

**Holozäne Landschaftsentwicklung am Lago Budi, Chile (38,9°S)
-Paläolimnologisch/paläoseismische Untersuchungen an
Lagunensedimenten-**

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 Johannes WALLNER
geboren am 06. Juli 1971 in Montevideo/Uruguay

Gutachter:

1. Prof. Dr. Roland Mäusbacher (Physische Geographie, FSU Jena)
2. Prof. Dr. Helmut Brückner (Fachbereich Geographie, PU Marburg)

Tag der öffentlichen Verteidigung: 06.02.2008

Vorwort

Die Realisierung der vorliegenden Arbeit wäre ohne die uneigennützig Unterstützung von Kollegen und Freunden nicht möglich gewesen. Spezieller Dank gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft für ihre gewährte finanzielle Förderung und Unterstützung (MA 1308/17-1 und 17-2).

Herrn Dr. Jens Müller (†) (Sedimentforschung, TU München) gebührt besonderer Dank. Er ermöglichte mir die Mitarbeit in zahlreichen, interessanten Projekten und erweckte in mir das Interesse für die Seenforschung. Durch ihn wurden die Kontakte nach Chile geknüpft.

Herrn Prof. Dr. Roland Mäusbacher danke ich für die freundliche Aufnahme an seinem Institut und das Vertrauen, das er in mich setzte. Durch sein hilfreiches Wirken waren die Voraussetzungen für hervorragende Arbeitsbedingungen am Lehrstuhl Physische Geographie gegeben.

Für seine tatkräftige Unterstützung sowohl während der Geländeaufenthalte als auch bezüglich der Labortechnik bedanke ich mich aufrichtig bei Herrn Dr. Gerhard Daut. In ihm fand ich stets einen interessierten Diskussionspartner.

Den Herrn Professoren Dr. Helmut Brückner (Geographie, PU Marburg) und Dr. Gerhard Schellmann (Geographie, OFU Bamberg) danke ich für ihre erbohrten Kernprofile und das bedingungslose Überlassen ihrer Aufzeichnungen. Trotz steckengebliebenen Bohrgestänges bleiben beide ein perfektes Bohrteam.

Für die logistische Unterstützung während meiner Chileaufenthalte danke ich Herrn Prof. Dr. Mario Pino und Herrn Robert Brümmer (beide Geociencias, UACH Valdivia), des weiteren Frau Ana María Abarzúa (Geociencias, UACH Valdivia) für die Pollenuntersuchungen. Dank gilt weiterhin Frau Dipl.-Geogr. Christin Hilbich, die die Federführung bei der Hammerschlagseismik übernahm, Frau Dipl.-Ing. Brunhilde Dreßler, Frau Christine Luge und Frau Carmen Kirchner für die zahlreichen Laboranalysen, den Hiwis Stefan Doberschütz und Dirk Nowacki für die Mithilfe im Labor.

Für ihre kritische Diskussionsbereitschaft und Beihilfe stehe ich weiterhin bei Herrn Dr. Peter Frenzel (Geowissenschaft, FSU Jena), Herrn PD Dr. Michael Pirrung (Geowissenschaft, FSU Jena), Herrn Dr. Robert Schöner (Geowissenschaft, FSU Jena), Herrn Hans-Jürgen Hempel (Material Wissenschaften, FSU Jena), Herrn Dr. Dieter Rammlmair (BGR Hannover), Herrn Dr. Sven Nielsen (Geowissenschaften, CAU Kiel) Frau Dr. Heike Schneider (Geographie, FSU Jena) und Frau Dr. Sybille Wunsam (University of Alberta, Kanada) in der Schuld.

Für die Durchführung der OSL-Datierungen sei Herrn Prof. Dr. Helmut Brückner gedankt.

Ein ganz besonderes „Dankeschön“ für ihre Unterstützung in jeglicher Hinsicht gilt meinen Eltern und vor allem Friederike. Sie war einfach immer da, wenn ich sie brauchte.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort.....	I
Inhaltsverzeichnis.....	II
Verzeichnis der Abbildungen.....	VII
Verzeichnis der Tabellen.....	XI
1 Einführung.....	1
• 1.1 Motiv dieser Arbeit.....	1
• 1.2 Fragestellung und Ziele.....	1
1.3 Untersuchungsgebiet.....	2
1.3.1 Klima.....	4
• 1.4 Forschungsstand.....	5
1.4.1 Charakterisierung des Lago Budi.....	5
1.4.2 Besiedelungsgeschichte.....	6
1.4.3 Klima und Vegetationsgeschichte Südchiles seit dem Llanquihue-Glazial.....	6
1.4.4 Paläotsunamiforschung.....	11
1.4.4.1 Tsunamiablagerungen an Küsten.....	12
1.4.4.2 Tsunamisedimentation in Küstenseen.....	13
1.4.4.3 Historische Aufzeichnungen – Wiederholungszyklen.....	14
1.4.4.4 Der Tsunami vom 22. Mai 1960 an den süd- chilenischen Küsten.....	17
1.4.5 Eustatische Meeresspiegelschwankungen - Tektonik.....	18
1.4.6 Entstehung des Lago Budi.....	20
1.4.7 Geologie in der Umgebung des Lago Budi.....	22

2	Methodik.....	22
•	2.1 Geländearbeiten.....	22
	2.1.1 Hammerschlagseismik.....	23
	2.1.2 Sedimentechographie.....	24
	2.1.3 Probennahme.....	24
•	2.2 Laborarbeiten.....	27
	2.2.1 Magnetische Suszeptibilität.....	27
	2.2.2 Geochemische Analysen.....	27
	2.2.2.1 Atomabsorptionsspektrometrie.....	27
	2.2.2.2 CNS-Elementaranalyse.....	28
	2.2.2.3 Bestimmung von Gesamtphosphor.....	28
	2.2.2.4 Bestimmung von biogenem Silizium.....	28
	2.2.2.5 Wasseranalysen.....	28
	2.2.3 Korngrößenanalyse.....	29
	2.2.4 Röntgendiffraktometrie.....	29
	2.2.5 Diatomeenanalyse.....	30
	2.2.6 Pollenanalyse.....	30
	2.2.7 Raster-Elektronen-Mikroskopie – Energiedispersive Röntgenanalytik.....	30
	2.2.8 Geoscanner.....	31
	2.2.9 Angewandte Datierungsmethoden.....	31
3	Ergebnisse.....	32
•	3.1 Sedimentechographie.....	32
	3.1.1 Bathymetrie.....	32
	3.1.2 Der Wasserkörper.....	35
	3.1.3 Strukturinventar der Sedimente.....	36
•	3.2 Lithologie und Sedimentcharakterisierung.....	42
	3.2.1 Kolbenlot LB 1/05.....	42

3.2.1.1	Kernbeschreibung.....	42
3.2.1.2	Korrelation mit der Sedimentechographie.....	44
3.2.1.3	Sedimentologisch/mineralogische und geochemische Analysen.....	45
3.2.1.4	Geoscanndaten.....	50
3.2.1.5	Magnetische Suszeptibilitat.....	51
3.2.1.6	Datierungsergebnisse.....	52
3.2.2	Kolbenlot LB 3/05.....	54
3.2.2.1	Kernbeschreibung.....	54
3.2.2.2	Korrelation mit der Sedimentechographie.....	56
3.2.2.3	Sedimentologisch/mineralogische und geochemische Analysen.....	56
3.2.2.4	Magnetische Suszeptibilitat.....	61
3.2.2.5	Datierungsergebnisse.....	62
3.2.3	Kolbenlot LB 4/05.....	63
3.2.3.1	Kernbeschreibung.....	63
3.2.3.2	Korrelation mit der Sedimentechographie.....	65
3.2.3.3	Sedimentologische und geochemische Analysen.....	66
3.2.3.4	Magnetische Suszeptibilitat.....	69
3.2.3.5	Datierungsergebnisse.....	70
3.2.4	Kolbenlot LB 10/05.....	71
3.2.4.1	Kernbeschreibung.....	71
3.2.4.2	Korrelation mit der Sedimentechographie.....	73
3.2.4.3	Sedimentologische und geochemische Analysen.....	73
3.2.4.4	Magnetische Suszeptibilitat.....	77
3.2.4.5	Datierungsergebnisse.....	78
3.2.5	Kurzkerne.....	79
3.2.5.1	Magnetische Suszeptibilitat.....	79
3.2.6	Landkerne PDO 1/05, PDO 4/05 und PDO 2/05.....	81

3.2.6.1	Kernbeschreibung.....	81
3.2.6.2	Sedimentologie – Tonmineralogie.....	82
3.2.6.3	Magnetische Suszeptibilität.....	84
3.2.6.4	Datierungsergebnisse.....	85
3.2.7	Kolluvium in der Umgebung der PDO-Bohrungen.....	86
3.2.8	Landkerne PUA B1/05 und PUA B2/05.....	88
3.2.8.1	Kernbeschreibung.....	89
3.2.8.2	Datierungsergebnisse.....	91
3.2.9	Ergebnisse der Hammerschlagseismik.....	92
•	3.3 Mineralogische Untersuchungen der magnetischen Fraktion.....	93
3.3.1	Magnetische Suszeptibilität der äolischen und tsunamigenen Ablagerungen am Strandbereich (Puaucho).....	95
•	3.4 Diatomeenanalyse (LB 1/05).....	95
•	3.5 Pollenanalyse (LB 1/05, LB 3/05).....	99
4	Diskussion und Interpretation der Ergebnisse.....	101
•	4.1 Synthese aller Bohrkerne.....	101
4.1.1	Terrestrische Bildungen - Basisschichten.....	102
4.1.2	Marine Transgression (9,4-7,8 cal. ka B.P.).....	104
4.1.3	Lagunenphase (6,9 cal. ka B.P.-heute).....	105
4.1.4	Zeitliche Abfolge.....	106
•	4.2 Entstehung des Lago Budi.....	109
•	4.3 Relative Seespiegelschwankungen.....	112
4.3.1	Erkenntnisse aus der Sedimentechographie.....	112
4.3.2	Erkenntnisse aus den Bohrkerne.....	113
•	4.4 Tsunamigene Sedimente.....	118
4.4.1	Rekonstruktion der Tsunamihäufigkeit.....	120
4.4.2	Vergleich mit bestehendem Tsunamikatalog.....	126
•	4.5 Paläoklima und anthropogener Einfluss.....	127

4.5.1	Klimatische Bedingungen seit ~9 ka B.P.....	127
4.5.2	Anthropogener Einfluss bereits vor ~8.000 Jahren?.....	129
5	Zusammenfassung.....	131
6	Literaturverzeichnis.....	134
	Anhang.....	149

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes „Lago Budi“.....	3
Abb. 2: Detailkarte des Lago Budi.....	4
Abb. 3: Monatliche Niederschläge und mittlere Temperaturen im Zeitraum Januar 2003 bis August 2007.....	4
Abb. 4: Palynologische Rekonstruktion der mittleren Sommertemperaturen für das Seengebiet (~40°-43°S).....	10
Abb. 5: Schwankungen der mittleren Sommertemperaturen (Dezember-März) während der letzten ~3.500 Jahre (1.500 B.C.-1987 A.D.).....	11
Abb. 6: Tsunamisedimentation in Küstenseen.....	13
Abb. 7: Graphische Zusammenstellung historischer Erdbeben und Tsunamis in Südchile.....	16
Abb. 8: Tektonische Übersichtskarte Südchiles.....	18
Abb. 9: Drei Etappen zur Bildung des Lago Budi.....	21
Abb. 10: Übersicht zu den durchgeführten Feldarbeiten der verschiedenen Projektteilnehmer.....	23
Abb. 11: Profilfahrten am Lago Budi zur sediment-echographischen Erkundung des Seebodens.....	24
Abb. 12: Lage aller entnommenen Bohrkerne.....	26
Abb. 13: Relative Schwankungen der monatlichen Seespiegelmaxima für den Zeitraum Januar 2003 bis September 2005.....	32
Abb. 14: Aus den sedimentechographischen Befahrungen erstellte Tiefenkarte des Lago Budi.....	33
Abb. 15: Der zentrale, sehr gleichmäßig verlaufende Kanal im Rio Budi zeigt eine konstante Breite zwischen 90 und 110 m.....	34
Abb. 16: Verbreitung der erosiv in die Sedimentoberfläche eingeschnittenen Kanäle.....	35
Abb. 17: Ausschnitt der Sedimentechographie im südwestlichen Becken des Lago Budi.....	36
Abb. 18: Graphische Darstellung der chemischen Analyse der Lago Budi Wasserproben.....	36
Abb. 19: Das sedimentechographische Profil im nordwestlichen Becken des Lago Budi.....	37

Abb. 20: Detail aus einem Profil im NE-Bereich des Lago Budi.....	38
Abb. 21: Eingeebnete Muldenstruktur im nordwestlichen Zentralbereich des Lago Budi.....	39
Abb. 22: Typischer Querschnitt im Ostabschnitt des Rio Budi.....	39
Abb. 23: Subsequentes Einschneiden des Rio Budi (Westabschnitt) in einen geschichteten Sedimentkörper.....	40
Abb. 24: Profil im Zentralbereich mit schräger Anfahrt zum W-Ufer.....	41
Abb. 25: Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 1/05.....	43
Abb. 26: Parallelisierung der sedimentologischen Einheiten in Kern LB 1/05 mit dem Sedimentechogramm.....	44
Abb. 27: Korngrößenverteilung und -parameter Kolbenlotkern LB 1/05.....	45
Abb. 28: Qualitative/semiquantitative mineralogische Auswertung des Kolbenlotkerns LB 1/05.....	46
Abb. 29: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) aus Kolbenlot LB 1/05.....	48
Abb. 30: Kolbenlot LB 1/05. Zusammenstellung der Gehalte an S, TC, TN, TOC, TIC, P, BiSi und TOC/TN-Verhältnis.....	49
Abb. 31: Semiquantitative Analysen (EDX-RF-Scanner, BGR Hannover) des Kerns LB 1/05.....	51
Abb. 32: Parallelisierte Profile der MS in Kolbenlot LB 1/05 und zugehörigem Pilotkern LB 1/05 Pilot.....	52
Abb. 33: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 1/05.....	53
Abb. 34: Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 3/05.....	55
Abb. 35: Korngrößenverteilung, -parameter und Wassergehalt des Kolbenlotkerns LB 3/05.....	57
Abb. 36: Qualitative/semiquantitative mineralogische Auswertung des Kolbenlotkerns LB 3/05.....	58
Abb. 37: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) des Kolbenlotes LB 3/05.....	59
Abb. 38: Kolbenlot LB 3/05. Zusammenstellung der Gehalte an S, P, TN, TC, TOC, TIC und dem Verhältnis TOC/TN.....	60
Abb. 39: Parallelisierte Profile der MS in Kern LB 3/05 und zugehörigem Pilotkern LB 3/05 Pilot.....	61
Abb. 40: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 3/05.....	63

Abb. 41: Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 4/05.....	64
Abb. 42: Parallelisierung der sedimentologischen Einheiten in Kern LB 4/05 mit dem Sedimentechogramm.....	66
Abb. 43: Korngrößenverteilung und -parameter Kolbenlotkern LB 4/05.....	67
Abb. 44: Detaillierte Korngrößenanalyse der Sandlage zwischen 51-33 cm aus Kolbenlotkern LB 4/05.....	67
Abb. 45: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) des Kolbenlotes LB 4/05.....	69
Abb. 46: Parallelisierte Profile der MS in Kolbenlot LB 4/05 und zugehörigem Pilotkern LB 4/05 Pilot.....	69
Abb. 47: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 4/05.....	71
Abb. 48: Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 10/05.....	73
Abb. 49: Korngrößenverteilung von Kolbenlotkern LB 10/05.....	74
Abb. 50: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) des Kolbenlotes LB 10/05.....	75
Abb. 51: Kolbenlot LB 10/05. Zusammenstellung der Gehalte an S, P, TN, TC, TOC, TIC und Verhältnis TOC/TN.....	76
Abb. 52: Parallelisierte Profile der MS in Kolbenlot LB 10/05 und zugehörigem Pilotkern LB 10/05 Pilot.....	77
Abb. 53: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 10/05.....	79
Abb. 54: Profile der MS einiger ausgewählter Kurzkerne.....	80
Abb. 55: Korngrößenverteilung des Landkerns PDO 4/05 (Gew.-%).....	82
Abb. 56: Beispielhaftes Diffraktogramm der luftgetrockneten Probe 826-824 cm (PDO 4/05).....	83
Abb. 57: Beispielhaftes Diffraktogramm (2° - 30° 2-theta) der Probe 826-824 cm (PDO 4/05) zur Identifikation von Smektiten.....	84
Abb. 58: Profil der magnetischen Suszeptibilität des Kerns PDO 4/05.....	85
Abb. 59: Alter-Tiefen-Beziehung zusammengefasst aus den Landkernen PDO 1/05, PDO 2/05 und PDO 4/05.....	86
Abb. 60: Schematisches Profil des Kolluviums in direkter Umgebung der Bohrungen PDO 1/05 und PDO 4/05.....	87
Abb. 61: Übersichtsskizze der Bohrlokalisierung PUA B1.....	88
Abb. 62: Kombiniertes Aufschluss-Kernschema der Bohrung PUA B1.....	89

Abb. 63: Schematisches Profil der Bohrung PUA B2.....	90
Abb. 64: Alter-Tiefen-Beziehung der Bohrung PUA B1 und PUA B2.....	92
Abb. 65: Auswertung des refraktionsseismischen Profils an der Lokalität Puaucho.....	93
Abb. 66: Zusammenstellung der 14 häufigsten Diatomeenarten im Kolbenlot LB 1/05.....	98
Abb. 67: Verhältnis planktonischer (inkl. tychoplanktonischer) zu benthischer Diatomeenarten.....	99
Abb. 68: Kombiniertes Pollenprofil aus Kern LB 1/05 und LB 3/05.....	101
Abb. 69: Beispiele zur Parallelisierung der Seekerne LB 10/05, LB 3/05 und LB 1/05 über einige charakteristische Proxies.....	102
Abb. 70: Ausschnitt des Kolbenlotkerns LB 3/05.....	103
Abb. 71: Ergebnis der Korrelation aller erbohrten Kernprofile über die im Text genannten Charakteristika.....	107
Abb. 72: Grafik zur zeitlichen Abfolge der Milieuveränderungen, zusammengefasst aus den Bohrungen am Lago Budi.....	109
Abb. 73: Mögliche Morphologie vor der Entstehung des Lago Budi durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg.....	111
Abb. 74: Meeres- bzw. Seespiegelreferenzen für den Bereich des Lago Budi.....	114
Abb. 75: Anzeichen für regressive Phasen in den Seekernen LB 1/05, LB 3/05 und LB 10/05 lassen sich zeitlich korrelieren.....	116
Abb. 76: Meeresspiegelreferenzen am Lago Budi im Vergleich zur „tektonisch stabilen“ patagonischen Atlantikküste.....	118
Abb. 77: Uferbereiche des Lago Budi bei Puaucho und Deume im Luftbild.....	120
Abb. 78: N-S Profil entlang der Küste vom Pazifik aus gesehen.....	121
Abb. 79: Lokalitäten der Kolbenlote LB 1/05, LB 3/05, LB 4/05 und LB 10/05.....	121
Abb. 80: Detailaufnahme der tsunamigenen Sandlage zwischen 228-225 cm Tiefe aus Kolbenlot LB 10/05.....	123
Abb. 81: Tsunamigene Sandlagen in den jeweiligen Kolbenloten.....	124
Abb. 82: Graphische Zusammenstellung aller bisher bekannten Erdbeben und Tsunamis in Südchile.....	127

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1: Kenndaten Lago Budi.....	5
Tab. 2: Beschreibung der Phänomene ausgewählter historischer Erdbeben an verschiedenen Lokalitäten.....	15
Tab. 3: Tabellarische Übersicht der rekonstruierten Erdbeben und Tsunamis in Chile.....	16
Tab. 4: Maximale holozäne Meeresspiegelreferenzen entlang der chilenischen Küsten.....	19
Tab. 5: Entstehungsalter einiger weltweit ausgewählter Lagunen.....	20
Tab. 6: Kernpositionen und gerundete Kernlängen der Seebohrungen.....	25
Tab. 7: Kerndaten aller außerhalb des Sees abgeteufte Bohrungen.....	26
Tab. 8: Messparameter für die Röntgenpulverdiffraktometrie.....	30
Tab. 9: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 1/05.....	53
Tab. 10: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 3/05.....	62
Tab. 11: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 4/05.....	70
Tab. 12: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 10/05.....	78
Tab. 13: Qualitativer/semiquantitativer Mineralbestand der Tonfraktion ($<2 \mu\text{m}$) in Kern PDO 4/05.....	84
Tab. 14: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus den Landkernen PDO 1/05, PDO 2/05 und PDO 4/05.....	86
Tab. 15: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus dem Bereich der Bohrungen PUA B1 und PUA B2.....	91
Tab. 16: Semiquantitative Hauptelementgehalte der magnetisch abgetrennten Fraktion.....	94
Tab. 17: Datierungsergebnisse zu den Meeresspiegelreferenzen.....	117
Tab. 18: Tabellarische Übersicht der rekonstruierten Tsunamis am Lago Budi.....	124

El lago de los cisnes

*Lago Budi, sombrío, pesada piedra oscura,
agua entre grandes bosques insepulta,
allí te abrías como puerta subterránea
cerca del solitario mar del fin del mundo.
Galopábamos por la infinita arena
junto a las millonarias espumas derramadas,
ni una casa, ni un hombre, ni un caballo,
sòlo el tiempo pasaba y aquella orilla verde
y blanca, aquel océano.*

PABLO NERUDA (1964): Memorial de Isla Negra

1 EINFÜHRUNG

1.1 Motiv dieser Arbeit

Die verschiedenen morphologischen Einheiten entlang von Küsten stellen als sensible Geo- und Ökosysteme wichtige Archive der Erdgeschichte dar (vgl. BRÜCKNER 1999). Ihre detaillierte Erforschung ermöglicht es, das Ausmaß vergangener küstenformender Prozesse, wie Neotektonik, Eu- und Isostasie oder Naturkatastrophen (Sturmfluten, Tsunamis) zu rekonstruieren. Im südlichen Chile sind die Spuren solcher Prozesse durch das Wirken starker exogener Kräfte meist verwischt. So sind hier z.B. fossile Strandwälle als Marken relativer Veränderungen im System Ozean – Festland sehr selten. Mit der Erforschung des Lago Budi, einer über 55 km² großen Lagune, die heute zeitweise in Verbindung zum Pazifik steht, wurde deshalb versucht ein Archiv mit hohem Erhaltungspotential zu untersuchen. Auf Grund seiner Höhenlage und der Nähe zum Pazifik ist davon auszugehen, dass der Seespiegel des Lago Budi rezent ein idealer Marker für einen mittleren Meeresspiegel darstellt und wechselnde marine Einflüsse sowie Spuren katastrophaler Ereignisse, wie z.B. Tsunamis, in seinen Sedimenten archiviert sind.

Da über das Alter und die Entstehung des Lago Budi bislang keine detaillierten Daten existieren, jedoch durch die fehlende Vergletscherung der aus paläozoischen Gesteinen aufgebauten Küstenkordillere ein hohes Alter zu vermuten ist, schien es möglich, küstenformende Prozesse, speziell die relativen Meeresspiegelschwankungen und die Tsunamihäufigkeit, über einen sehr langen Zeitraum rekonstruieren zu können.

Hinsichtlich der Landschaftsgenese ist –abgesehen von den natürlichen Prozessen– auch der anthropogene Faktor von Interesse, insbesondere der Zeitpunkt der ersten Einflussnahme des Menschen. Das Arbeitsgebiet liegt im Zentrum der indigenen Bevölkerung (*Mapuche*), die nach archäologischen Befunden mindestens seit dem 10. Jahrhundert dort ansässig ist (DILLEHAY et al. 2007). Vielversprechende Funde, insbesondere von eingeführten und kultivierten Nutzpflanzen, wie dem Mais, in Zusammenhang mit künstlich angelegten Hügeln (*kuel*) in unmittelbarer Umgebung des Lago Budi (z.B. DILLEHAY & SAAVEDRA 2003, DILLEHAY et al. 2007) deuten auf eine sehr frühe Ansiedlung der Prä-Mapuche und Mapuche in dieser Region mit komplexen ackerbaulichen Tätigkeiten seit mindestens 1.000 Jahren hin. Pollenanalytische Untersuchungen werden neben klimatischen Rückschlüssen auch Aufschluss über die Besiedelungsgeschichte dieses Bereiches geben.

1.2 Fragestellung und Ziele

Wie die Ausführungen in Kap. 1.1 zeigen, bietet der Lago Budi ein wichtiges Archiv für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte im Bereich der südchilenischen Küstenkordillere.

Die einzelnen Ziele ergeben sich aus dem aktuellen Stand der Forschung (Kap. 1.4), der insbesondere folgende Fragen offen lässt:

A) Alter und Entstehung des Lago Budi

Die bislang vorliegenden Erklärungsansätze zu Genese und Alter des Lago Budi basieren nur auf theoretischen Überlegungen, konkrete Untersuchungen im Gelände fehlen komplett. Das erste Ziel bestand darin, die Entstehungsgeschichte des Lago Budi mit Hilfe der Sedimentechographie und der Entnahme von Bohrkernen zu rekonstruieren und möglichst genau zeitlich einzuordnen.

B) Erfassung und Datierung vergangener Erd-/Seebeben anhand von Tsunamiablagerungen

Das Becken des Lago Budi bietet auf Grund seiner pazifiknahen Lage hinsichtlich Tsunamiereignissen ein Archiv mit hohem Erhaltungspotential. Da der Zeitraum historisch überlieferter, seismischer Ereignisse in Chile mit weniger als 500 Jahren relativ kurz ist, eine Rekonstruktion darüber hinaus mittels Geoarchiven jedoch nur in Ansätzen existiert, bestand ein weiteres Ziel der Arbeit in der Etablierung einer Tsunami-Chronologie, die möglichst weit in die Vergangenheit zurückreicht. Zur Rekonstruktion der Paläoseismizität wurden sowohl Seekerne, als auch Landbohrungen bzw. Aufschlüsse entlang der Küste herangezogen.

C) Rekonstruktion eustatisch und tektonisch gesteuerter holozäner Meeresspiegelschwankungen

Dem übergeordneten holozänen Hebungstrend der chilenischen Küste wirken koseismische Senkungen in Folge von Erdbeben entgegen. Diese räumlich differenzierten Bewegungen überlagern sich mit den eustatischen Meeresspiegelschwankungen, wodurch die Etablierung einer großräumig gültigen Meeresspiegelkurve nicht möglich ist. Da die Sedimente des Lago Budi eine ideale Option bieten, um Relativbewegungen für ein Teilsegment im südlichen Chile zu rekonstruieren, in dem bisher nur äußerst spärliche Daten hierzu existieren, bestand auch hierin ein Hauptpunkt der Untersuchungen.

D) Rekonstruktion der Klima- und Vegetationsgeschichte für das außerrandine Südchile

Aus dem weiteren Umfeld des Arbeitsgebietes, etwa zwischen 38° und 39°S, existieren bisher keine palynologischen Analysen. Diese Zone stellt den Übergangsbereich von mediterranen Florengesellschaften zur humiden Laubwaldvegetation des Valdivianischen Regenwaldes dar und ist somit eine sensible Schlüsselregion für eine laterale Verlagerung der Klimazonen. Über Pollen kultivierter Nutzpflanzen, wie etwa dem Mais (*Zea mays*) oder der (Ur-) Kartoffel (*Solanum silvestre*), waren wichtige Erkenntnisse auch zur Besiedelungsgeschichte der Region zu erwarten.

1.3 Untersuchungsgebiet

Der Lago Budi (38°53'S, 73°18'W), etwa 60 km westlich von Temuco, der Hauptstadt der IX. *Región de la Araucanía* gelegen, ist neben dem Lago Lanalhue (37°55'S) und dem Lago Lleulleu (38°09'S) der einzige See im südlichen Zentralchile, der sich in der Küstenkordillere in unmittelbarer Nähe zum Pazifik und damit außerhalb des quartären Vergletscherungsbereiches befindet (siehe Abb.1).

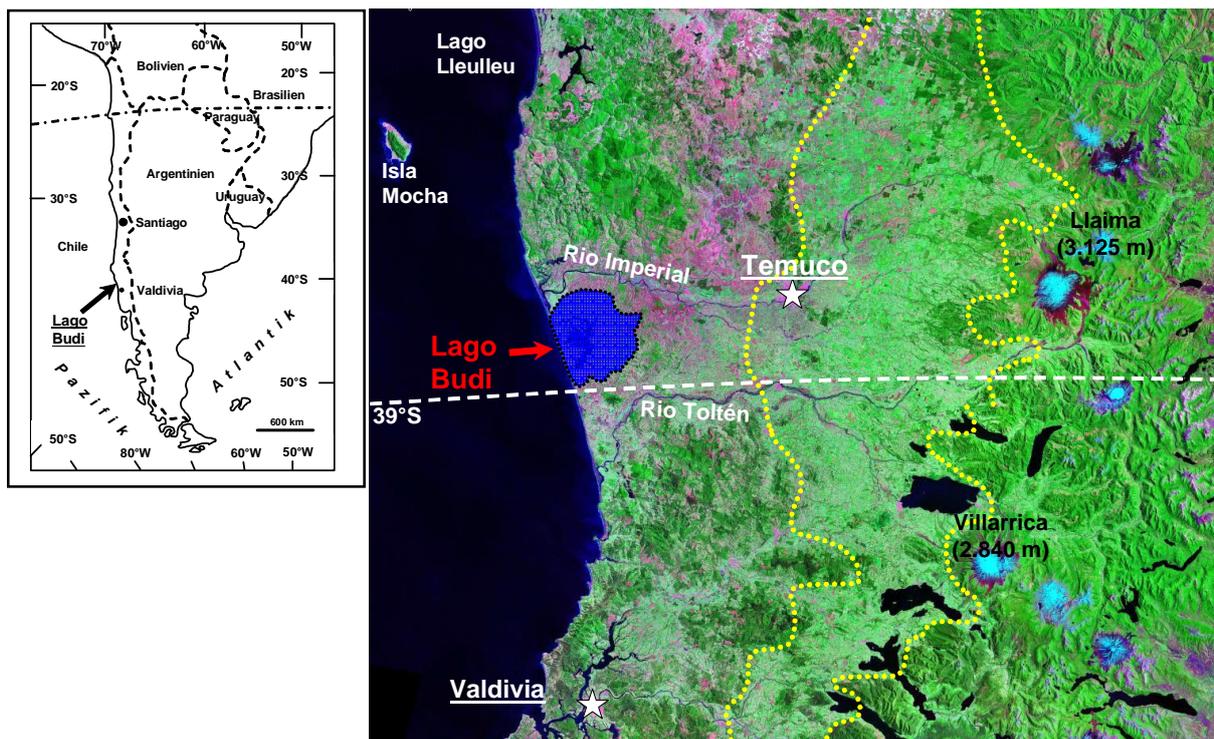


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes „Lago Budi“ mit Einzugsgebiet (blau umrandet) und im Text genannte Lokalitäten. Durch gelbe Punkte von der Küstenkordillere (W) und der Andenhauptkordillere (E) abgetrennt, befindet sich das Längstal. Die andinen Gletscher endeten während der LGMs im Längstal und erreichten nur auf der Breite Valdivias den Ostrand der Küstenkordillere (ILLIES 1960, Kartengrundlage: NASA 2007).

