IRMLER (2003) ist auf Grund eines sehr jungen Alters (153 ± 33 uncal. BP bzw. 225 ± 115 cal. BP) zu relativieren. Die AMS- ^{14}C -Datierungen in den tieferliegenden Kernsequenzen weisen immer größere zeitliche Lücken zur erstellten Warvenchronologie auf (vgl. IRMLER 2003). Bei der Vielzahl der Proben handelte es sich um terrestrisches Pflanzenmaterial aus dem Basisbereich von Ereignislagen sowie aus den von IRMLER (2003) als Normalsedimentation beschriebenen Bereichen. Damit erhöht sich die Wahrscheinlichkeit der Umlagerung. ZOLITSCHKA (1998) oder auch HAJDAS & BONANI (2000) geben beispielsweise Zeitspannen von über 1000 Jahren an. Da es sich bei den datierten Makroresten des Kerns PRKL 01/01 um Landpflanzen handelte, schließt IRMLER (2003) unter Angabe der Studie von OLSSON (1986) einen Hartwassereffekt aus. Auch die ^{14}C -Alter der Proben vom Kolbenlotkern PRKL 01/06 (vgl. Kapitel 4.4) sind sehr wahrscheinlich deutlich zu hoch.

Die am Kern PRKL 01/01 durchgeführten palynologischen Untersuchungen von SCHNEIDER et al. (2009) zeigen eine deutliche höhere Korrelation zu den ^{14}C -Altern als zu den Warvenaltern. So kam IRMLER (2003) auf Grund der bereits erwähnten großen zeitlichen Diskrepanz zwischen den beiden Datierungsmethoden, besonders den unteren Teil des Kerns betreffend, zum Schluss, dass die Warvenchronologie Minimalalter- und die ^{14}C -Datierungen Maximalalter geben. Zusätzlich durchgeführte AMS- ^{14}C -Datierungen an separierten Pollen (Trennung in Land- und Wasserpflanzen, *bulk sample*) aus den Kernproben deuten auf einen Reservoirereffekt von bis zu 1000 Jahren hin (SCHNEIDER et al., in Vorbereitung). Auf Grund dieser Tatsachen erscheint eine Lösung für das Problem der zeitlichen Diskrepanzen zwischen den sedimentologischen, palynologischen und radiometrischen Befunden unmöglich. Die Ergebnisse der neuen Untersuchungen zur rezenten und auch subrezenten Sedimentations- und Erosionsdynamik (vgl. Kapitel 4.1 und 4.2; Kapitel 5.1 und 5.3) zeigen Gründe dafür auf. Eine Ausbildung von Sublaminae und/oder mehreren Ereignislagen pro Jahr führt zur „Vergrößerung“ der zeitlichen Diskrepanz zwischen den sedimentologischen, palynologischen und radiometrischen Befunden. Die Ergebnisse der Parallelisierungen von über 80 Sedimentkernen und der Interpolationen der Mächtigkeitsverteilungen ausgewählter Sedimentsequenzen (vgl. NOWACKI 2008) liefern bis auf einige wenige Ausnahmen (z.B. Sedimentsequenz ErLa III bis ErLa V) keine Hinweise auf eine erosive Tätigkeit der Ereignislagen in den unterlagernden

Sedimentsequenzen. Von einer beckenweiten, gleichmäßigen Erosion ist ebenfalls nicht auszugehen. Die Unterschiede hinsichtlich der Laminae-Anzahl zwischen markanten Ereignislagen, beispielsweise zwischen den Kernen des westlichen und östlichen Profundals (vgl. Kapitel 4.2), sind wohl auf die heterogene Sedimentverteilung infolge unterschiedlicher Strömungsverhältnisse und/oder Veränderungen der Seebeckenmorphometrie sowie des ereignisgesteuerten Sedimenteintrags zurückzuführen (vgl. LAMOUREUX 1999).

Auf Grund der starken Seespiegelschwankungen im Jahresverlauf (vgl. Abbildungen 23 und 24), der Erosion des Seeufers bei starkem Wellenschlag (Sturmereignisse) und natürlich bei einem klastischem Eintrag infolge eines Hochwassers bzw. der Schneeschmelze bei niedrigem Seespiegel/freiliegender Uferbereich (vgl. Abbildungen 15a-f, 16a-d, 17d) kommt es wiederholt zum Einschwemmen organischen Materials (Stängel- und Blattreste, Nadeln, Holzreste). Das schließt sowohl die Bereiche der Hintergrundsedimentation, bei IRMLER 2003 als Normalsedimentation bezeichnet, als auch die mächtigeren Ereignislagen ein. Eigene Beobachtungen z.B. im Mai 2008 zeigten, dass sich sogenannte „Nadelteppiche“ und auch „Pollenfahnen“ je nach vorherrschender Windrichtung an der Seeoberfläche bewegen. Dies wurde auch wiederholt von Augenzeugen vor Ort beschrieben. Eine Reihe von Sedimentkernen des Profundals enthalten, vor allem unterhalb von Ereignislagen, z.T. mehrere Zentimeter mächtige Nadel- und Holzrestlagen.

Insgesamt eignen sich die Sedimente des Pragser Wildsees sehr wahrscheinlich nicht für eine Altersbestimmung mit der AMS-¹⁴C-Methode. Dies gilt sowohl für die in den Sedimenten enthaltenen terrestrischen, als auch aquatischen pflanzlichen Makroresten.

7 Fazit

Das Hauptziel dieser Arbeit bestand darin, die steuernden Faktoren und Prozesse der Sedimentations- und Erosionsdynamik am Pragser Wildsee zu untersuchen. Hierfür wurde auf einen kombinierten Ansatz, bestehend aus einem Monitoring in Form von Sedimentfallenuntersuchungen, verbunden mit der Erfassung hydrologischer und meteorologischer Parameter sowie auf die sedimentologische, geochemische und mikrofazielle Analyse ausgewählter Sedimentkerne, gesetzt. Durch diese Untersuchungen sollte des Weiteren versucht werden, Gründe für die zeitliche Diskrepanz zwischen den sedimentologischen und palynologischen Befunden sowie den radiometrischen Datierungen zu identifizieren und ggf. das Erosionspotential ausgewählter Ereignislagen abzuschätzen.

Bezugnehmend auf die steuernden Faktoren und Prozesse, die das Sedimentations- und Erosionsgeschehen am Pragser Wildsee beeinflussen,

können nachfolgende Aspekte angeführt werden. Am Aufbau der Sedimente des Prager Wildsees sind sowohl organische Komponenten in Form von Diatomeen und Pflanzenresten (Nadeln, Blätter, Stängel) als auch klastisches Material (Dolomit-, Calcit- und Quarzminerale) beteiligt. Allerdings können die Diatomeen aufgrund mangelnder Erhaltung im Sediment nicht als Proxy verwendet werden. Der klastische Materialeintrag erfolgt außerdem sehr unregelmäßig, zumeist in den Sommermonaten, gelegentlich auch später im Jahr (Ereignis November 2008) und in der Regel wohl als Filterspülung (vgl. auch NOWACKI 2008). Als wesentlicher Faktor für die Bildung klastischer Laminae ist in diesem Zusammenhang der Niederschlag zu nennen. Dieser kann unter Umständen schnelle Seespiegelanstiege zur Folge haben. Daneben können noch litorale Erosionsprozesse, z.T. wohl verbunden mit subaquatischen Rutschungen, durch Wellenschlag, infolge von Sturmereignissen (FANETTI et al. 2008), eine Rolle spielen.

Ein Niederschlagsschwellenwert, der die Ablagerung einer potentiellen Ereignislage impliziert, konnte nicht bestimmt werden. Sehr wahrscheinlich spielen neben der Niederschlagsmenge bzw. -intensität und -dauer, andere Rahmenbedingungen, wie die Höhe des Seespiegelstandes und die Sedimentverfügbarkeit im Einzugsgebiet des Sees ebenfalls eine Rolle. Zu diesem Ergebnis kamen bereits STRUNK (1995), IRMLER (2003) und NOWACKI (2008). Eine wichtige Rolle scheint auch das Grund- und Karstwassersystem für die Sedimentationsdynamik des Prager Wildsees zu spielen, wie bereits die Untersuchungen von ENGELEN (1972) andeuteten und auch eigene Beobachtungen im Gelände zeigten. Über die „Größenordnung“ des Einflusses können allerdings auf Grund fehlender detaillierter Untersuchungen keine Aussagen getroffen werden. Besonders auch für die älteren Ereignisse sind diese Rahmenbedingungen nachträglich schwer bzw. gar nicht rekonstruierbar.

Im Seekörper breiten sich die Ereignisse entsprechend des verursachenden Prozesses, der Eintragsquelle, der Morphologie des Seebodens, den thermischen Gegebenheiten und der Dichte der Suspensionsströme als *hypopycnal flows*, *homopycnal flows*, *mesopycnal* oder *hyperpycnal flows* aus bzw. gehen diese Formen ineinander über (vgl. u.a. MULDER & ALEXANDER 2001, NOWACKI 2008). Anhand der Untersuchungen zur Sedimentverteilung von mächtigeren Ereignislagen mit Hilfe des ArcGIS 9.2 (NOWACKI 2008) lässt sich der Hauptsedimenttransportpfad vom Finsterbachdelta (Entwässerung des Grünwaldtals) in Richtung Norden über die kleine Stufe zum unterirdischen Ablauf verfolgen (vgl. ENGELEN 1972, Anhang 2). Zudem existieren sehr wahrscheinlich Nebenströmungen aus Richtung der beiden östlichen Schuttfächer A und B, die die Ausbreitung der Suspensionsströme entsprechend beeinflussen, vgl. ENGELEN (1972), NOWACKI (2008). Allerdings konnten diese mit dem Installationspunkt des Strömungsmessers vor dem

Finsterbachdelta im Süden des Sees im Rahmen dieser Studie nicht näher untersucht werden.

Anhand der Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen (2004 bis 2006 und 2006 bis 2009) sowie der dünnstufmikroskopischen Auswertung der Sedimentkerne PR 03/06, PRKL 01/06, PRKL 01/01, PR 45/08 und PR 37/08 war es möglich, Gründe für die große zeitliche Diskrepanz zwischen der bestehenden Warvenchronologie von IRMLER (2003), den Ergebnissen der AMS-¹⁴C-Datierungen und denen der Pollenanalysen (SCHNEIDER et al. 2009) zu identifizieren. So konnten die im Rahmen der Rezentstudie in den Sedimentfallen erfassten Mikroereignislagen auch in den entnommenen Sedimentkernen des Profundals und des Nebenbeckens als klastische Laminae zweifelsfrei nachgewiesen werden. Nach „alter Zählweise“ für ein Jahr wären anhand der Sedimentsequenz demnach „zwei Jahre“ gezählt worden. Die korrekte zeitliche Einordnung dieser klastischen Laminae in den Sedimentkernen wurde nur durch das Vorhandensein von hoch aufgelösten Sedimentfallendatensätzen und Klimadaten, besonders der Niederschlagswerte, sowie der kontinuierlichen Aufzeichnungen zu Wassertemperaturen und Wasserstandsschwankungen ermöglicht. Auch die Mikrofaziesanalysen am Referenzkern PR 03/06 sowie am Kolbenlotkern PR 01/01 aus dem Profundal zeigten, dass es zur Ausbildung unterschiedlich vieler Laminae „pro Jahr“ kommt und es sich demnach nicht um klastische Warven im Sinne der Beschreibungen von O´SULLIVAN (1983), ALEFS (1997), ZOLITSCHKA (1998) handelt. Somit ist die Primärvoraussetzung für das Erstellen einer Warvenchronologie nicht erfüllt. Des Weiteren eignen sich die Sedimente bzw. die darin enthaltenen terrestrischen und (aquatischen) pflanzlichen Makroreste nur bedingt bis gar nicht für Altersbestimmungen mit der AMS¹⁴C-Methode (vgl. Kapitel 6.2).

Was die Erosionsleistung potentieller Ereignislagen angeht, kann gesagt werden, dass diese für die mikrofazial untersuchten Ereignislagen ErLa I, ErLa II und ErLa XIII entlang des Kerntransekts vom Haupt- ins Nebenbecken, sowie für alle von NOWACKI (2008) klassifizierten Ereignislagen, als gering einzuschätzen ist. Bei ErLa IV, deuten, sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch erkennbar, Mächtigkeitsveränderungen der Lage sowie sogenannte *flame structures* auf eine erosive Leistung von ErLa III hin, vgl. u.a. MULDER & ALEXANDER (2001), SHANMUGAM (2002). Allerdings sollten *flame structures* nicht als absoluter Anzeiger für die erosive Tätigkeit von Ereignislagen interpretiert werden. Natürlich ist eine erhöhte Erosionsleistung anderer Ereignislagen unterhalb der von NOWACKI (2008) untersuchten Sedimentsequenzen des Prager Wildsees nicht ausgeschlossen. Es liegen für diese Sequenzen jedoch keine bzw. zu wenige Vergleichskerne vor, so dass auch hier keine Aussagen hinsichtlich der Erosionsleistung und damit auch

keine zusätzlichen Informationen zur bestehenden zeitlichen Diskrepanz zwischen den sedimentologischen und radiometrischen Befunden getroffen werden können. Fest steht jedoch, dass die Sedimentsequenzen zwischen den Ereignislagen in den Kernen des westlichen Profundals deutliche Störungen gegenüber den Kernen aus dem zentralen bzw. östlichen Profundal aufweisen, wie die Kernklassifikationen von NOWACKI (2008) und die Mikrofaziesanalyse der Kerne PRKL 01/01 (westliches Profundal) und PR 03/06 (zentrales Profundal) zeigen konnten. Diese sind sehr wahrscheinlich auf die Seebeckenmorphometrie sowie die Strömungsverhältnisse im See zurückzuführen.