Die Landschaft am Lago Budi ist charakterisiert durch eine sanfte, wellige Morphologie aus abgerundeten Hügelketten und flachen Talungen, im N begrenzt durch das breite Flusstal des Rio Imperials, im S durch die fluviale Ebene des Rio Tolten. Die Morphologie resultiert aus einer erosiven Zerschneidung einer alten, nach S verkippten Terrassenfläche, die sich im N selten über 110 m ü. NN erhebt und nach S unter 60 m ü. NN abfällt (WALLNER 2002). Entlang der auffällig geradlinigen, mit $\sim 160^\circ$ streichenden Pazifikküste (Ausgleichsküste) bzw. im unmittelbaren Uferbereich des Lago Budi bieten zum Teil sehr steile, bis 40 m hohe Kliffs ideale Aufschlüsse in den relativ leicht erodierbaren, vulkanoklastischen, vermutlich pleistozänen Ablagerungen der „Formación Budi“ (LOMNITZ 1968). Im E wird das Areal vom selten über 350 m ü. NN reichenden paläozoischen Grundgebirge der Küstenkordillere begrenzt.

Wie der Übersicht (Abb. 1) zu entnehmen, hat der Lago Budi als Vorfluter Anschluss an ein lokales, relativ kleines (340 km^2), aber sehr gut entwickeltes Entwässerungssystem (vgl. Tab. 1). Zum andinen Hinterland bzw. zum Längstal besteht keine direkte Verbindung. Über den Rio Budi, einem etwa 10 km langen Seitenarm, findet abhängig von der Jahreszeit, ein Wasseraustausch mit dem Pazifik statt. Der von Tiden unbeeinflusste Seespiegel des Lago Budi liegt im Allgemeinen in den Wintermonaten, bedingt durch höhere Niederschläge, über dem Meeresniveau, so dass ein Ausfluss in den Pazifik erfolgt. Während des Sommers ist die Verbindung durch einen vom Pazifik her gebildeten Strandwall abgeriegelt, wodurch ein Austausch weitgehend unterbunden wird. Eine oberflächliche Diffusion von Meerwasser in den Rio Budi konnte im Sommer 2006 beobachtet werden. STUARDO et al. (1993) führen die erhöhten Salinitäten des Lago Budi auf ein „katastrophales

Ereignis“ in früheren Jahren zurück, da die Infiltration von Meerwasser über den Strandwall keinesfalls für die relativ hohen Salinitäten ausreichend sei. Es ist denkbar, dass es sich bei dem postulierten Ereignis um Auswirkungen des beim Erdbeben 1960 generierten Tsunamis handelt.

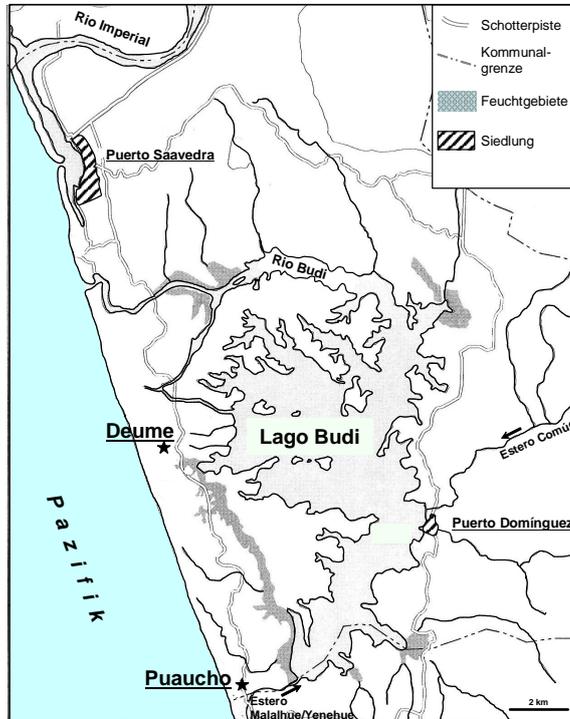


Abb. 2: Detailkarte des Lago Budi mit den im Text häufig genannten Lokalitäten Deume und Puaicho.

1.3.1 Klima

Durch die Nähe zum Pazifik herrscht in der Umgebung des Lago Budi ein maritimer, humid-temperierter Klimatyp mit mediterranem Einfluss vor. Da keine Klimadaten aus der direkten Umgebung des Lago Budi vorliegen, sind folgende Angaben auf die knapp 60 km entfernte Stadt Temuco bezogen (Abb. 3). Die Jahresniederschläge schwanken hier zwischen 1.200 und 1.400 mm, der größte Teil davon fällt im Juni (200-300 mm), der geringste im Zeitraum Dezember bis Februar (jeweils <40 mm). Die Jahresmitteltemperatur liegt bei 11,5°-12°C (Min.: 3°C, Max.: 24°C).

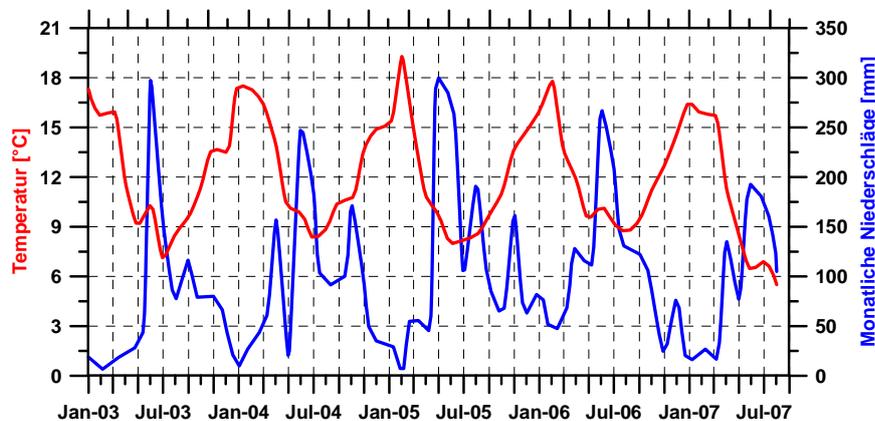


Abb. 3: Monatliche Niederschläge und mittlere Temperaturen im Zeitraum Januar 2003 bis August 2007 (Station Temuco, WOMD 2007).

1.4 Forschungsstand

Nach einer kurzen allgemeinen Charakterisierung des Lago Budi und einigen Daten zur Besiedelungsgeschichte wird im Folgenden vor allem der Wissensstand im Hinblick auf die vier Hauptziele dieser Arbeit erläutert. Der Zeitraum beschränkt sich dabei auf den in den Bohrungen umfassenden Bereich, der diskontinuierlich, d.h. mit größeren Schichtlücken, mindestens die letzten 40.000 bis 50.000 Jahre umfasst.

1.4.1 Charakterisierung des Lago Budi

Die erste chemisch-physikalische Charakterisierung des Lago Budi stammt von STUARDO et al. (1989) bzw. STUARDO et al. (1993), die auf punktuelle Messkampagnen der Jahre 1988 bis 1992 beruht. Festzustellen waren hier lateral bzw. jahreszeitlich wechselnde Salinitäten (7,5-28 ‰), Temperaturen (10°-24°C) und O₂-Gehalte (0-12,5 ppm). Von Frühjahr bis Herbst war eine deutliche Halo- bzw. Thermokline in Tiefen zwischen 4-5,5 m ausgebildet. Während der Wintermonate erfolgte eine Durchmischung, die zur Homogenisierung der einzelnen Messparameter in der Wassersäule führte. Die Nitrit- (0-13 µg/l), Ammonium- (1,9-4,8 µg/l) und Phosphatgehalte (2-15 µg/l) lagen im Bereich von Meerwasser, die Nitratwerte (100-500 µg/l) waren etwas erhöht. Vergleichbare Untersuchungen wurden von GARCIA (2000) und von ANTIMÁN & MARTÍNEZ (2005) unternommen. Die jüngeren Untersuchungen zeigen im Vergleich zu den Vorjahren –mit Ausnahme der Nitratwerte (<100 µg/l)– erhöhte Nitrit- (<50 µg/l), Ammonium- (<50 µg/l) und Phosphatgehalte (<30 µg/l).

Aufgrund des Nährstoffhaushaltes und des hohen Anteils an allochthonen Makrophytenvergesellschaftungen von 45,8 % (HAUENSTEIN et al. 1999) ist der Lago Budi stark anthropogen beeinflusst und als eutroph einzuordnen. Auch bezeugen die Folgen einer intensiven Boden- und Holzbewirtschaftung in den vergangenen Jahrzehnten den zunehmenden Einfluss des Menschen (PEÑA-CORTÉS 2006b). So hat z.B. die Fläche für Nutzwald seit 1980 von ehemals 16 ha auf 2.790 ha (2004) zugenommen (PEÑA-CORTÉS 2006a).

Tab. 1: Kenndaten Lago Budi (Pegeldaten Puerto Domínguez, Dir. Gen. de Aguas, Temuco). Angaben über Flächen, Einzugsgebiet, Tiefe, Salinitäten und Temperaturen aus eigenen Untersuchungen (jeweiliger Untersuchungszeitpunkt ist in Klammern angegeben).

Seefläche [km ²]	Einzugsgebiet [km ²] inkl. Seefläche	Zufluss mit größtem Einzugsgebiet [km ²]	Maximale Tiefe [m]	Maximale Seespiegelschwankungen [m]	Salinität [ppm]	Temp. [°C]
57	400	96 (Estero Comúe)	7.5 (Februar 2005)	1.40 (Winter-Sommer 2003-2005)	5,300-18,500 (Februar 2005)	17.3-17.9 (März 2001)

1.4.2 Besiedelungsgeschichte

Wann und über welche Routen die ersten Paläoamerikaner nach Südamerika einwanderten, ist bis heute nicht ausreichend gesichert. Die bisherigen Funde Amerikas zeigen, dass die bislang als früheste Okkupation geltende „Clovis-Kultur“ (11.050-10.800 ^{14}C yr B.P.) wohl ältere Vorläufer hatte (DILLEHAY & COLLINS 1988, WATERS & STAFFORD 2007). Mit Ausnahme von „Monte Verde“ (X. Region) mit einem Mindestalter von 12.500 ^{14}C yr B.P. (z.B. DILLEHAY 1989) sind spätglaziale und altholozäne Siedlungsspuren in Chile bislang jedoch selten.

In der Küstenregion zwischen Rio Imperial und Rio Bio-Bio finden sich erst in der sog. *Archaischen Phase*, speziell ab etwa 7.000 ^{14}C yr B.P. Spuren von Jägern und Sammlern, die sich kontinuierlich über die Keramik-Phase (~ab A.D. 300) bis in historische Zeiträume verfolgen lassen. In diesen Zeitabschnitt fällt auch die Besiedelung küstennaher Inseln, wie z.B. der Isla Mocha vor etwa 3.500 yr B.P., was spätestens ab diesem Zeitpunkt eine Mobilität zu Wasser voraussetzt (QUIROZ & SÁNCHEZ 2004).

Speziell die IX. Region gilt als Mittelpunkt der indigenen Bevölkerung. Am Lago Budi sind Keramikfunde mindestens seit A.D. 1.000 belegt (DILLEHAY et al. 2007). Bis zu 175 ha große, sog. „raised fields“, die bei der Lokalität Deume und südwestlich von Puerto Saavedra angelegt sind, bezeugen einen systematischen Feldbau seit gut 1.000 Jahren (DILLEHAY et al. 2007). Ab dem 16. Jahrhundert konzentrierten sich die Mapuche in dieser Region durch den Vormarsch spanischer Truppen und bis in das 19. Jahrhundert zeigten sie starken Widerstand gegen die spanischen und später chilenischen Eroberer. Nach intensiven militärischen Gebietserweiterungen des chilenischen Heeres erfolgte ab ~1884 eine Kolonisierung mit weißen Familien (SCHINDLER 1990). Gleichzeitig wurden für die indigene Bevölkerung erste sog. *reducciones* (Reservate) eingerichtet (ZUÑIGA 2000). In den Jahren 1884 und 1889 sind eine Cholera- und eine Pockenepidemie unter der Mapuchegemeinschaft überliefert (SCHINDLER 1990).

Heute ist die Region um den Lago Budi von Analphabetismus und von hoher bis extremer Armut gekennzeichnet („CAUTIN“-Studie 1981 in SCHINDLER 1990). Seit mehreren Jahren wird die Region sowohl mit nationalen als auch mit internationalen Programmen gefördert (z.B. MIDEPLAN 2007, GTZ 2007).

1.4.3 Klima- und Vegetationsgeschichte Südchiles seit dem Llanquihue-Glazial

Moderne Pflanzenvergesellschaftungen reflektieren, beeinflusst durch den Menschen, die aktuellen klimatischen Bedingungen einer Region. Palynologische Untersuchungen ermöglichen somit sowohl Rückschlüsse auf temperatur- und niederschlagsbedingte Wechsel in der Florenzusammensetzung als auch auf den Zeitpunkt und das Ausmaß des menschlichen Eingriffs während vergangener Zeiträume.

Das Klimaregime Südchiles wird ganzjährig durch die *Westerly Atmospheric Circulation* und die Südpazifische Antizyklone beeinflusst (MALDONADO & VILLAGRÁN 2006). Des Weiteren bewirkt der seit etwa 5.000 Jahren intensiver auftretende ENSO-Effekt (STUUT et al. 2006) klimatische Anomalien, die bis in südchilenische Regionen vorherrschend sind (vgl. FAGEL et al. 2006). Der nördliche Wirkungsbereich

der *Southern Westerlies* mit verstärktem (Süd-) Winterregen endet heute im Bereich Zentralchiles bei etwa 31°S (STUUT et al. 2006) bzw. 32°-35°S (JENNY et al. 2002, VALERO-GARCÉS et al. 2005). Während des (Süd-) Sommers verlagern sich die *Westerlies* um etwa 5°-10° in Richtung höhere Breiten. Dadurch ist ein starker Niederschlagsgradient mit ca. 200 mm/yr bei 31°S und ca. 2.000 mm/yr bei 41°S zu verzeichnen (MILLER 1976). Zwischen 31° und 37°S herrscht ein mediterraner, zwischen 37° und 42°S ein eher humider Klimatyp vor mit ausreichend, nach S zunehmendem Sommerniederschlag. Eine Intensivierung und eine latitudinale Verlagerung des Westwindregimes und des *Antarctic Circumpolar Current* (ACC), als gekoppeltes System (KAISER et al. 2005), wird als Ursache für die extremen Klimaschwankungen des Quartärs diskutiert (ABARZÚA et al. 2004, ASHWORTH et al. 1991, HEUSSER 1990, 1991; HEUSSER et al. 2006, LAMY et al. 1999, 2000; MALDONADO & VILLAGRÁN 2006, MARKGRAF 1989, McCULLOCH et al. 2000, MORENO 1997, MORENO & LEÓN 2003, STUUT et al. 2006, VEIT 1996).

Paläoklimatisch-palynologische Untersuchungen, vor allem an terrestrischen Archiven, sind aus Zentralchile (30°-36°S) (HEUSSER et al. 2006, VILLA-MARTÍNEZ et al. 2003, VILLAGRÁN 2001, VILLAGRÁN & VARELA 1990) und insbesondere aus dem südlichen Seengebiet und Patagonien (40°-56°S) bekannt (HEUSSER 1989, 1990; HEUSSER et al. 1999, ASHWORTH & HOGANSON 1993, HABERZETTL et al. subm., MARKGRAF 1989, 1993; MARKGRAF et al. 2002, MASSAFERRO & BROOKS 2002, MORENO 1997, 2004; MORENO & LEÓN 2003, MORENO et al. 1999, VEIT 1999, VILLAGRÁN 1990, VILLAGRÁN et al. 2004).

Studien im marinen Bereich wurden von LAMY et al. (1999, 2004), KAISER et al. (2005) bzw. STUUT et al. (2006) durchgeführt. Hier zeigt sich eine zeitliche Koppelung der SST (sea surface temperature) im SE-Pazifik mit den Abläufen in der Antarktis (z.B. Byrd-Ice core, BLUNIER & BROOK 2001), was konträr zu den terrestrischen Archiven im chilenischen Seengebiet verläuft, die eher Parallelen mit der nördlichen Hemisphäre aufweisen. Diese Diskrepanz liegt nach Meinung o.g. Autoren an dem auf Klimaänderungen träge reagierenden Patagonischen Eisfeld, was sich auf die terrestrischen Archive entsprechend auswirkt.

Im Bereich des Untersuchungsgebietes zwischen 38° und 39°S herrscht bezüglich der Klima- und Vegetationsgeschichte noch Forschungsbedarf. Während des letzten Glazials lag diese Region außerhalb des periglazial beeinflussten Gebietes und diente als potentielles Refugium für die aus den Höhenlagen zurückgedrängte Waldvegetation (VEIT 1999; VILLAGRÁN 2001, VILLAGRÁN et al. 2004), wie u. a. genetische Untersuchungen zeigten (BULL-HEREÑU et al. 2005). Diese Zone stellt den Übergangsbereich der mediterranen Florenvergesellschaftungen mit sommergrünen Laubbäumen zwischen 36° und 40°S und der südlich folgenden humideren, überwiegend immergrünen valdivianischen Laubwaldvegetation dar (MARKGRAF et al. 2002) und ist somit eine sensible Schlüsselregion nicht nur für die angesprochene Verlagerung der atmosphärischen Zirkulation während des letztglazialen Zyklus.

Für das Seengebiet (40°-43°S) ergibt sich generalisiert nachfolgendes Bild, wobei Unterschiede bei der zeitlichen Korrelation der Ereignisfolge zwischen den verschiedenen Autoren hervorzuheben sind. Ursache hierfür sind zum einen in den unterschiedlichen terrestrischen und marinen Proxies zu suchen (Sedimentologie, Pollen, Käferfauna, Chironomiden), zum anderen in exogenen Faktoren, wie der

unterschiedlichen latitudinalen Erstreckung, der Verteilung der Niederschläge, in der Morphologie oder im Einzugsgebiet eines Gletschers. So zeigen die nur etwa 40 km von einander entfernt liegenden Maximalstände des Puyehue- und des Llanquihue-Gletschers eine zeitliche Differenz von etwa 1.500 Jahren (HEINE 1999). Diese elementaren Faktoren bleiben insbesondere bei der Frage nach einer interhemisphärischen Klimasynchronität, der z.B. ARIZTEGUI et al. 1997, CLAPPERTON 1991, HEINE 1999, HEUSSER et al. 1999, ISLA 1989, LAMY et al. 2004 oder LOWELL et al. 1995 nachgehen, oft unberücksichtigt.

Alt-Llanquihue (75- ~60 ka BP)

Die weiteste Ausdehnung erreichten die Llanquihuezeitlichen Gletscher (entspricht Wisconsin bzw. Weichsel) vermutlich während der Marinen Isotopenstufe 4 (MIS 4, Alt-Llanquihue) mit Mindestaltern von etwa 42,7 ka B.P. (ANDERSEN et al. 1995), 50 ka B.P. (DENTON et al. 1999) bzw. 75-65 ka B.P. (CLAPPERTON 1991, MERCER 1983). Die Ablagerungen liegen außerhalb des mittels ^{14}C erfassbaren Bereichs und sind damit wenig verlässlich. SST-Rekonstruktionen an ODP 1233 (LAMY et al. 2004, KAISER et al. 2005) ergaben für den Zeitraum um 68-62 ka B.P. Temperaturminima von durchschnittlich 8°C während MIS 4.

Interstadial (~60-30 ka B.P.)

Auf Chiloé und östlich von Puerto Montt (Pelluco) gehäuft auftretende, in situ von fluvioglazialen Bildungen überlagerte, subfossile Baumstümpfe ergaben nach VILLAGRÁN et al. (2004) finite (!) ^{14}C -Alter um 42.6-49.8 ka B.P. Die damit vergesellschafteten Pollen bezeugen eine feuchte und relativ warme interstadiale Phase, die zwischen 60-30 ka B.P. angenommen wird (ROIG et al. 2001, VILLAGRÁN et al. 2004). Diese palynologisch rekonstruierten mittleren Sommertemperaturen zwischen 9° und 12°C korrelieren relativ gut mit dem SST-Verlauf von LAMY et al. (2004) bzw. KAISER et al. (2005), die zu Beginn der MIS 3 (ab 59 ka B.P.) eine deutliche Temperaturerhöhung auf über 12°C verzeichnen. Mit MIS 3 nehmen die Temperaturen bis etwa 45 ka B.P. konstant ab (Abb. 4). Da jedoch auch die Datierungen von VILLAGRÁN et al. (2004) am „Limit“ der ^{14}C -Methode liegen, kann für die Bildungen bei Pelluco ein älteres Interstadial-/glazial (z.B. Eem) nicht ausgeschlossen werden, was bereits in früheren Arbeiten angemerkt wurde (KLOHN 1976).

LGM (~29-14 ka B.P.)

Mehrere markante Gletschervorstöße, die jedoch nicht mehr die äußersten alt-Llanquihuezeitlichen Moränengürtel erreichten, folgten während des letztglazialen Maximums (LGM) um 29,4 ka B.P., 26,8 ka B.P., 22,6-22,3 ka B.P., 19,5-18,9 ka B.P. und letztmals um 14,9-13,9 ka B.P. (DENTON et al. 1999, HEINE 1999, LOWELL et al. 1995, MERCER 1976, PORTER 1981) bzw. um 14,5-14 ka B.P. (ANDERSEN et al. 1995). In diesem Zeitraum dominierten im Seengebiet kälteresistente, nordpatagonische Pflanzenarten (VILLAGRÁN 2001, MORENO & LEÓN 2003). Die mittleren Sommertemperaturen lagen um 4° - 8°C unter den heutigen (Abb. 4), die Schneegrenze sank um etwa 1.000 m und die Niederschläge lagen etwa um den Faktor 2 über den aktuellen Werten (ASHWORTH & HOGANSON 1993, HEUSSER 1974, 1990; MARKGRAF 1989, MORENO 1997, VEIT 1999). Das pazifische Oberflächenwasser lässt bereits ab 19 ka B.P. eine deutliche, stetige Erwärmung von etwa 9°C auf über 15°C um 12 ka B.P. erkennen (LAMY et al. 2004, KAISER et al. 2005).

Spätglazial

Entsprechend terrestrischer Archive begann die Deglaziation im Seengebiet vor ~14,5 ka B.P. (ANDERSEN et al. 1995, ARIZTEGUI et al. 1997, CLAPPERTON 1991, HEINE 1999, LOWELL et al. 1995, McCULLOCH et al. 2000, MORENO & LEÓN 2003) bzw. nach STERKEN et al. (2007) bereits um 15 ka B.P. und vollzog sich innerhalb weniger Jahrhunderte. Bereits um 14 ka B.P. war das Längstal mit thermophilen Laubwaldarten bedeckt, bis etwa 12,3 ka B.P. waren geschlossene Regenwälder etabliert und die andinen Seen, wie z.B. der Lago Ranco (40°15'S) oder der Lago Puyehue (40°40'S), zeigten sich eisfrei (ASHWORTH & HOGANSON 1993, HEUSSER 1991, STERKEN et al. 2007, VILLAGRÁN 2001). Auch implizieren die 12,5 ka B.P. alten Siedlungsspuren von Monte Verde einen deutlichen Klimawandel, hin zu wärmeren und trockeneren Bedingungen (PINO & DILLEHAY 1988).

Jüngere Dryas (JD) ?

Die Frage nach einem Klimarückschlag im südlichen Chile zwischen ~13,3 und 11,7 cal. ka B.P. (Huelmo-Mascardi Cold Reversal, HAJDAS et al. 2003) bzw. zwischen 14,8 und 13,3 cal. ka B.P. (Antarctic Cold Reversal, z.B. BLUNIER & BROOK 2001), als Pendant zur nordhemisphärischen Jüngeren Dryas (JD, 12,9-11,6 cal. ka B.P., STUIVER et al. 1995), wird seit Jahren kontrovers diskutiert (vergl. WENZENS 2005). Anhaltspunkte für eine erneute Klimaverschlechterung in Südamerika sehen z.B. ARIZTEGUI et al. (1997), HAJDAS et al. (2003), BERTRAND et al. (2007) (Pollen, Seesedimente), MORENO (1997), WHITLOCK et al. (2007), HEUSSER & STREETER (1980) (Pollen) und MASSAFERRO & BROOKS (2002) (Chironomiden). Keine eindeutigen Belege hingegen sehen ASHWORTH & HOGANSON (1993) bzw. ASHWORTH et al. (1991) (Käfer- und Pollenvergesellschaftung), BENNETT et al. (2000) (Sedimentologie, Palynologie), MERCER (1983) (Gletscherstände) und STERKEN et al. (2007) (Diatomeen).

Diskutiert wird ebenso das Auftreten einer zur JD zeitgleichen Warmphase in der Südhemisphäre. Arbeiten von KAISER et al. (2005) und LAMY et al. (2004) ergaben für den entsprechenden Zeitraum (12,7-12,1 ka B.P.) um 2,1°C wärmere Bedingungen im Oberflächenwasser vor der Küste Chiles und bestätigen eine Asynchronität zur Nordhemisphäre, wie bereits frühere Untersuchungen z.B. in der Antarktis zeigten (BLUNIER & BROOK 2001). In Patagonien, östlich der Anden, rekonstruierten HABERZETTL et al. (subm.) an der abflusslosen Laguna Potrok Aike (52°S) bzw. GILLI et al. (2001) am Lago Cardiel (49°S) deutliche Seespiegeltiefstände die auf trockenere und wärmere Bedingungen zumindest während der initialen Phase der JD hindeuten. Resultierend zeigt sich offensichtlich, dass das Klimageschehen der Südhemisphäre (SH) der NH um 500 bis 1.500 Jahre voraus eilt.

Eine möglicherweise von der globalen Zirkulation unabhängige Erklärung für die diskutierten Klimabeeinträchtigungen während der Cold Reversal-Phasen sieht MARKGRAF (1993) bzw. MARKGRAF et al. (2002) in einer lokalen Phase verstärkter Feueraktivität, die nach HEUSSER (1999) sehr wahrscheinlich anthropogen mitverursacht ist. Untersuchungen von WHITLOCK et al. (2007), nach denen zwischen 12-9,5 cal. ka B.P. zumindest südlich 40°S eine verstärkte Feueraktivität zu verzeichnen war, unterstützen diese Theorie.

Holozän

Das Klimaoptimum im Seengebiet mit relativ konstanten und bis zu 2° wärmeren und trockeneren Bedingungen als heute, etablierte sich etwa zwischen 11-7 ka B.P. (ABARZÚA et al. 2004, ASHWORTH & HOGANSON 1993, HEUSSER 1974, 1990, 1991; LYNCH 1990, MARKGRAF et al. 2002, MORENO 2004) bzw. zwischen 9-6,5 ka B.P. (HEUSSER 1974, MASSAFERRO et al. 2002). SST-Rekonstruktionen belegen bereits ab 12 ka B.P. bis etwa 8 ka B.P. anhaltende, bis zu 2°C wärmere Wassertemperaturen im SE-Pazifik (KAISER et al. 2005). Auf eine anschließende Phase erneuter Abkühlung und zunehmender Niederschläge mit einem Höhepunkt um 4,4 ka B.P. (neoglaziale Gletschermaxima, MORENO 2004, WENZENS 2005) folgt eine neuerliche warm-aride Phase um etwa 2,8-1,8 ka B.P. (MORENO 2004) bzw. um 2,4-1,6 ka B.P. (MASSAFERRO et al. 2002).

Im Allgemeinen ist die jüngere klimatische Vergangenheit der letzten 5.000 Jahre charakterisiert durch stärkere Schwankungen, die dem ENSO-Effekt zugeschrieben werden (STUUT et al. 2006), was auch LARA & VILLALBA (1993) mit der Analyse vom Baumringen für die letzten 3.500 Jahre belegen konnten (Abb. 5). Diese gibt Hinweise auf ein globales Auftreten des Little Ice Ages, das in Chile und Argentinien durch erhöhte Niederschläge charakterisiert war. BERTRAND et al. (2005) wiesen in Seesedimenten des Lago Puyehue (40°40'S) zwischen 1490 A.D. und 1700 A.D. überdurchschnittlich kalte und niederschlagsreichere Bedingungen nach. Ebenso rekonstruierten HABERZETTL et al. (subm.) und MAYR et al. (2007) in etwa zeitgleiche, markante Seespiegelhochstände an der Laguna Potrok Aike (52°S).

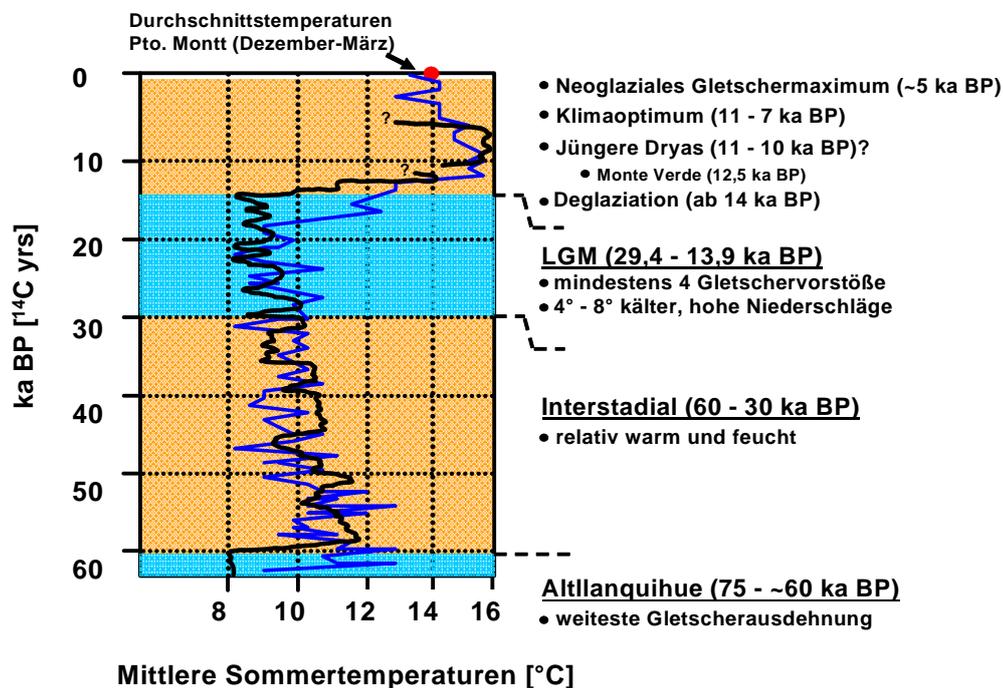


Abb. 4: Schwarze Linie: Palynologische Rekonstruktion der mittleren Sommertemperaturen für das Seengebiet (~40°-43°S) seit Beginn des Llanquihue Glazials (erweitert nach VILLAGRÁN et al. 2004, DENTON et al. 1999a, 1999b) (Profil Taiquemó: HEUSSER et al. 1981, 1999, Fundo Llanquihue, Canal de la Puntella: MORENO 1997, MORENO et al. 1999, Huelmo: MORENO & LEÓN 2003, HAJDAS et al. 2003). Blaue Linie: Auf Alkenone basierende Rekonstruktion der SST (sea surface temperature) an ODP1233, 41°S (verändert nach KAISER et al. 2005).