Das Prozessverständnis konnte durch die Untersuchungen zur rezenten und subrezenten Sedimentations- und Erosionsdynamik innerhalb dieser Studie deutlich verbessert werden. So zeigten diese Untersuchungen, dass es zu erheblichen interannuellen und auch intraannuellen Mächtigkeitsunterschieden in den Sedimentsequenzen kommt, die in ihrer Ausprägung je nach Kernlokalität variieren, wie die Mikrofaziesanalyse der Kerne PRKL 01/01, PR 03/06 und PRKL 01/06 ergaben. Die Sedimentation am Pragser Wildsee ist ereignisgesteuert, d.h. Ereignissedimentation = Normalsedimentation. Nur für die jüngsten Sedimente ist unter Verwendung der Ergebnisse der Sedimentfallenuntersuchungen, der Sedimentkerne von 2001 und 2002, der Ergebnisse der Mikrofaziesanalyse des Referenzkernes PR 03/06, rezenter Klimadaten und von Augenzeugenberichten die Erstellung eines „Ereigniskalenders“ (vgl. Kapitel 5.4) möglich.

8 Ausblick

Die Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, dass es aus prozessanalytischer Sicht notwendig ist, ein Monitoringprogramm für die nächsten 10-20 Jahre durchzuführen, um die Sedimentations- und Erosionsprozesse im und am Pragser Wildsee besser verstehen zu können. Hierfür müssen der See und das oberirdische sowie das unterirdische Einzugsgebiet untersucht werden. Dies wäre allerdings auch mit hohen Anschaffungs- bzw. Wartungskosten für die Messgeräte sowie hohen Personalkosten für die Betreuung der Geräte und Auswertung der Datensätze verbunden.

Um zweifelsfrei Aussagen zum täglichen Sedimenteintag im dynamischen System See treffen zu können, sollten neben den Intergralfallen deshalb besser Intervallfallen, selbstverständlich auch in Kombination mit der Aufzeichnung hoch aufgelöster Niederschlagsdaten und hydrologischer Parameter, z.B. Wassertemperatur, Strömungsgeschwindigkeit und -richtung und vor allem Trübung sowie Sauerstoffgehalt, verwendet werden. Zusätzlich muss die weitere kontinuierliche Entnahme von Sedimentkernen und anschließender

Mikrofaziesanalyse erfolgen. In diese Untersuchungen eingeschlossen werden sollten die kleinen Seen im Einzugsgebiet. Dazu zählen der Seabl, der Bärenseabl und der etwas größere Hochalpensee.

Um beispielsweise einen Überblick über die Gegebenheiten am Seegrund zu erhalten und mögliche unterirdische Zutrittsquellen sowie subaquatische Rinnenstrukturen zu detektieren, sind der Einsatz eines Sidescanars (vgl. DAUT 1998) und eines Unterwasserkamerasystems ratsam. Erste gute Ergebnisse konnte das von NOWACKI & THIELEMANN konzipierte Videokamerasystem C.U.R.T. des Instituts für Geographie der FSU Jena liefern. Dieses wurde in Zusammenarbeit mit der Werkstatt des Instituts für Materialwissenschaften und Werkstofftechnologie der FSU Jena realisiert.

Im oberirdischen Einzugsgebiet ist eine Installation von Niederschlagsmessern, Temperatursensoren, automatischen Schneesonden sowie auch Sedimentfallen unabdingbar. Die Sedimentfallen können zur Ermittlung der Erosionsraten im Einzugsgebiet herangezogen werden. Eine Untersuchung des Karstsystems erscheint notwendig, um das Sedimentationsgeschehen am Prager Wildsee zu verstehen. Dazu zählen vor allem Sennes- und Fossenplateau (vgl. ENGELN 1972). Ob und inwieweit der Große und Kleine Fossensee in die oben erwähnten Untersuchungen an weiteren Seen des Einzugsgebietes des Prager Wildsee mit einbezogen werden müssen, sollte im Zuge der Untersuchungen des Sennes- und Fossenplateaus geklärt werden können.

Außerdem erscheint eine GIS-gestützte Modellierung des Einzugsgebietes sinnvoll, um das Prozessverständnis der Transportmechanismen einschließlich der Sedimentation im See bei Hochwasser, Schneeschmelze aber auch bei Massenbewegungen (Bergrutsch, Bergsturz, Murgängen) weiter zu verbessern. So könnten eventuell verschiedene „hydrologische Szenarien“ unter Berücksichtigung der geomorphologischen, hydrologischen/hydrogeologischen Gegebenheiten sowie der Sedimentverfügbarkeit und Vegetationsbedeckung „durchgerechnet“ werden. Diese Untersuchungen könnten in Kombination mit dem bereits erwähnten Monitoringprogramm einen wichtigen Beitrag zur Naturgefahrenforschung und damit auch für zukünftige Planungsentscheidungen in den Alpenregionen leisten.

Um die Repräsentativität des Monitoringprogramms inklusive der Mikrofaziesanalyse von Sedimentkernen zu gewährleisten und Unterschiede in der zeitlichen bzw. räumlichen Sedimentations- und Erosionsdynamik (vgl. u.a. EVANS & SLYMAKER 2004) und damit eventuell auch den überregionalen Charakter von Hochwasser- oder Massenbewegungsereignissen zu untersuchen, empfiehlt es sich, dieses an weiteren Hochgebirgsseen, im besten Fall mit annähernd vergleichbaren Gegebenheiten im Einzugsgebiet, zu untersuchen. Dies war bereits im Rahmen dieses Projektes für den Antholzer

See geplant, konnte allerdings aus personellen Gründen nicht umgesetzt werden. Leider erscheint der Antholzer See auf Grund von Schutzmaßnahmen, im Speziellen das „Ausbaggern“ von Murenmaterial für diese Untersuchungen jedoch eher ungeeignet (AUTONOME PROVINZ BOZEN 2010c). Gleiches gilt für den Toblacher See. Hier wurden in den Jahren 1983, 1984 und 1987 wiederholt bis zu 0,5 m Sediment entnommen (AUTONOME PROVINZ BOZEN 2010d). Auch beim Dürrensee sind umfangreiche Maßnahmen, wie das Anlegen eines künstlichen Zulaufs oder das Versiegeln des Untergrundes durchgeführt worden (AUTONOME PROVINZ BOZEN 2009). Bei vielen anderen Südtiroler Seen wurden ähnliche „Schutzmaßnahmen“ umgesetzt (AUTONOME PROVINZ BOZEN 2009). Allerdings könnten einige dieser See unter Umständen trotzdem als Vergleichsseen für rezente Untersuchungen zur Sedimentations- und Erosionsdynamik dienen.

Literatur

- ABELE, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 25, München.
- ALEFS, J. (1997): Feinstratigraphie und Diatomeensukzession in den Profundalsedimenten des Ammersees und des Starnberger Sees (Oberbayern). Dissertation. TU München.
- AUTONOME PROVINZ BOZEN (2009) [Hrsg.]: Wassernutzungsplan. Teil 2. Ziele und Kriterien der Nutzung. Vorentwurf des Planes. http://www.provincia.bz.it/wasser-energie/download/WNP_Teil2_Juni2009.pdf (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- AUTONOME PROVINZ BOZEN (2010a [Hrsg.]): Rundgang am Pragser Wildsee nach Felssturz wieder geöffnet. http://www.provincia.bz.it/umweltagentur/service/aktuelles.asp?redas=yes&aktuelles_action=4&aktuelles_article_id=302993 (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- AUTONOME PROVINZ BOZEN (2010c) [Hrsg.]: Antholzer See. Schutzmaßnahmen. <http://www.provincia.bz.it/umweltagentur/wasser/antholzer-see.asp> (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- AUTONOME PROVINZ BOZEN (2010d) [Hrsg.]: Toblacher See. Schutzmaßnahmen. <http://www.provincia.bz.it/umweltagentur/wasser/toblacher-see.asp> (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- AUTONOME PROVINZ BOZEN Assessorat für Sozial- und Gesundheitswesen [Hrsg.] (1992): Zustand der Südtiroler Badeseen. Bericht 1992. Bozen.
- BAAS, J. H., VAN KESTERN, W. & POSTMA, G. (2004). Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology* 51, 1053-1088.
- BLOESCH, J. & BURNS, N.M. (1980): A critical review of sedimentation trap technique. *Schweiz. Z. Hydrol.* 42/1, 15-55.
- BLOESCH, J. & U. UEHLINGER (1986): Horizontal sedimentation differences in a eutrophic Swiss lake. *Limnol. Oceanogr.*, 31, 5, 1094-1109.
- BLOESCH, J. (1996): Towards a new generation of sediment traps and a better measurement/understanding of settling particle flux in lakes and oceans: A hydrodynamical protocol. *Aquatic Sciences* 58, 283-296.
- BLUSZCZ, P. (2003): Prozessstudien zur Kalibration sedimentärer Tracer. Partikeldynamik am Silvaplanner-See (Südost-Schweiz). Diplomarbeit Universität Bremen.
- BLUSZCZ, P., E. KIRILOVA, A.F. LOTTER, C. OHLENDORF & B. ZOLITSCHKA (2008): Global Radiation and Onset of Stratification as Forcing Factors of Seasonal Carbonate and Organic Matter Flux Dynamics in a Hypertrophic Hardwater Lake (Sacrower See, Northeastern Germany). *Aquat. Geochem.*, 14, 73–98. DOI 10.1007/s10498-008-9026-3

- BODBACKA, L. (1986): Sediment accumulation in Lakes Lilla Ullfjärden and Stora Ullfjärden, Sweden. *Hydrobiologia*, 143, 337-342.
- BRAUER, A., C. MANGILI, A. MOSCARIELLO, A. WITT (2008): Palaeoclimatic implications from micro-facies data of a 5900 varve time series from the Piànico interglacial sediment record, southern Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 259, S. 121-135.
- BRAUER, A., I. HAJDAS, J.W. NEGENDANK, B. REIN, H. VOS & B. ZOLITSCHKA (1994): Warvenchronologie. Eine Methode zur absoluten Datierung und Rekonstruktion kurzer und mittlerer solarer Periodizitäten. *Geowissenschaften* 12, Heft 10-11, 325-332.
- BÜHLER, J., C. SIEGENTHALER, R. SIMITOVIC, A. WÜEST & M. ZEH (2004): Trübeströme im Grimsensee. *Wasser, Energie, Luft*, 96, Heft 5/6, 129-135.
- CALLIERI, C. (1997): Sedimentation and aggregate dynamics in Lake Maggiore, a large, deep lake in Northern Italy. *Mem. Ist. ital. Idrobiol.*, 56, 37-50.
- CHRISTENSEN, J.H., B. HEWITSON, A. BUSUIOC, A. CHEN, X. GAO, I. HELD, R. JONES, R.K. KOLLI, W.-T. KWON, R. LAPRISE, V. MAGAÑA RUEDA, L. MEARNES, C.G. MENÉNDEZ, J. RÄISÄNEN, A. RINKE, A. SARR & P. WHETTON (2007): Regional Climate Projections. In: SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K.B. AVERYT, M. TIGNOR AND H.L. MILLER [Eds.]: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, New York.
- CHUTKO, K.J. & S.F. LAMOUREUX (2008): Identification of coherent links between interannual sedimentary structures and daily meteorological observations in Arctic proglacial lacustrine varves: potentials and limitations. *Can. J. Earth Sci.*, 45, 1-13.
- COCKBURN, J.M.H. & S.F. LAMOUREUX (2008): Inflow and lake controls on short-term mass accumulation and sedimentary particle size in a High Arctic lake: implications for interpreting varved lacustrine sedimentary records. *Journal of Paleolimnology*, 40, 923-942.
- CROZIER, M.J. & T. GLADE (1999): Frequency and magnitude of landsliding: fundamental research issues. *Zeitschrift für Geomorphologie. N.F. Suppl.-Bd.* 115, 141-155.
- 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.
- DANNENMANN, M. (2002): *Geomorphologische, Geologische und Geophysikalische Untersuchungen zur Entstehung des Pragser Wildsees (Pragser Dolomiten, Südtirol)*. 2 Bände. unveröff. Diplomarbeit. Universität Regensburg, Institut für Geographie.
- DAUT, G.F.P. (1998): *Subaquatische Massenbewegungen im Starnberger See und im Tegernsee*. Geophysikalische, sedimentologische und bodenmechanische Untersuchungen *Münchener Geologische Hefte*, B/5, München.