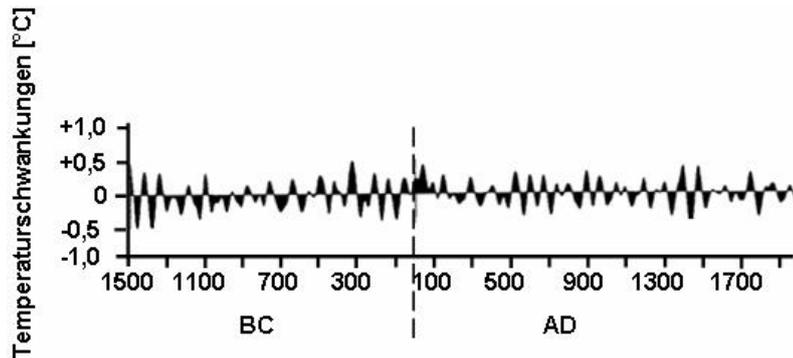


Abb. 5: Schwankungen der mittleren Sommertemperaturen (Dezember-März) während der letzten ~3.500 Jahre (1.500 B.C.-1987 A.D.), rekonstruiert aus Baumringen (41°33'S/72°36'W, 860-890 m ü. NN) (modifiziert nach LARA & VILLALBA 1993).

- Zwischen 80 B.C. und 160 A.D. überdurchschnittlich warm ($\leq 0,5^{\circ}\text{C}$).
- Zwischen 300 A.D. und 470 A.D. bzw. 1490 A.D. und 1700 A.D. überdurchschnittlich kalt.

1.4.4 Paläotsunamiforschung

Die verschiedenen Ökosysteme entlang der Küstenzonen bieten unterschiedlich wertvolle Geoarchive zur Rekonstruktion vergangener Tsunamis. Erst seit Ende der 1980er Jahre ist mit ATWATER (1987) an der Washington Coast (USA) und DAWSON et al. (1988) in Schottland (Storegga) die Paläotsunamiforschung stärker in das Interesse der Geowissenschaftler gerückt. Mehrere Publikationen sind seither erschienen. Systematische Untersuchungen, insbesondere zu Tsunamiimpakt und -sedimentation in Küstengewässern, existieren bislang jedoch nur spärlich (vgl. KELLETAT & SCHEFFERS 2003).

Ziel der Paläotsunamiforschung ist es, die meist nur kurze Zeiträume umfassenden und oftmals unvollständigen historischen Aufzeichnungen zu ergänzen und daraus Wiederholungszyklen zu ermitteln, um vor allem dicht besiedelte Küstenregionen entsprechend darauf einzurichten und ihre Bevölkerung zu schützen.

Weltweit trifft rechnerisch alle neun Jahre ein katastrophaler Tsunami auf unsere Küsten (KELLETAT & SCHEFFERS 2003). Untersuchungen hierzu sind meist lokal konzentriert und werden nur von wenigen Arbeitsgruppen durchgeführt. So existieren mehrere Publikationen über die Auswirkungen des Storegga-Tsunamis vor 7.300 ^{14}C yr B.P. entlang der Küsten des Nordatlantiks (BONDEVIK et al. 1997a, 1997b, 2003; DAWSON et al. 1988, 1991; DAWSON 1994, DAWSON & SHI 2000, GRAUERT et al. 2001). Weitere Arbeiten konzentrieren sich auf Ereignisse an portugiesischen Küsten (DAWSON et al. 1995, HINDSON & ANDRADE 1999, KELLETAT & SCHEFFERS 2005, LUQUE et al. 2002), im Mittelmeer (z.B. KELLETAT & SCHELLMANN 2002, VÖTT et al. 2006, 2007), in Australien (DOMINEY-HOWES 2007, KELLETAT & SCHEFFERS 2003), auf Neuseeland (GOFF et al. 2000, 2004), oder in der Karibik (z.B. SCHEFFERS & KELLETAT 2006). Am intensivsten untersucht erscheint die Cascadian-Subduktionszone entlang der nordamerikanischen Pazifikküste zwischen Kalifornien und Britisch Columbia. Eine Zusammenfassung dieser Arbeiten findet sich bei PETERS et al. (2003). Eine nahezu komplettes Literaturverzeichnis über den bisherigen Stand der Tsunamiforschung ist bei WIEGEL et al. (2006) zusammengetragen.

Nach dem aktualistischen Prinzip bieten Untersuchungen unmittelbar nach Tsunamiereignissen, wie jüngst im Indischen Ozean (z.B. BAHLBURG & WEISS 2006, RICHMOND et al. 2006), wichtiges Datenmaterial für zukünftige Paläotsunamiforschungen.

1.4.4.1 Tsunamiablagerungen an Küsten

Generalisiert zeigen Tsunamiablagerungen charakteristische Eigenheiten, die sie insbesondere von Sturmablagerungen unterscheiden (vgl. GOFF et al. 2004). Eine sichere Abgrenzung gestaltet sich dennoch zumeist äußerst schwierig.

Typische morphologische Erscheinungen von Tsunamis finden sich im Supratidalbereich. Bis zu 10 km lange, parabelförmige, aus Sanden oder Kiesen bestehende, küstenparallele *Chevrons* (KELLETTAT & SCHEFFERS 2003) oder mehrere Kubikmeter große, vom Intertidalbereich einige hundert Meter ins Landesinnere transportierte Blöcke werden Tsunamiereignissen zugeschrieben.

Die Mächtigkeit von Tsunamiablagerungen ist im Allgemeinen geringer als 50 cm (LUQUE et al. 2002). Ihre Korngrößenverteilung ist, abgesehen von mitgeführten erodierten Klasten, vom Liefergebiet abhängig (z.B. vorgelagerte Dünen, etc.) und variieren meist im Kies- bis Schluffbereich, mit einem deutlichen Maximum in der Feinsandfraktion zwischen 100-140 μm (BARRA et al. 2004, CLAGUE & BOBROWSKY 1994, DAWSON & SHI 2000, GOFF et al. 2000, LUQUE et al. 2002). Die typischerweise seitlich und landeinwärts auskeilenden tsunamigenen Schichten reichen zum Teil bis zu 3 km weit ins Landesinnere, die Korngrößen nehmen dabei ab (DAWSON & SHI 2000). Kieskomponenten können durch gegengerichtete Strömungen der Wassermassen (*run-up/back-wash*) eine bidirektionale Imbrikation aufweisen (GOFF 2007). Als Ganzes betrachtet ist der Sortierungsgrad überwiegend mäßig bis schlecht, im Detail jedoch sind gut sortierte fining-upward Sequenzen zu erkennen, die durch mehrere aufeinander folgende Wellen abgelagert wurden, wobei die größte Lage der stärksten Welle zugeordnet wird (DAWSON et al. 1991). Strukturlos-massive Lagen werden ebenso beobachtet (BARRA et al. 2004, CLAGUE & BOBROWSKY 1994, DAWSON & SHI 2000, LUQUE et al. 2002). Ein nahezu stets auftretender, erosiver Liegendkontakt (BARRA et al. 2004, BONDEVİK et al. 1997b, CISTERNAS et al. 2000, DAWSON & SHI 2000, GOFF et al. 2000, HINDSON & ANDRADE 1999, LUQUE et al. 2002, MINOURA & NAKAYA 1991), sowie eine in den fraglichen Sedimenten deutlich erhöhte Anzahl an einer für das Sublitoral typischen marinen Mikrofossilvergesellschaftung sind für Tsunamiablagerungen charakteristisch.

Vor allem Diatomeen, wie z. B. die häufig in tsunamigenen Sedimenten beschriebene *Paralia sulcata* (DAWSON et al. 1991, DAWSON & SHI 2000), erwiesen sich als nützliche Indikatoren für plötzliche, marine Ingressionen bzw. für co- und postseismische Senkungen. Ein abrupter Wechsel in der Abundanz und Vergesellschaftung der Diatomeen von Prä- zu Posttsunami-Schichten kann einen anhaltenden marinen Einfluss dokumentieren (CISTERNAS et al. 2005, CLAGUE et al. 1999, GRAUERT et al. 2001, KELSEY et al. 2005, MINOURA et al. 1994). So konnten mit Hilfe der Diatomeen an intertidalen Abfolgen entlang der Westküste Nordamerikas bzw. Kanadas Erdbeben und Tsunamis über einen Zeitraum von bis zu 7.000 yr B.P. rekonstruiert werden (ATWATER 1987, ATWATER & HEMPHILL-HALEY 1997, HEMPHILL-HALEY 1995, HEMPHILL-HALEY & LEWIS 2003).

1.4.4.2 Tsunamisedimentation in Küstenseen

Trotz des hohen Erhaltungspotentials tsunamigener Ablagerungen in natürlichen Sedimentfallen, wie küstennahen Seen (z.B. SMOL et al. 2001) oder Lagunen, sind derartige Untersuchungen bisher selten. Geeignete Gebiete, die genügend weit von der Küste entfernt und entsprechend hoch über dem Meeresspiegel liegen um durch Sturmfluten oder extremen Tiden erfasst zu werden, bieten zusätzlich den Vorteil, z.B. Sturmablagerungen im Archiv auszuschließen.

KELSEY et al. (2005) konnte in Lake Bradley (Oregon) Spuren von 13 Tsunamis während der letzten 4.600 Jahre identifizieren. In den Sedimentkernen folgen meist über einer erosiven Basis ein bis zwei zwischen 1-5 cm mächtige, gradierte Sand-Schluff Lagen, die zahlreiche marine Diatomeen enthalten. Darüber folgt eine massive, 2-4 cm mächtige, organikreiche Lage. Nachfolgende laminierte Sedimente und Veränderungen in der Diatomeensukzession lassen darauf schließen, dass sich nach jedem Ereignis im Wasserkörper eine Halokline ausbildete, die Jahre bis Jahrzehnte erhalten blieb.

MINOURA & NAKAYA (1991) und MINOURA et al. (1994) berichten ähnliche Ergebnisse aus verschiedenen Küstenlagunen Japans. Der Eintrag von marinen Sanden aus dem Litoralbereich wurde hier durch geochemische Untersuchungen am Interstitialwasser durch erhöhte Gehalte an Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} und Cl^- im Vergleich zum Nebensediment nachgewiesen (LEHRMAN & WEILER (1970) halten diese Methode zur Rekonstruktion der Paläosalinität durch die sehr schnellen Diffusionsraten der Elemente jedoch für äußerst fraglich). Eine Meerwasserlinse blieb hier über fünf Monate am Grund einer Lagune erhalten, wodurch sich anoxische Bedingungen ausbildeten und laminierte Sedimente zur Ablagerung kamen. Örtlich erodierten die eindringenden Wassermassen die obersten 30 cm der Seesedimente, anderenorts fanden sich keine Anzeichen für Erosion im Liegenden der Sandlagen. Auch DAWSON & SHI (2000) belegen eine auf engstem Raum stark variable Ausbildung der tsunamigenen Ablagerungen, was auf eine komplizierte Hydrodynamik durch den Eintrag großer Mengen an Salzwasser zurückgeführt wird.

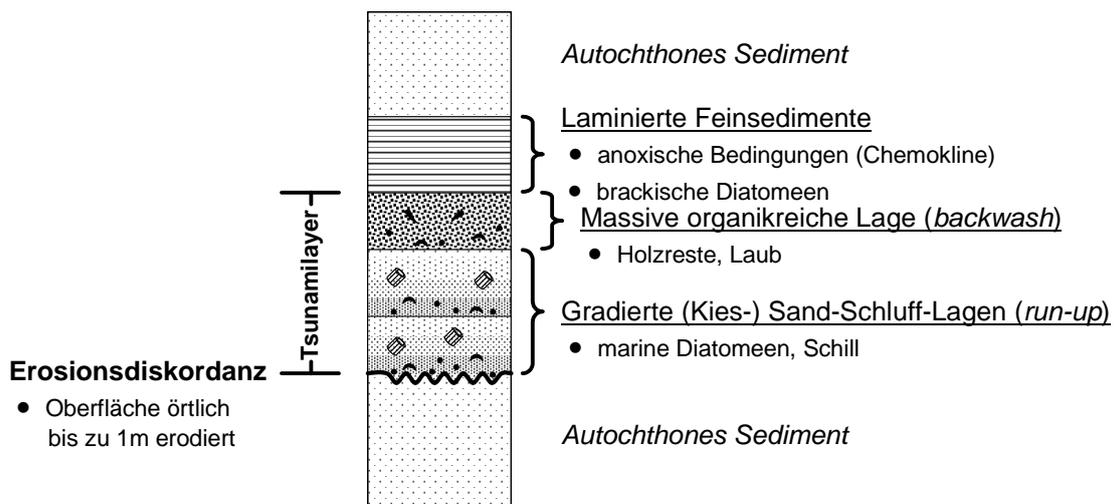


Abb. 6 : Tsunamisedimentation in Küstenseen. Schematische Abfolge nach verschiedenen Literaturbeschreibungen (BONDEVIK et al. 1997b, CLAGUE et al. 1999, GOFF et al. 2000, KELSEY et al. 2005, MINOURA & NAKAYA 1991, MINOURA et al. 1994).

BONDEVIK et al. (1997b) untersuchten in unterschiedlich hoch gelegenen norwegischen Küstenseen Ablagerungen des Storegga-Tsunamis anhand von Bohrkernen. Hier erreichten einzelne Tsunamisequenzen Mächtigkeiten von bis zu 1 m, die landwärts, sowohl in der Anzahl, als auch in ihrer Mächtigkeit deutlich abnahmen. Dabei konnte anhand von organikreichen Lagen, die unmittelbar über den Sandlagen folgen, zwischen Ablagerungen der eintreffenden (*run-up*, sanddominiert) und der ablaufenden Welle (*back-wash*, organik-dominiert, Schrägschichtung möglich) unterschieden werden (Abb. 6) (NANAYAMAA et al. 2000). Sowohl CLAGUE et al. (1999), als auch GOFF et al. (2000) berichten über entsprechende Sequenzen in Lake Catala (Vancouver Island) bzw. in der Okupe Lagune auf Neuseeland. Auch hier werden markante Sandlagen beschrieben, gefolgt von Lagen mit starker Anreicherung organischen Materials. Die Organik besteht meist aus Blättern oder Holzresten, die aus der Umgebung der jeweiligen Seen stammen und durch die ablaufende Welle erodiert und sedimentiert wurden. Rezent-Untersuchungen in Kenia und Indien (26.12.2004) von BAHLBURG & WEISS (2006) zeigten jedoch keinerlei Hinweise, die eine Unterscheidung zwischen *run-up* und *back-wash* erlauben. Dies ist sehr wahrscheinlich auf eine unterschiedlich komplexe Akkumulations- und Erosionsdynamik von *run-up* (flächenmäßig) und *back-wash* (linear-kanalisiert) zurückzuführen (vgl. EINSELE 1998, LE ROUX & VARGAS 2005).

Untersuchungen an tsunamigenen Ablagerungen in Küstenseen Südamerikas existieren bislang nicht.

1.4.4.3 Historische Aufzeichnungen - Wiederholungszyklen

Im Gegensatz zum östlichen Mittelmeergebiet, in dem historische Aufzeichnungen über Tsunamiereignisse etwa 4.000 Jahre zurückreichen (SCHEFFERS 2005), umfassen die Kalender im Pazifikraum nur ein relativ junges Zeitintervall. Während in Japan Tsunamiaufzeichnungen über einen Zeitraum von etwa 1.200 Jahren überliefert sind (MINOURA et al. 2001), sind es entlang der südamerikanischen Westküste, geschichtlich bedingt, weniger als 500 Jahre. Bei BERNINGHAUSEN (1962) sind 49 Tsunamis entlang der südamerikanischen Pazifikküste zwischen 1562 A.D. und 1960 A.D. erwähnt. LOMNITZ (1970) beschreibt die Auswirkungen von 40 Erdbeben in Chile zwischen 1535 A.D. und 1955 A.D. (Tab. 2). Hierzu ist anzumerken, dass keine Tsunamis in der Literatur erwähnt sind, die ihren Ursprung in anderen zirkumpazifischen Bereichen hatten.

Bisher sind Arbeiten über das Wiederholungsintervall von Erdbeben mit nachfolgenden Tsunamis eher spärlich und reichen mit Ausnahme der nordamerikanischen Küsten selten über die historischen Aufzeichnungen hinaus. In Ablagerungen des Intertidalbereichs an der Küste des Staates Washington konnten innerhalb der letzten 7.000 Jahre sechs „Tsunami-events“ (ATWATER 1987) und weiter südlich am Bradley Lake, Oregon, 13 „events“ in 4.600 Jahren identifiziert werden (KELSEY et al. 2005). Im Schnitt liegt hier das Wiederholungsintervall zwischen 400 (KELSEY et al. 2005) und 500 Jahren (ATWATER et al. 1995, CLAGUE 1997). Entsprechende Arbeiten ergaben für Japan Wiederholungsraten von 250-800 Jahren (MINOURA & NAKAYA 1991), für Neuseeland etwa 1.300 Jahre (4 „events“ in ~5.300 Jahren, GOFF et al. 2000) bzw. für die peruanischen Küsten etwa 140 Jahre (OKAL et al. 2006).

Tab. 2: Beschreibung der Phänomene ausgewählter historischer Erdbeben an verschiedenen Lokalitäten (nach BERNINGHAUSEN 1962, CISTERNAS et al. 2005, LOMNITZ 1968, 1970, PLAFKER & SAVAGE 1970).

◆ shaking ~ low tsunami ≈ high tsunami ▲ coastal uplift ▽ coastal subsidence

Lokalität	16.12.1575 1 st Valdivia- quake M=8½	24.12.1737 2 nd Valdivia- quake M=7½- 8	20.02.1835 Concepción- quake M=8-8¼	7.11.1837 3 rd Valdivia- quake M=8	22.05.1960 4 th Valdivia- quake M=8¾-9½
Concepción (36°46´S)	◆ (~)		◆ ≈ ▲ (+ 1,5 m)	◆ ~	◆ ~ ▲ (+ 0,3 m)
Puerto Saavedra (38°47´S)	◆ ≈ ▽		~		◆ ≈ ▽ (- 1,4 m)
Valdivia (39°49´S)	◆ ≈ ▽	◆	◆ ~	◆ ~	◆ ≈ ▽ (- 2,7 m)
N-Chiloé (42°S)	◆	◆	◆ ~	◆ ~	◆ ▽ (- 1,9 m)

In Südchile existieren bisher sehr wenige Ansätze zur Erdbebenrekonstruktion. Bei nahezu allen historischen Beben in diesem Abschnitt wurden auch Tsunamis generiert (vgl. Tab. 2 und Tab. 3). CISTERNAS et al. (2005) konnten im Intertidalbereich des Rio Maullín (41°36´S) sieben Erdbeben und fünf Tsunamieignisse während der letzten 2.000 Jahre identifizieren, woraus sich für den Bereich Valdivia ein Wiederholungszyklus für zerstörerische Tsunamis von etwa 285 Jahren ergibt, was nicht mit dem aus historischen Daten ermittelten Intervall von 128 Jahren einher geht (BERNINGHAUSEN 1962, LOMNITZ 1970, BARTSCH-WINKLER & SCHMOLL 1993) (Abb. 7). Im nördlich angrenzenden Concepción-Segment rekonstruierten BOOKHAGEN et al. (2006) mittels gehobener Strandwallserien auf Isla Santa María (37°S) einen Wiederholungszyklus von 180 Jahren (historisch überlieferter Wiederholungszyklus: ~88 Jahre).

Hinsichtlich des Auftretens entsprechender Ereignisse in Geoarchiven ist hervorzuheben, dass einige der historisch überlieferten Erdbeben keine Spuren in den jeweiligen terrestrischen Archiven hinterließen (vgl. CISTERNAS et al. 2005, MOERNAUT et al. 2007). Nach beiden Autoren war die Magnitude der chilenischen Beben von 1737 A.D., 1835 A.D. bzw. 1837 A.D. offensichtlich zu gering, um entsprechende tsunamigene Ablagerungen an den Küsten zu produzieren bzw. Massenbewegungen in Seen auszulösen, wohingegen das Beben im Jahre 1575 A.D. wohl vergleichbar mit 1960 A.D. oder sogar stärker war, da beispielsweise eine durch den Tsunami produzierte Sandlage mächtiger und weiter landeinwärts zu finden ist (BARTSCH-WINKLER & SCHMOLL 1993, CISTERNAS et al. 2005). Nach CISTERNAS et al. (2005) wurden bei den Beben 1737 A.D. und 1837 A.D. die in der Erdkruste akkumulierten Spannungen nur teilweise abgegeben, wodurch tsunamigene Ablagerungen fehlen. Andererseits hängt die Berichterstattung über das Auftreten und die Auswirkungen von Beben in hohem Maße von der Besiedlungsdichte eines Gebietes und damit einhergehend von einer höheren Informationsdichte ab. So wurden zwischen 1562 A.D. und 1900 A.D. insgesamt über 29 Tsunamis berichtet,

während in den Folgejahren bis 1960 A.D. bereits 20 Tsunamis registriert wurden (BERNINGHAUSEN 1962).

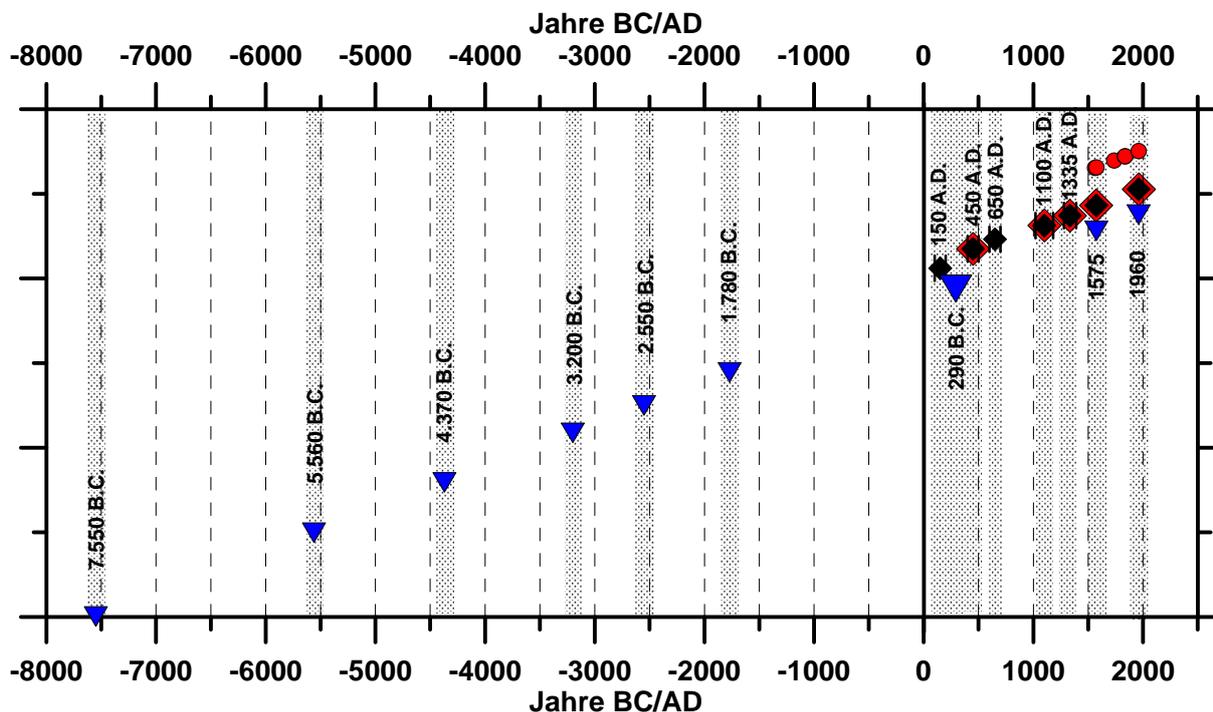


Abb. 7: Graphische Zusammenstellung historischer Erdbeben und Tsunamis (●) in Südchile (nach BERNINGHAUSEN 1962, LOMNITZ 1970) und die Rekonstruktion historischer/prä-historischer Tsunamis (◆) bzw. Erdbeben (◆) nach CISTERNAS et al. (2005) (cal. yr [2-σ]) und Erdbeben (▼) nach MOERNAUT et al. (2007) (extrapoliertes Altersmodell nach BERTRAND et al. 2005).

Tab. 3: Tabellarische Übersicht der rekonstruierten Erdbeben und Tsunamis in Chile nach CISTERNAS et al. (2005) und MOERNAUT et al. (2007).

Jahr A.D./B.C. [cal. yr; 2-σ]	Erdbeben nach CISTERNAS et al. (2005)	Erdbeben nach MOERNAUT et al. (2007)	Tsunami nach CISTERNAS et al. (2005)
1960 (historisch überliefert)	⊗	⊗	⊗
1575 (historisch überliefert)	⊗	⊗	⊗
1280-1390 A.D.	⊗		⊗
1020-1180 A.D.	⊗		⊗
~600-700 A.D.	⊗		
~ 400-500 A.D.	⊗		⊗
290 A.D. (sehr stark)		⊗	
~100-200 A.D.	⊗		
~1.780 B.C.		⊗	
~2.550 B.C.		⊗	
~3.200 B.C.		⊗	
~4.370 B.C.		⊗	
~5.560 B.C.		⊗	
~7.550 B.C.		⊗	

Ein Versuch zur Rekonstruktion von großen Erdbeben während des Holozäns über die Frequenz von Massenbewegungen im Lago Puyehue (40°40'S) von MOERNAUT et al. (2007) ergab durchschnittliche Wiederholungsraten von 1.000 Jahren. Dieses sehr große Intervall scheint aber vor allem durch zu geringe Sedimentakkumulationsraten bestimmt zu sein, wodurch die für das Abrutschen von Sedimentpaketen notwendigen Kuberturen oft nicht innerhalb der Erdbebenfrequenz erreicht wurden.

1.4.4.4 Der Tsunami vom 22. Mai 1960 an den südchilenischen Küsten

Das Hauptbeben ereignete sich am Sonntag dem 22. Mai um 15:11 Uhr Ortszeit (PLAFKER & SAVAGE 1970) mit einer geschätzten Richter-Magnitude zwischen 8,75 (WATANABE & KARZULOVIC 1960) und 9,5 (DEMETS et al. 1990). Erste Unregelmäßigkeiten in den Tidenaufzeichnungen wurden zwischen Toltén (~39°11'S) und Puerto Saavedra (~38°47'S) zwischen 15:15 Uhr (WRIGHT & MELLA 1963) und 15:45 Uhr (ALVAREZ & SAINT-AMAND 1963), in Maullín (41°36'S) gegen 15:30 Uhr (CISTERNAS et al. 2000), und in Valparaiso (~33°03'S) um 16:13 Uhr (DEPTO. NAV. HIDR. ARM. 1961) registriert. Viele Augenzeugen berichten an unterschiedlichen Orten von einem initialen Rückzug des Meeres und einem anschließenden sukzessiven Anstieg des Meeresspiegels (ALVAREZ & SAINT-AMAND 1963, LOMNITZ 1968, WRIGHT & MELLA 1963). Dieser Vorgang wiederholte sich bei Maullín alle 12-15 Minuten (CISTERNAS et al. 2000), bei Puerto Saavedra alle 15-20 Minuten (LOMNITZ 1968).

In Puerto Saavedra wurden drei große Wellen beobachtet, wobei die erste und zweite 3-4 m Höhe erreichten (DEPTO. NAV. HIDR. ARM. 1961). Die Ortschaft wurde bis etwa 2,5 m ü. NN überflutet (ALVAREZ & SAINT-AMAND 1963). Während der dritten Welle, die 7-8 m Höhe erreichte (DEPTO. NAV. HIDR. ARM. 1961), folgte eine Überflutung bis etwa 3,75 m ü. NN (WRIGHT & MELLA 1963). An Flachstellen drangen die Wellen bis zu 5 km weit ins Landesinnere vor (ALVAREZ & SAINT-AMAND 1963). Zerstörte Bebauung wurde noch bis zu 3 km von der Küste entfernt aufgefunden (DEPTO. NAV. HIDR. ARM. 1961, WATANABE & KARZULOVIC 1960). Nach LOMNITZ (1968) wurde der Lago Budi etwa 15 Minuten nach dem Beben an drei verschiedenen Stellen von Wellen überflutet. Dieser Vorgang soll sich mehrere Male wiederholt haben, danach sei der Seespiegel des Lago Budi permanent auf höherem Niveau stehen geblieben.

WRIGHT & MELLA (1963) berichten über eine 1-2 cm mächtige Schicht von marinen Sanden, die vom Tsunami 1960 an bestimmten Küstenbereichen, u. a. zwischen Toltén und Puerto Saavedra abgelagert wurde. Sedimentologisch untersucht wurden diese Ablagerungen von BARRA et al. (2004) auf einer Aue des Rio Imperials, östlich von Puerto Saavedra. Etwa 28 cm unter GOK folgt über einer erosiven Basis eine 8 cm mächtige massive Sandlage (Median 100-140 µm) mit TOC-Gehalten deutlich unter 1%. ¹³⁷Cs-Messungen zeigten, dass diese Lage kurz vor dem südhemisphärischen Maximum von 1963 sedimentiert wurde. CISTERNAS et al. (2000) bzw. CISTERNAS et al. (2005) bearbeiteten tsunamigene Ablagerungen bei Maullín. Auch hier konnten die Ablagerungen des Tsunamis von 1960 als 3-15 cm mächtige, relativ gut sortierte Feinsandlagen (Median 120-190 µm) ohne organische Reste identifiziert werden.

Neben den subrezenten tsunamigenen Ablagerungen von 1960 wurden im Bereich des Lago Budi bisher keine älteren Tsunamibildungen beschrieben.