- DE BLASIO, F.V., ELVERHOI, A., ENGVIK, L.E., ISSLER, D., GAUER, P. & HARBITZ, C. (2006): Understanding the mobility of subaqueous debris flows. *Norwegian Journal of Geology*, Vol. 86, 275-284.
- DEGEER, G. (1912): A Geochronology of the last 12 000 years. *Proc. 11th Internat. Geological Congress*. 1910: 241-253.
- DELMONACO, G, G. LEONI, C. MARGOTTINI, C. PUGLISI & D. SPIZZICHINO (2003): Large scale debris-flow hazard assessment: a geotechnical approach and GIS modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3, 443-455.
- DOUGLAS, R.W., B. RIPPEY & C.E. GIBSON (2002): Interpreting sediment trap data in relation to the dominant sediment redistribution process in a lake. *Arch. Hydrbiol.* 155, 4, 529-539.
- DOUGLAS, R.W., B. RIPPEY & C.E. GIBSON (2003): Estimation of the in-situ settling velocity of particles in lakes using a time series sediment trap. *Freshwater Biology*, 48, 512-518.
- DROHMANN, D. & J. F. W. NEGENDANK (1993): Turbidites In The Sediments Of Lake Meerfelder Maar (Germany) And The Explanation Of Suspension Sediments. In: NEGENDANK, J. F. W. & B. ZOLITSCHKA [Hrsg.] (1993): *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 49. S. 194-208.
- ELVERHØI, A., C.B. HARBITZ, P. DIMAKIS, D. MOHRIG, J. MARR & G. PARKER (2000): On the dynamics of subaqueous debris flows. *Oceanography*, Vol.13, 109-117.
- ENGELEN, 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, Amsterdam.
- ENTERS, D., C. GIGUET-COVEX, F. ARNAUD & E. CHAPRON (2007): Climatically controlled sediment deposition patterns in a high alpine lake (Lake Anterne, French Alps). *Geophysical Research Abstract*, Vol. 9, 09025. EGU 2007. Wien.
- ENTERS, D., F. ARNAUD, J. POULENARD, C. GIGUET-COVEX, & E. MALET (2008): Long-Term monitoring of sediment transfer processes at an alpine catchment (Lake Anterne, French Alps): concept and first results. *Geophysical Research Abstract*, Vol. 10, 06508. EGU 2008. Wien.
- ENTERS. D., G. KIRCHNER & B. ZOLITSCHKA (2006): Establishing a chronology for lacustrine sediments using a multiple dating approach-A case study from the Frickenhauser See, central Germany. *Quaternary Geochronology* 1, 249-260.
- EVANS, M. & O. SLYMAKER (2004): Spatial and temporal variability of sediment delivery from alpine lake basins, Cathedral Provincial Park, southern British Columbia. *Geomorphology*, 61, 209-224.
- FANETTI, D., F. S. ANSELMETTI, E. CHAPRON, M. STURM & L. VEZZOLI (2008): Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 323-340.

- FELIX, M. & J. PEAKALL (2006): Transformation of debris flows into turbidity currents: mechanisms inferred from laboratory experiments. *Sedimentology* 53, 107-123 DOI: 10.1111/j.1365-3091.2005.00757.x
- FELIX, M. (2002): Flow structures of turbidity currents. *Sedimentology*, 49, 397-419.
- GENTILE, F., T. BISANTINO & G. TRISORIO LIUZZI (2008): Debris-flow risk analysis in south Gargano watersheds (Southern-Italy). *Nat Hazards* 44, 1-17.
- GEYH, M.A., J. MERKT & H. MÜLLER (1971): Sediment-, Pollen- und Isotopenanalysen an jahreszeitlich geschichteten Ablagerungen im zentralen Teil des Schleinsees. *Arch. Hydrobiol.*, 69 (3), 366-399.
- GILLI, A., F. S. ANSELMETTI, D. ARITZEGUI & J.A. MCKENZIE (2003): A 600-year sedimentary record of flood events from two sub-alpine lakes (Schwendiseen, Northeastern Switzerland). *Eclogae geol. Helv.* 96, Supplement 1, 49-58.
- GIOVANOLI, F. & A. LAMBERT (1985): Die Einschichtung der Rhone im Genfersee: Ergebnisse von Strömungsmessungen im August 1983. *Schweiz. Z. Hydrol.* 47/2, 159-178.
- GIRARDCLOS, S., O.T. SCHMIDT, M. STURM, D. ARIZTEGUI, A. PUGIN & F.S. ANSELMETTI (2007): The 1996 AD delta collapse and large Turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241, 137-154.
- GLADE, T. (1998): Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. *Environmental Geology* 35 (2-3) August 1998, 160-174.
- GOUDSMIT, G.-H., G. LEMCKE, D.M. LIVINGSTONE, A.F. LOTTER, B. MÜLLER & M. STURM (2000): Hagelseewli: A fascinating high mountain lake- suitable for paleoclimate studies?. *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 27, 1013-1022.
- GUYARD, H., G. ST-ONGE, E. CHAPRON, F.S. ANSELMETTI & P. FRANCUS (2007): The Ad 1881 earthquake-triggered slump and late Holocene flood-induced turbidites from proglacial Lake Bramant, western French Alps. In: V. LYKOUSIS, D. SAKELLARIOU AND J. LOCAT (Eds.): *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, 279-286.
- HAJDAS, I. & G. BONANI (2000): Radiocarbon dating of varve chronologies: Soppensee and Holzmaar Lakes after ten years. *Radiocarbon*, 42, 3, 349-353.
- HÅKANSON, L. (1984): Suspension and calibration of a sediment trap. *Schweiz. Z. Hydrol.* 46/1, 171-175.
- 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.* Thun.
- HEISS, C. (1992): *Der Pragser Wildsee. Smaragd der Dolomiten.* Bozen.
- HEISSEL, W. (1982): *Südtiroler Dolomiten.* In: GWINNER, M. P. [Hrsg.] (1982): *Sammlung geologischer Führer, Band 71.* Berlin, Stuttgart.
- HILBE, M., F.S. ANSELMETTI, R.S. EILERTSEN & L. HANSEN (2008): Spuren von Massenbewegungen auf dem Grund des Vierwaldstättersees bei Weggis: Die Ereignisse von 1601 und 1795. *Bull. angew. Geol.* Vol. 13/1, Juli 2008, 83-85.

- HOLLAN, E. & T.J. SIMONS (1978): Wind-Induced Changes of Temperature and Currents in Lake Constance. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. A, 27, 333-373.
- HSÜ, K. J. & K. KELTS. (1985): Swiss lakes as a Geological Laboratory, Part I: Turbidity Currents. Naturwissenschaften 72, 315-321.
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2002) [Hrsg.]: Klimareport Extra. Hochwasser, -Erdbeben und Murenereignis. 14.11.-16.11.2002. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2005a) [Hrsg.]: Klimareport Nr. 114. Juni 2005. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2005b) [Hrsg.]: Klimareport Nr. 115. Juli 2005. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2005c) [Hrsg.]: Klimareport Nr. 116. August 2005. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2007) [Hrsg.]: Klimareport Nr. 140. August 2007 www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008a) [Hrsg.]: Klimareport. Nr. 150. Juni 2008 www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008b) [Hrsg.]: Klimareport. Nr. 151. Juli 2008. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008c) [Hrsg.]: Klimareport. Nr. 152. August 2008. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008d) [Hrsg.]: Klimareport. Nr. 153. September 2008. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- HYDROGRAPHISCHES AMT DER AUTONOMEN PROVINZ BOZEN (2008e) [Hrsg.]: Klimareport. Nr. 154. Oktober 2008. www.provinz.bz.it/Wetter (letzter Zugriff: 20.01.2010)
- ILSTAD, T., A. ELVERHØI, D. ISSLER & J.G. MARR (2004): Subaqueous debris flow behaviour and its dependence on the sand/clay ratio: a laboratory study using particle tracking. Marine Geology 213, 415-438.
- INNES, J. L. (1983): Debris flows. In: Progress in Physical Geography 1983, Vol. 7, S. 469-501.
- IRMLER, R. (2003): Seesedimente als natürliches Archiv zur Erstellung eines Murkalenders Am Beispiel des Pragser Wildsees (Norditalien). Dissertation. Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät der Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- IRMLER, R., G. DAUT & R. MÄUSBACHER (2006): A debris flow calendar from sediments of lake Lago di Braies (N. Italy). Geomorphology 77, 69-78.
- IRMLER, R., K.V.D. BORG, G. DAUT, R. MÄUSBACHER, H. SCHNEIDER & H. STRUNK (2005): The reconstruction of debris flow frequency using sediments of lake Lago di Braies/N-Italy. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Vol.138, 37-50.

- JENKINS, R & L.J. DE VRIES (1970): Practical X-ray Spectrometry. London.
- KELTS, K. & K.J. HSÜ (1978): Freshwater carbonate sedimentation. In: LERMAN, A. [Ed.]: Lakes - Chemistry, Geology, Physics. New York, 295-323.
- KELTS, K. & K.J. HSÜ (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, Basel.
- KLEBELSBERG, R. (1956): Südtiroler geomorphologische Studien: Das Pustertal (Rienz-Anteil). Schlernschriften, Innsbruck.
- KLUG, H.-P. & L.-E. ALEXANDER (1974): X-Ray Diffraction Procedures for polycrystalline and amorphous material. New York.
- KNELLER, B. & C. BUCKEE (2000): The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47, Suppl.1, 62-94.
- KOZERSKI, H.-P. (1994): Possibilities and limitations of sediment traps to measure sedimentation and resuspension. *Hydrobiologia*, 284, 93-100.
- KOZERSKI, H.-P. (2006): Sedimentation und Resuspension in Flachgewässern - zwei weiterhin schwer fassbare Größen?. Rostock. *Meeresbiol. Beitr. Heft 16*, 13-33.
- KUENEN, P.H. (1966) Matrix of turbidites: experimental approach. *Sedimentology*, 7, 267-297.
- KULBE, T., C. OHLENDORF & M. STURM (2006): Lacustrine particle dynamics in a high-altitude lake Estany Redo (Spain) - a high resolution sediment trap study. *J. Limnol.* 65(2), 89-99.
- LAMBERT, A. & K.J. HSÜ (1979): Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, 26, 3, 453-461.
- LAMBERT, A. & K. KELTS & U. ZIMMERMANN (1984): Trübestrome in Seen: Sauerstoffeintrag durch grundnah eingeschichtetes Flusswasser. *Schweiz. Z. Hydrol.*, 46/1, 41-50.
- LAMOUREUX, S. (1999): Spatial and interannual variations in sedimentation patterns recorded in nonglacial varved sediments from the Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology*, 21, 73-84.
- LAMOUREUX, S.F. & R.S. BRADLEY (1996): A late Holocene varved sediment record of environmental change from northern Ellesmere Island, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 16, 239-255.
- LEEMANN, A. & F. NIESSEN (1994): Varve formation and the climatic record in an alpine proglacial lake: calibrating annually-laminated sediments against hydrological and meteorological data. *The Holocene*, 4, 1-18.
- LEHNERT, (2001): Röntgenfluoreszenzanalyse. In: CAMMANN, K. [Hrsg.] (2001): *Instrumentelle Analytische Chemie. Verfahren, Anwendungen und Qualitätssicherung*. Berlin.
- LEMMEN, D.S., R. GILBERT, J.P. SMOL & R.I. HALL (1988): Holocene Sedimentation in glacial Tasikutaaq Lake, Baffin Island. *Can. J. Earth Sci.*, 25, 810-823.

- LOTTER, A.F., M. STURM, J.L. TERANES & B. WEHRLI (1997): Varve formation since 1885 and high-resolution varve analyses in hypertrophic Baldeggersee (Switzerland). *Aquatic Science* 59, 304-325.
- LOTTER, A.F. (1989): Evidence of annual layering in Holocene sediments of Soppensee, Switzerland. *Aquatic Sciences*, 51, 1, 19-30.
- LOUIS, K., P. BÄNNINGER, J. LUTERBACHER & T. ZWYER (2008): Der Schuttstrom vom 15./16. Juli 1795 in Weggis - Die Rekonstruktion des Ereignisses und Beurteilung des vorhandenen Gefahrenpotentials. *Bull. Angew. Geol.*, Vol. 13/1, 55-81.
- LUDLAM, S.D. (1974): Fayetteville Green Lake, New York. 6. The role of turbidity currents in the lake sedimentation. *Limnology and Oceanography*, 19 (4), 656-664.
- MANGILI, C., A. BRAUER, A. MOSCARIELLO & R. NAUMANN (2005): Microfacies of detrital event layers deposited in Quaternary varved lake sediments of the Piànico-Sèllere Basin (northern Italy). *Sedimentology*, 52, 927-943.
- MATTY, J.M., J.B. ANDERSON & R. DUNBAR (1987): Suspended Sediment Transport, Sedimentation, and Resuspension in Lake Houston, Texas: Implications for Water Quality. *Environ. Geol. Water Sci.*, Vol. 10, No. 3, 175-186.
- MELELLI, L. & A. TARAMELLI (2004): An example of debris-flows hazard modeling using GIS. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 4,1-12.
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen. *Arch. Hydrobiologie*, 69 (2), 145-154.
- MIDDLETON, G.V. (1967) Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. *Can. J. Earth Sci.*, 4, 475-505.
- MIDDLETON, G.V. (1993) Sediment deposition from turbidity currents. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 21, 89-114.
- MIDDLETON, G.V. & M.A. HAMPTON (1973) Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidity and Deep Water Sedimentation* (Eds G.V. Middleton and A.H. Bouma), SEPM, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, 1-38.
- MONECKE, K., F.S. ANSELMETTI, A. BECKER, M. STURM & D. GIARDINI (2004): The record of historic earthquakes in lake sediments of Central Switzerland. *Tectonophysics* 394, 21-40.
- MULDER, T. & J. ALEXANDER (2001): The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48, 269-299.
- MULDER, T. & P. COCHONAT (1996) Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, 66, 43-57.
- NIESSEN, F. & M. STURM (1987). Die Sedimente des Baldeggersees (Schweiz) – Ablagerungsraum und Eutrophierungsentwicklung während der letzten 100 Jahre. *Arch. Hydrobiol.*, 108, 365-383.
- NIPKOW, H.F. (1920): Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen des Schlammabsatzes im Zürichsee. *Zeitschrift für Hydrologie*, v. 1, p. 1-28.
- NOWACKI, D. (2008): Hochaufgelöste Untersuchungen zur Mächtigkeitsverteilung von Ereignislagen in Seesedimenten unter Verwendung eines GIS-Ansatzes am Beispiel