1.4.5 Eustatische Meeresspiegelschwankungen - Tektonik

Das Zusammenspiel eustatischer Meeresspiegelschwankungen und tektonischer Vertikalbewegungen (relative-sea-level-(RSL)-changes) entlang eines aktiven Kontinentalrandes ist sehr vielgestaltig und eine detaillierte Rekonstruktion ist äußerst schwierig. In Südchile kommt erschwerend hinzu, dass aufgrund verstärkter Erosion durch Niederschläge, Winde und Tsunamis nur selten marine Strandterrassen erhalten sind, die RSL-Bewegungen während des Quartärs rekonstruieren lassen (LOMNITZ 1969, ATWATER et al. 1992). Auch durch die Armut an datierbarem, fossilen Material in den pleistozänen Terrassen ist eine Chronologie nahezu unmöglich (RADTKE 1991, SCHELLMANN & RADTKE 1999). Dementsprechende Arbeiten an marinen Terrassen konzentrierten sich daher insbesondere auf Peru, Nord- und Zentralchile. Angaben über relative Küstenhebungen variieren dort jedoch vor allem aufgrund lokal differenzierter Tektonik (vgl. Abb. 8), z.B. für die letztinterglaziale Terrasse in Peru zwischen 100 m ü. NN (RADTKE 1991) und 65 m ü. NN (HSU 1992). In Nordchile sind die entsprechenden Terrassen zwischen 5 und 43 m ü. NN zu finden (RADTKE 1987a, b, 1991; LEONARD & WEHMILLER 1991). Generalisiert liegen die Hebungsraten nördlich des Juan-Fernández-Ridge (33°S) deutlich unter 1 m/ka und steigen südlich davon, auf 2 m/ka (BOOKHAGEN et al. 2006), zum Teil auf über 6 m/ka an (MELNICK & ECHTLER 2006, NELSON & MANLEY 1992).

Im Bereich des Lago Budi sind bislang keine Angaben zu quartären RSL-Bewegungen bekannt. Isostatische sind im Vergleich zu den tektonisch-eustatischen Ausgleichsbewegungen als sehr gering einzuschätzen, da das Hauptvereisungsgebiet der pleistozänen Gletscher auf dieser geographischen Breite (39°S) über 100 km entfernt in der Andenkordillere lag und auf Höhen über 1.500 m ü. NN beschränkt war (RABASSA & CLAPPERTON 1990).

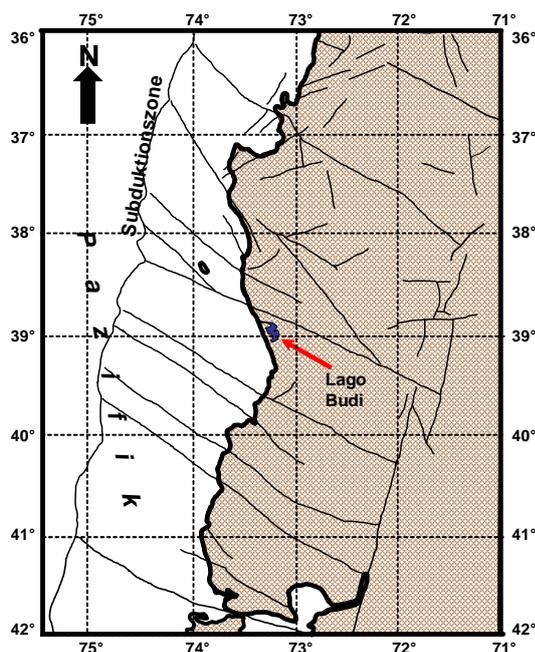


Abb. 8: Tektonische Übersichtskarte Südchiles zwischen 36° und 42°S (verändert nach MELNICK & ECHTLER 2006). Gut ersichtlich ist die im Text angesprochene Zergliederung des Festlandssockels in einzelne Blöcke entlang tieferreichender Störungszonen. Die einzelnen Segmente weisen unterschiedliche Hebungstendenzen von bis zu 6 m/ka auf.

Im weiteren Umfeld des Lago Budi sind nur punktuell Daten zu RSL-Bewegungen bekannt. So z.B. auf der Isla Mocha (38°22'S), etwa 70 km nordwestlich des Lago Budi, die nach NELSON & MANLEY (1992) seit etwa 6 ka B.P. relativ um 38 m gehoben wurde. Auf Isla Santa María (37°S) sind bis zu 8 m ü. NN liegende Strandwallsequenzen erhalten, die maximale OSL-Alter von 3,4 ka B.P. aufweisen (BOOKHAGEN et al. 2006). PINO & NAVARRO (2005) beschreiben im Zusammenhang mit archäologischen Funden (Chan-Chan 18, 39°30'S), gut 60 km südlich des Lago Budi, einen auf 6,2-6,4 cal. ka B.P. datierten Paläostrandwall, der etwa 8 m über dem heutigen NN liegt und während der maximalen holozänen Transgression entstanden sein soll. Einen Überblick über Hebungstendenzen und holozäner Transgressionsmaxima entlang der chilenischen Küste gibt Tab. 4.

Tab. 4: Maximale holozäne Meeresspiegelreferenzen entlang der chilenischen Küsten nach verschiedenen Autoren.

Lokalität	Höhe ü. NN	Alter	Referenz
Caleta Michilla (22°43'S)	≥ + 3-4 m	konv. ¹⁴ C: 6.725 yr B.P.	LEONARD & WEHMILLER 1991
Bahía Tongoy (~30°S)	≤ + 3-5 m	konv. ¹⁴ C: 6.380 yr B.P.	OTA & PASKOFF 1993
Valparaiso (~33°S)	+ 5-7 m	konv. ¹⁴ C: 5.000-6.000 yr B.P.	PASKOFF et al. 2000
Algarrobo (33°22'S)	+ 3,8 m	konv. ¹⁴ C: 5.660 yr B.P.	ENCINAS et al. 2006
Isla Santa María (37°S)	~+ 8 m	konv. ¹⁴ C: <3.400 yr B.P.	BOOKHAGEN et al. 2006
Isla Mocha (38°22'S)	+ 33 m	konv. ¹⁴ C: 5.760 yr B.P.	NELSON & MANLEY 1992
Chan-Chan 18 (39°30'S)	< + 8 m	konv. ¹⁴ C: 5.460-5.610 yr B.P.	PINO & NAVARRO 2005
Estrecho de Magallanes (~53°3'S)	keine Angaben	konv. ¹⁴ C: 6.450 yr B.P.	MCCULLOCH & DAVIES 2001
Beagle Kanal (~55°S)	+ 8 m	konv. ¹⁴ C: ~5.500 yr B.P.	RABASSA et al. 1986

Am besten dokumentiert erscheinen die jüngsten syn- bzw. posttektonischen Vertikalverstellungen, die in Verbindung mit dem Erdbeben von 1960 auftraten. Über ein Areal von etwa 1.000 km Länge, zwischen 37° und 48°S traten parallel zum Kontinentalrand maximale Senkungen bis zu 2,7 m (39°47'S) bzw. maximale Hebungen von über 1,8 m (38°24'S) relativ zum Meeresspiegel auf (PLAFKER & SAVAGE 1970). Am Lago Budi berichtet LOMNITZ (1969, 1970) von einer Senkung unmittelbar nach dem Beben von 2,05±0,15 m und im Folgezeitraum von 1961 bis 1968 von weiteren 0,1-0,2 m Senkung. Die Werte wurden größtenteils aus Luftbildvergleichen ermittelt, die Feldarbeit erfolgte 1968 in Form von Tiefenlotungen an den Uferbereichen des Sees. PLAFKER & SAVAGE (1970) geben bei Puerto Saavedra Senkungen von bis zu 1,4 m an, das Hydrographische Institut bis zu 1,2 m (DEPTO. NAV. HIDR. ARM. 1961).

Laut Aussagen der indigenen Bevölkerung, die keine schriftlichen Zeugnisse niederlegte, sollen frühere Beben (vgl. Tab. 3) am Lago Budi durchaus vergleichbar mit dem Ereignis von 1960 sein (LOMNITZ 1969). Sehr wahrscheinlich zeigten sich auch hier RSL-Veränderungen, über deren Bewegungssinn/-betrag existieren jedoch keine gesicherten Angaben. Trotz syn- und posttektonischer Landsenkungen ist wohl eine Nettohebung entlang der südchilenischen Küsten zumindest während des

Holozäns zu verzeichnen, wie aus Tab. 4 bzw. bei PIRAZZOLI (1991) zu entnehmen ist. Auch am Rio Maullín (ATWATER et al. 1992) oder auf der Isla Chiloé (BARTSCH-WINKLER & SCHMOLL 1993) verliefen die syn-, und postseismischen Bewegungen offensichtlich entgegengesetzt zum langfristigen tektonischen Trend. Tidenmessungen im Zeitraum zwischen 1965 und 1970 zeigten zumindest auch für Puerto Montt durchschnittlich 3 cm RSL-Rückgang pro Jahr (BARTSCH-WINKLER & SCHMOLL 1993).

1.4.6 Entstehung des Lago Budi

Definitionsgemäß sind Lagunen „flache, meist parallel zur Küste ausgedehnte Meerwasserbereiche mit breitem Salinitätsbereich (limnisch-hypersalin), die nahe oder in Verbindung zum Meer liegen und teilweise oder komplett durch einen schmalen, langgezogenen Landstreifen (Riff, Barriere-Insel, Sandbank) vom Meer abgetrennt sind“ (AM. GEOL. INST. 1973). Demnach handelt es sich beim Lago Budi korrekterweise um eine Lagune. Definitionsbedingte Ähnlichkeiten zu einem Ästuar, der eine freie Verbindung zur offenen See besitzt und in dem das Meerwasser durch Süßwasserzuflüsse verdünnt wird, bestehen jedoch ebenso (vgl. KJERFVE & MAGILL 1989).

Tab. 5: Entstehungsalter einiger weltweit ausgewählter Lagunen. Ein Zusammenhang mit dem maximalen holozänen Transgressionsmaximum wird deutlich.

Lokalität	Alter	Referenz
Spanien (Traba coastal wetland)	5,5-6,5 cal. ka B.P.	BAO et al. 2006
Portugal (Melides Lagoon, Santo André)	5,4-5,5 ka B.P.	FREITAS et al. 2003, CEARRETA et al. 2007
Mexico (Grijalva-Lagoons)	~5,5 ka B.P.	POPE et al. 2001
Argentinien (Mar Chiquita)	4,8-6,2 ka B.P.	ESPINOSA et al. 2003, ISLA & ESPINOSA 1995
Uruguay (Rocha Lagoon)	~7 ka B.P.	GARCÍA-RODRÍGUEZ et al. 2004, GARCÍA-RODRÍGUEZ 2006, INDA et al. 2006
Neuseeland (Okupe-Lagoon)	<6 ka B.P.	COCHRAN et al. 2007
Korea (Hwajinpo Lagoon)	6 ka B.P.	YUM et al. 2003
S-Afrika (Langebaan Lagoon)	<6,8 cal. ka B.P.	COMPTON 2001

Im Allgemeinen sind Küstenlagunen nahezu entlang aller Kontinente mit überwiegend mikro- (0-2 m) und mesotidalen (2-4 m) Tidenverhältnissen zu finden (REINSON 1992). Die meisten Lagunen bildeten sich während der Phase des verlangsamten Meeresspiegelanstieges nach dem holozänen Transgressionsmaximum zwischen ~7 und ~5 ka B.P. (vgl. Tab. 5). Nach GARCÍA-RODRÍGUEZ (2006) zeigen nahezu alle Lagunen vor der aquatischen eine terrestrische Phase. In transgressiven Systemen sind die Ablagerungen sehr gut erhaltungsfähig und stellen somit geeignete Archive zur Rekonstruktion der RSL-Veränderungen dar. Wie in Kap. 1.4.5 ausgeführt, sind speziell für das chilenischen Küstengebiet detaillierte

Daten zum Meeresspiegelverlauf, wenn überhaupt, nur punktuell vorhanden. Für das Gesamtbild sind regionale Studien jedoch von hoher Wichtigkeit.

Über die Genese des Lago Budi, neben dem nach STUARDO & VALDOVINOS (1989) nur noch zwei weitere vergleichbare Lagunen in Chile existieren (Lago Huillinco und Lago Cucao auf Chiloé), gibt es praktisch keine verwertbaren Arbeiten. In einem Artikel über die biologisch-chemischen Charakteristiken wird der Lago Budi ohne weitere Erläuterungen als tektonisch entstanden klassifiziert (ANTIMÁN & MARTÍNEZ 2005). Ein weiterer Artikel sieht die Entstehung in Verbindung mit einer Meeresspiegelsenkung (PINO-ZAPATA 1981). Die einzige etwas ausführlicher diskutierte Theorie zur Entstehung stammt von LOMNITZ (1968), die im Folgenden kurz erläutert wird:

Ausgehend von radikalen Veränderungen im Umfeld der wenige Kilometer nördlich des Lago Budi gelegenen Ortschaft Puerto Saavedra während des Bebens von 1960, das zu einer Verlagerung der Mündung des Rio Imperials um etwa 6 km nach Norden geführt hat, wird die Entstehung des Lago Budi wie folgt diskutiert:

Der in der Andenkordillere entspringende Rio Imperial (Abb. 1) verlief vor dem Erdbeben 1960 kurz vor Mündung in den Pazifik einige Kilometer küstenparallel nach Süden, um dann etwa 2,5 km südlich der Ortschaft Puerto Saavedra in den Ozean zu münden (Abb. 9). Wie in Kap. 1.4.4 beschrieben, folgten nach dem Beben mehrere Tsunamiwellen, die die strandparallele Sandbarriere durchbrachen, den Flusslauf anzapften und eine Verlagerung der Mündung des Rio Imperials um mehrere Kilometer nach Norden verursachten, durch die die heutige Lagune am ehemaligen Flusslauf zurückblieb (Abb. 9). LOMNITZ (1968, 1969) vermutet, dass der Lago Budi einst ebenfalls Teil des Flusssystemes des Rio Imperials gewesen ist und entsprechend des rezenten Beispiels von 1960, während früherer Beben zu einer Lagune umgeformt wurde. Die Fließrichtung am Rio Budi habe sich daraufhin umgekehrt. Die Mündung in den Pazifik soll damals am Südenende des Lago Budi, bei Puaicho, einer heute knapp 1 km breiten Flachstelle gelegen sein. Hinsichtlich einer Altersstellung wurden von LOMNITZ (1968, 1969) keine Aussagen getroffen.

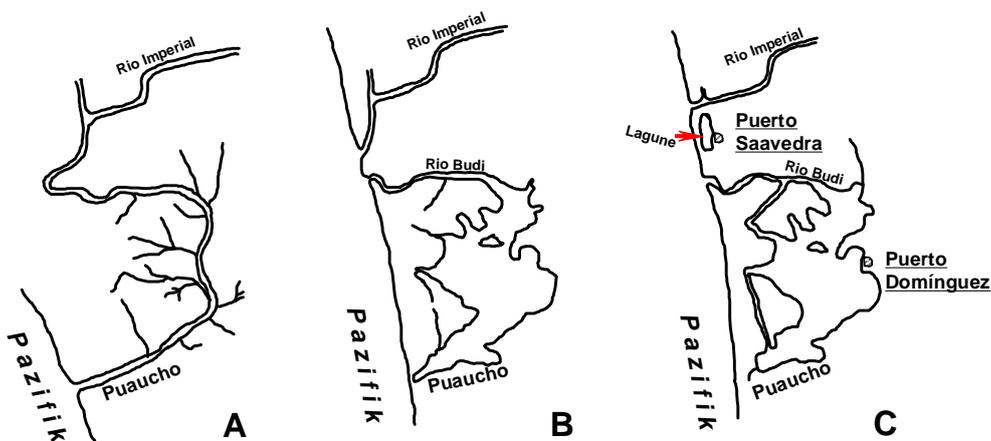


Abb. 9: Drei Etappen zur Bildung des Lago Budi (nach LOMNITZ 1968).

A) Vermuteter ehemaliger Verlauf des Rio Imperials

B) Situation vor dem Erdbeben 1960, Puerto Saavedra liegt direkt am Rio Imperial

C) Aktuelle Situation nach 1960, neu entstandene Lagune bei Puerto Saavedra

Eine glazigene Entstehung des Budi-Seebeckens ist auszuschließen, wie die folgenden Ausführungen zeigen:

Während der quartären Vereisungsphasen bildeten die andinen Gletscher von Patagonien ausgehend, etwa bis 40°S, ein zusammenhängendes Eisfeld. Weiter nördlich, auf Breite des Lago Budi (38°53'S) bahnten sich nur noch einzelne, geringmächtige Gletscherzungen den Weg in das Längstal oder erreichten zum Teil nur noch den Andenrand bis etwa 1.100-1.300 m ü. NN herab (RABASSA & CLAPPERTON 1990, CLAPPERTON 1991, 1993; VEIT 1999). Die maximale Ausdehnung der Eismassen wurde entsprechend verschiedener Autoren (ILLIES 1960; LAUER 1968) im „Elsterglazial“ („Rio Llico“) erreicht. Die zugehörigen Moränenablagerungen sind nach ILLIES (1960) bei Valdivia (39°49'S) an der Ostseite der Küstenkordillere zu finden. Nach VEIT (1999) treten Kare in der Küstenkordillere zwischen 40°15'S und 36°45'S als Anhaltspunkt für die pleistozäne Schneegrenze erst in Höhen von 900-1.400 m ü. NN auf, womit eine glazigene Entstehung des Lago Budi, in dessen Umgebung kaum 350 m ü. NN erreicht werden, auszuschließen ist.

1.4.7 Geologie in der Umgebung des Lago Budi

Auch in geologischer Hinsicht ist die Region Lago Budi bisher nicht detailliert untersucht worden. Eine erste Erwähnung findet sich 1968 über „die geologische Kuriosität des Lago Budi“ von LOMNITZ (1968). Er erkannte, dass der See nicht, wie in der damaligen Geologischen Karte von paläozoischen Gesteinen umgeben ist, sondern von klastischen Sedimenten, die er als „*Formación Budi*“ bezeichnete und aufgrund von relativ gut erhaltenen Florenfundten (Fam. Graminea) ins Tertiär stellte. Die sowohl beim chilenischen Geologischen Dienst (SERNAGEOMIN) als auch an der Universidad de Concepción bestehenden, aktuellen Karten beruhen jedoch immer noch auf veralteten Aufnahmen von 1968 (RABBIA 1996) und zeigen weiterhin das Ostufer des Sees als Kristallines Basement. Das Westufer besteht demnach aus jungen Schottern der letzten Kaltzeit.

Eigene Untersuchungen zeigten jedoch, dass der gesamte Uferbereich des Lago Budi, sowohl im Westen, als auch im Osten, aus vulkanoklastischen Sedimenten besteht, welche verschieden alte pleistozäne Bildungen darstellen und fluvial in diesen Bereich transportiert und abgelagert wurden. Das Liefergebiet liegt in der Anden Hauptkordillere, ein spezifischer Vulkankomplex ist aber nicht zuordenbar. Nach PINO et al. (2002) ist eine prä-Ilanquihuezeitliche Caldera des Vulkans Villarrica wahrscheinlich. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse der geologischen Kartierung findet sich in WALLNER (2001, 2002).

2 METHODIK

2.1 Geländearbeiten

Die Geländearbeiten im Rahmen des von der DFG für drei Jahre geförderten Projektes (MA 1308/17-1 und 17-2) erfolgten in zwei getrennten Feldkampagnen in einem Zeitraum von insgesamt 8 Wochen. Zur Vorbereitung der ersten Feldkampag-

ne wurde Anfang November 2004 ein 20-Fuß Container mit benötigten Ausrüstungsgegenständen per Schiff zum Instituto de Geociencias der Universidad Austral de Chile/Valdivia verfrachtet. In der erste Phase (Februar/März 2005) konnten alle geplanten Feldarbeiten am Lago Budi von beiden Teams (Mäusbacher, Daut & Wallner bzw. Brückner & Schellmann) durchgeführt werden (siehe Abb. 10). Der Rücktransport der Ausrüstung und des gesammelten Probenmaterials erfolgte, durch zolltechnische Probleme verspätet, erst Mitte September 2005. Durch diesen unvorhergesehenen Verzug von fünf Monaten verschob sich die Projektplanung, insbesondere bei der Bearbeitung der Proben. In der zweiten Geländekampagne (Februar 2006) wurden Restarbeiten erledigt (Vermessungsarbeiten) und Vorbereitungen für die nachfolgende Chile-Exkursion (Physische Geographie, FSU-Jena) getroffen. Im Einzelnen kamen folgende Geländemethoden zur Anwendung:

Projektteilnehmer	Geländeaufenthalt und durchgeführte Arbeiten		Kampagne 2005
Brückner/ Schellmann	18.02.05 Ankunft Valdivia/ Chile	11 Tage Bohrungen Land Profilbeprobung Küste	05.03.05 Ende Feldarbeit
Daut/ Mäusbacher/ Wallner	03.02.05 Ankunft Valdivia/ Chile	25 Tage Containerentladung, Transport zum Lago Budi, Plattformaufbau Sedimentechographie Kolbenlotbohrungen See Kurzkernelntnahme See Hammerschlag Seismik Puaucho	18.03.05 Ende Feldarbeit

Projektteilnehmer	Geländeaufenthalt und durchgeführte Arbeiten		Kampagne 2006
Wallner/ 2 Hilfskräfte	07.02.06 Ankunft Valdivia/ Chile	10 Tage Vermessung Topographie Vermessung Niveau Pazifik-Lago Budi Profilaufnahme Küste	16 Tage Exkursion (Leitung: Prof. Mäusbacher) 11.03.06 Ende des Aufenthalts

Abb. 10: Übersicht zu den durchgeführten Feldarbeiten der verschiedenen Projektteilnehmer während der beiden Geländekampagnen 2005/2006.

2.1.1 Hammerschlagseismik

Zur Erkundung der Untergrundmorphologie an Land, speziell am vermuteten ehemaligen Flussmündungsbereich bei Puaucho (vgl. Kap. 1.4.6) wurden refraktionsseismische Profile über Hammerschlagseismik (*Smartseis*, 24-Kanal) aufgezeichnet, die mehrere zehner Meter tief reichen. Die Gesamtlänge des Profils beträgt 1,6 km und besteht aus sieben Teilprofilen mit einem Geophonabstand von jeweils 10 m. Die Ergebnisse finden sich in Kap. 3.2.9.

2.1.2 Sedimentechographie

Die sedimentechographische Befahrung wurde mit einem parametrischen System von INNOMAR (SES-96 light) mit zwei Frequenzen (100/4-12 kHz) von einem Schlauchboot aus mit Außenbordmotor durchgeführt. Einzelheiten zu diesem System finden sich bei WENDT & WUNDERLICH (2001). Die Gesamtlänge der flächenmäßig über den gesamten Seebereich verteilten Profilmfahrten beträgt ca. 250 km (Abb. 11). Die einzelnen Routen wurden über GPS-Software (*Ozi-Explorer*, Vers. 3.95.3e) kontinuierlich aufgezeichnet. Die Daten dienten sowohl als Grundlage zur Auswahl der Bohrkernlokalitäten, als auch für eine aktuelle bathymetrische Karte, die unter Verwendung der einzelnen Rechts-, Hochwerte bzw. Tiefendaten mittels *Surfer*-Software (Vers. 8.04) berechnet wurde (Abb. 14). Darüber hinaus konnte das Strukturinventar des Sedimentkörpers detailliert charakterisiert werden. Die Schallgeschwindigkeit wurde mit 1.472 m/s einer mittleren Salinität des Lago Budi angepasst. Die Auflösung des Systems liegt nach Firmenangaben im cm-Bereich (INNOMAR 2007). Aufgrund von zahlreich ausgebrachten Fischernetzen konnten die westlichsten Bereiche im Rio Budi nicht befahren werden.

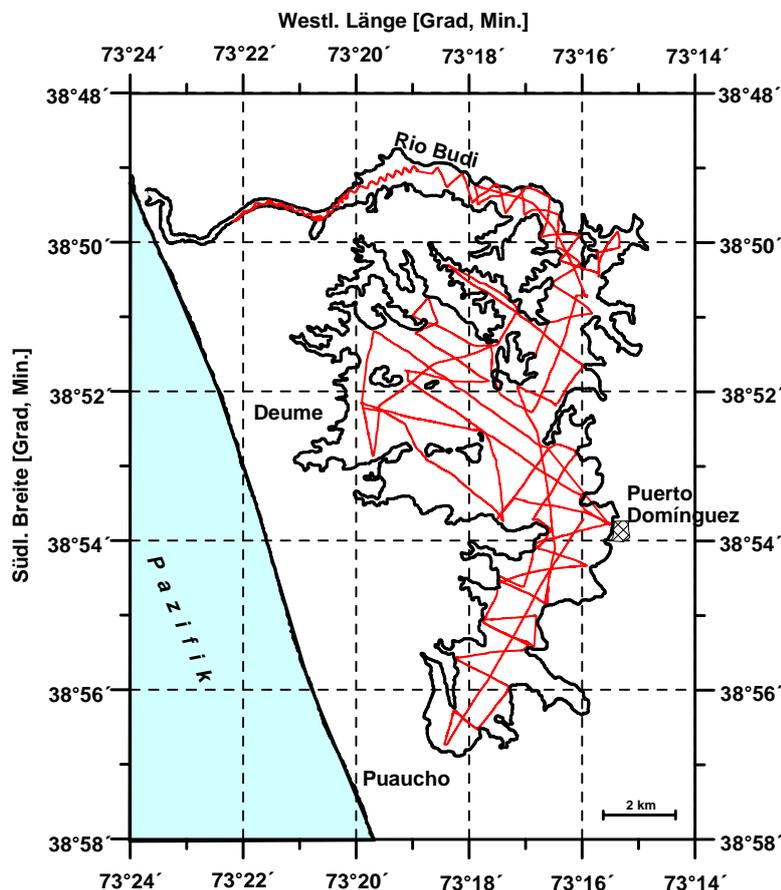


Abb. 11: Profilmfahrten am Lago Budi zur sedimentechographischen Erkundung des Seebodens. Die Befahrungen dienen gleichzeitig zur Erstellung einer aktuellen Tiefenkarte, die in Abb. 14 dargestellt ist.

2.1.3 Probennahme

Der zweite Schritt bestand in der Wasser- und Sedimentbeprobung des Lago Budi. Mit Hilfe der Bohrplattform wurden fünf Kolbenlotbohrungen mit Kernlängen zwischen 6 und 11 m und 23 Kurzkerne mit einer Länge von bis zu 1,2 m niedergebracht (Tab. 6). Die über den gesamten See verteilten Kurzkerne wurden mit einem

modifizierten Schwerelot nach MEISCHNER & RUMOHR (1974) gewonnen. Die langen Bohrungen wurden mittels eines Kolbenlotes (UWITEC) diskontinuierlich mit einer 5 m bzw. 2 m Bohrkammer und einer angesetzten Überlappung von jeweils 1 m abgeteuft. Durch Verwendung von durchsichtigen PVC-Innenrohren war eine Kontrolle der Sedimente auf etwaige Störungen gewährleistet, die Sedimentoberflächen wurden mit Blumensteckmasse stabilisiert. Die zugehörigen Positionen wurden über GPS, die exakten Wassertiefen über Lotung ermittelt. Die Bohrungen erfolgten manuell mittels Fallgewicht oder maschinell mit einem Schlagbohrer (Cobra, Atlas Copco) über festes Gestänge. Der Kerndurchmesser aller Seebohrungen betrug 64 mm.

Tab. 6: Kernpositionen und gerundete Kernlängen der Seebohrungen. Die Kernlängen sind bereits als korrelierte Kompositprofile, d.h. als wahre Kernlängen ohne Überlappung berechnet (RL=Rumohrlot). Eine graphische Darstellung der Bohrlokalitäten ist aus Abb. 12 zu entnehmen.

Bohrung	Latitude S [deg., min.]	Longitudo W [deg., min.]	Wassertiefe [m]	Kernlänge [m]
LB 1/05 piston core	38°52.336'	73°19.022'	5.6	7,7
LB 1/05 Pilot (RL)	"	"	"	1,2
LB 2/05 piston core	38°52.296'	73°19.251'	5.2	9,5
LB 2/05 Pilot (RL)	"	"	"	0,7
LB 3/05 piston core	38°52.896'	73°16.991'	7.4 (T _{max})	11,0
LB 3/05 Pilot (RL)	"	"	"	0,9
LB 4/05 piston core	38°56.600'	73°18.377'	3.3	6,1
LB 4/05 Pilot (RL)	"	"	"	0,9
LB 10/05 piston core	38°54.132'	73°15.953'	5.9	5,7
LB 10/05 Pilot (RL)	"	"	"	1,0
LB 5/05 RL	38°55.919'	73°17.803'	5.2	0,9
LB 6/05 RL	38°55.256'	73°17.363'	5.9	1,2
LB 7/05 RL	38°55.256'	73°17.368'	5.9	1,2
LB 8/05 RL	38°55.222'	73°17.374'	6.1	0,8
LB 9/05 RL	38°54.439'	73°16.534'	6.3	0,9
LB 11/05 RL	38°49.353'	73°20.160'	5.2	0,6
LB 12/05 RL	38°49.086'	73°19.384'	4.2	0,2
LB 13/05 RL	38°49.275'	73°17.902'	4.4	0,7
LB 14/05 RL	38°49.622'	73°16.728'	5.1	0,7
LB 15/05 RL	38°50.350'	73°16.140'	6.3	0,7
LB 16/05 RL	38°53.161'	73°18.196'	6.8	0,7
LB 17/05 RL	38°52.616'	73°19.778'	3.3	0,3
LB 18/05 RL	38°51.513'	73°19.000'	5.3	0,7
LB 19/05 RL	38°51.517'	73°18.304'	5.8	0,7
LB 20/05 RL	38°52.391'	73°17.349'	6.9	0,7
LB 21/05 RL	38°51.740'	73°16.571'	7.2	0,7
LB 22/05 RL	38°52.876'	73°17.560'	6.0	0,5
LB 23/05 RL	38°53.354'	73°16.545'	7.0	0,5

Durch die unterschiedlichen Salinitäten des Lago Budi und die dadurch verursachten Dichtedifferenzen zeichnete sich in den sedimentechographischen Profilen im zentralen Bereich des Sees eine deutliche Zweiteilung der Wassersäule ab (Halokline). Mit einem Wasserschöpfer wurden aus verschiedenen Tiefen Proben entnommen, in Flaschen abgefüllt, luftdicht verschlossen und später im Labor in Jena die Zusammensetzung der Hauptionen analysiert (siehe Kap. 3.1.2).