- des Pragser Wildsees (Südtirol). unveröffentl. Diplomarbeit. Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- O'SULLIVAN, P.E. (1983): Annually-Laminated Lake Sediments and the Study of Quaternary Environmental Changes - A Review. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 1, 245-313.
- OHLENDORF, C., M. STURM & S. HAUSMANN (2003): Natural environmental changes and human impact reflected in sediments of a high alpine lake in Switzerland. *Journal of Paleolimnology* 30, 297-306.
- PAGE, M. J., N.A. TRUSTRUM & R.C. DE ROSE (1994): A high resolution record of storm-induced erosion from lake sediments, New Zealand. - *Journal of Paleolimnology* 11, 333-348.
- PIA, J. (1937): *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. Wien.
- PREMAZZI, G. & G. MARENGO (1982): Sedimentation rates in a Swiss-Italian lake measured with sediment traps. *Hydrobiologia* 92, 603-610.
- RAPHAEL, F. (2007): *Feinstratigraphische Auswertung von Sedimentkerndaten zur rezenten/subrezentem Sedimentdynamik am Pragser Wildsee (Südtirol)*. unveröffentlichte Bachelorarbeit. Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät der Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- REID, L. M. & M.J. PAGE (2002): Magnitude and frequency of landsliding in a large New Zealand catchment. *Geomorphology* 49, 71-88.
- REID, L. M. (1998): Calculation of average landslide frequency using climate records. *Water Resources Research*, 34, 4, 869-877.
- RENBORG, I. (1986): Photographic demonstration of the annual nature of a varve type common in N. Swedish lake sediments. *Hydrobiologia*, 140, 93-95.
- RETELLE, M.J. & J.K. CHILD (1996): Suspended sediment transport and deposition in a high arctic meromictic lake. *Journal of Paleolimnology*, 16, 151-167.
- RICHARDI, H.-G. (2008): *Die Erschließung der Dolomiten. Auf den Spuren der Pioniere Paul Grohmann und Viktor Wolf-Glanvell in den Bleichen Bergen*. Bozen.
- RICKENMANN, D., D. LAIGLE, B. W. MCARDELL & J. HÜBL (2006): Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences* 10, 241-264. DOI: 10.1007/s10596-005-9021-3
- SCHIEFER, E., B. MENOUNOUS & O. SLAYMAKER (2006): Extreme sediment delivery events recorded in the contemporary sediment record of a montane lake, southern Coast Mountains, British Columbia. *Can. J. Earth Sci*, 43, 1777-1790.
- SCHNEIDER, H., A. SCHARF, G. DAUT & R. IRMLER (in Vorbereitung): Chrysophyceae cysts as an important reason for reservoir effects in radiocarbon dating of alpine lake sediments.
- SCHNEIDER, H., D. HÖFER, R. IRMLER, G. DAUT, & R. MÄUSBACHER (2009): The correlation of climate, man and debris flow events. A palynological approach. *Geomorphology*. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.09.014

- SCHNELLMANN, M., F.S. ANSELMETTI, D. GIARDINI & J.A. MCKENZIE (2005): Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52, 271-289. DOI: 10.1111/j.1365-3091.2004.00694.x
- SCHNELLMANN, M., F.S. ANSELMETTI, D. GIARDINI & J.A. MCKENZIE (2006): 15,000 Years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae geol. Helv.* 99, 409-428.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1994): *Klimatologie*. Stuttgart.
- SCHROTT, L. & T. GLADE (2007): Frequenz und Magnitude natürlicher Prozesse. In: GLADE, T. & C. FELGENTREFF [Hrsg.]: *Naturrisiken und Sozialkatastrophen*, Heidelberg, 133-140.
- SEELOS, K. & F. SIROCKO (2005): RADIUS - rapid particle analysis of digital images by ultra-high-resolution scanning of thin sections. *Sedimentology* 52, 669-681.
- SEELOS, K. (2004): Entwicklung einer numerischen Partikelanalyse auf Basis digitaler Dünnschliffaufnahmen und Anwendung der Methode auf die ELSA-HL2-Kernsequenz 66-41 m. Dissertation. Universität Mainz.
- SHANMUGAM, G (2002): Ten turbidite myths. *Earth Science Reviews* 58, 311-341.
- SHANMUGAM, G. (1997): The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews* 42, 201-229.
- SPROWL, D.R. (1993): On the precision of the Elk Lake varve chronology. In: BRADBURY, J.P. & W.E. DEAN [Eds.]: *Evidence for rapid climate change in the North-Central United States*. Geological Society of America Special Paper 276, 69-74.
- STIHLER, S.D., D.B. STONE & J.E. BEGET (1992): 'Varve' counting vs. tephrochronology and ^{137}Cs and ^{210}Pb dating: a comparative test at Skilak Lake, Alaska. *Geology*, 20, 1019-1022.
- ST-ONGE, G., T. MULDER, D.J.W. PIPER, C. HILLAIRE-MARCEL & J.S. STONER (2004): Earthquake and flood-induced turbidites in the Sagueuay Fjord (Québec): a holocene paleoseismicity record, *Quaternary Science Reviews*, 23, 283-294.
- STRASSER, M. & F.S. ANSELMETTI (2008): Mass-movement event stratigraphy in Lake Zurich; A record of varying seismic and environmental impacts, *Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie*, vol. 95, pp. 23-41, Schweizerische Geotechnische Kommission, Zurich, Switzerland.
- STRUNK, H. (1995): Dendrogeomorphologische Methoden zur Ermittlung der Murfrequenz und Beispiele ihrer Anwendung. *Theorie und Forschung* 317, *Geographie* 1, Regensburg.
- 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*. Proceeding of an INQUA Symposium on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Zürich 10.-20. Sept. 1978, 281-285, Rotterdam.

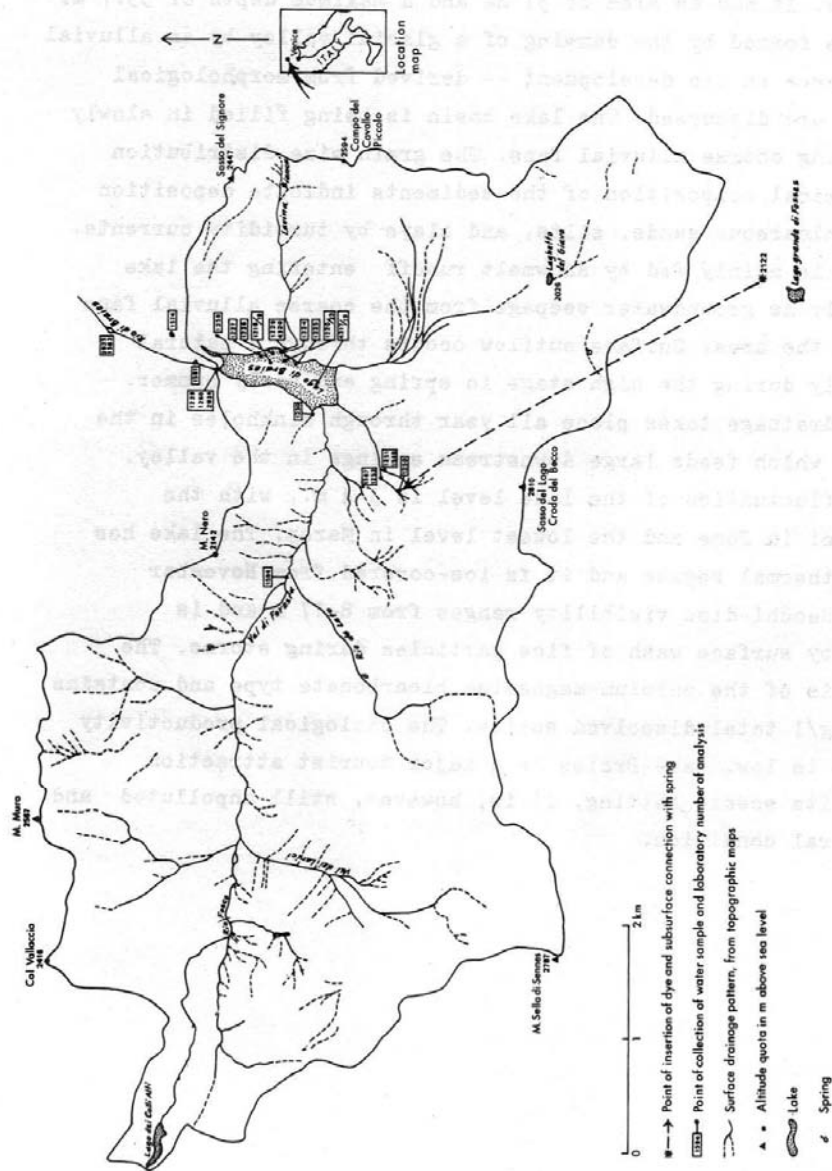
- STURM, M. (2002): Grimsensee-Entleerung 2000. Schwebstoffuntersuchungen im Brienersee. EAWAG.
- TUCKER, M. (1996): Methoden der Sedimentologie. Stuttgart.
- ZEITSCHEL, B., P. DIEKMANN & L. UHLMANN (1978): A New Multisample Sediment Trap. *Marine Biology*, 45, 285-288.
- ZIMMERMANN, M., P. MANI, P. GAMMA (1997): Murganggefahr und Klimaänderung - ein GIS-basierter Ansatz. Hochschulverlag AG ETH Zürich.
- ZOLITSCHKA, B. (1996): Image analysis and microscopic investigation of annually laminated lake sediments from Fayetteville Green Lake (NY, USA), Lake C2 (NWT, Canada) and Holzmaar (Germany): a comparison. In: KEMP, A.E.S. [Ed.]: *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*. Geological Society Special Publication No. 116, 49-55.
- ZOLITSCHKA, B. (1998): Paläoklimatische Bedeutung Laminiertes Sedimente. Holzmaar (Eifel, Deutschland), Lake C2 (Nordwest-Territorien, Kanada) und Lago Grande di Monticchio (Basilicata, Italien). *Relief - Boden - Paläoklima*. Band 13. München.
-

Augenzeugenbericht

Jens Kappel (Hotel Pragser Wildsee), persönliches Gespräch im Oktober 2008.

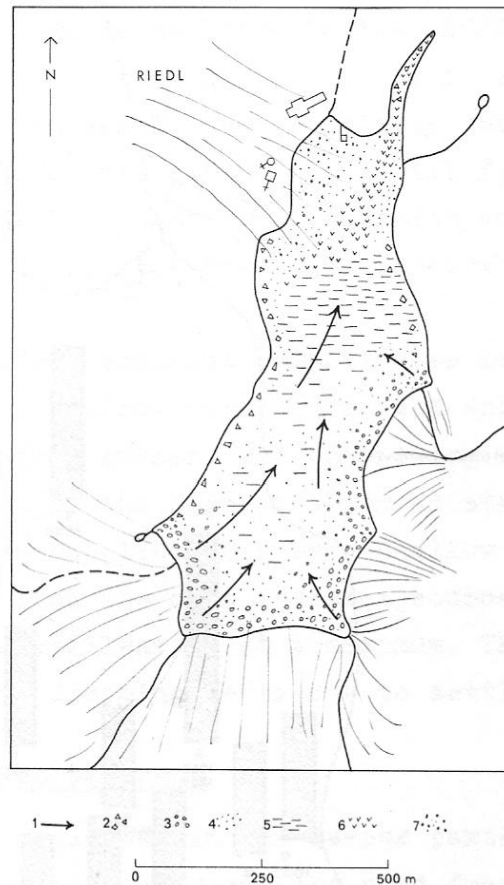
Anhang

Anhang 1: Einzugsgebiet des Pragser Wildsees (aus: ENGELEN 1972:6)	165
Anhang 2: Charakterisierung der Sedimenttypen des Pragser Wildsees (aus: ENGELEN 1972: 19).....	166
Anhang 3: Verteilung der Sedimente <2 μ m (aus: ENGELEN 1972: 20).....	167
Anhang 4: Verteilung der Sedimente >16 μ m (aus: ENGELEN 1972: 22).....	168
Anhang 5: Konstruktion der Sedimentfallenketten (schematisch).....	169
Anhang 6: Lage der entnommenen Schwerelotkerne von 2006 bis 2009.....	170
Anhang 7: Koordinaten, Wassertiefe in m bei Entnahmezeitpunkt und Kernlänge in mm (ohne Moosi) der Sedimentkerne.....	172
Anhang 8: Referenzkern PR 03/06 (aus: NOWACKI 2008)	173
Anhang 9: Felssturz im Oktober 2008 (Fotos: THIELEMANN 2008).....	174
Anhang 10: Zusammenstellung der errechneten Gesamtfluxraten (g m ⁻² d ⁻¹) an Sedimentfallenposition 1	175
Anhang 11: Zusammenstellung der errechneten Gesamtfluxraten (g m ⁻² d ⁻¹) an Sedimentfallenposition 2	175
Anhang 12: Zusammenstellung der errechneten Gesamtfluxraten (g m ⁻² d ⁻¹) an Sedimentfallenposition 3	176
Anhang 13: Ergebnisse der TC-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 1.....	176
Anhang 14: Ergebnisse der TN-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 1.....	177
Anhang 15: Ergebnisse der TS-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 1.....	177
Anhang 16: Ergebnisse der TC-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 2.....	178
Anhang 17: Ergebnisse der TN-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 2.....	178
Anhang 18: Ergebnisse der TS-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 2.....	179
Anhang 19: Vergleichsmessungen zwischen Shimadzu Sald-2001 und Beckmann Coulter LS 13320.....	180
Anhang 20: Dünnschliffe 1 bis 3 des Referenzkerns PR 03/06 (gescannt).....	181
Anhang 21: Schematische Beschreibung der beiden Ereignistypen A und B in der Sedimentsequenz des Kernes PRKL 01/06.....	182
Anhang 22: Ergebnis AMS ¹⁴ C-Datierung Beta-254013	183
Anhang 23: Ergebnis AMS ¹⁴ C-Datierung Beta-254014	184
Anhang 24: Ergebnis AMS ¹⁴ C-Datierung Beta-254015	185
Anhang 25: Ergebnis AMS ¹⁴ C-Datierung Beta-254016	186



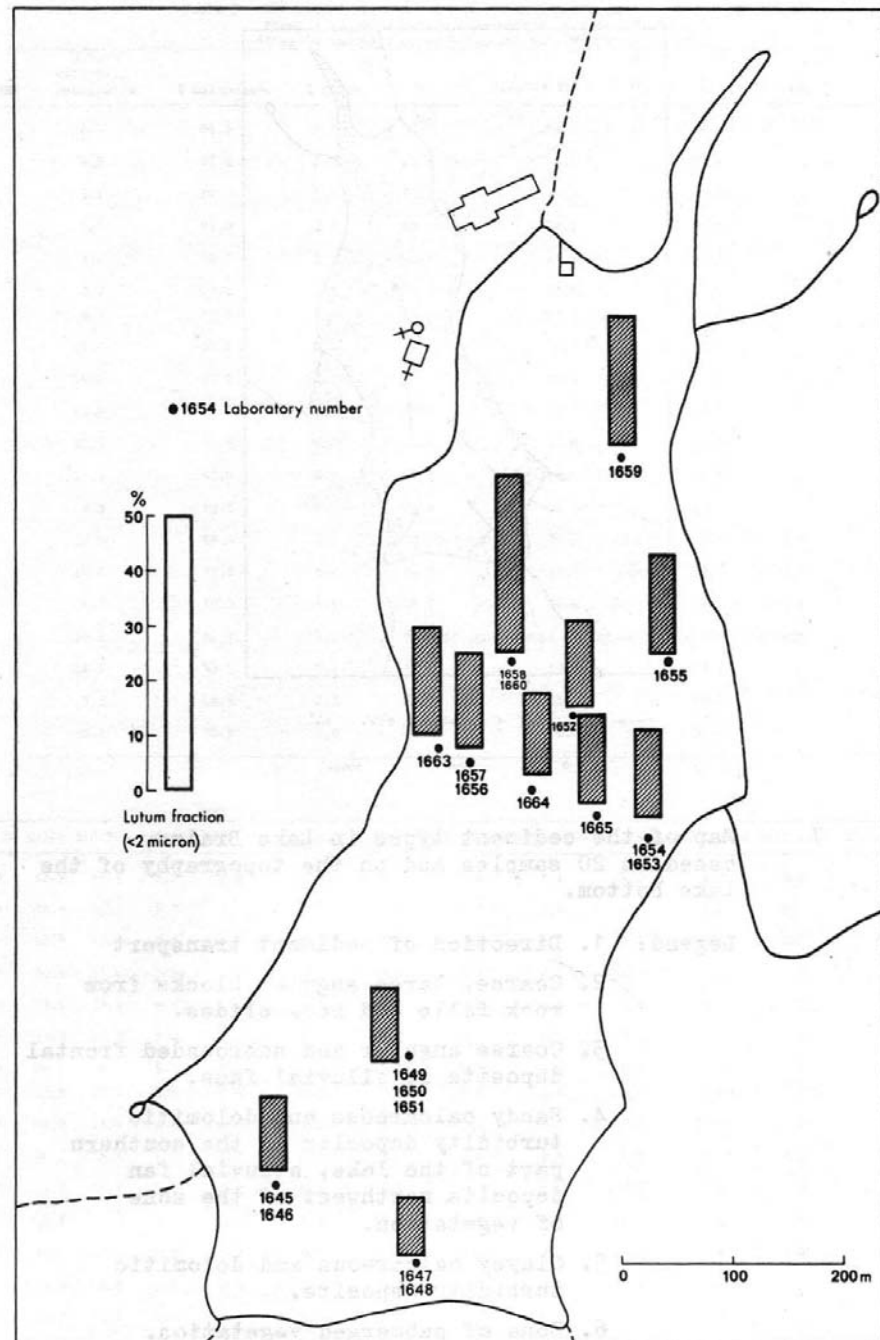
1 Map of the catchment area of Lake Braies, with inset location map, drainage network from the topographical map 1: 25.000, water sampling points, and location of dye test with subsurface connection.

Anhang 1: Einzugsgebiet des Prager Wildsees (aus: ENGELEN 1972:6)



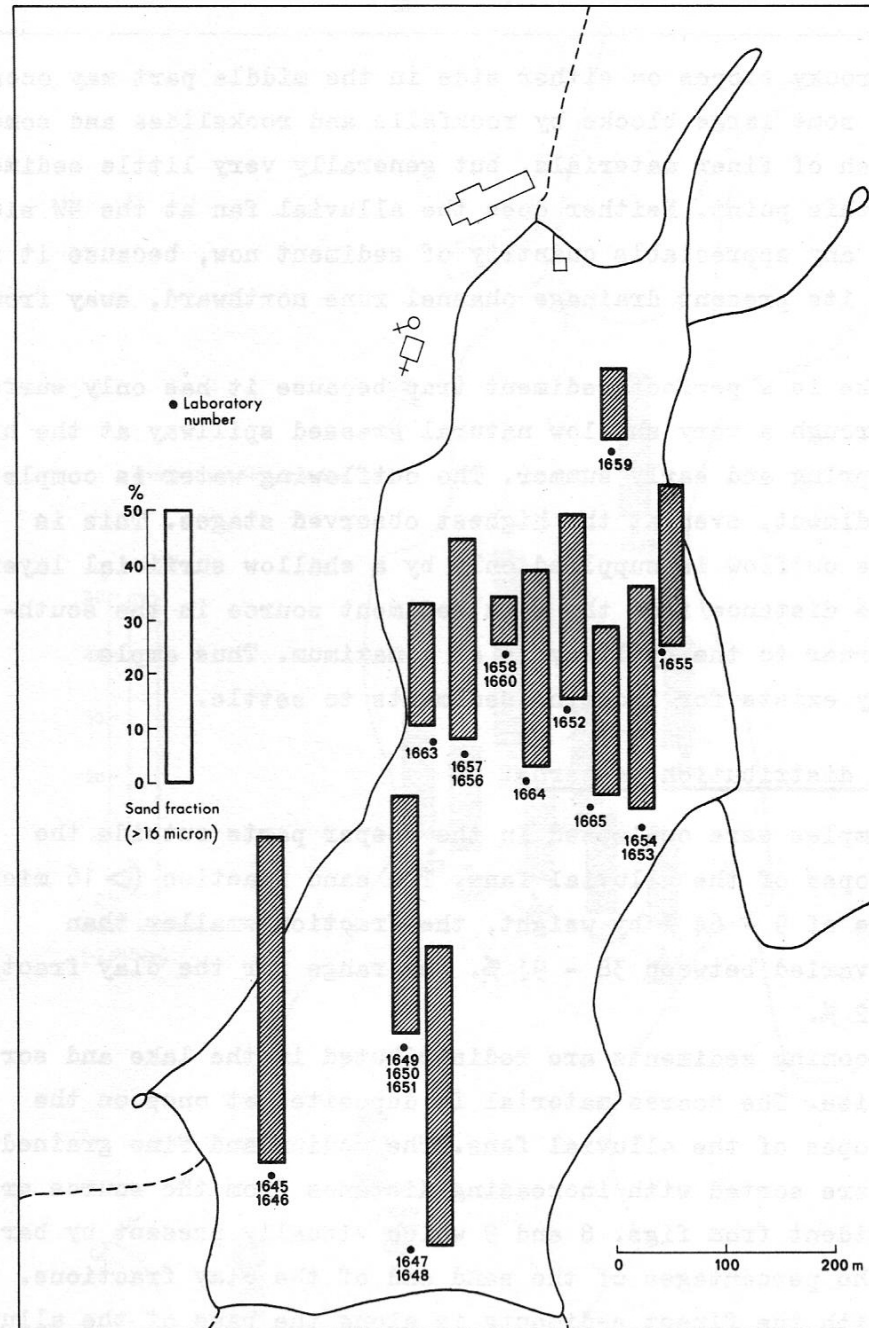
7 Map of the sediment types in Lake Braies, based on 20 samples and on the topography of the lake bottom.

- Legend:
1. Direction of sediment transport
 2. Coarse, large angular blocks from rock falls and rock slides.
 3. Coarse angular and subrounded frontal deposits of alluvial fans.
 4. Sandy calcareous and dolomitic turbidity deposits in the southern part of the lake, alluvial fan deposits northwest of the zone of vegetation.
 5. Clayey calcareous and dolomitic turbidity deposits.
 6. Zone of submerged vegetation.
 7. Alluvial fan.
 8. Chapel.
 9. Hotel.



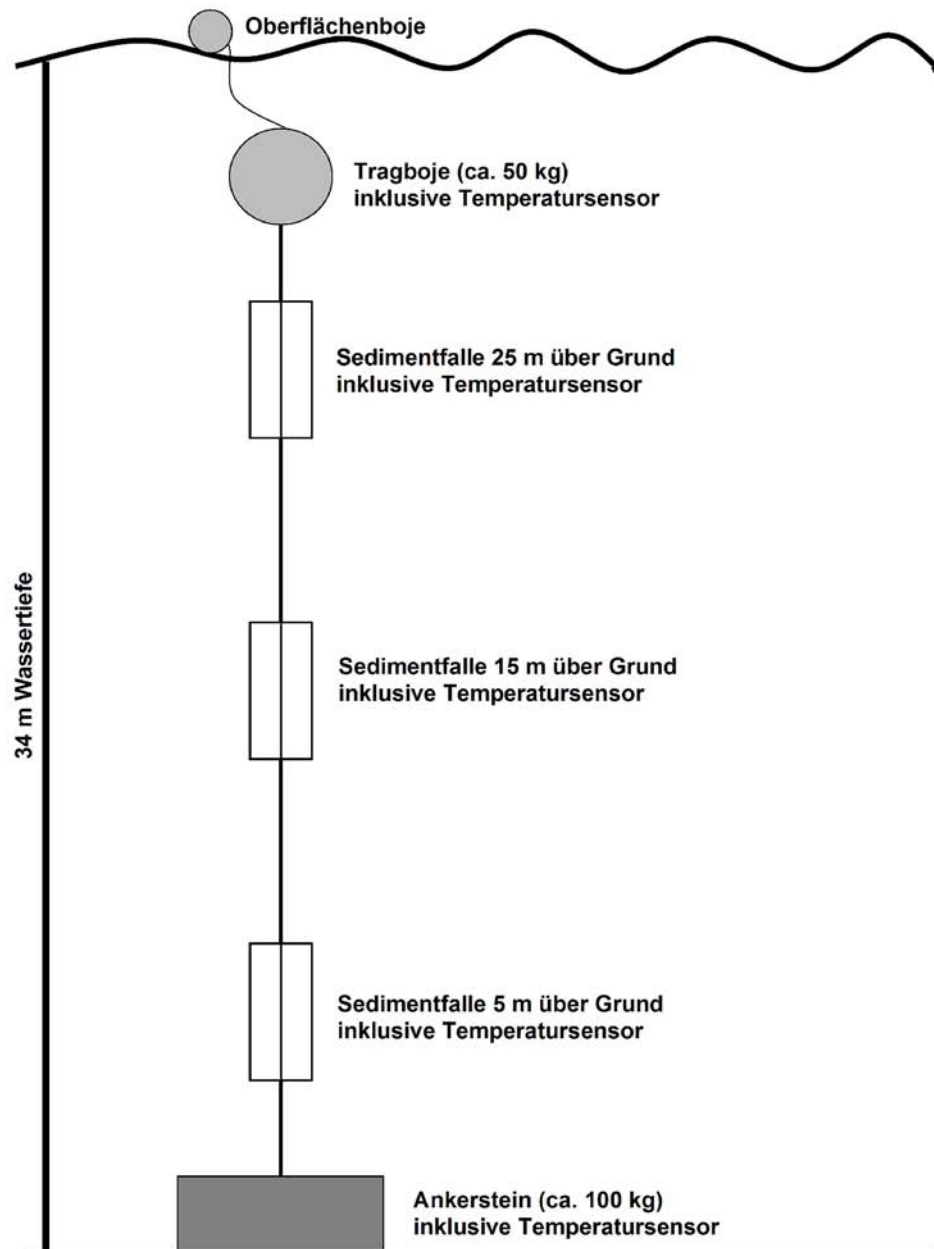
8 Map with bar diagrams of the percentage by weight of the lutum fraction (<2 micron) in the bottom sediment of Lake Braies. The sample numbers refer to Table I.