An Land, im unmittelbaren Uferbereich des Lago Budi und im Gebiet bei Puaucho, wurden ebenfalls Bohrungen mit dem Wackerhammer abgeteuft (Team Brückner/Schellmann). Hier erfolgte eine diskontinuierliche Beprobung mit 1 m und 2 m langen, offenen Bohrschappen und variablen Durchmessern (50-80 mm). Einzelne Proben wurden im Gelände nach der Sedimentansprache und fotografischer Dokumentation in PE-Tüten verpackt. Eine Sondierung (PDO 4/05) wurde als Kernbohrung abgeteuft und später im Labor in Jena geöffnet. Die Landbohrungen sind in Tab. 7 zusammengestellt.

Alle Sedimentkerne wurden in jeweils 1 m lange Segmente unterteilt, luftdicht verpackt und nach Abschluss der Bohrkampagne im Container aufrecht stehend gelagert. Die Kernöffnung erfolgte nach dem Rücktransport des Containers nach Deutschland im Institut der Physischen Geographie der FSU-Jena.

Tab. 7: Kerndaten aller außerhalb des Sees abgeteuften Bohrungen. PDO 1/05 (diskontinuierlich beprob) und PDO 4/05 (Kernbohrung) wurden nebeneinander abgeteuft.

Bohrung	Latitude S [deg., min.]	Longitudo W [deg., min.]	Kernlänge [m]
PUA B1	38°56.749'	73°20.418'	4.0
PUA B2	38°57.561'	73°19.732'	7.7
PUA B3	38°57.219'	73°19.904'	2.5
PDO 1/05	38°54.320'	73°15.740'	14.6
PDO 4/05	"	"	12.0
PDO 2/05	38°54.150'	73°15.477'	15.1

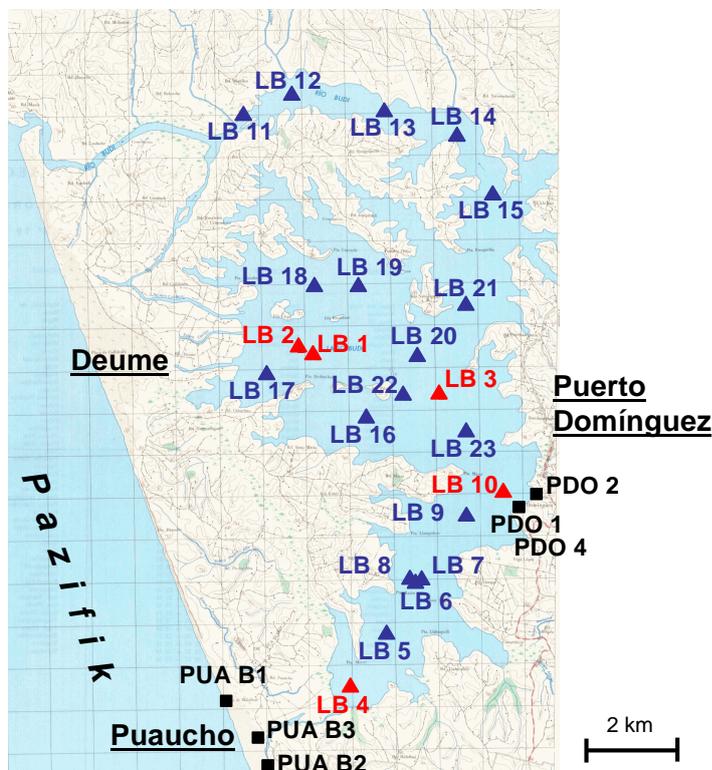


Abb. 12: Lage aller entnommenen Bohrkernne.

- ▲ Kolbenlote
- ▲ Rumohrlote
- Landbohrungen

(Kartengrundlage: Blatt Temuco 1:250.000, Nr. 3800-7015, IGM 1990)

2.2 Laborarbeiten

Sämtliche Bohrkern wurden nach dem Öffnen im Geoökologielabor in Jena fotografiert und hinsichtlich Korngröße (Fingerprobe), Sedimentationsgefüge und Makrofossilien (Molluskenschalen, Pflanzenreste) detailliert beschrieben. Die Beprobung von jeweils einer Kernhälfte erfolgte in einem überwiegend konstanten Raster von 10 cm. Dabei wurden je einen Zentimeter umfassende, halbzyylinderförmige Sedimentproben (ca. 12 cm³) entnommen. Ereignislagen wurden zum Teil 0,5 cm-weise detailbeprobt. Zur Bestimmung des Wassergehaltes (Kern LB 3/05) erfolgte die Beprobung mit einem genau definierten Volumen (meist 4 cm³). Nach Ofentrocknung (<50°C) bis zur Gewichtskonstanz wurde ein Teil der Proben im Achatmörser zerkleinert, zur Homogenisierung durch ein 63 µm Sieb gepinselt und für weitere Analysen (AAS, CNS, Röntgendiffraktometrie) entsprechend vorbereitet. Die übrige Kernhälfte wurde, eingehüllt in Frischhaltefolie, in Plastikhüllen eingeschweißt und im Archiv zwischengelagert.

2.2.1 Magnetische Suszeptibilität

Unmittelbar nach der Kernöffnung wurde jeweils eine Kernhälfte, abgedeckt mit Frischhaltefolie, hochauflösend und kontinuierlich (Schrittweite 1 mm) hinsichtlich ihrer magnetischen Suszeptibilität [10^{-6} SI-Einheiten] analysiert (Messbank mit Sensor *Bartington MS2E*). Die magnetische Suszeptibilität (MS), als Maß für die Magnetisierbarkeit eines Stoffes, ist primär vom mineralischen Inventar und von Korngrößenvariationen abhängig. Mit ihrer Hilfe konnten zum einen überlappend gebohrte Kernsegmente, die makroskopisch sehr homogen waren, gut parallelisiert werden. Zum anderen gaben Kernbereiche mit deutlich erhöhten Werten erste Hinweise auf magnetitführende Sandlagen, die bezüglich ihres potentiellen tsunamigenen Ursprungs genauer untersucht wurden. Als Vergleichswerte bezüglich möglicher Liefergebiete der tsunamigenen Sande wurden Einzelmessungen an den Flugsandbereichen bei Puacho (PUA 4a, PUA 4b) und an den Sanden vorgenommen, die vermutlich während des Tsunamis 1960 abgelagert wurden (PUA 5). Diese Messungen wurden am Institut für Geowissenschaften, FSU-Jena in Zusammenarbeit mit Dr. M. Pirrung durchgeführt (Sensor *Bartington MS2B*).

2.2.2 Geochemische Analysen

2.2.2.1 Atomabsorptionsspektrometrie

Für die Elementbestimmung mittels Atomabsorptionsspektroskopie (AAS, Flamme) wurden von den homogenisierten Proben (63 µm Sieb) jeweils 200 mg Trockensubstanz zur Analyse (*Shimadzu AA-6800*) mit Königswasser aufgeschlossen und auf den Gehalt an Na, K, Mg, Fe, Mn, Ca, Sr (jeweils Acetylen-Flamme) und Al (Lachgas-Flamme) untersucht. Der Komplettaufschluss erfolgte über Reinst-Säuren mittels Mikrowellentechnik. Vor allem Mg (milieu-sensitiv [marin/brack]), Fe, Mn (redox-sensitiv) und Al (Allochthoneintrag) zeigten sich als ideale Tracer zur Abgrenzung der unterschiedlichen Ablagerungsmilieus (marin-brackisch, siehe Abb.

69). Der Fehlerbereich bei der AAS-Analyse wurde über Stammlösungsmessungen („river-sediment“) abgeschätzt und liegt für die Elemente Na, K, Mg und Fe bei etwa 1 %, bei Mn unter 2 % und bei Ca, Sr und Al bei etwa 5 %.

2.2.2.2 CNS-Elementaranalyse

Die Gehalte an Gesamtkohlenstoff (TC) wurden durch Verbrennung der Proben (>1.200°C) im Induktionsofen unter Zugabe von Wolfram und infrarotspektrometrischer Messung des CO₂ bestimmt (*Vario EL*). In einem zweiten Schritt erfolgte die Messung des organischen Kohlenstoffs (TOC), nach Lösung des anorganischen Kohlenstoffes (TIC) mit 30 %-iger HCl, ebenfalls durch Verbrennung im Induktionsofen. TIC errechnete sich über $TC = TIC + TOC$. Die Werte für Gesamtstickstoff (TN) und Gesamtschwefel (TS) wurden auf entsprechende Weise jeweils aus den ersten (Säure unbehandelten) Messungen ermittelt. Der Fehlerbereich bei der Elementaranalyse wurde über Doppelbestimmungen abgeschätzt und liegt für TC und TOC bei etwa ±1 %, für TN bei ±8 % und für TS bei ±3 %.

2.2.2.3 Bestimmung von Gesamtphosphor

Die Phosphor-Gehalte wurden spektrometrisch mit der Molybdänblau-Methode (*Shimadzu Spektrophotometer UV-2401PC*) ermittelt. Der Fehler liegt hierbei unter 1 %.

2.2.2.4 Bestimmung von biogenem Silizium

An Kolbenlotkern LB 1/05 wurde im Abstand von 20 cm der Gehalt an biogenem SiO₂ (BiSi) als Proxy für die Paläoproduktivität mittels einer Continuous-Flow-Anlage von Dr. D. Enters am Institut für Geographie der Universität Bremen bestimmt. Dabei wurde die im Vergleich zu silikatischem SiO₂ schneller lösliche amorphe Kieselsäure in 1-molarer Natronlauge gelöst und der Si-Gehalt in der Lösung kontinuierlich photometrisch gemessen. Die Auswertung erfolgte graphisch über Regressionsgeraden.

2.2.2.5 Wasseranalysen

An einer zentralen Stelle im nordöstlichen Bereich des Lago Budi (73°16,571'W; 38°51,740'S) wurden aus 1 m, 2 m, 3 m, 4 m, 5 m und 6,5 m Tiefe Wasserproben mit einem 10 l Wassers schöpfer (Eigenbau Inst. Geociencias, UACH) gewonnen. Davon wurde jeweils 1 l in Plastikflaschen abgefüllt und im Labor (IGG Jena) auf den Gehalt an Hauptinhaltsstoffen analysiert (Na⁺, NH₄⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, Cl⁻, F⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻ und PO₄³⁻) (Ionen Chromatograph *Dionex DX120*). Eine weitere Probe wurde aus dem überstehenden Wasser aus dem Pilotkern LB 3/05 aus 7,3 m (73°16,991'W; 38°52,896'S) entnommen und ebenfalls analysiert (Abb. 18).

2.2.3 Korngrößenanalyse

Das Korngrößenspektrum wurde im Laser Diffraction Particle Size Analyser (*Beckman Coulter LS 13320*) nach der Zerstörung von Organik mittels 30 %-igem H_2O_2 und Karbonat mittels 30 %-igem HCl analysiert. Aus jeweils drei Einzelmessungen wurde der Mittelwert (Vol.- %) ermittelt. Das messbare Spektrum dieses Gerätes zwischen 0,04-2.000 μm machte eine kombinierte Siebanalyse der relativ feinkörnigen Sedimente unnötig. Sedimentologische Parameter (Mittlere Korngröße, Sortierung, Schiefe) sind über Φ -Einheiten nach FOLK & WARD (1957) angegeben.

2.2.4 Röntgendiffraktometrie

Die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente wurde röntgendiffraktometrisch sowohl an zufallsorientierten, als auch an Texturpräparaten qualitativ bestimmt.

An den Kolbenlotkernen LB 1/05, LB 3/05 und LB 10/05 wurden in einem Raster von 10 cm unorientierte Gesamtproben analysiert (Diffraktometer *AXS-Bruker D8*, Physische Geographie, FSU-Jena). Jeweils zehn Proben des ofentrockenen (50°C) und homogenisierten (Mörser, 63 μm -Sieb) Materials wurden in spezielle PVC-Probenhalterungen eingefüllt und nacheinander gemessen (Probenmenge jeweils $\sim 0,08 \text{ cm}^3$). Die Messparameter sind aus Tab. 8 zu entnehmen. Die Auswertung des Mineralgehalts erfolgte über die Software *EVA* (Vers. 7.0).

An Kern PDO 4/05 wurden in einem Probenabstand zwischen 40 und 140 cm Messungen an Texturpräparaten der Tonfraktion ($< 2 \mu m$) durchgeführt (*Seifert-FPM XRD7*-Diffraktometer, Institut für Geowissenschaften, FSU-Jena). Die Tonfraktion wurde durch Sedimentation nach dem Gesetz von STOKES im Atterbergzylinder abgetrennt und im Trockenofen bei 50°C eingedampft. Nach der Bestimmung der Trockenmasse wurde jeweils eine bestimmte Menge der Substanz (zwischen 0,7-2,5 g) in 40 ml 0,01-molarem Ammoniakwasser in Suspension gebracht und mehrere Tage mit H_2O_2 zur Entfernung der Organik im Schüttler dispergiert. Danach wurde drei Mal mit $H_2O_{\text{dest.}}$ aufgefüllt und nach dem Absetzen der Überstand mit einer Pipette abgezogen.

Die Herstellung von orientierten Tonmineralpräparaten erfolgte durch Druckfiltration auf Keramikträgern (Korund), auf die jeweils 1-1,2 ml der vorbehandelten Tonfraktion aufgebracht wurden. Aus der Präparatgeometrie (Fläche $4,15 \text{ cm}^2$) und der bekannten Probenfeststoffmenge ermittelt sich die bei MOORE & REYNOLDS (1997) empfohlene Belegungsdichte von etwa 15 mg/cm^2 . Da es bei einigen Proben zur Ablösung während der Trocknung kam, wurde die Belegungsdichte auf bis zu 5 mg/cm^2 reduziert.

Die Messungen erfolgten in jeweils drei Schritten (a) luftgetrocknet (b) Glycolbedampft (c) erhitzt (1 h bei 550°C). Die Messparameter sind aus Tab. 8 zu entnehmen. Der Mineralgehalt wurde mit der Software *McDiff 4.2.6* ausgewertet und mit *EVA* (Vers. 7.0) graphisch dargestellt.

Tab. 8: Messparameter für die Röntgenpulverdiffraktometrie (AXS-Bruker D8) und für die Messung der Texturpräparate (Tonfraktion) (Seifert-FPM XRD7).

	Pulverdiffraktometrie	Texturpräparate
Strahlung	CuK α	CuK α
U/I	40 kV/30 mA	40 kV/40 mA
Winkelbereich	5°-70° 2 Θ	3°-70° 2 Θ (luftgetrocknete Probe) 3°-30° 2 Θ (Glycol-bedampfte/erhitzte Probe)
Schrittweite	0,02° 2 Θ /sec.	0,02° 2 Θ /sec.
Probenrotation	aus	an

2.2.5 Diatomeenanalyse

Zur Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus (marin/limnisch) wurden aus einem Kolbenlotkern (LB 1/05) 22 Zählpräparate für die Diatomeenanalyse hergestellt. Dazu wurden Proben im Raster von 35 cm entnommen. Zusätzlich wurden die einzelnen Ereignislagen beprobt um einen möglichen marinen, tsunamigen verursachten Eintrag zu belegen. Die Präparation erfolgte gemäß den Aufschlusstechniken von KLEE & STEINBERG (1987), die Einbettung erfolgte in Naphrax[®]. Die Präparate wurden von Dr. S. Wunsam (University of Alberta, Kanada) unter Auszählung von jeweils mindestens 500 Valven analysiert (siehe Kap. 3.4).

2.2.6 Pollenanalyse

Hinsichtlich der Pollen wurden die Kerne LB 1/05 und LB 3/05 beprobt (je 0,9 cm³). Die Aufbereitung erfolgte mittels Standardmethoden (z.B. in SCHNEIDER 2002). Die statistische Auswertung erfolgte unter Zählung von mindestens 300 Pollenkörnern.

Die Analyse wurde in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. M. Pino und Ana María Abarzúa (beide Universidad Austral, Valdivia) durchgeführt. Die dort an der Universität parallel laufenden palynologischen Arbeiten im Gebiet um Purén, 90 km nördlich des Lago Budi (Cordillera de Nahuelbuta, 73°20'W; 38°50'S), sollen u.a. in der Dissertation von A.M. Abarzúa mit den Ergebnissen am Lago Budi verglichen werden.

2.2.7 Raster-Elektronen-Mikroskopie – EDX

Die Messung der magnetischen Suszeptibilität ergab vor allem in den Ereignislagen auffällig hohe Werte, die normalerweise nur von ferrimagnetischen Fe-Oxiden, wie z.B. Magnetit erreicht werden. Eine dieser schwarz gefärbten Sandlagen (Kern LB 2/05 Pilot, 15-21 cm KT) wurde gesondert beprobt und auf ihren Mineralgehalt untersucht. Dabei kam neben der Röntgendiffraktometrie auch das Rasterelektronenmikroskop mit energiedispersiver Röntgenanalytik (REM/EDX) zur Anwendung (*Leica S 440i/Oxford*). Diese Untersuchungen wurden in Zusammenarbeit mit H.-J. Hempel (Mat. Wiss, FSU Jena) durchgeführt.

Aus der getrockneten Probe wurde mit Hilfe eines Handmagneten der magnetische Anteil abgetrennt und aufkonzentriert. Das Material wurde auf entsprechende

Objektträger aufgebracht und nach Kohlenstoff-Bedampfung im REM analysiert. Der EDX-Flächenscan zeigte die semiquantitative Elementverteilung in Gew.-% (Na_2O , MgO , SiO_2 , SO_3 , K_2O , CaO , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 , Al_2O_3), auf deren Grundlage mittels CIPW-Norm der angenäherte Mineralbestand berechnet wurde.

2.2.8 Geoscanner

Über Fr. Prof. Dr. A. Schwalb (TU Braunschweig) ergab sich die Möglichkeit, einen Kern (LB 1/05) am EDX-RF-Scanner (*Philips PW 2275/2*) in Zusammenarbeit mit Dr. D. Rammlmair (BGR Hannover) zu analysieren. Dazu waren mehrere Vorbereitungsschritte notwendig: Die mit Frischhaltefolie abgedeckten Kernhälften wurden auf einem DIN A3 Flachbettscanner abschnittsweise zur möglichst verzerrungsfreien Fotodokumentation abgescannt und zur späteren vereinfachten Zuordnung (Messprofil - Kernsequenz) am Anfang, Mitte und Ende chemisch und optisch (Cu-Klebestreifen) markiert. Anschließend wurden die Kernhälften in senkrechter Position in Probenhalterungen eingespannt. Die eigentliche Messung (insgesamt 31 Elemente) am EDX-RF-Scanner erfolgte hoch aufgelöst in Schrittwerten von $250\ \mu\text{m}$ (Mo-Röntgenröhre, 45 kV, 30 mA). Von den 31 gemessenen Elementen ergaben 8 auswertbare Ergebnisse (K, Ca, Sr, Fe, Mn, Sc, Ti, Co). Für die restlichen Elemente war die Energie offensichtlich nicht ausreichend, um die notwendige Abdeckung des Kerns (Folie) zu durchdringen.

2.2.9 Angewandte Datierungsmethoden

Zur zeitlichen Einordnung der vorhandenen Sedimentproben kamen AMS- ^{14}C - und OSL-Datierungen zur Anwendung. In den AMS-Laboren in Erlangen, Florida (Beta-Analytics) und Kiel (Leibnitz-Labor) wurden insgesamt 45 Proben datiert. Die fünf OSL-Proben wurden an der Philipps-Universität Marburg (FB Geographie) gemessen.

Wegen des über große Altersbereiche schwankenden Reservoir-effektes entlang der amerikanischen Pazifikküsten, der vor allem durch das hier verstärkt auftretende upwelling verursacht ist (siehe INGRAM & SOUTON 1996), wurde versucht, vorrangig terrestrische Pflanzenreste zu datieren. Aus manchen Kernabschnitten mussten jedoch aus Mangel an Material, Muschelschalen extrahiert und datiert werden. Dabei wurden bis auf wenige Ausnahmen nur Exemplare ausgewählt, die doppelklappig und möglichst in Lebensstellung erhalten waren, um Fehldatierungen durch Umlagerungsprozesse zu minimieren. Um artenspezifische Effekte zu vermeiden, wurde eine häufig auftretende Spezies (*Mactra* sp.) bevorzugt. Neben den möglichen Reservoir-effekten muss man bei Muscheln mit artspezifischer, infaunaler Lebensweise hinsichtlich des umgebenden Sediments mit zu jungen Altern rechnen.

Um einen Anhaltspunkt zum angesprochenen Reservoir-effekt in diesem Bereich zu bekommen, wurden aus einer Tiefe (Kern PDO 1, 755 cm) sowohl eine Muschel, als auch Holzreste entnommen und beide Proben zur Datierung eingeschickt (ERL9205 und ERL9206, Tab. 14). Der aus beiden Proben berechnete Reservoir-effekt betrug etwa 400 Jahre und bestätigte den bisher aus nördlich

anschließenden Untersuchungsgebieten bekannten Reservoireffekt von 414 Jahren (KAIZUKA et al. 1973).

Die Kalibrierung der Daten auf Kalenderjahre (cal. yr B.P.) erfolgte über CALIB REV 5.0.2 ©1986-2005 (REIMER et al. 2004, STUIVER et al. 1998) für die Südhemisphäre (McCORMAC et al. 2004) mit Abweichungen vom mittleren Äquivalenzalter der Ozeane $\Delta R=0$ und 100 % „marine carbon“ (bei karbonatischem Material, sonst 0 %).

Die Altersbestimmung über die optisch stimulierte Lumineszenz (OSL) wurde an Quarzen der Fraktion 38-63 μm (PUA 1-1a, PUA 1-1b, PUA 1-1c1) bzw. 150-200 μm (PUA 3a, PUA 4a2) durchgeführt. Als Unsicherheitsfaktor ist hier der korrekte Wassergehalt als strahlungsabschwächender Effekt anzuführen, der seit der Ablagerung der Sedimente deutlichen Schwankungen unterzogen war. Dies äußert sich in relativ großen Fehlerbereichen von bis zu $\pm 8,5\%$.

3 ERGEBNISSE

3.1 Sedimentechographie

3.1.1 Bathymetrie

Aus den flachseismischen Befahrungen des Sees konnte erstmals eine detaillierte bathymetrische Karte des Lago Budi erstellt werden (Schallgeschwindigkeit: 1.472 m/s). Die Tiefendaten beziehen sich auf den Seespiegel des Lago Budi im Februar 2005. Die relative Pegelmarke bei Puerto Domínguez war zu diesem Zeitpunkt mit 0,69 m vergleichsweise niedrig (vgl. Abb. 13). Daten für diesen Pegel waren nur für den Zeitraum Januar 2003 bis September 2005 verfügbar. Der Seespiegel variierte während dieser Zeit niederschlagsbedingt um über 1,3 m. Die maximale Wassertiefe des Lago Budi schwankt im Jahresverlauf somit zwischen 7,5 und knapp 9 m.

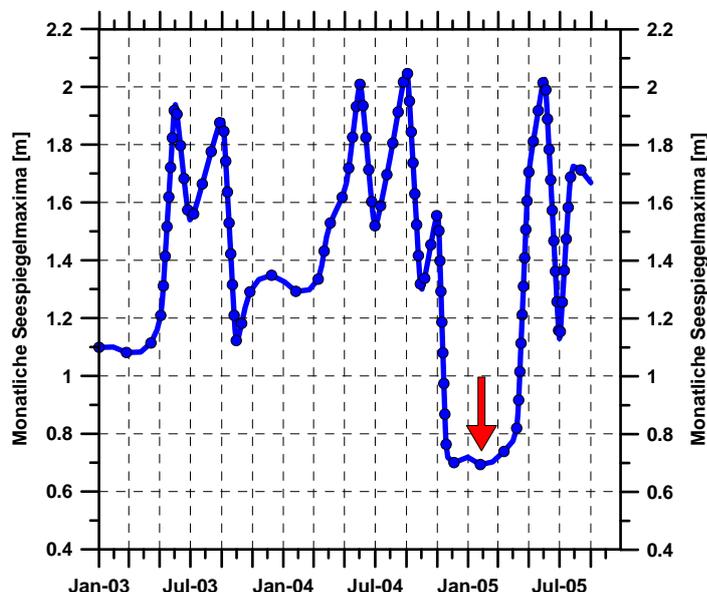


Abb. 13: Relative Schwankungen der monatlichen Seespiegelmaxima für den Zeitraum Januar 2003 bis September 2005 (Pegel Puerto Domínguez, Dir. Gen. de Aguas, Temuco). Der Seespiegel steigt im Mai/Juni jedes Jahres niederschlagsbedingt deutlich an. Zur Zeit der Arbeiten am Lago Budi (Feb. 2005, roter Pfeil) lag der Seespiegel auf einem deutlichen Tiefstand.

Die berechnete, aktuelle bathymetrische Karte (Abb. 14) zeigt gegenüber der einzigen bisher existierenden Karte vom März 2001 (WALLNER 2001) aufgrund höherer Profil- und Punktdichte ein detaillierteres Bild der Seebodenmorphologie. Im zentralen Bereich, etwa 3 km nordwestlich von Puerto Domínguez, befindet sich die mit 7,5 m tiefste Stelle (T_{max}). Folgt man dem Verlauf der 6 m Tiefenlinie, werden mehrere vom T_{max} ausgehende, fingerförmige, sich linear erstreckende Eintiefungen deutlich. Die Streichrichtungen dieser Einbuchtungen lassen sich generalisiert auf zwei Maxima von 130° - 150° E und 10° - 35° E reduzieren. Diese Richtungen finden sich auch im Verlauf der Talungen im Einzugsgebiet als Lineamente wieder (Abb. 14). ILLIES (1967) und KATZ (1970) beschreiben diese NW- und NNE-/NE-lichen Hauptrichtungen als alt angelegte und jung reaktivierte, typische Lineamente in der Küstenkordillere, verursacht durch Scherzonen und Haupt-Schieferungsrichtung. Die Form des Lago Budi scheint also durch strukturelle Lineamente des paläozoischen Untergrundes bestimmt zu sein.

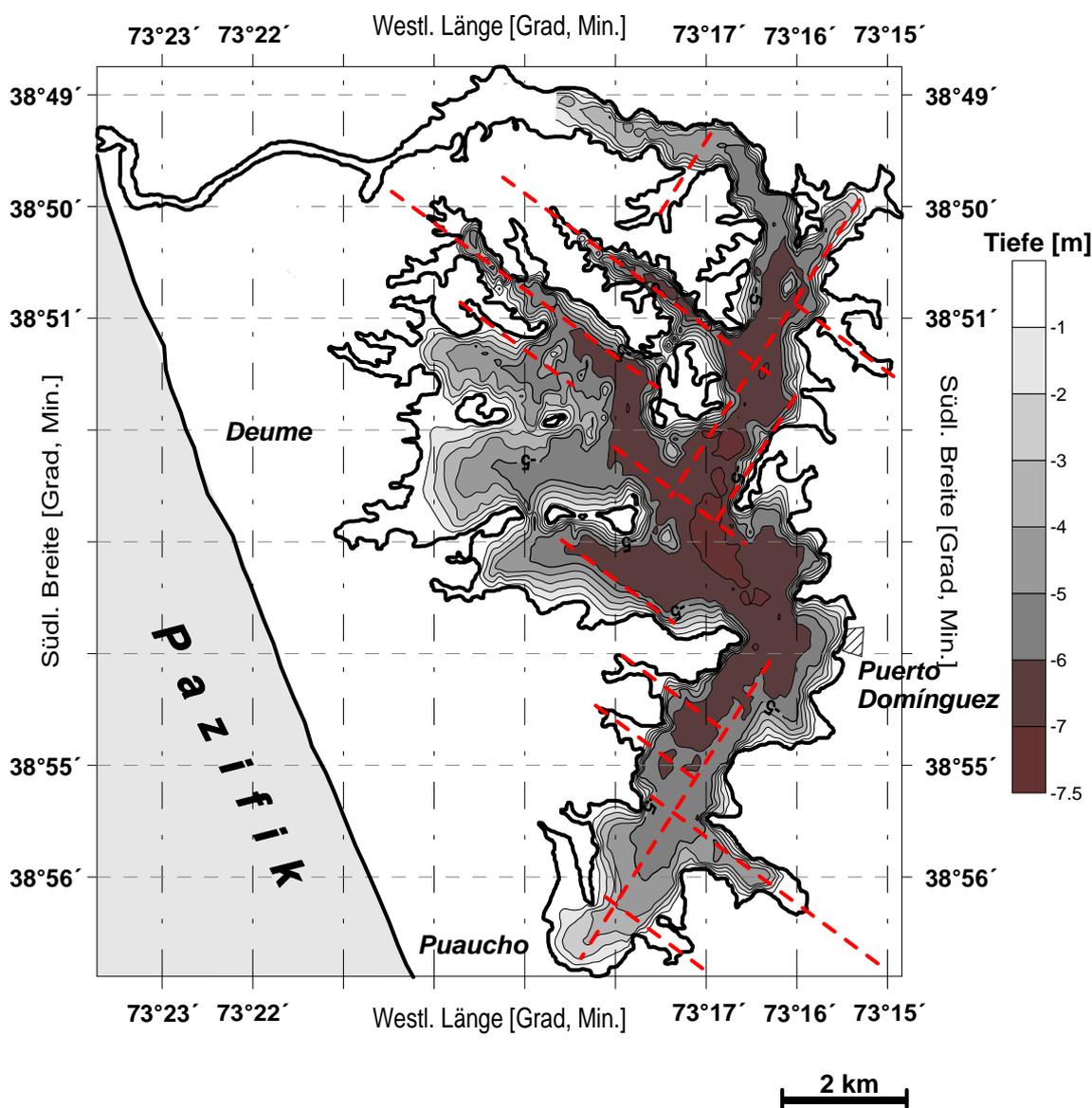


Abb. 14: Aus den sedimentechographischen Befahrungen erstellte Tiefenkarte des Lago Budi (Februar 2005) (Software: Surfer 8). Viele Buchten verlaufen entlang von Lineamenten zwischen 130 - 150° E und 10 - 35° E (gestrichelte Linien).

In den zahlreichen, dendritisch verzweigten Seitenarmen fällt örtlich eine unruhige Untergrundmorphologie auf. Die mittlere Tiefe ist jedoch mit durchschnittlich über 5 m relativ hoch. Im Zentralbereich, vor allem im NW, treten mehrere Untiefen auf, die zum Teil als kleine Inseln über die Wasseroberfläche ansteigen. Die dem Pazifik zugewandten Areale, östlich der Lokalitäten Deume und Puaicho, sind sehr flach und dicht mit Makrophyten bewachsen. Die 5 m Tiefenlinie wird bei Deume erst gut 1 km vom Ufer entfernt erreicht. Abgesehen von diesen Ausnahmen fallen die Uferbereiche im Allgemeinen relativ steil ab. Im Litoral sind des Öfteren auffällige, terrassenartige Gefälleknice zu erkennen. Eine deutlich ausgebildete Hangstufe in $2,8 \pm 0,3$ m Wassertiefe, die möglicherweise auf einen ehemaligen tieferen Seespiegelstand hindeutet, durchzieht nahezu den gesamten See.