Anhang 3: Verteilung der Sedimente <2 μ m (aus: ENGELEN 1972: 20)

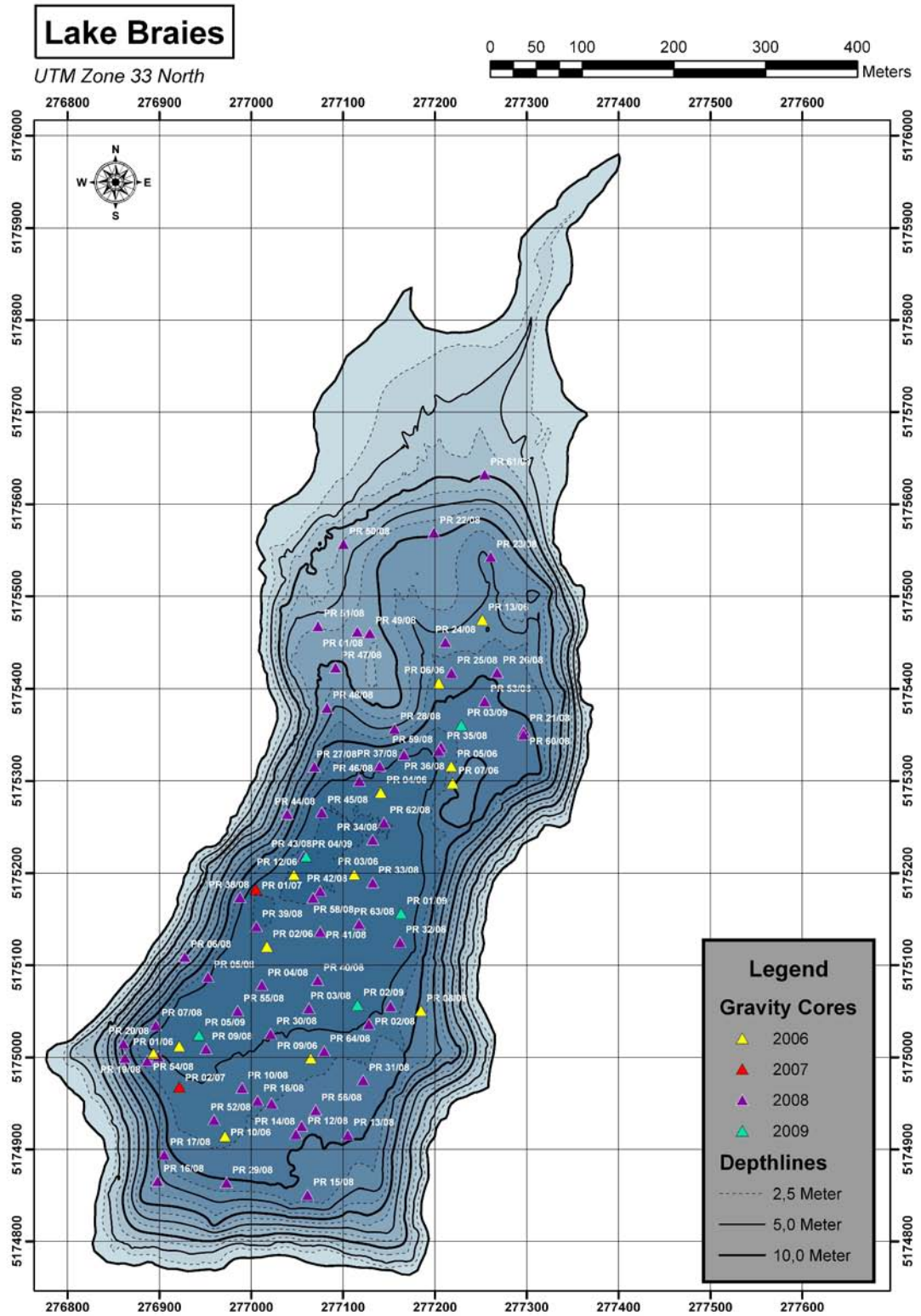


9 Map with bar diagrams of the percentage by weight of the sand fraction (>16 micron) in the bottom sediments of Lake Braies. The sample numbers refer to Table I.

Anhang 4: Verteilung der Sedimente $>16\mu\text{m}$ (aus: ENGELEN 1972: 22)



Anhang 5: Konstruktion der Sedimentfallenketten (schematisch)



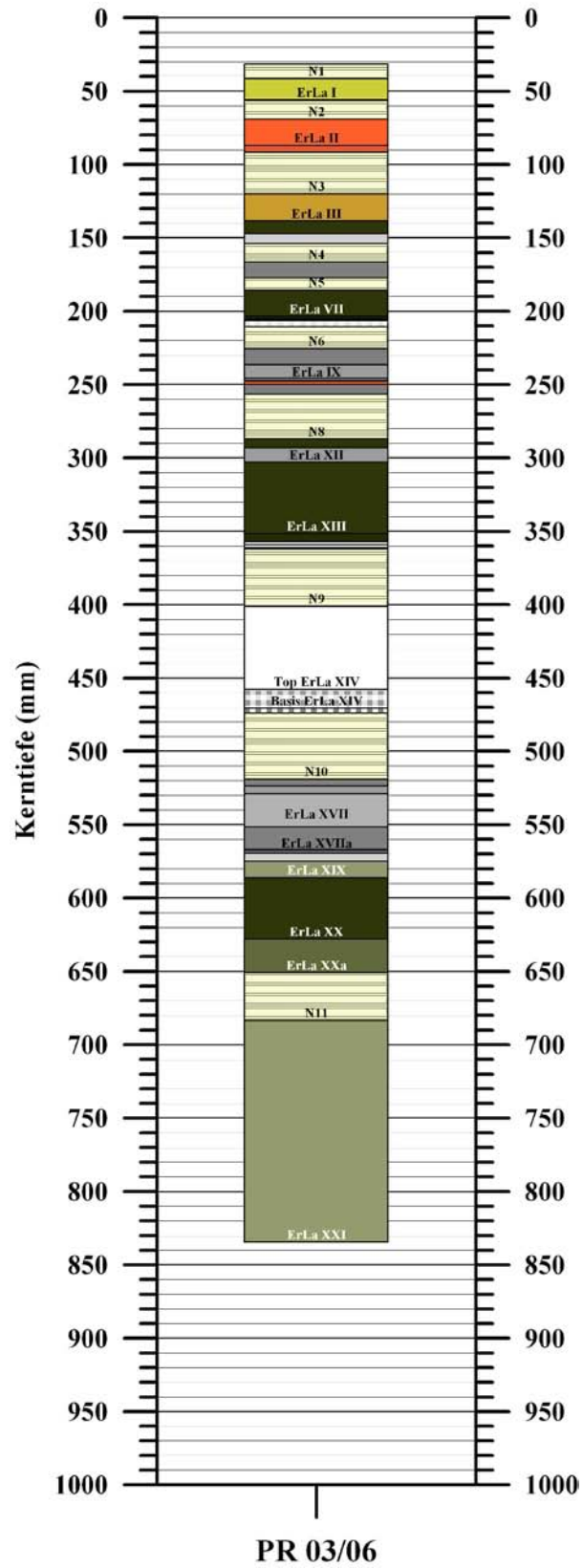
Anhang 6: Lage der entnommenen Schwerelotkerne von 2006 bis 2009

Kernnummer	Koordinaten UTM 33 T		Wassertiefe (m)	Kernlänge (mm) ohne Moosi
	Nordwert	Ostwert		
PR 01/06	5175176	277004	34	680
PR 02/06	5175120	277017	36	720
PR 03/06	5175199	277112	36	806
PR 04/06	5175288	277141	34	685
PR 05/06	5175316	277218	31	690
(PR 06/06)	5175406	277204	29	190
PR 07/06	5175297	276971	31	717
PR 08/06	5175050	277184	32	643
PR 09/06	5174921	277075	31	577
PR 10/06	5174915	276971	32	573
PR 11/06	5175004	276893	34	680
PR 12/06	5175198	277047	37	827
PR 13/06	5175474	277251	25	696
PR 01/07	5175182	277045	36	702
PR 02/07	5174967	276961	34	660
PR 01/08	5175462	277115	18	631
PR 02/08	5175036	277128	34	652
PR 03/08	5175053	277063	36	457
PR 04/08	5175078	277012	36	645
PR 05/08	5175087	276953	34	652
PR 06/08	5175109	276928	34	398
PR 07/08	5175035	276896	34	536
PR 08/08	5175001	276899	35	747
PR 09/08	5175010	276951	34	575
PR 10/08	5174967	276990	33	431
PR 11/08	5174950	277022	31	479
PR 12/08	5174926	277055	29	450
PR 13/08	5174916	277105	30	385
PR 14/08	5174917	277049	29	472
PR 15/08	5174851	277061	28	496
PR 16/08	5174866	276898	25	231
PR 17/08	5174894	276905	28	226
PR 18/08	5174953	277007	33	490
PR 19/08	5174999	276863	28	277
PR 20/08	5175015	276861	25	364
PR 21/08	5175355	277297	30	672
PR 22/08	5175569	277199	18	540
PR 23/08	5175543	277261	24	683
PR 24/08	5175450	277212	24	713
PR 25/08	5175417	277218	28	672
PR 26/08	5175417	277268	28	674
PR 27/08	5175316	277069	29	247

PR 28/08	5175357	277156	28	617
PR 29/08	5174864	276973	30	462
PR 30/08	5175026	277021	35	450
PR 31/08	5174975	277122	31	487
PR 32/08	5175125	277162	35	699
PR 33/08	5175190	277132	37	693
PR 34/08	5175236	277132	38	711
PR 35/08	5175337	277207	33	621
PR 36/08	5175329	277166	34	627
PR 37/08	5175316	277140	34	536
PR 38/08	5175174	276988	35	715
PR 39/08	5175142	277006	35	707
PR 40/08	5175084	277072	36	732
PR 41/08	5175136	277075	37	741
PR 42/08	5175181	277075	37	772
PR 43/08	5175218	277057	37	714
PR 44/08	5175264	277039	26	319
PR 45/08	5175266	277077	35	706
PR 46/08	5175300	277118	34	584
PR 47/08	5175423	277092	18	622
PR 48/08	5175380	277083	20	603
PR 49/08	5175460	277129	18	559
PR 50/08	5175557	277101	12	729
PR 51/08	5175468	277073	14	436
PR 52/08	5174932	276960	33	352
PR 53/08	5175387	277254	30	517
PR 54/08	5174996	276887	35	350
PR 55/08	5175051	276985	35	621
PR 56/08	5174943	277070	33	424
PR 57/08	5175055	277152	34	600
PR 58/08	5175173	277067	36	745
PR 59/08	5175333	277204	33	441
PR 60/08	5175351	277297	30	523
PR 61/08	5175632	277254	10	528
PR 62/08	5175255	277145	36	727
PR 63/08	5175145	277118	36	734
PR 64/08	5175007	277079	33	728
PR 01/09	5175156	277163	35	600
PR 02/09	5175057	277116	35	775
PR 03/09	5175361	277229	31	590
PR 04/09	5175024	276943	37	747
PR 05/09	5175218	277060	35	655

Anhang 7: Koordinaten, Wassertiefe in m bei Entnahmezeitpunkt und Kernlänge in mm (ohne Moosi) der Sedimentkerne

Referenzkern PR 03/06





Anhang 9: Felssturz im Oktober 2008 (Fotos: THIELEMANN 2008)

Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)	15 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)	5 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)
22.09.2006-24.10.2006	0,18	0,22	0,40
24.10.2006-21.05.2007	0,08	0,13	0,17
21.05.2007-19.06.2007	0,17	0,25	0,34
19.06.2007-23.07.2007	0,56	0,52	0,75
23.07.2007-12.08.2007	0,49	0,39	1,84
12.08.2007-09.09.2007	0,44	0,82	1,46
09.09.2007-24.10.2007	0,18	0,26	0,38
26.10.2007-19.05.2008	0,06	0,09	0,11
19.05.2008-17.06.2008	0,22	0,34	0,46
17.06.2008-17.07.2008	0,42	0,79	36,75
17.07.2008-11.08.2008	0,38	0,56	1,48
11.08.2008-08.09.2008	0,31	0,56	1,86
08.09.2008-13.10.2008	0,18	0,23	0,44
13.10.2008-19.05.2009	0,24	0,27	2,79

Anhang 10: Zusammenstellung der errechneten Gesamtfluxraten (g m⁻² d⁻¹) an Sedimentfallenposition 1

Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)	15 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)	5 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	0,09	0,08	0,17
21.05.2007-19.06.2007	0,38	0,24	0,24
19.06.2007-23.07.2007	0,67	0,61	0,81
23.07.2007-12.08.2007	0,53	0,95	0,94
12.08.2007-09.09.2007	0,50	0,69	0,65
09.09.2007-24.10.2007	0,19	0,25	0,32
26.10.2007-19.05.2008	0,06	0,07	0,06
19.05.2008-17.06.2008	0,27	0,31	0,65
17.06.2008-17.07.2008	1,63	3,11	48,91
17.07.2008-11.08.2008	0,44	0,69	1,16
11.08.2008-08.09.2008	0,68	0,63	1,10
08.09.2008-13.10.2008	0,20	0,22	0,37
13.10.2008-19.05.2009	0,25	0,62	2,32

Anhang 11: Zusammenstellung der errechneten Gesamtfluxraten (g m⁻² d⁻¹) an Sedimentfallenposition 2

Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)	15 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)	5 m über Grund (g m ⁻² d ⁻¹)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	n.b.	n.b.	n.b.
21.05.2007-19.06.2007	n.b.	n.b.	n.b.
19.06.2007-23.07.2007	n.b.	n.b.	n.b.
23.07.2007-12.08.2007	n.b.	n.b.	n.b.
12.08.2007-09.09.2007	n.b.	n.b.	n.b.
09.09.2007-24.10.2007	n.b.	n.b.	n.b.
26.10.2007-19.05.2008	n.b.	n.b.	n.b.
19.05.2008-17.06.2008	0,3	0,2	0,3
17.06.2008-17.07.2008	0,5	1,8	18,9
17.07.2008-11.08.2008	0,5	0,7	1,1
11.08.2008-08.09.2008	0,4	0,8	1,8
08.09.2008-13.10.2008	0,2	0,2	0,4
13.10.2008-19.05.2009	0,3	0,9	2,5

Anhang 12: Zusammenstellung der errechneten Gesamtfluxraten (g m⁻² d⁻¹) an Sedimentfallenposition 3

Sedimentfallensystem 1 - TC-Messung (Gew.-%)			
Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (Gew.-%)	15 m über Grund (Gew.-%)	5 m über Grund (Gew.-%)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	18,41	20,65	20,88
21.05.2007-19.06.2007	17,24	25,65	20,56
19.06.2007-23.07.2007	15,11	16,90	16,90
23.07.2007-12.08.2007	17,82	20,46	14,09
12.08.2007-09.09.2007	18,29	16,44	12,99
09.09.2007-24.10.2007	20,68	18,96	16,63
26.10.2007-19.05.2008	18,91	17,03	17,23
19.05.2008-17.06.2008	30,61	34,35	28,46
17.06.2008-17.07.2008	11,46	10,67	9,38
17.07.2008-11.08.2008	11,62	8,47	6,83
11.08.2008-08.09.2008	16,57	11,71	10,19
08.09.2008-13.10.2008	19,74	15,18	12,64
13.10.2008-19.05.2009	14,03	10,17	10,45

Anhang 13: Ergebnisse der TC-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 1

Sedimentfallensystem 1 - TN-Messung (Gew.-%)			
Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (Gew.-%)	15 m über Grund (Gew.-%)	5 m über Grund (Gew.-%)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	1,65	2,15	2,48
21.05.2007-19.06.2007	1,48	3,05	2,33
19.06.2007-23.07.2007	0,86	1,22	1,27
23.07.2007-12.08.2007	1,28	1,93	0,63
12.08.2007-09.09.2007	1,45	1,33	0,89
09.09.2007-24.10.2007	1,90	1,90	1,79
26.10.2007-19.05.2008	1,94	1,94	2,23
19.05.2008-17.06.2008	1,98	2,29	2,08
17.06.2008-17.07.2008	0,62	0,54	0,09
17.07.2008-11.08.2008	0,75	0,42	0,27
11.08.2008-08.09.2008	1,75	0,86	0,45
08.09.2008-13.10.2008	2,34	1,64	1,12
13.10.2008-19.05.2009	0,93	0,43	0,18

Anhang 14: Ergebnisse der TN-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 1

Sedimentfallensystem 1 - TS-Messung (Gew.-%)			
Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (Gew.-%)	15 m über Grund (Gew.-%)	5 m über Grund (Gew.-%)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	0,41	0,38	0,61
21.05.2007-19.06.2007	0,27	0,37	0,32
19.06.2007-23.07.2007	0,20	0,22	0,21
23.07.2007-12.08.2007	0,33	0,58	0,14
12.08.2007-09.09.2007	0,39	0,51	0,23
09.09.2007-24.10.2007	0,38	0,34	0,26
26.10.2007-19.05.2008	0,42	0,40	0,65
19.05.2008-17.06.2008	0,27	0,29	0,30
17.06.2008-17.07.2008	0,14	0,13	0,10
17.07.2008-11.08.2008	0,16	0,12	0,09
11.08.2008-08.09.2008	0,24	0,16	0,11
08.09.2008-13.10.2008	0,32	0,21	0,19
13.10.2008-19.05.2009	0,32	0,28	0,14

Anhang 15: Ergebnisse der TS-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 1

Sedimentfallensystem 2 - TC-Messung (Gew.-%)			
Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (Gew.-%)	15 m über Grund (Gew.-%)	5 m über Grund (Gew.-%)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	19,82	22,47	20,41
21.05.2007-19.06.2007	15,98	n.b.	21,30
19.06.2007-23.07.2007	14,27	17,01	16,04
23.07.2007-12.08.2007	15,73	14,30	15,30
12.08.2007-09.09.2007	19,20	14,60	15,02
09.09.2007-24.10.2007	n.b.	19,69	17,22
26.10.2007-19.05.2008	15,03	16,61	21,04
19.05.2008-17.06.2008	30,97	32,15	28,03
17.06.2008-17.07.2008	10,65	9,57	8,85
17.07.2008-11.08.2008	10,64	8,05	6,85
11.08.2008-08.09.2008	13,53	10,98	9,79
08.09.2008-13.10.2008	18,32	15,18	12,48
13.10.2008-19.05.2009	10,91	10,26	10,38

Anhang 16: Ergebnisse der TC-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 2

Sedimentfallensystem 2 - TN-Messung (Gew.-%)			
Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (Gew.-%)	15 m über Grund (Gew.-%)	5 m über Grund (Gew.-%)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	2,02	2,62	2,40
21.05.2007-19.06.2007	1,06	n.b.	2,31
19.06.2007-23.07.2007	0,61	1,05	1,13
23.07.2007-12.08.2007	0,98	0,75	0,92
12.08.2007-09.09.2007	1,35	1,34	2,18
09.09.2007-24.10.2007	n.b.	1,90	1,87
26.10.2007-19.05.2008	1,39	1,86	3,04
19.05.2008-17.06.2008	2,20	2,11	1,97
17.06.2008-17.07.2008	0,40	0,26	0,13
17.07.2008-11.08.2008	0,46	0,34	0,26
11.08.2008-08.09.2008	0,72	0,55	0,44
08.09.2008-13.10.2008	1,68	1,52	1,11
13.10.2008-19.05.2009	0,42	0,34	0,19

Anhang 17: Ergebnisse der TN-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 2

Sedimentfallensystem 2 - TS-Messung (Gew.-%)			
Untersuchungszeitraum	25 m über Grund (Gew.-%)	15 m über Grund (Gew.-%)	5 m über Grund (Gew.-%)
22.09.2006-24.10.2006	n.b.	n.b.	n.b.
24.10.2006-21.05.2007	0,32	0,40	0,45
21.05.2007-19.06.2007	0,19	n.b.	0,35
19.06.2007-23.07.2007	0,17	0,22	0,19
23.07.2007-12.08.2007	0,20	0,15	0,20
12.08.2007-09.09.2007	0,21	0,23	0,32
09.09.2007-24.10.2007	n.b.	0,31	0,29
26.10.2007-19.05.2008	0,29	0,40	0,58
19.05.2008-17.06.2008	0,23	0,27	0,27
17.06.2008-17.07.2008	0,13	0,11	0,10
17.07.2008-11.08.2008	0,14	0,12	0,09
11.08.2008-08.09.2008	0,15	0,14	0,11
08.09.2008-13.10.2008	0,24	0,24	0,20
13.10.2008-19.05.2009	0,22	0,23	0,15

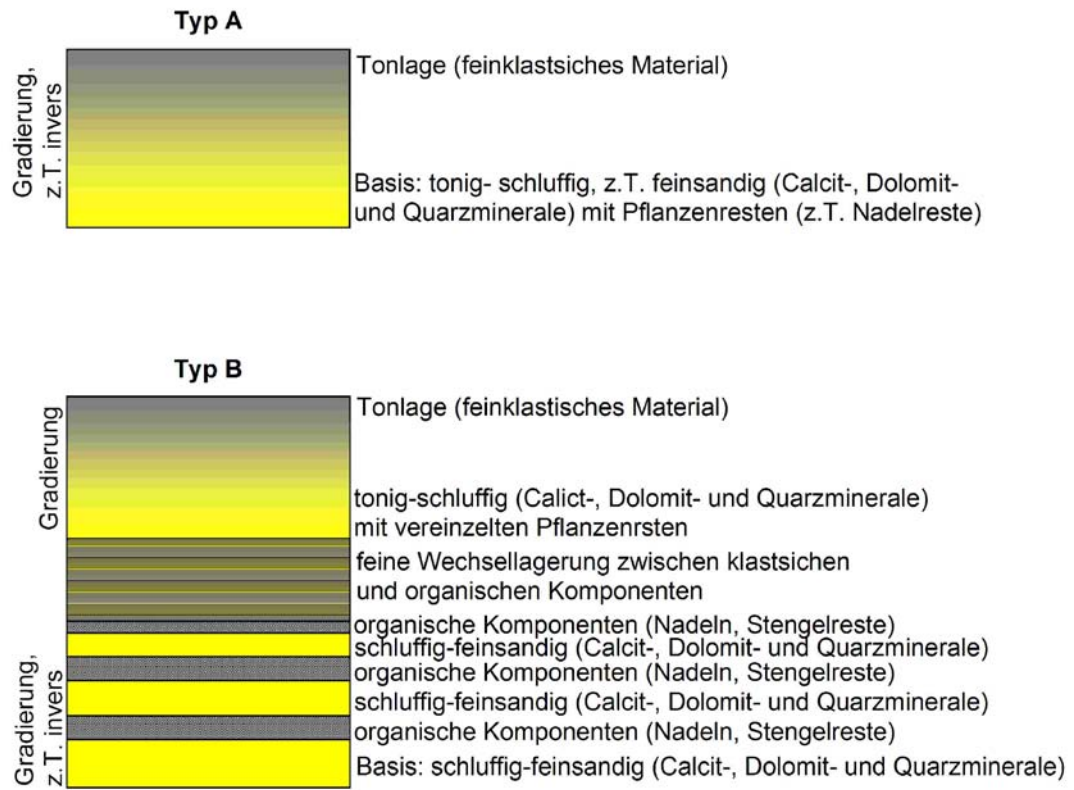
Anhang 18: Ergebnisse der TS-Messungen am Material des Sedimentfallensystems 2

Segmenttiefe in cm	Gesamttiefe in cm	Ton (Sald - 2001)	Schluff (Sald- 2001)	Sand (Sald- 2001)	Ton (LS13320)	Schluff (LS13320)	Sand (LS13320)	Differenz Ton*	Differenz Schluff*	Differenz Sand*
10-11	10,0	15,1	80,6	4,3	18,0	73,4	8,6	3,0	-7,2	4,3
20-21	20,0	15,4	84,6	0,1	18,8	71,6	9,5	3,4	-12,9	9,5
30-31	30,0	17,0	83,0	0,1	17,8	71,3	10,8	0,9	-11,6	10,7
40-41	40,0	15,0	84,6	0,3	15,3	78,5	6,2	0,3	-6,1	5,9
50-51	50,0	17,9	82,1	0,0	23,6	71,8	4,6	5,7	-10,3	4,6
60-61	60,0	16,7	83,2	0,1	19,8	76,1	4,1	3,0	-7,1	4,1
70-71	70,0	21,6	78,4	0,0	19,2	77,4	3,3	-2,4	-1,0	3,3
80-81	80,0	13,6	85,3	1,2	15,2	72,1	12,7	1,6	-13,2	11,5
10-11	84,0	12,3	84,0	3,7	14,9	72,6	12,5	2,6	-11,4	8,8
90-91	90,0	11,5	82,0	6,6	13,9	69,1	17,0	2,4	-12,9	10,5
20-21	94,0	9,9	85,2	4,9	13,6	69,1	17,3	3,7	-16,1	12,4
100-101	100,0	18,3	80,7	1,1	24,1	69,2	6,7	5,8	-11,5	5,6
30-31	104,0	15,4	83,1	1,6	20,4	72,3	7,3	5,0	-10,8	5,8
110-111	110,0	15,5	84,3	0,2	17,7	66,4	15,9	2,1	-17,8	15,7
40-41	114,0	14,0	84,8	1,2	21,0	74,4	4,6	7,0	-10,3	3,4
50-51	124,0	14,2	85,3	0,5	20,5	68,3	11,2	6,2	-16,9	10,7
60-61	134,0	11,4	87,4	1,2	8,7	68,3	23,0	-2,6	-19,1	21,8
70-71	144,0	9,8	83,4	6,8	8,8	70,5	20,6	-1,0	-12,9	13,9
80-81	154,0	2,8	44,7	52,5	4,3	33,3	62,5	1,5	-11,4	10,0
90-91	164,0	7,8	71,9	20,3	9,4	63,6	26,9	1,6	-8,2	6,7

Anhang 19: Vergleichsmessungen zwischen Shimadzu Sald-2001 und Beckmann Coulter LS 13320