Betrachtet man den Rio Budi im Luftbild (Abb. 15) fällt ein zentraler Kanal mit sehr konstanter Breite von ~100 m auf, der sich über 5,8 km erstreckt und etwa 3,3 Flusskilometer vor der Mündung in den Pazifik endet. Auch in den sedimentechographischen Profilen zeigt sich eine zentrale Rinne mit U-förmigem Querschnitt, die im Zentrum meist V-förmig vertieft ist (Abb. 18 B). Die Randbereiche sind sehr flach (<2 m Wassertiefe) und dicht mit Makrophyten bewachsen. Die Tiefe des zentralen Rio Budi ist relativ konstant. Im Westabschnitt werden maximale Tiefen bis 5,5 m erreicht, im Ostsegment örtlich dagegen nur bis 4,5 m.



Abb. 15: Der zentrale, sehr gleichmäßig verlaufende Kanal im Rio Budi zeigt eine konstante Breite zwischen 90 und 110 m. Die Ufer sind dicht mit Makrophyten bewachsen. Ausschnitt aus Luftbild Nr. 004368, 1:70.000 (SAF 1997).

Nahezu über den gesamten See verteilt, zeigen sich auf den üblicherweise relativ ebenen Sedimentoberflächen ungewöhnliche, bis zu 0,5 m tiefe, kanalartige Einschnitte. Insgesamt konnten 112 dieser Rinnen auskartiert werden. Die zweidimensionalen Sedimentechogramme ließen eine flächenmäßige Erkundung nicht zu, es wurde jedoch versucht, anhand nahe aneinander liegender bzw. paralleler Fahrtrouten diese Strukturen zu verfolgen (Abb. 16).

Sie treten in Wassertiefen zwischen 2,8-6,8 m auf (mittlere Tiefe: 5,8 m) und verlaufen mäandrierend, meist von der Pazifikseite kommend, dem Gefälle folgend, dem Seetiefsten entgegen. Unter 6,8 m Wassertiefe sind keine Rinnen mehr zu beobachten. Die Breite variiert zwischen einigen Dezimetern und 35 m. Hinsichtlich des Alters dieser Strukturen können keine absoluten Daten präsentiert werden. Wenn man jedoch die relativ dünne Sedimentauflage in diesen Kanälen berück-

sichtig, ist ein eher junger Bildungszeitraum (wenige Jahrzehnte ?) denkbar. Die Ursache für diese Kanäle steht wohl im Zusammenhang mit Dichteströmen, die sehr wahrscheinlich durch plötzlich eindringendes, dichteres und damit schwereres Salzwasser verursacht wurden (Tsunami 1960 ?). Die im zentralen Bereich des Lago Budi festgestellte Salzwasserlinse (Abb. 17) unterstützt diese These.

3.1.2 Der Wasserkörper

Wie bereits erwähnt, zeichnet sich in den sedimentechographischen Profilen im zentralen Bereich des Sees eine deutliche Zweiteilung der Wassersäule durch einen horizontal verlaufenden Reflektor ab (Abb. 17). Dieser Horizont in den Echogrammen entsteht durch die Reflexion der Schallwellen an einer Dichtegrenze. Wie die chemischen Wasseranalysen zeigen (Abb. 18), handelt es sich hierbei um eine Übergangsschicht mit deutlich salzhaltigerem Bodenwasser, überlagert von einem gut durchmischten Wasserkörper mit geringerer Salinität. Diese Halokline ist im südlichen Lago Budi in einer Tiefe von 5,6 m, im zentralen Bereich bei 6,2 m zu beobachten und wird als ein möglicher Rest des Tsunamis von 1960 angesehen.

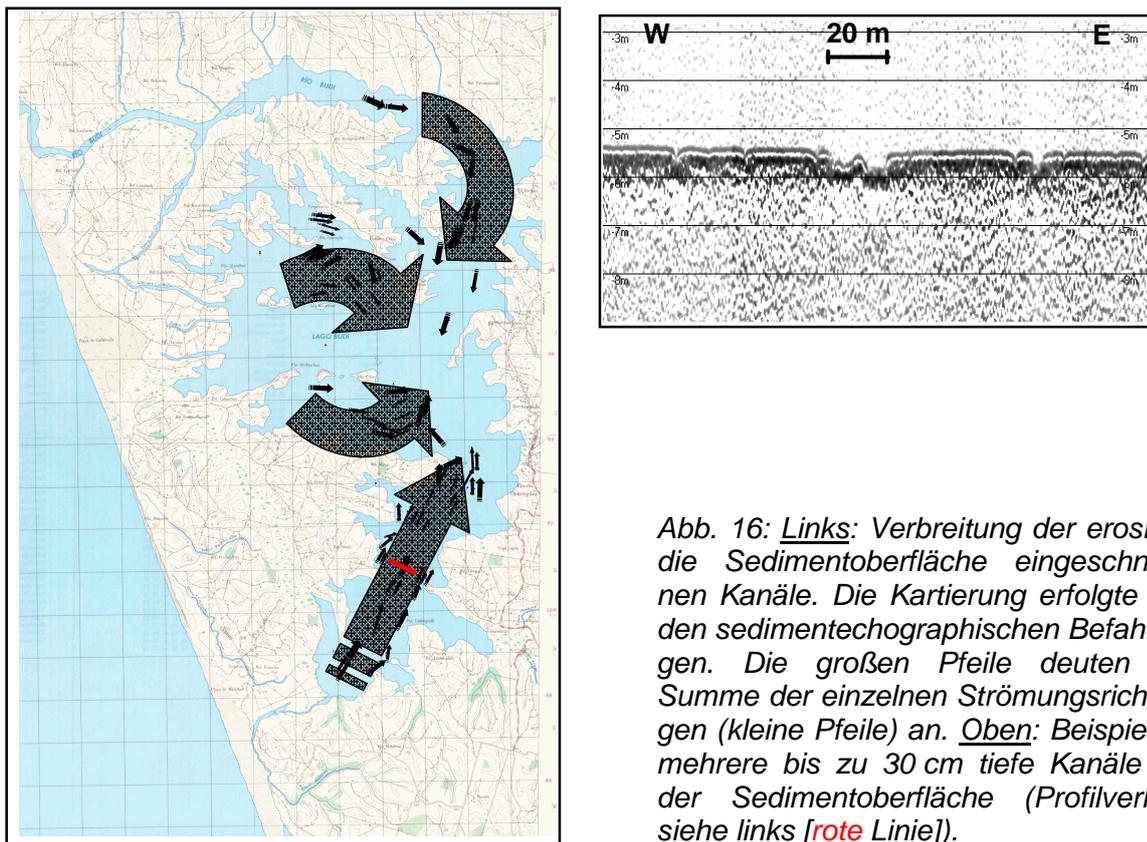


Abb. 16: Links: Verbreitung der erosiv in die Sedimentoberfläche eingeschnittenen Kanäle. Die Kartierung erfolgte aus den sedimentechographischen Befahrungen. Die großen Pfeile deuten die Summe der einzelnen Strömungsrichtungen (kleine Pfeile) an. Oben: Beispiel für mehrere bis zu 30 cm tiefe Kanäle auf der Sedimentoberfläche (Profilverlauf, siehe links [rote Linie]).

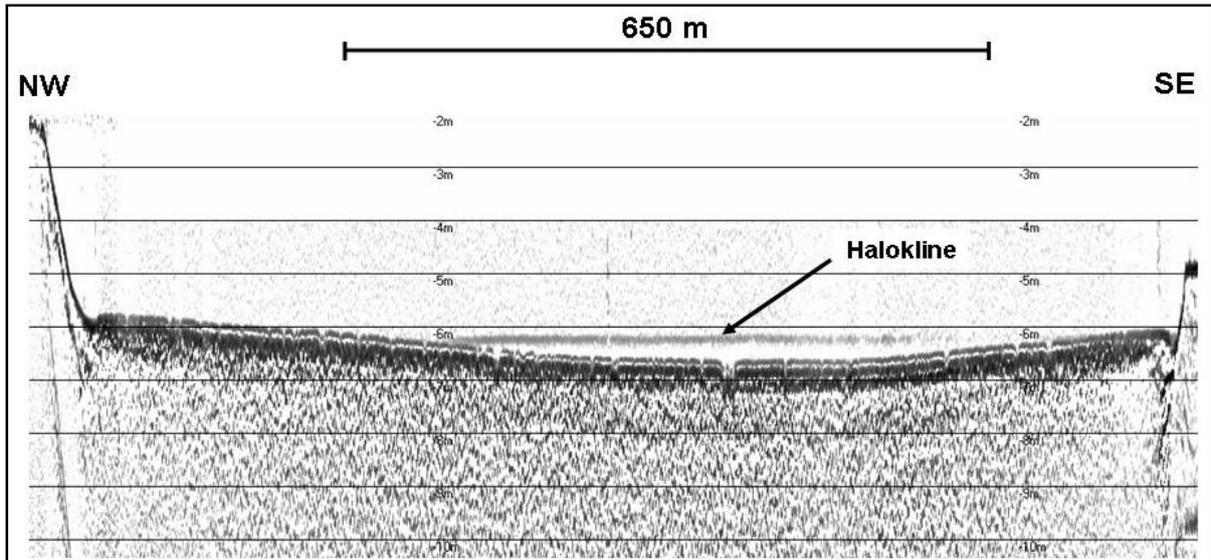


Abb. 17: Ausschnitt der Sedimentechographie im südwestlichen Becken des Lago Budi. Deutlicher horizontaler Reflektor in der Wassersäule bei 6,2 m Wassertiefe (Halokline), verursacht durch zwei unterschiedliche Wasserkörper mit verschiedenem Chemismus bzw. verschiedener Dichte.

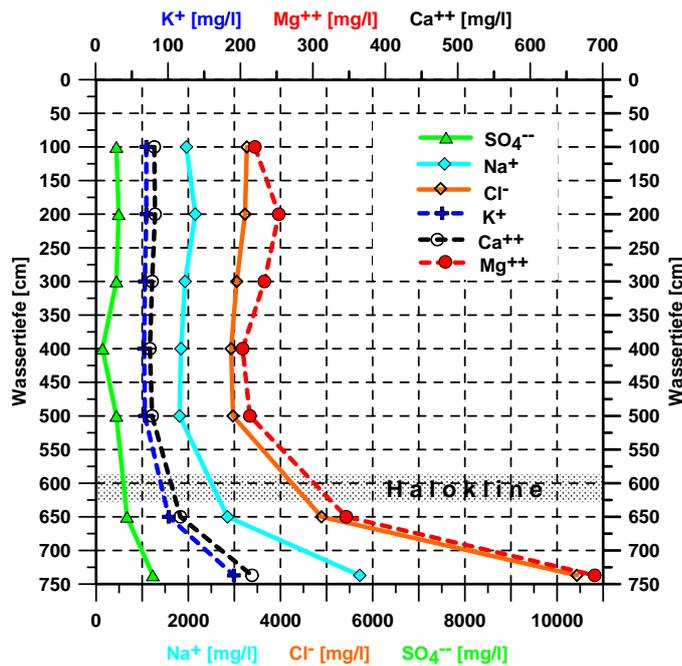


Abb. 18: Graphische Darstellung der chemischen Analyse der Lago Budi-Wasserproben.

Der Gesamtionengehalt, am deutlichsten bei Na⁺, Mg⁺⁺ und Cl⁻ zu beobachten, nimmt von ~5.300 mg/l zwischen 0 und 6 m Wassertiefe auf über das dreifache (>18.000 mg/l) unterhalb der 6 m Isobathe zu. Diese Grenzschicht (Halokline) verursacht den Reflektor in den Echographieprofilen (Abb. 17).

3.1.3 Strukturinventar der Sedimente

Auf Grund des hohen Gehaltes an organischem Material im Sediment von fast 20 % (vgl. Kap. 3.2.1.3) und der aus seinem Zersetz resultierenden Gasbildung sind weite Bereiche des Seeuntergrundes akustisch opak. Bereits die Sedimentoberfläche absorbierte einen Großteil der Schallenergie. Maximale Eindringtiefen über 5 m waren selten möglich. Über die tieferen Schichten, insbesondere die Basisschichten konnten daher nur sehr wenige Erkenntnisse gewonnen werden. Abgesehen von einigen transparenten „akustischen Fenstern“ im zentralen Seebereich, erlaubten

speziell die ufernahen Bereiche gute, aber begrenzte Einblicke in das Strukturinventar des Untergrundes.

Gemäß der Sedimentechographie zeigt die Hohlform, in der der Lago Budi angelegt ist, in ihrem zentralen Bereich eine bis mindestens 11,5 m unter den Seespiegel (~u. NN) reichende Übertiefung (Schallgeschwindigkeit: 1.472 m/s). Das akustische Basement wurde dabei in den seltensten Fällen angetroffen. Aus der Bohrkernanalyse ist eine Übertiefung von über 16,5 m u. NN dokumentiert (vgl. LB 3/05, Kap. 3.2.2.1).

Generalisiert folgt über dem Basementreflektor eine relativ homogene, strukturarme Sequenz, die das Relief etwas angleicht (**Sequenz I**). Zum Hangenden folgen Bereiche mit schwachen, parallelen Reflektoren (**Sequenz II**), die das bestehende Relief einebnen. Das jüngste Sedimentpaket ist in weiten Bereichen durch breite, relativ harte, subhorizontale Reflektoren gekennzeichnet. Die Mächtigkeit dieser Schichten kann deutlich variieren bzw. können sie örtlich auch komplett fehlen (**Sequenz III**). Eine Korrelation mit dem Kolbenlotkern LB 1/05 zeigt, dass zumindest einige dieser Reflektoren durch markante Sandlagen verursacht werden (Abb. 19).

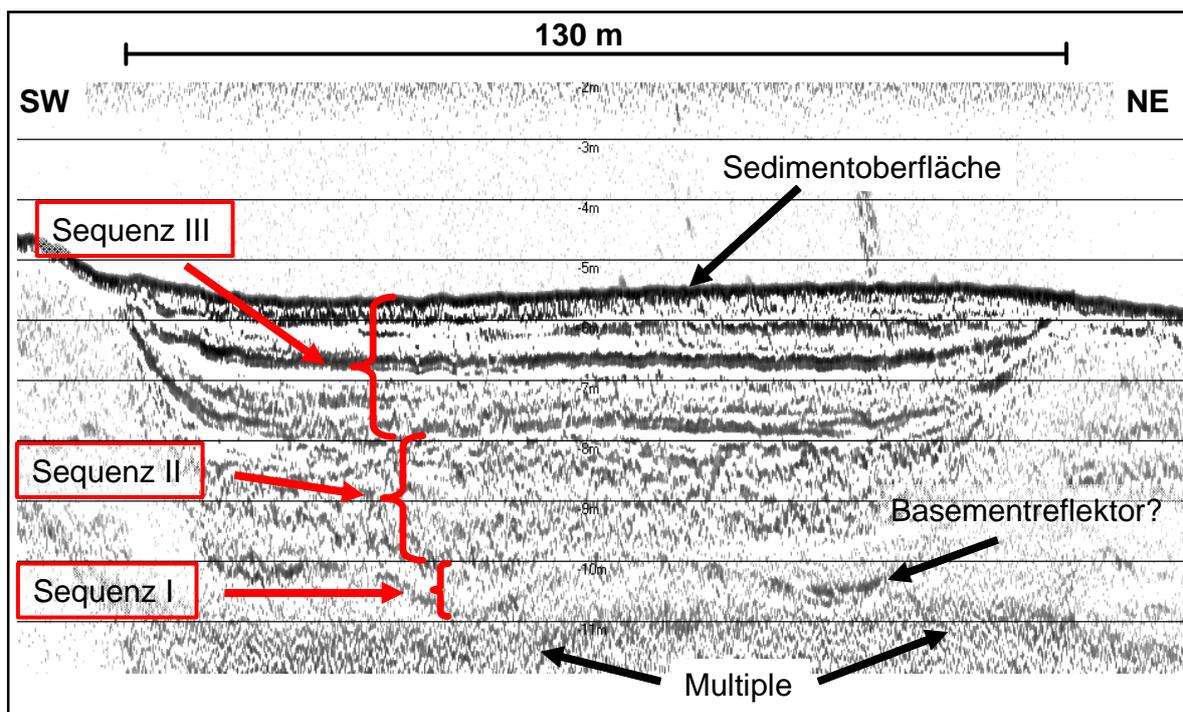
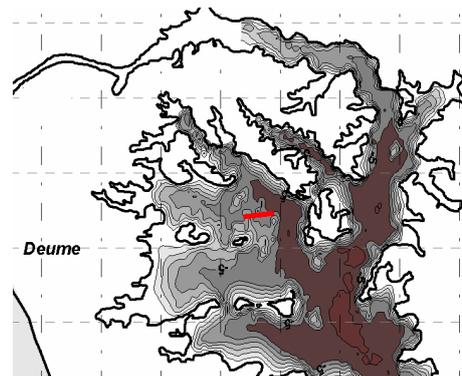


Abb. 19: Das sedimentechographische Profil im nordwestlichen Becken des Lago Budi (Profilverlauf, siehe rechts) lässt eine undeutliche Strukturierung des Sedimentkörpers erkennen. Über dem vermuteten Basementreflektor folgt eine geringmächtige, strukturlose **Sequenz I**. Darüber folgen, am deutlichsten an den Randbereichen ersichtlich, dünne, parallele und eher schwache Reflektoren (**Sequenz II**), die zum Teil diskordant von relativ breiten und harten parallelen Reflektoren überlagert werden (**Sequenz III**) (vgl. Abb. 20).



An den Randbereichen ansteigende Reflektoren lassen häufig eine deutliche Diskordanz zwischen Sequenz II und Sequenz III erkennen. In Tiefen zwischen 7,2-7,8 m (im NE-Bereich, Rio Budi) und im zentralen bzw. südlichen Seebereich zwischen 4,5-5,8 m werden schräg einfallende Schichten (Sequenz II) von der subhorizontal lagernden Sequenz III gekappt und überlagert (Abb. 20). In Tiefen mit weniger als 4,5 m Wasserbedeckung streichen die Reflektoren der Sequenz II häufig in den Wasserkörper aus. Diese Diskordanz ist sehr wahrscheinlich auf deutliche Seespiegelschwankungen zurückzuführen, die in Kap. 4.3.1 näher erläutert sind.

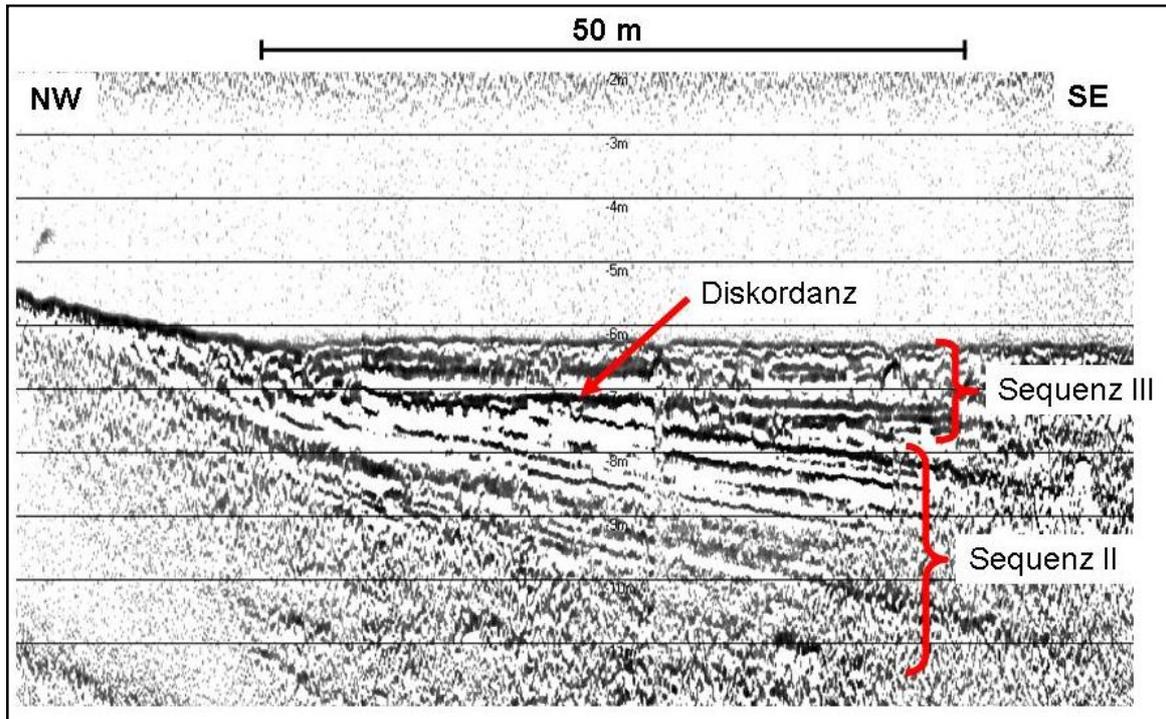
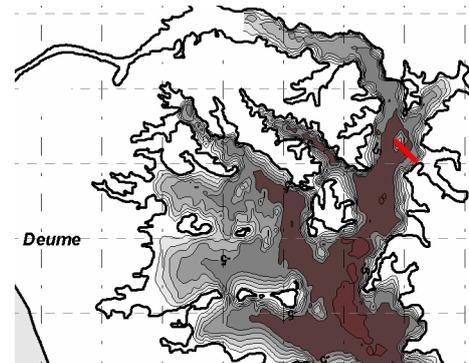


Abb. 20: Detail aus einem Profil im NE-Bereich des Lago Budi (Profilverlauf, siehe rechts). Schräg einfallende Reflektoren der Sequenz II werden diskordant von subhorizontal liegenden Schichten der Sequenz III überlagert. Die Diskordanz liegt hier in etwa 7,3 m Wassertiefe und impliziert deutliche Seespiegelschwankungen.



Im zentralen nordwestlichen Seebereich zeichnet sich eine unruhige Untergundmorphologie ab, die durch zahlreiche Aufragungen des Basements (Formation Budi) unterteilt ist. Hier treten zum Teil eingeebnete Muldenstrukturen auf, die, abhängig von der Wassertiefe, auf rezente Erosion bzw. Resuspension schließen lassen (Abb. 21).

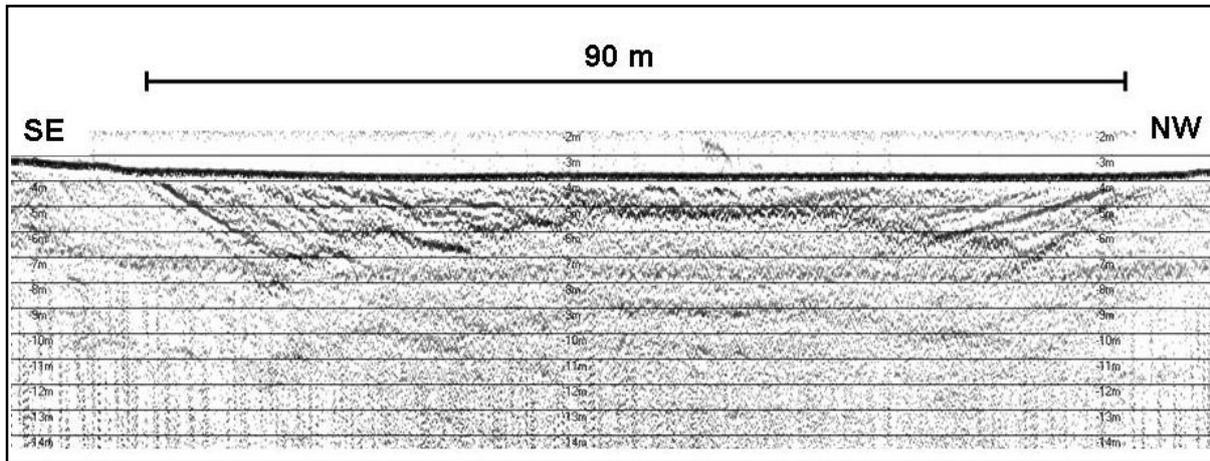


Abb. 21: Eingeebnete Muldenstruktur im nordwestlichen Zentralbereich des Lago Budi (Profilverlauf, siehe rechts). Laminierte Sedimente zwischen Basement ohne rezenter Sedimentakkumulation. Dies deutet auf junge, flächenhafte Erosionsprozesse hin, möglicherweise durch eine relative Seespiegelabsenkung.

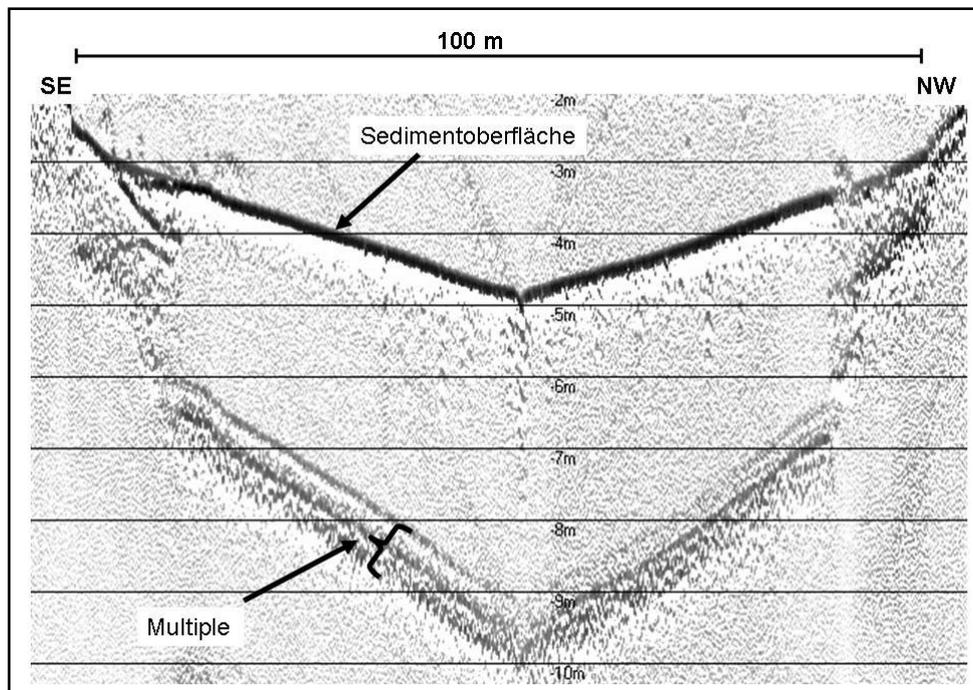
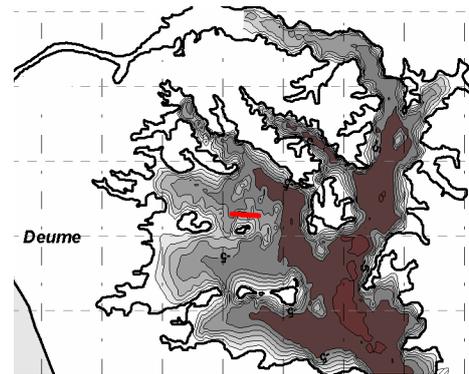


Abb. 22: Typischer Querschnitt im Ostabschnitt des Rio Budi (Profilverlauf, siehe Abb. 23). Die Sedimentoberfläche bildet einen sehr harten Reflektor, der sich in der Multiple in drei Einzelreflektoren aufgliedert. An den Randbereichen deutet sich eine relativ dünne Sedimentfüllung an.

Der Rio Budi zeigt örtlich einige sedimentologische Besonderheiten. Während im östlichen Bereich ein relativ mächtiger Sedimentkörper zu erkennen ist, zeigen die westlichen Bereiche zum Teil keine rezente Sedimentakkumulation. Die Basis des

Rio Budi ist nahezu im gesamten Bereich akustisch opak. Die Sedimentoberflächen erscheinen als sehr harte Reflektoren, die sich in der auftretenden Multiple in mindestens drei Schichten aufgliedern. An der Basis treten lokal jedoch horizontal verlaufende Reflektoren auf, die zum Teil eine gute akustische Transparenz zeigen und vom aktuellen Kanal angeschnitten bzw. erodiert werden (Abb. 23).

Diese Schichten sind vor allem im westlichen Bereich des Rio Budi zu beobachten. Ein rezenter Sedimentkörper fehlt hier in manchen Bereichen komplett (Abb. 22), örtlich ist undeutlich eine sehr dünne (<1 m) Sedimentauflage zu erkennen, die auch durch eine Kurzkernentnahme dokumentiert ist (Kern LB 11/05 RL). Es ist zu vermuten, dass es sich bei diesen erosiv angeschnittenen Reflektoren um ältere (verfestigte?) Ablagerungen handelt, die möglicherweise durch junge, relative Seespiegelsenkungen rezent vom Rio Budi angeschnitten werden. Aus diesem Bereich wurden keine tiefer reichenden Sedimentkerne entnommen.