Anhang 20: Dünnschliffe 1 bis 3 des Referenzkerns PR 03/06 (gescannt)



Anhang 21: Schematische Beschreibung der beiden Ereignistypen A und B in der Sedimentsequenz des Kernes PRKL 01/06

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-24.1:lab. mult=1)

Laboratory number: Beta-254013

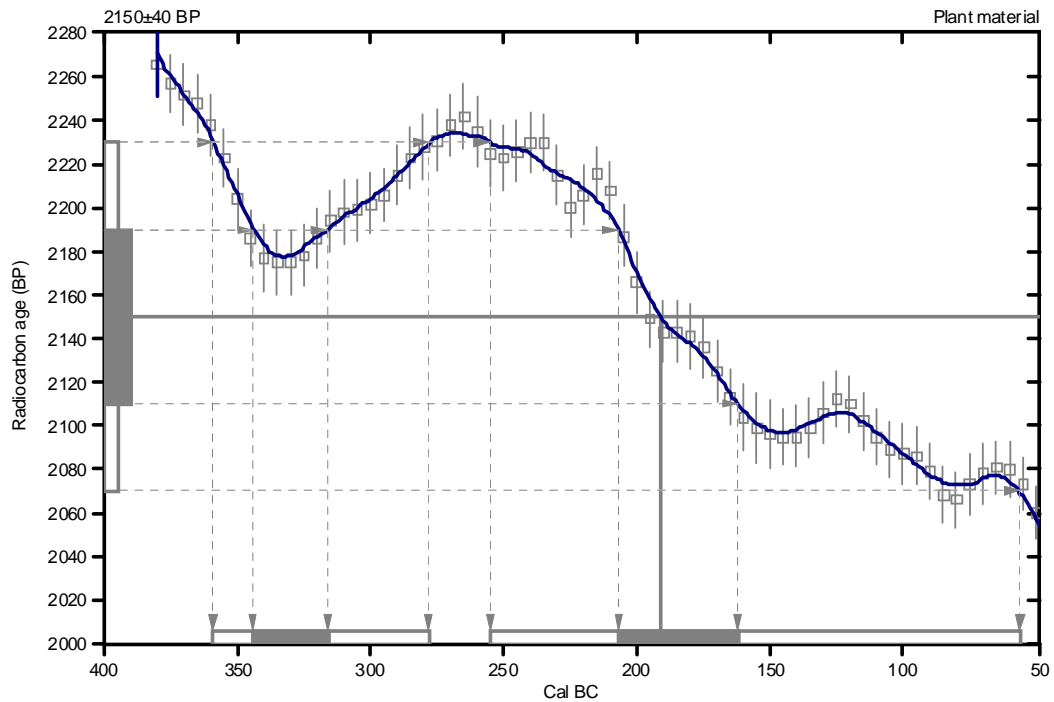
Conventional radiocarbon age: 2150±40 BP

**2 Sigma calibrated results: Cal BC 360 to 280 (Cal BP 2310 to 2230) and
(95% probability) Cal BC 260 to 60 (Cal BP 2200 to 2010)**

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: Cal BC 190 (Cal BP 2140)

**1 Sigma calibrated results: Cal BC 340 to 320 (Cal BP 2290 to 2270) and
(68% probability) Cal BC 210 to 160 (Cal BP 2160 to 2110)**



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Anhang 22: Ergebnis AMS ¹⁴C-Datierung Beta-254013

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-23.9:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-254014**

Conventional radiocarbon age: **3850±40 BP**

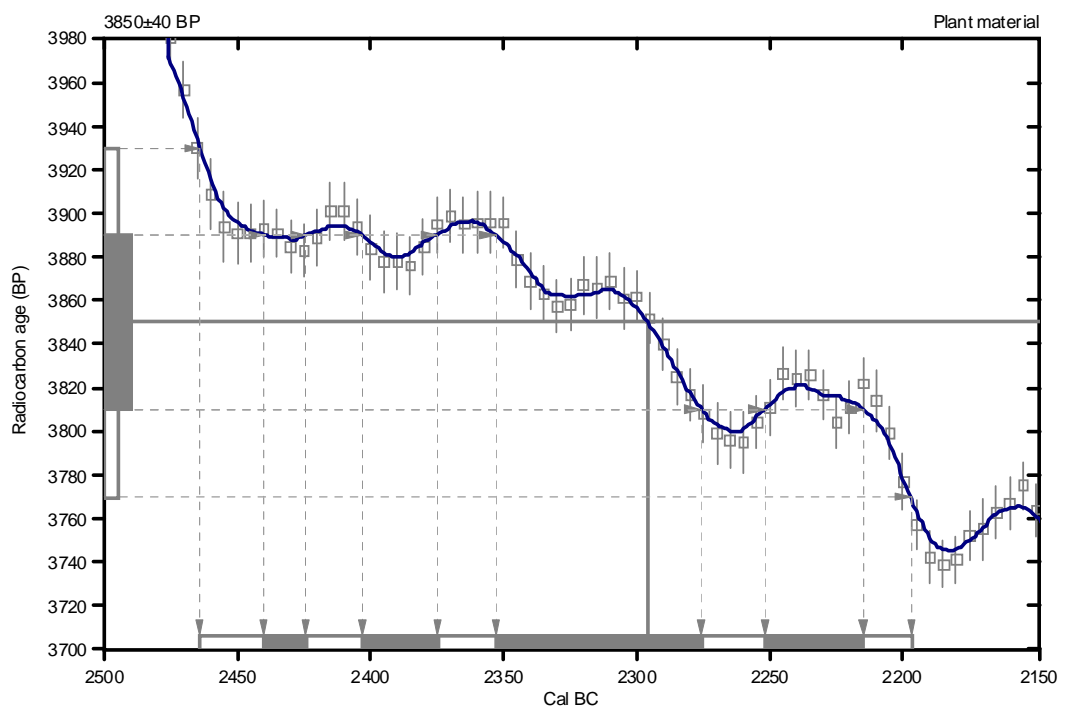
2 Sigma calibrated result: Cal BC 2460 to 2200 (Cal BP 4410 to 4150)
(95% probability)

Intercept data

Intercept of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 2300 (Cal BP 4250)

1 Sigma calibrated results: Cal BC 2440 to 2420 (Cal BP 4390 to 4370) and
(68% probability) Cal BC 2400 to 2380 (Cal BP 4350 to 4320) and
Cal BC 2350 to 2280 (Cal BP 4300 to 4230) and
Cal BC 2250 to 2220 (Cal BP 4200 to 4160)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Anhang 23: Ergebnis AMS ¹⁴C-Datierung Beta-254014

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-24.7:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-254015**

Conventional radiocarbon age: **3880±40 BP**

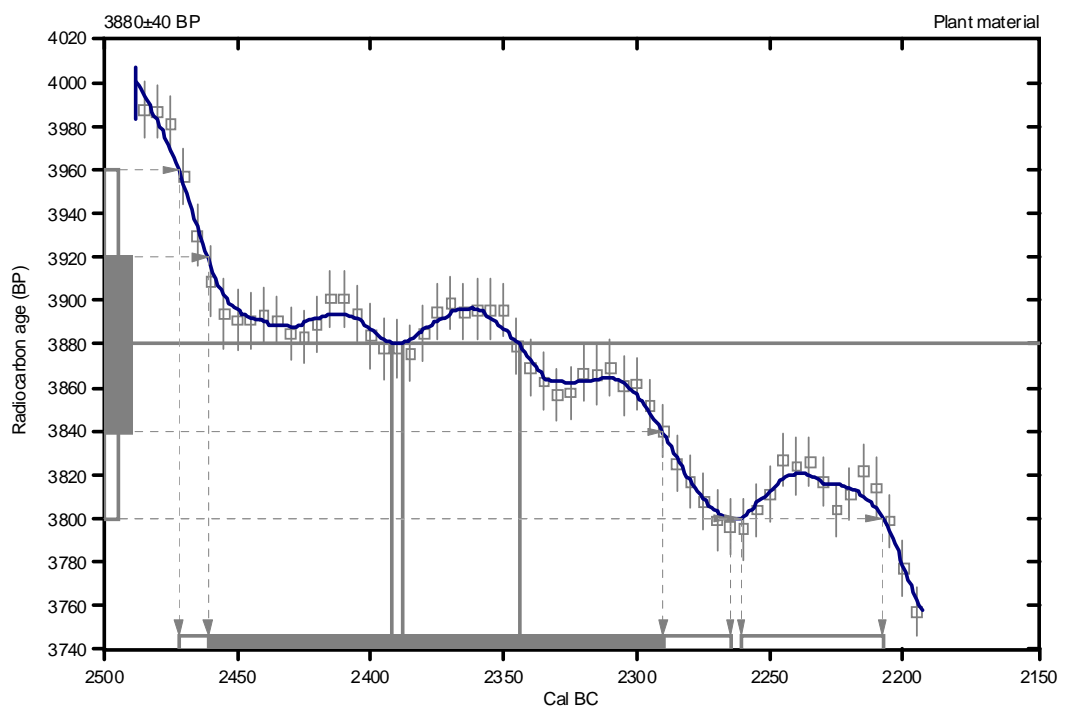
2 Sigma calibrated results: **Cal BC 2470 to 2260 (Cal BP 4420 to 4220) and
(95% probability) Cal BC 2260 to 2210 (Cal BP 4210 to 4160)**

Intercept data

Intercepts of radiocarbon age

with calibration curve: Cal BC 2390 (Cal BP 4340) and
Cal BC 2390 (Cal BP 4340) and
Cal BC 2340 (Cal BP 4290)

1 Sigma calibrated result: Cal BC 2460 to 2290 (Cal BP 4410 to 4240)
(68% probability)



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Anhang 24: Ergebnis AMS ¹⁴C-Datierung Beta-254015

CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

(Variables: C13/C12=-27:lab. mult=1)

Laboratory number: **Beta-254016**

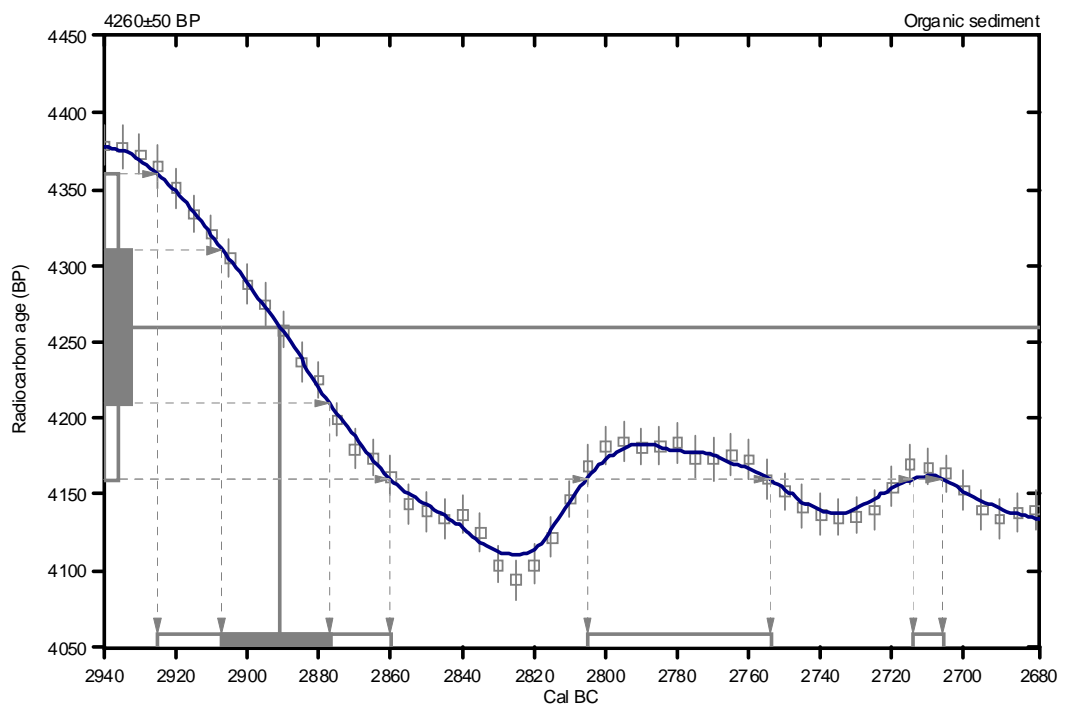
Conventional radiocarbon age: **4260±50 BP**

2 Sigma calibrated results: **Cal BC 2920 to 2860 (Cal BP 4880 to 4810) and
(95% probability) Cal BC 2800 to 2750 (Cal BP 4760 to 4700) and
Cal BC 2710 to 2710 (Cal BP 4660 to 4660)**

Intercept data

Intercept of radiocarbon age
with calibration curve: **Cal BC 2890 (Cal BP 4840)**

1 Sigma calibrated result: **Cal BC 2910 to 2880 (Cal BP 4860 to 4830)
(68% probability)**



References:

Database used

INTCAL04

Calibration Database

INTCAL04 Radiocarbon Age Calibration

IntCal04: Calibration Issue of Radiocarbon (Volume 46, nr 3, 2004).

Mathematics

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates

Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2), p317-322

Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • E-Mail: beta@radiocarbon.com

Anhang 25: Ergebnis AMS ¹⁴C-Datierung Beta-254016

Selbständigkeitserklärung

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel, persönlichen Mitteilungen und Quellen angefertigt habe.

Jena, 09.02.2010