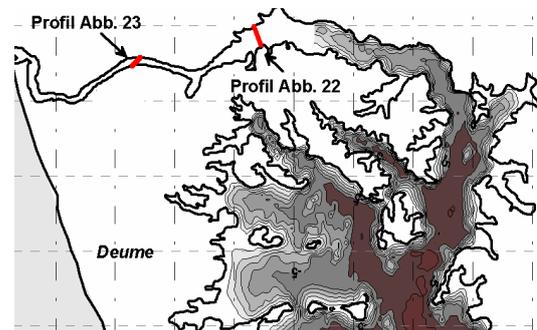
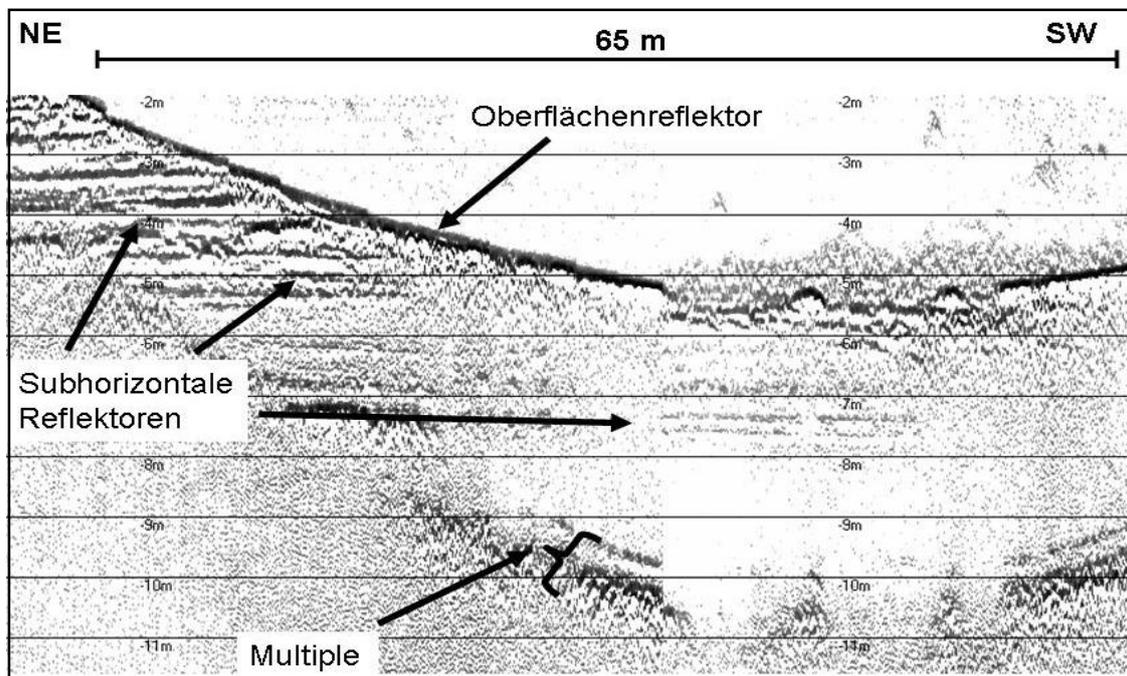
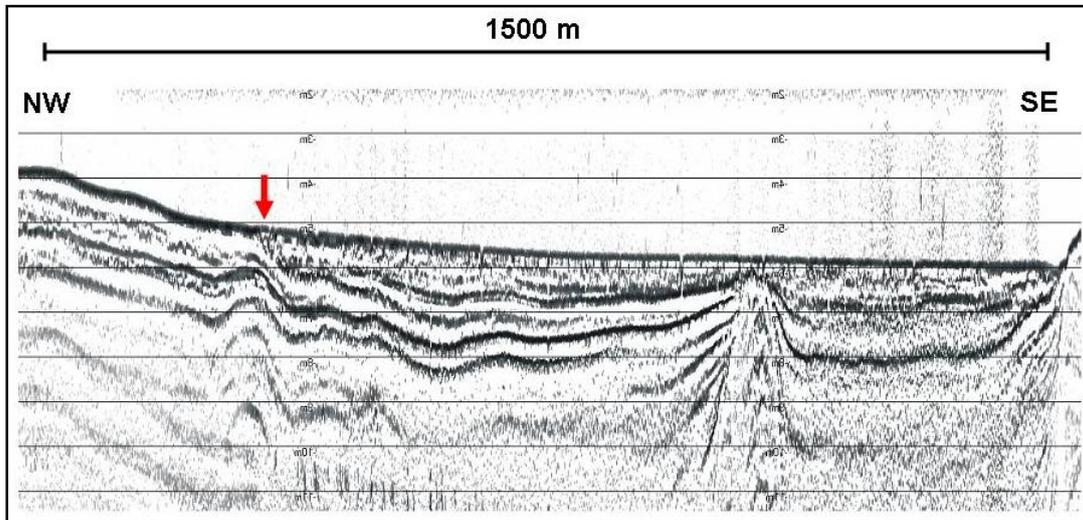


Abb. 23: Subsequentes Einschneiden des Rio Budi (Westabschnitt) in einen geschichteten Sedimentkörper (subhorizontale Reflektoren) ohne rezente Sedimentakkumulation (Profilverlauf, siehe rechts).

Eine weitere mögliche Ursache für das örtliche Einschneiden des Rio Budi in den Untergrund könnte auch an einer temporär verstärkten Strömung liegen. Diese Strömungen entstehen während der alljährlichen künstlichen Öffnung der Barre an der Mündung des Rio Budi in den Pazifik. Laut Aussagen der lokalen Bevölkerung fällt der Seespiegel des Lago Budi dadurch innerhalb weniger Tage um mehrere Dezimeter ab. Bei einer aus den Pegelständen ermittelten maximalen Seespiegelabsenkung von durchschnittlich 1,2 m in 14 Tagen (Pegel Puerto Domínguez, Abb.

2) errechnet sich ein maximaler Abfluss von $50 \text{ m}^3/\text{s}$, was etwa dem 1,6-fachen des mehrjährigen mittleren Durchflusses der Saale bei Jena entspricht (TLUG 2007).

A)



B)

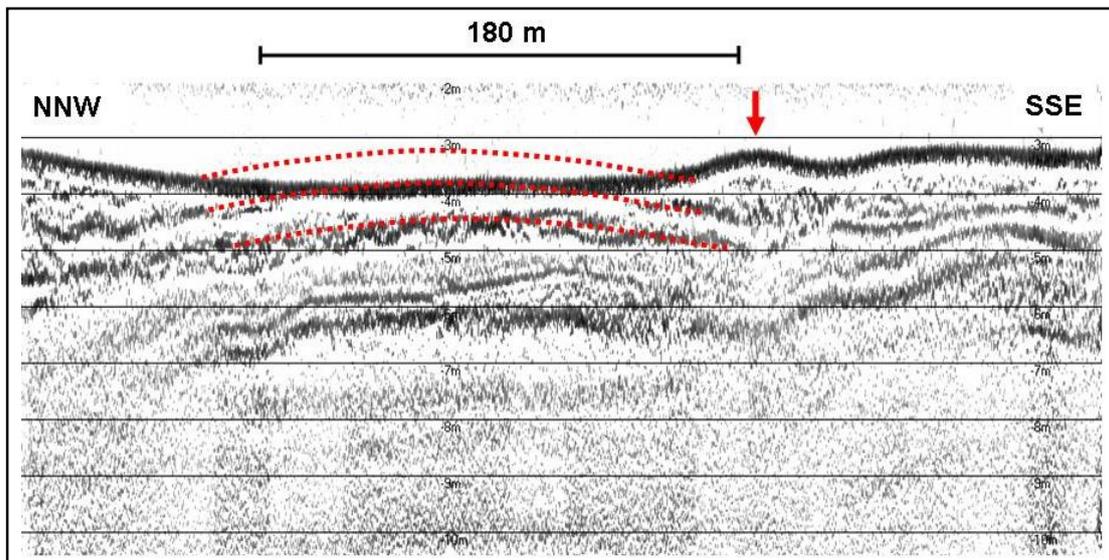


Abb. 24: A) Profil im Zentralbereich mit schräger Anfahrt zum W-Ufer (Profilverlauf, siehe rechts). Die obersten drei Reflektoren streichen in etwa 5 m Wassertiefe mit Annäherung an die westlichen Uferbereiche aus (roter Pfeil).

B) Fahrt parallel zum W-Ufer im zentralen südwestlichen Becken. Deutlich flächenhafte Erosion an schräg angeschnittenem Schüttungsfächer, dadurch ist auch die „Reliefumkehr“ (roter Pfeil) zu erklären. Rote Punkte verbinden die entsprechenden Reflektoren (Abstand horizontaler Linien: 1 m).



Eine weitere sedimentologische Besonderheit stellen die relativ flachen, dem Pazifik zugewandten Seebereiche vor Deume und Puaicho dar. In Profildfahrten von E nach W laufen mit Annäherung an das westliche Ufer einige Reflektoren an der Sedimentoberfläche aus (Abb. 24, Bild A). In Querprofilen parallel zur Uferlinie wird eine flächenhafte Erosion in diesen Bereichen deutlich (Abb. 24, Bild B). Die einzelnen Schichten nehmen an Mächtigkeit nach W zu, d.h. die Sedimentschüttungen stammen sehr wahrscheinlich aus diesem Bereich. Die flächenhafte Erosion kann zum Teil durch windinduzierte Strömungen (in der Wassersäule) aus WSW-lichen Richtungen verursacht sein, wie z.B. die Sedimentfahnen im Lee der Inseln erkennen lassen (Abb. 24). Viel wahrscheinlicher jedoch ist die Erosion in Verbindung mit dem Tsunami 1960 (oder Vorgängern davon) verursacht, bei dem große Mengen an Salzwasser in den Lago Budi eindringen. Möglichkeiten zum Abfließen dieser Wassermassen ergaben sich über die auffälligen Seitenarme im anschließenden Uferbereich, die im Norden Deumes zum Teil sehr nah an den Pazifik heranreichen oder in den flachen Flugsandebenen im südlichen Bereich bei Deume münden (Abb. 24).

3.2 Lithologie und Sedimentcharakterisierung

3.2.1 Kolbenlot LB 1/05

3.2.1.1 Kernbeschreibung

Der Kolbenlotkern LB 1/05 wurde etwa 4,9 km vom Pazifik entfernt im zentralen Seebereich vor Deume aus 5,6 m Wassertiefe entnommen. Er weist eine korrelierte Gesamtlänge (Kompositlänge) von 770 cm auf. Der zugehörige Pilotkern (LB 1/05 Pilot) erreicht eine Länge von 123 cm. Makroskopisch sind im Kern vier Einheiten zu unterscheiden. Die Units dienen zur vereinfachten Beschreibung der unterschiedlichen Parameter. Unter den verschiedenen Kernen bestehen keine Beziehungen zu den einzelnen Units.

- Die liegende **Unit I** (770-609 cm) besteht aus sehr homogenen, hellgrauen Schluffen mit sehr wenigen, dünnschaligen, Molluskenbruchstücken, die auf Grund der Fragmentierung nicht identifizierbar waren. Im Abschnitt 647-622 cm sind mehrere helle, bis 2 cm große, karbonatische Schluffsteinfragmente chaotisch eingelagert.
- In **Unit II** (609-267 cm) dominiert eine unterschiedlich deutliche Laminierung, die durch breite, dunkle und sehr feine, helle Laminiae verursacht ist. Kalkschalenmaterial ist nur sehr spärlich und als Bruchstücke in dünnen Lagen vorhanden.
- Im Übergangsbereich zu **Unit III** (267-86 cm) verschwindet die Laminierung. Hier treten wieder deutlich hellere, homogene, sandige Schluffe auf. Im Bereich zwischen 255-225 cm, respektive 180-150 cm erscheinen mehrere bis zu 3 cm große, meist doppelklappig erhaltene Bivalvenschalen (*Mactra* sp.). In diesem Kernabschnitt treten erstmals auch mehrere auffällige Sandlagen auf, die nachfolgend kurz beschrieben werden:

Zwischen 223-218 cm sind drei markante, durch dünne Schlufflaminae voneinander getrennte Sandlagen zwischengeschaltet. Die Mächtigkeiten der einzelnen Lagen sind relativ konstant und variieren zwischen 1-1,3 cm. Ihre Grenzen sind scharf und eben ausgebildet, eine Gradierung ist makroskopisch nicht zu erkennen.

Zwischen 203-200 cm ist eine weitere, durch Schwarzfärbung deutlich vom umgebenden Sediment abgetrennte, normal gradierte Sandlage (grob zu fein) zwischengeschaltet. Die Grenzen sind scharf und durch 0,5 cm breite, von oben nach unten verlaufende Bioturbationsgänge überprägt.

Die Sandlage zwischen 137-127 cm ist relativ homogen und nur durch den Korngrößenwechsel vom umgebenden Sediment abzugrenzen. Undeutlich zeigt sich auch hier eine Unterteilung durch Schlufflaminae in zwei jeweils 3-4 cm mächtige Einzellagen.

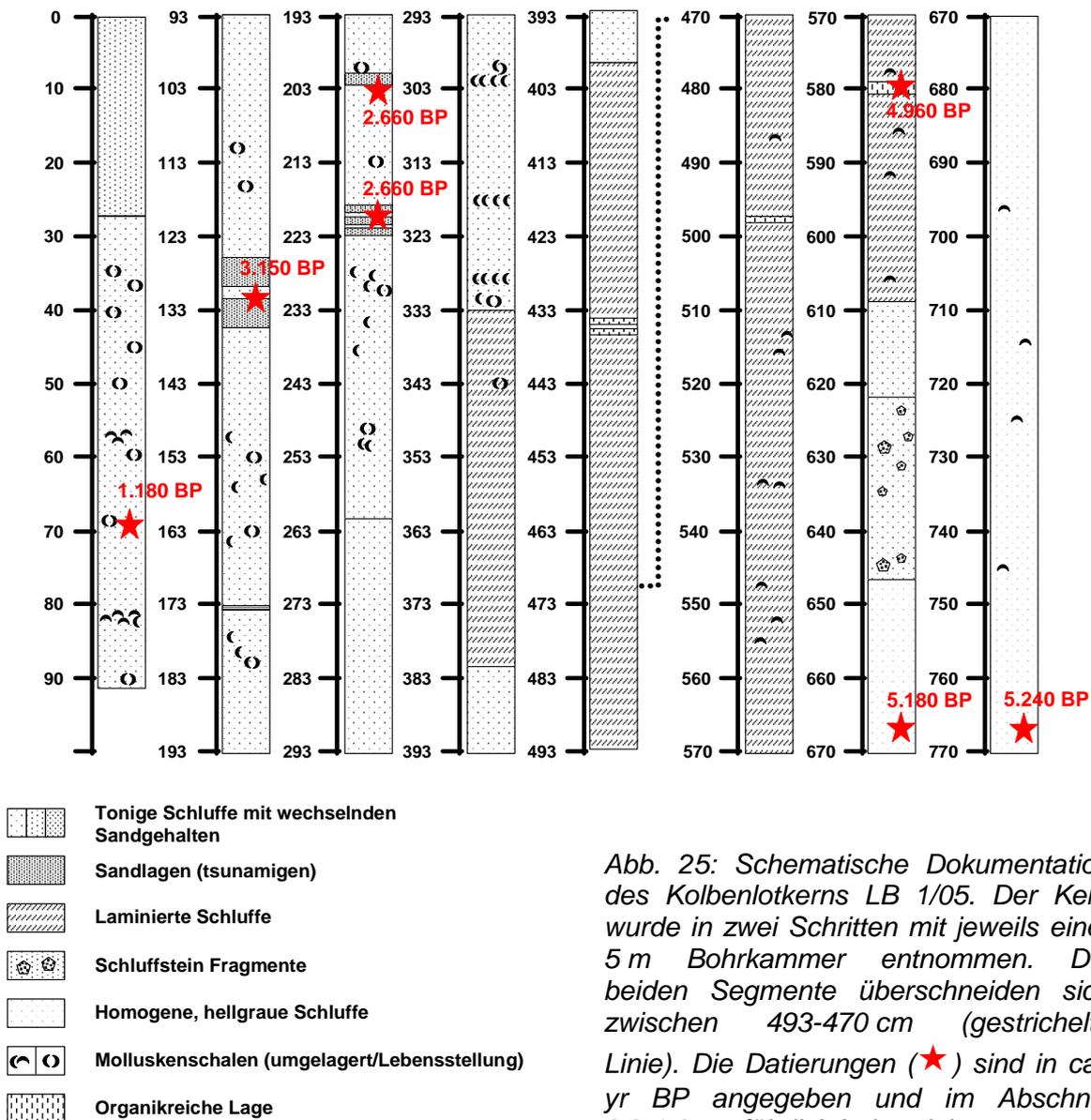


Abb. 25: Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 1/05. Der Kern wurde in zwei Schritten mit jeweils einer 5 m Bohrkammer entnommen. Die beiden Segmente überschneiden sich zwischen 493-470 cm (gestrichelte Linie). Die Datierungen (★) sind in cal. yr BP angegeben und im Abschnitt 3.2.1.6 ausführlich behandelt.

- Im Gegensatz zu den liegenden Sequenzen zeigt die jüngste Einheit **Unit IV** (86-0 cm) einen deutlich geringeren Kompaktionsgrad. Der untere Abschnitt ist durch dunkelgraue sandige Schluffe mit zahlreichen Bivalvenschalen (*Mactra* sp., *Littoridina cf. cumingii*, *Kingiella chilena*) charakterisiert. Ab 29 cm bis zum Kerntop dominiert Schwarzfärbung und ein starker Geruch nach H₂S, mit nur noch sehr wenigen Fossilienresten (*Littoridina cf. cumingii*, *Kingiella chilena*).

3.2.1.2 Korrelation mit der Sedimentechographie

Die ausnahmsweise vergleichbar gute akustische Transparenz der Sedimentechographie (Kap. 3.1) im Bereich des Kolbenlotes LB 1/05 ermöglicht zumindest in den oberen Kernbereichen eine Zuordnung der einzelnen Reflektoren zur sedimentologischen Kernabfolge. Tiefere Schichten konnten auf Grund der limitierten Eindringung der Schallwellen von maximal 5 m nicht parallelisiert werden (Abb. 26). Angepasst an die höheren Dichten des Sedimentkörpers wurde eine im Vergleich zu den Laufzeiten im Wasser (1.472 m/s) erhöhte mittlere Schallgeschwindigkeit von 1.700 m/s angenommen (nach DAUT 1998).

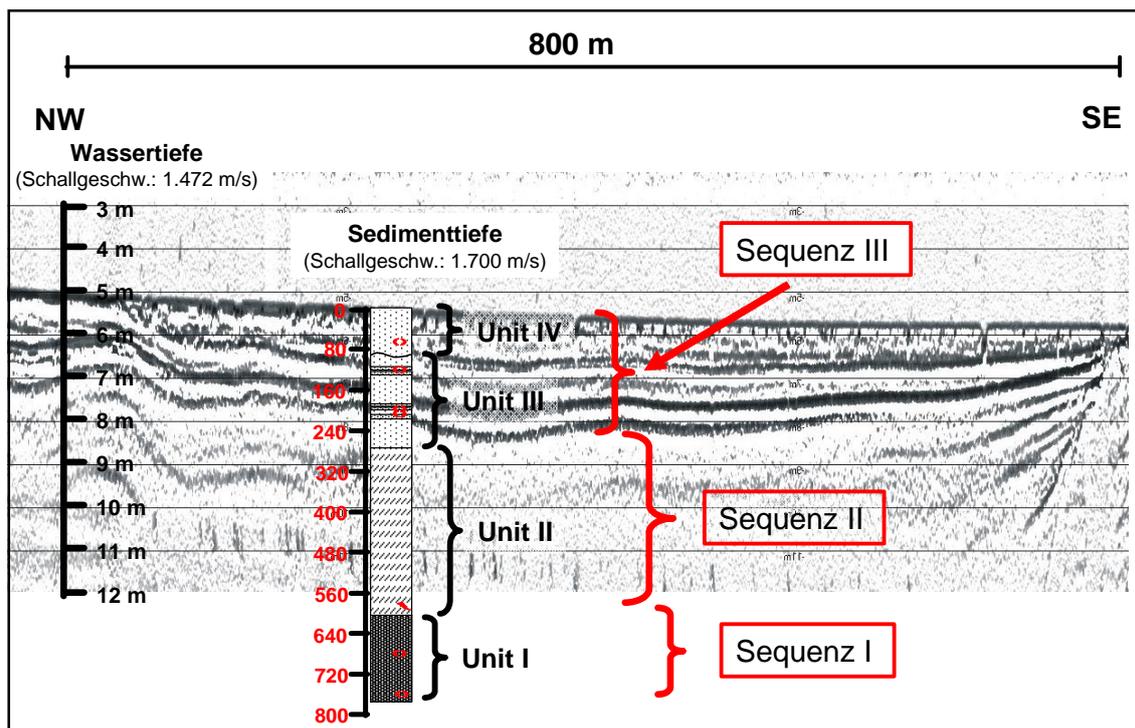


Abb. 26: Parallelisierung der sedimentologischen Einheiten in Kern LB 1/05 mit dem Sedimentechogramm (Profilverlauf, siehe Abb. 24 A). Die deutlichen parallelen Reflektoren in Unit III und IV sind vor allem durch einzelne Sandlagen und Bivalvenhorizonte verursacht. Die tieferen Einheiten konnten aufgrund mangelnder akustischer Transparenz nicht direkt zugeordnet werden.

Auf Basis der in Kap. 3.1.3 erläuterten Strukturierung des Sedimentkörpers lassen sich Unit III und IV über die deutlichen parallelen Reflektoren der akustischen Sequenz III zuordnen. Unit II mit relativ homogener, örtlich laminiertem Sedimentation entspricht demnach der akustischen Sequenz II, für die vor allem die schwächeren

Reflektoren an den Beckenrandbereichen charakteristisch sind. Unit I ist durch die fehlende Eindringung nicht direkt zuzuordnen. Der Abfolge entsprechend stimmt sie sehr wahrscheinlich mit der strukturalmen Sequenz I überein.

3.2.1.3 Sedimentologisch-mineralogische und geochemische Analysen

Die Korngrößenverteilung (**KG**) (Laser Diffraction Particle Size Analyser) zeigt für den Kolbenlotkern LB 1/05 eine mittlere KG im Mittel- und Feinschluffbereich (5-7 Φ). Die Sortierung ist überwiegend schlecht ($S_o=2-1,6$), die Schiefe liegt im symmetrischen bis positiven Bereich ($S_k=0-0,35$). Die Sandlagen hingegen zeigen eine mittlere KG im Grobschluff bis Feinsandbereich mit deutlich schlechterer Sortierung ($S_o= >2$) und positiver bis stark positiver Schiefe ($S_k=0,27-0,46$). Der durchschnittliche Schluff-, Sand- bzw. Tongehalt des gesamten Kerns liegt bei 47 Vol.-%, 51 Vol.-% und 2 Vol.-% und zeigt drei unterschiedliche Kernabschnitte (Abb. 27):

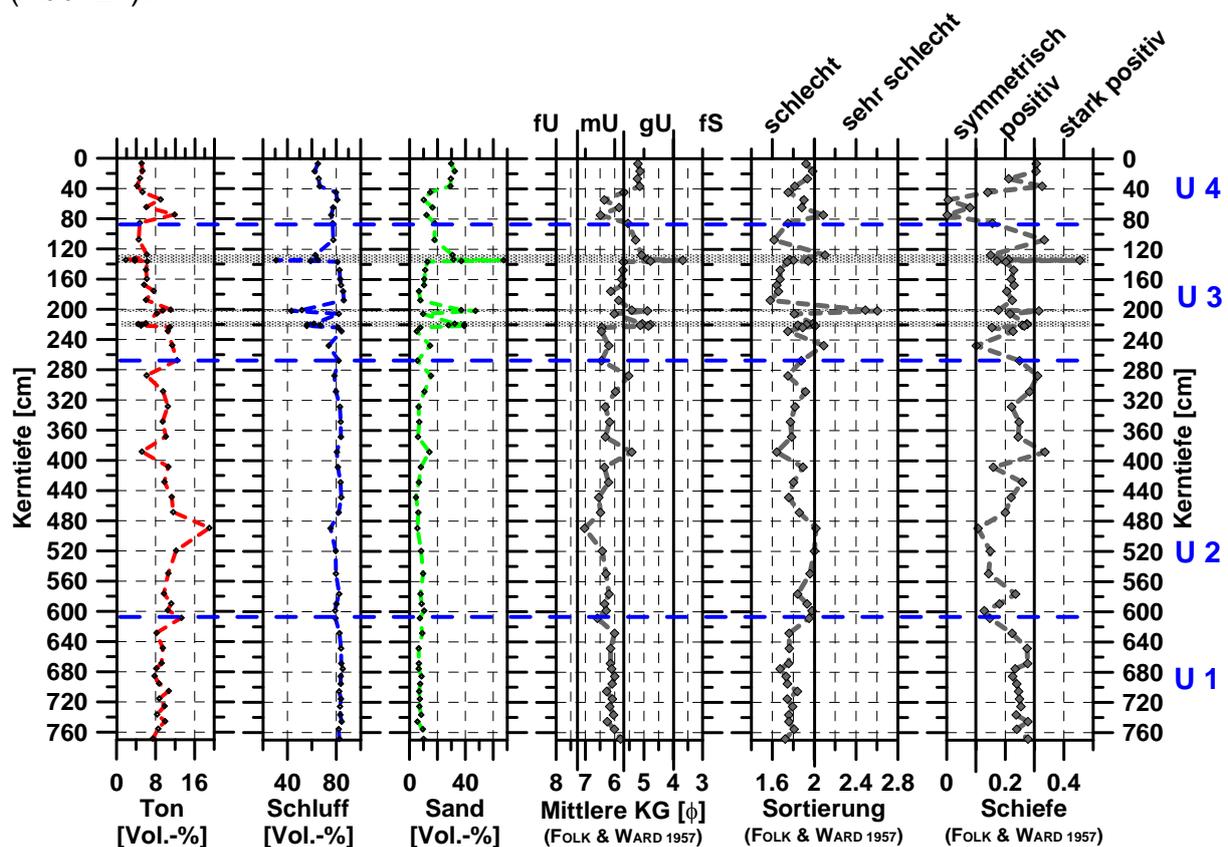


Abb. 27: Korngrößenverteilung und -parameter Kolbenlotkern LB 1/05 (grau: Sandlagen zwischen 223-127 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

Der liegende Abschnitt (770-230 cm) ist sehr homogen und besteht aus Schluffen (80 Vol.-%) mit geringen Sand- (5-15 Vol.-%) und Tonanteilen (5-20 Vol.-%). Zwischen 230-100 cm treten aufgrund der Sandlagen deutliche KG-Variationen auf. In diesen Lagen steigt der Sandanteil auf über 67 Vol.-% an, das Maximum befindet sich in der Feinsandfraktion (63-200 μ m). Der Schluff- bzw. der Tonanteil geht deutlich zurück (Schluff: 30-60 Vol.-%, Ton: <2-5 Vol.-%). Die bereits unter Kap. 3.2.1.1 beschriebene Gradierung der Sandlagen findet sich in der Korngrößenverteilung wieder, jedoch sind die beobachteten Einzellagen durch das grobe

Probenraster nicht als solche aufzulösen. In der hangenden Sequenz ab etwa 100 cm, insbesondere in den obersten 40 cm zeigen sich wieder homogenere Verhältnisse mit einer Tendenz zu größeren Kornklassen.

Die röntgendiffraktometrischen Pulveranalysen (**XRD**) zeigen ein sehr reichhaltiges Mineralgemenge (Abb. 28), was die Auswertung durch die Vielzahl an mineral-spezifischen Reflexen erschwerte. Zur Vereinfachung wurden bestimmte Mineralgruppen nicht weiter untergliedert. So wurden die häufig auftretenden Plagioklase und die selteneren Kalifeldspäte unter Feldspat-Gruppe zusammengefasst. Ebenso wurden die verschiedenen Reflexe der Pyroxene (~3 Å) und die der Glimmer (10 Å) nicht weiter differenziert.

Als häufigste Mineralphasen des Kerns treten Feldspäte, Pyrit, Halit und Quarz auf. Untergeordnet sind Glimmer, Pyroxene, Gips und Magnetit zu identifizieren. Cristobalit, eine üblicherweise selten vorkommende Hochtemperatur Modifikation von Quarz, das natürlich in vulkanischen Gläsern vorkommt, wurde in einer Vielzahl der Proben anhand des Hauptreflexes bei 4,05 Å identifiziert. Allerdings ist diese Zuordnung nicht gesichert, da die beiden charakteristischen Nebenpeaks mit sehr geringen Intensitäten von 20 % (2,485 Å) und 13 % (2,841 Å) von anderen Mineralpeaks überlagert werden. Cristobalit wird ebenso in den tonmineralogischen Untersuchungen vermutet (Kap. 3.2.6.2). Nach Erhitzung (550°C) verschwindet hier der überlagernde Kaolinitpeak und bei 4,05 Å bleibt ein stabiler Peak zurück, der dem Hauptreflex von Cristobalit entspricht. Pyrit ist in relativ hohen Gehalten vor allem in Unit II (609-267 cm) vorhanden. Die REM-Analysen zeigen, dass der Pyrit nahezu ausschließlich in Kugelform mit Durchmessern bis zu 10 µm auftritt. Dies ist typisch für bakteriell gebildeten Pyrit (POSTMA 1982) (siehe Anhang).

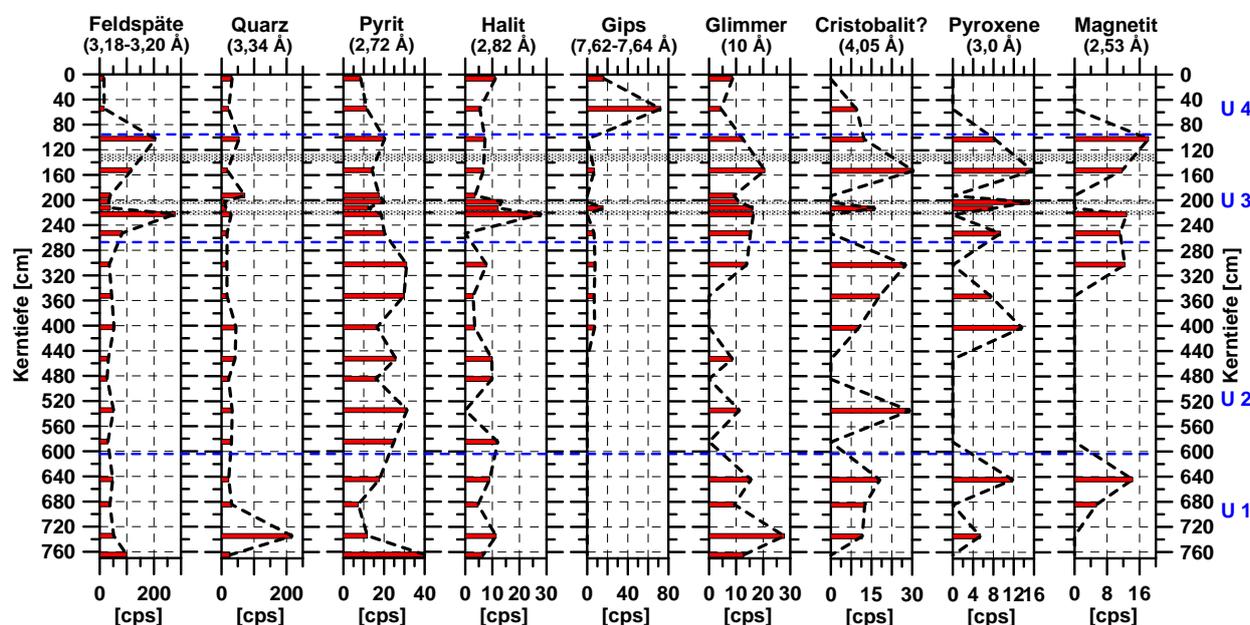


Abb. 28: Qualitative/semiquantitative mineralogische Auswertung des Kolbenlotkerns LB 1/05 über die Peak-Höhen der angegebenen Hauptreflexe (XRD-Analyse) (cps: counts per second) (grau: Sandlagen zwischen 223-127 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

Alle im Kolbenlot LB 1/05 mit Hilfe der **AAS** gemessenen Elemente (Na, K, Mg, Al, Ca, Sr, Fe, Mn) zeigen eine starke Varianz im gesamten Kernverlauf. Geo-

chemisch erfolgt eine Einteilung in vier Phasen (Abb. 29), die mit wenigen Ausnahmen den sedimentologischen Einheiten aus der Kernbeschreibung (Kap. 3.2.1.1) entsprechen.

Die Natrium-Gehalte (Na) schwanken in einem Intervall zwischen 0,64-1,4 %. Kernbereiche mit relativ homogenen, niedrigen Gehalten um 0,8 % liegen zwischen Kernende bei 770-609 cm, zwischen 480-390 cm und zwischen 200-85 cm. Bereiche mit deutlich erhöhten Na-Gehalten finden sich zwischen 610-480 cm (um 1,1 %) bzw. zwischen 85-45 cm (>1.4 %). Die Na-Gehalte stammen, wie die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen zeigen, sowohl aus den Feldspäten (Albit, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), untergeordnet aus Halit (NaCl). Sie ergeben somit ein detritisch-endogenes Mischsignal.

Die Gehalte an Kalium (K) variieren unregelmäßig im Bereich zwischen 0,23-0,38 % und lassen auf der gesamten Kernlänge keinen markanten Trend erkennen. In den obersten 100 cm des Kerns wird ein Zusammenhang der K-Gehalte mit der Korngröße am deutlichsten. Höhere Anteile an Tonmineralen, die üblicherweise K-reicher sind, bedingen hier die höheren K-Gehalte.

Eisen (Fe), Aluminium (Al), und Mangan (Mn) zeigen über den gesamten Kernbereich nahezu parallele Verläufe, in weiten Bereichen zeigt sich auch eine positive Korrelation mit den Na-Gehalten. Fe und Al schwanken im Kernverlauf mit vergleichsweise hohen Werten zwischen 3,1-6,3 % (Fe) und 3,7-8,3 % (Al) (Mn: 0,03-0,2 %). Niedrige Werte treten im unteren Kernabschnitt (770-610 cm) (Fe um 4,2 %, Al um 5 %, Mn sehr konstant bei 0,03 %) und zwischen 190-120 cm auf. Zwischen 610-190 cm schwanken die Gehalte der drei Elemente jeweils um einen Mittelwert von 4,5 % (Fe), 6 % (Al) bzw. 0,07 % (Mn). Im obersten Kernbereich ab etwa 120 cm steigen alle drei Elementgehalte deutlich auf Maximalwerte an (Fe >6,3 %, Al >8 %, Mn >0,1 %).

Al reflektiert fast ausschließlich allochthone Alumosilikate und dient als qualitativer Proxy für anorganischen Detritus. Auffällig ist die starke Korrelation mit Fe. Fe wiederum zeigt ebenso eine sehr starke Korrelation mit S und spiegelt den röntgendiffraktometrisch nachgewiesenen Pyrit (FeS_2) wieder. Der Quotient Fe/S liegt mit durchschnittlich >1,32 deutlich über dem stöchiometrischen Gewichtsverhältnis des Pyrits (0,87) und zeigt einen klaren Fe-Überschuss, der wohl in den Alumosilikaten gebunden ist und ebenso einen verstärkten Allochthoneintrag bezeugt. Fe ist zusätzlich ein redox-sensitives Element, vor allem in Relation zum Mn, da die ausgefallenen Mn-Oxyhydroxide unter anoxischen Verhältnissen aus dem Sediment schneller wieder in Lösung gehen als die Fe-Oxide. Ansteigende Fe/Mn-Verhältnisse markieren somit den Beginn von anoxischen Verhältnissen (vgl. HABERZETTL et al. subm.).

Die Magnesium-(Mg) Werte zeigen bereichsweise bezüglich der Fe-, Al-, Mn- bzw. Na-Gehalte gegenläufige Trends. Im Allgemeinen schwankt Mg zwischen 0,25-0,84 % mit relativ homogenen Werten unter 0,4 % zwischen 610-250 cm. Im tieferen Kernabschnitt (770-610 cm) und im Segment zwischen 100-230 cm, hier vor allem im Bereich der Sandlagen, treten überdurchschnittlich hohe Mg-Gehalte auf. Mineralogisch waren nur geringe Gehalte an Pyroxenen als potentielle Quellen für Mg festzustellen. Die negative Korrelation zu den als überwiegend allochthon zu deutenden Elementen Al, Fe und Na lässt einen autochthonen Ursprung des Mg,

möglicherweise als endogenes Kristallisationsprodukt (Hoch-Mg-Calcit ?) aus höher salinaren Lösungen (Salzwasser) vermuten.

Die Elemente Calcium (Ca) und Strontium (Sr) zeigen eine sehr gute positive Korrelation zueinander. Im Allgemeinen schwanken die Werte zwischen 0,6-4,1 % für Ca und zwischen 0,008-0,02 % für Sr. Homogene Bereiche mit geringer Varianz und niedrigen Gehalten (Ca um 1 %, Sr um 0,009 %) finden sich zwischen 770-650 cm und bei 525-275 cm. Im restlichen Kernbereich (650-525 cm und 275-0 cm) treten sehr starke Schwankungen im Ca- und Sr-Gehalt auf. Aufgrund der parallelen Verläufe stammen beide Elemente wohl vorwiegend aus Skeletten kalkabscheidender Lebewesen, wie z.B. Foraminiferen, Ostracoden oder Mollusken.

Die Schwefelgehalte (S) (Abb. 30) variieren mit relativ hohen Werten zwischen 1,25-5,2 % und korrelieren sehr gut mit den Gehalten an Fe und organischem Kohlenstoff (TOC). Die tiefere Sequenz bis etwa 640 cm zeigt vergleichsweise geringe S-Gehalte unter 2 %. Ab 640-470 cm steigen die Gehalte sehr stark auf Maximalwerte über 5 % an. Zwischen 470-120 cm schwanken die Gehalte mit abnehmendem Trend um den Mittelwert (3,2 %). Ab etwa 120 cm steigen die S-Gehalte wieder auf Maxima um 5 % an. Die gute Korrelation mit Fe und mit TOC zeigt sowohl eine Bindung des S am Pyrit, als auch an der Organik, bei deren anoxischen Abbau Pyrit entsteht (POSTMA 1982). S gilt damit ebenso als redoxsensitives Element.

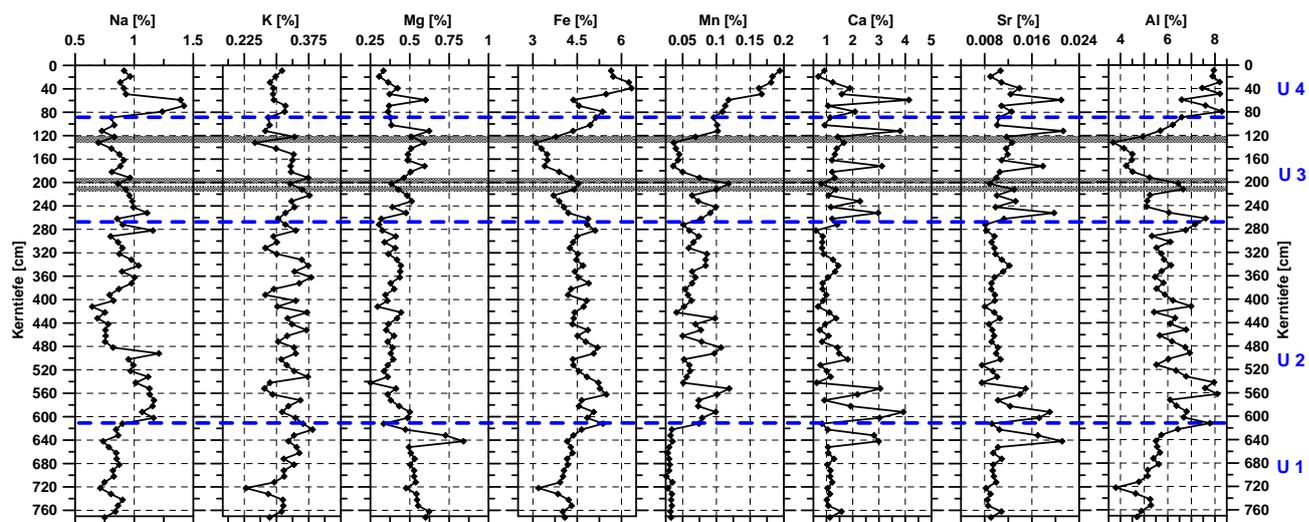


Abb. 29: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) aus Kolbenlot LB 1/05 (grau: Sandlagen zwischen 223-127 cm). Die aus der Kernbeschreibung übernommene Unterteilung in sedimentologische Einheiten (U I-IV) wird sehr gut von der Geochemie nachgezeichnet.

Gesamt-Phosphor (P) zeigt an der Basis bis etwa 600 cm erhöhte und deutlich schwankende Werte zwischen 0,079-0,14 %. Darüber nehmen die Gehalte kontinuierlich bis auf 0,055 % bei 130 cm ab. Zwischen 80-0 cm ist wieder ein deutlicher Anstieg auf Werte zwischen 0,07-0,085 % zu vermerken.

Gesamtkohlenstoff (TC) und -stickstoff (TN) zeigen nahezu parallele Profilverläufe. Die Gehalte schwanken im Kernverlauf um Werte zwischen 1,1-9,2 % (TC) und 0,07-0,8 % (TN). Vor allem im Segment zwischen 600-440 cm und im jüngsten Kernabschnitt zwischen 80-40 cm treten sehr hohe TC- und TN-Gehalte zwischen 5-9,2 % (TC) bzw. 0,4-0,8 % (TN) auf. Der Rückgang der Gehalte nach 40 cm Kern-

tiefe ist vermutlich auf einen Korngrößeneffekt zurückzuführen, da ab hier die Sandgehalte deutlich zu und die Tongehalte abnehmen (vgl. Abb. 23). Sehr niedrige Werte finden sich an der Kernbasis bis 600 cm und zwischen 200-120 cm. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC) sind mit bis zu 8 % vergleichsweise hoch, was einer Masse an organischem Material von knapp 18 % im Sediment entspricht (Faktor 2,2 in ESTERHUES 2000). TOC bildet durchschnittlich zwischen 70-90 % des Gesamtkohlenstoffes. Auch die zur Probenvorbehandlung nötige Reaktion mit H₂O₂ (30 %-ig) zeigte durch die durchwegs sehr heftigen Reaktionen den hohen Organikgehalt.

Weder im direkten Einzugsgebiet des Lago Budi, noch im Einzugsgebiet der nördlich und südlich an den Lago Budi anschließenden Andenflüsse Rio Imperial und Rio Toltén sind nach der geologischen Karte Karbonat-Gesteine an der Oberfläche bekannt, weshalb der Großteil des maximal 2,1 % betragenden Anteils an anorganischem Kohlenstoff (TIC) (berechneter Karbonatanteil: 17,3 %) wohl autochthonen Ursprungs ist und von kalkabscheidenden Organismen herrührt.

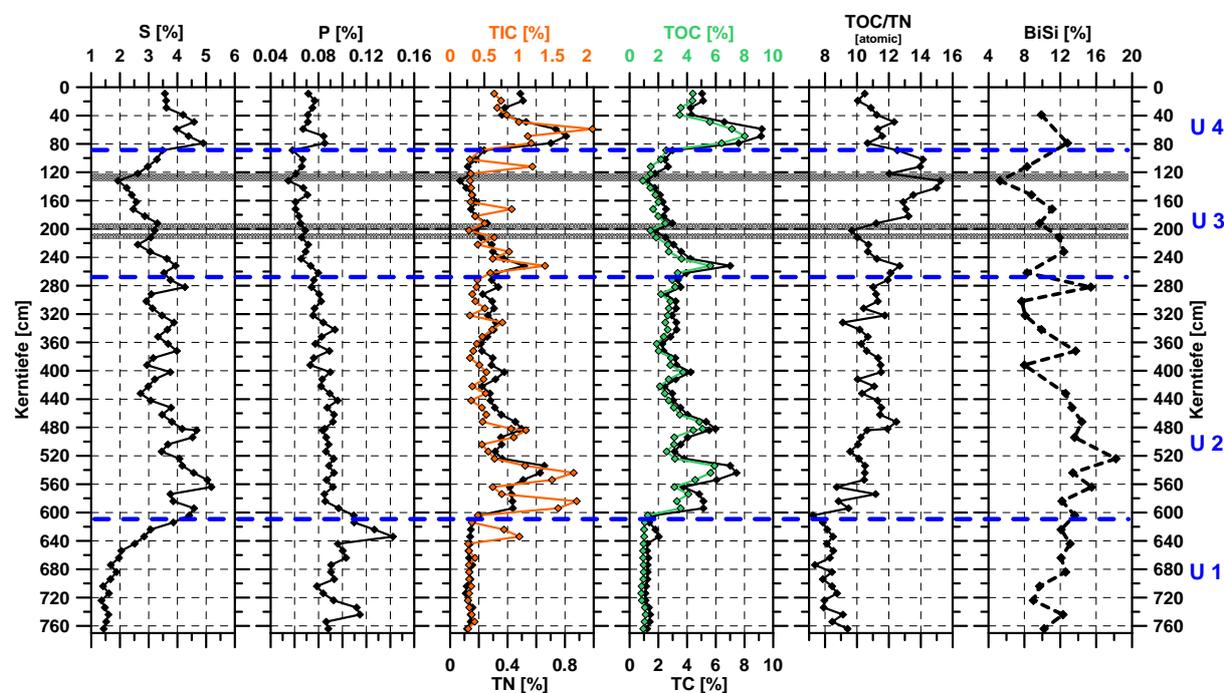


Abb. 30: Kolbenlot LB 1/05. Zusammenstellung der Gehalte an S, TC, TN, TOC, TIC, P, BiSi und TOC/TN-Verhältnis (grau: Sandlagen zwischen 223-127 cm). Die auf Basis der Kernbeschreibung erfolgte Unterteilung in vier Phasen (U I-IV) ist auch in den Proxies der Paläo-Produktivität nachvollziehbar.

Das Verhältnis TOC/TN (Abb. 30) dient als Unterscheidungskriterium zwischen aquatischer (marin/brack/limnisch) und terrestrischer Organik (z.B. LAST 2001). Phytoplankton- (Algen-) dominierte Organik zeigt Verhältnisse unter 10, wohingegen Landpflanzen Verhältnisse über 20 zeigen. In Unit I (770-609 cm) liegen die Verhältnisse zwischen 7,2-9,4 und deuten auf eine Dominanz an aquatischer Organik hin. In Unit II (609-267 cm) nehmen die Verhältnisse langsam zu und zeigen bis etwa 240 cm Schwankungen um 10,8 (8,7-12,7), was auf leicht zunehmenden terrestrischen Einfluss hindeutet. An der Basis der Unit III (267-86 cm) nehmen die Verhältnisse von 12,7 auf 9,7 ab. Minima sind in den Sandlagen zwischen 223-218 cm bzw. zwischen 203-200 cm anzutreffen, was neben einer Abnahme an terrestrischem

Input sicher auch auf einen Korngrößeneffekt zurückzuführen ist. Im Hangenden dieser Sandlagen steigen die Verhältnisse deutlich auf ein Maximum von 15,2 an und bleiben bis 86 cm mit Werten $>12,5$ relativ hoch. Unit IV (86-0 cm) zeigt rückläufige Werte um einen Mittelwert von 11,1 (10,1-12,3).

Neben den Gehalten an TOC, TIC und P kann auch das biogene SiO_2 (BiSi) als Proxy für die Paläoproduktivität herangezogen werden. Ausgehend von der Kernbasis mit etwa 10 % biogenem SiO_2 nehmen die Gehalte kontinuierlich auf ein Maximum (18,2 %) bei 520 cm zu. Danach sind die Werte rückläufig mit deutlichen Schwankungen zwischen 7,7-15,4 %. Nach einem Minimum (5,3 %) bei 130 cm nehmen die Gehalte zum Kerntop wieder auf 10-13 % zu.

3.2.1.4 Geoscannermessungen

Wie bereits in Kap. 2.2.8 erwähnt, wurde der Kern LB 1/05 in Schrittweiten von 250 μm an einem EDX-RF-Scanner von Dr. Rammlmair (BGR Hannover) analysiert. Von den 31 gemessenen Elementen ergaben messtechnisch bedingt (siehe Kap. 2.2.8) nur 8 auswertbare Ergebnisse (Abb. 31). Ein Vergleich dieser semiquantitativen Scannerdaten mit den über die AAS gewonnenen Elementkonzentrationen ist allein wegen der unterschiedlichen Auflösung nur bedingt möglich. So zeigen sich hier in einigen Bereichen unterschiedliche, zum Teil konträre Trends, deren Ursachen bislang nicht zu erklären waren. Sehr wahrscheinlich sind methodische Probleme dafür verantwortlich.

Die Scannerdaten für K zeigen abschnittsweise eine gute positive Korrelation (650-330 cm und 250-150 cm) mit den AAS-Werten, in den restlichen Kernbereichen zeigt sich jedoch eine negative Korrelation.

Ca und Sr zeigen in weiten Bereichen eine sehr gute positive Korrelation vor allem im unteren Kernbereich (770-300 cm). Der deutlichste Unterschied in der oberen Sequenz zeigt sich in nicht nachgezeichneten AAS-Peaks in den Scannerwerten. Die markanten Sandlagen zeigen überwiegend deutliche Ca- und Sr-peaks.

Der Fe-Scan zeigt vor allem in den obersten 120 cm eine positive Korrelation mit den AAS-Daten. Auch im liegenden Bereich (770-260 cm) sind deutliche Parallelen zu erkennen. Zwischen 290-250 cm und 220-170 cm zeigen sich jedoch gegenläufige Trends.

Die Mn-Werte verlaufen in den obersten 120 cm überwiegend parallel zueinander, in den restlichen Bereichen ist abschnittsweise ein gleichläufiger Trend erkennbar, einige Bereiche zeigen hier keine Parallelen zu den AAS-Daten.

Bei den Ti-Werten des Scanners existieren keine Vergleichsdaten mit der AAS. Hier sind drei Bereiche abzugrenzen, eine liegende Sequenz (770-610 cm) mit relativ niedrigen Werten, ein Bereich zwischen 610-85 cm mit um einen Mittelwert schwankenden Trend und eine hangende Sequenz (85-0 cm) mit zunehmenden und stark schwankenden Werten. Deutliche Minima ergeben sich in den Sandlagen.

Für Sc und Co existieren ebenfalls keine Vergleichsdaten. Sc zeigt relativ einheitliche Werte bis auf einige deutliche peaks zwischen, 640-510 cm, 360-300 cm

und zwischen 240-80 cm. Co zeigt niedrige Werte in der liegenden Sequenz (770-610 cm) mit anschließender kontinuierlicher Zunahme der Werte auf ein Maximum bei etwa 35 cm. Danach nehmen die Werte zum Top hin wieder etwas ab.

Neben Sc und Co wird vor allem Ti als Detritus-typisches Element klassifiziert (z.B. ESTERHUES 2000). Dies wird deutlich im Vergleich zum Element Al, das ebenfalls Allochthoneintrag charakterisiert und zum Ti ähnliche Verläufe aufweist. Ein deutlicher Unterschied zeigt sich allerdings zwischen 280-170 cm.

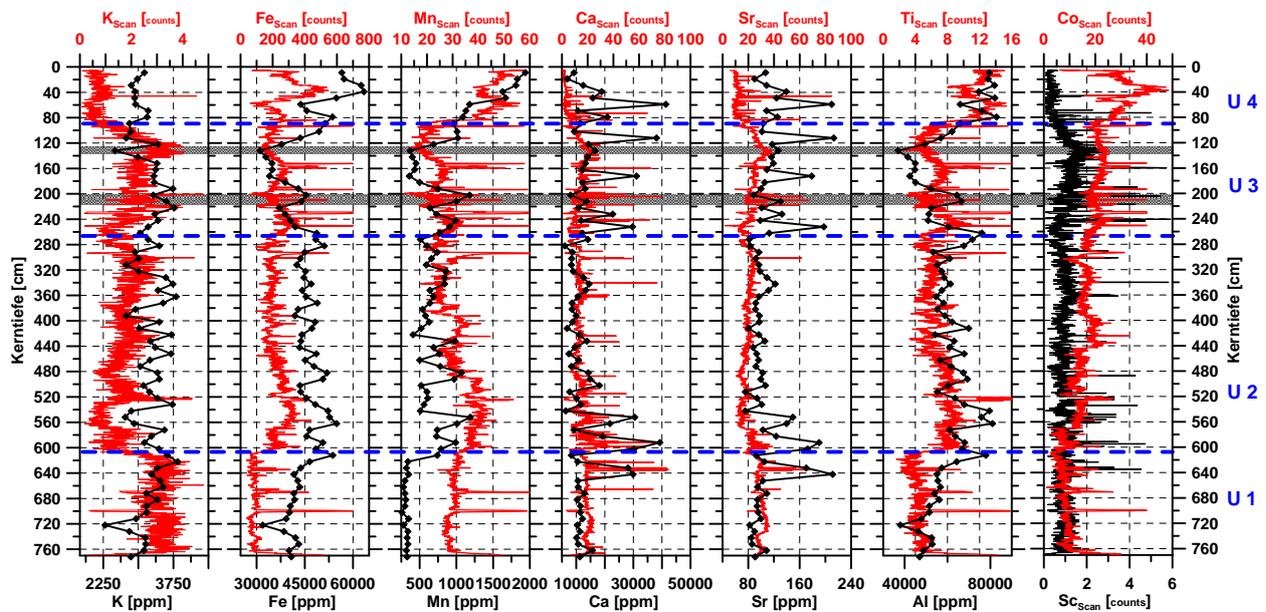


Abb. 31: Semiquantitative Analysen (EDX-RF-Scanner, BGR Hannover) des Kerns LB 1/05 (rot). Zum Vergleich sind jeweils die entsprechenden AAS-Daten (wo vorhanden) aufgetragen. Bei Ti sind zum Vergleich die Al-Gehalte aufgeführt (grau: Sandlagen zwischen 223-127 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

3.2.1.5 Magnetische Suszeptibilität

Die Messung der magnetischen Suszeptibilität (**MS**) erfolgte unmittelbar nach Kernöffnung und erbrachte einen ersten Eindruck über die Variabilität der Sedimente. Die MS beschreibt primär die Magnetisierbarkeit eines Stoffes in Abhängigkeit von Mineralogie und Korngrößenvariationen (verstärkter klastischer Eintrag, Erosions-events). Untergeordnet wirken ein erhöhter Wassergehalt, ein geringerer Kompaktionsgrad und Verdünnungseffekte, wie etwa durch erhöhte Gehalte an TC, vermindern auf die MS. Zur Korrelation der zum Teil überlappend gebohrten Kernsegmente oder auch zur Parallelisierung zwischen Kolbenloten und den dazugehörigen Pilotkernen, die durch den Bohrvorgang oft unterschiedlich stark komprimiert sind, erweist sich die MS als wichtiges Hilfsmittel (vgl. Abb. 32).

Durch das vulkanisch geprägte Umfeld des Untersuchungsgebietes weist der Kolbenlotkern LB 1/05 mit Werten bis $4.595 \cdot 10^{-6}$ SI vergleichsweise hohe Suszeptibilitäten auf. In karbonatischer Umgebung, wie etwa am Prager Wildsee, werden punktuelle Maxima von weniger als $150 \cdot 10^{-6}$ SI erreicht (freundl. mündl. Mitt. A. Thielemann). Die liegende Sequenz (770-646 cm) zeigt mit durchschnittlich $3.330 \cdot 10^{-6}$ SI die höchste MS im gesamten Kern. In den folgenden Kernbereichen

geht die MS deutlich zurück auf Werte um durchschnittlich $300 \cdot 10^{-6}$ SI. Im Abschnitt 485-420 cm steigen die Werte noch mal etwas auf einen Mittelwert von $650 \cdot 10^{-6}$ SI und Maxima bis $1.300 \cdot 10^{-6}$ SI an. Auch die markanten Sandlagen zwischen 223-127 cm produzieren deutliche Peaks bis zu $1.890 \cdot 10^{-6}$ SI.

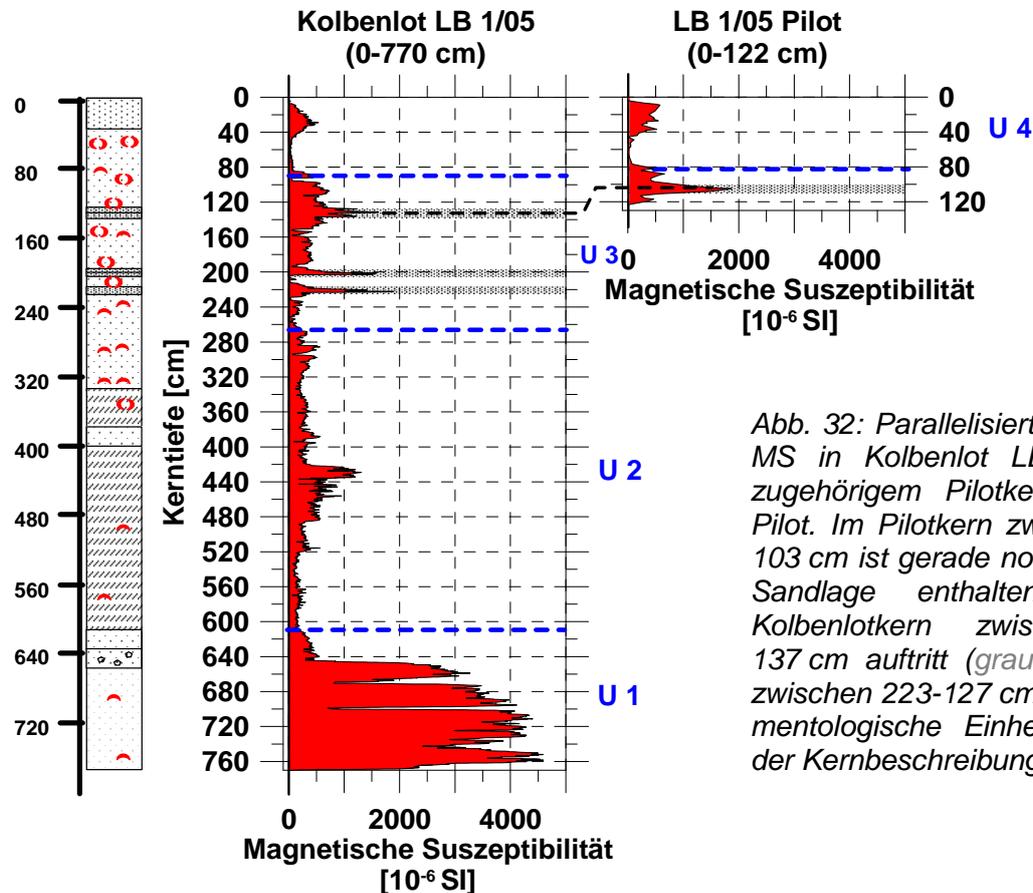


Abb. 32: Parallelisierte Profile der MS in Kolbenlot LB 1/05 und zugehörigem Pilotkern LB 1/05 Pilot. Im Pilotkern zwischen 111-103 cm ist gerade noch die obere Sandlage enthalten, die im Kolbenlotkern zwischen 127-137 cm auftritt (grau: Sandlagen zwischen 223-127 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

3.2.1.6 Datierungsergebnisse

An LB 1/05 wurden insgesamt sieben AMS- ^{14}C -Datierungen in unterschiedlichen Laboren durchgeführt (Tab. 9). Aus Mangel an pflanzlichem Material wurden vor allem Muschelschalen datiert. Dabei wurde versucht, möglichst doppelklappige Exemplare zu verwenden, um die Gefahr von Fehldatierungen durch Umlagerungsprozesse zu minimieren.

Bei den Muschelschalen in den Kerntiefen 69 cm, 131 cm, 203 cm und 219 cm handelt es sich jeweils um doppelklappige, geschlossene Exemplare von *Mactra* sp. Die jeweiligen Klappen sind mit Längen zwischen 0,5-1,5 cm verhältnismäßig klein. Bei den datierten Muscheln in den Tiefen 667 cm (*Tagelus* sp. ?) und 762 cm (Bruchstück, Art nicht bestimmbar) handelt es sich, aus Mangel an Alternativen, um Schalenfragmente. Bei den Pflanzenresten (580 cm) könnte es sich um Gräser handeln.

Die Probe in 203 cm Tiefe wurde direkt an der Basis der bioturbirten Sandlage (203-200 cm) entnommen und zeigt möglicherweise ein Minimalalter für die Sandschüttung (infaunale Lebensweise). Ähnliches gilt für die Schalenklappen bei 219 cm, die am Top der drei Einzellagen (223-218 cm) entnommen wurde. Beide

Proben zeigen exakt das gleiche Alter, die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte unterscheiden sich minimal, ein Laborfehler kann hier nicht ausgeschlossen werden.

Die Muschel aus 131 cm Tiefe wurde aus der Mitte der obersten Sandlage (137-127 cm) entnommen. Wie aus dem Alter-Tiefenmodell (Abb. 33) zu entnehmen, zeigt diese Probe ein inverses Alter bezüglich der beiden liegenden Proben. Ein Resuspensionseffekt, bei dem älteres Material erodiert und erneut abgelagert wurde, erscheint hier wahrscheinlich. Die Datierung ist deshalb kritisch zu betrachten.

Tab. 9: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 1/05 (CALIB REV 5.0.2, siehe Kap. 2.2.9). ERL (Radiokarbonlabor Erlangen), Beta (Beta Analytics, Florida).

Lab. nr.	Tiefe [m]	Material	^{14}C Alter [yr B.P.]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	1 σ (68,3 %) [cal. yr]	2 σ (95,4 %) [cal. yr]
ERL 10639	0,69	Muschel (<i>Macra</i> sp.)	1.645±53	-5,6	684-792 AD	AD 766 (1.184 BP)
ERL 10640	1,31	Muschel (<i>Macra</i> sp.)	3.302±55	-7,4	1.286-1.116 BC	2.982-3.313 (3.148 BP)
Beta 224874	2,03	Muschel (<i>Macra</i> sp.)	2.910±40	-1,5	793-710 BC	2.539-2.770 (2.655 BP)
Beta 224875	2,19	Muschel (<i>Macra</i> sp.)	2.910±40	-1,9	793-710 BC	2.539-2.770 (2.655 BP)
Beta 224876	5,80	Pflanzenrest	4.440±60	-17,0	3.091-2.914 BC	4.841-5.076 (4.959 BP)
Beta 224877	6,67	Muschel (Fragment <i>Tagelus</i> sp.?)	4.890±40	+0,7	3.338-3.221 BC	5.050-5.305 (5.178 BP)
ERL 9204	7,62	Muschel (Fragment)	4.924±66	-0,2	3.382-3.165 BC	5.038-5.436 (5.237 BP)

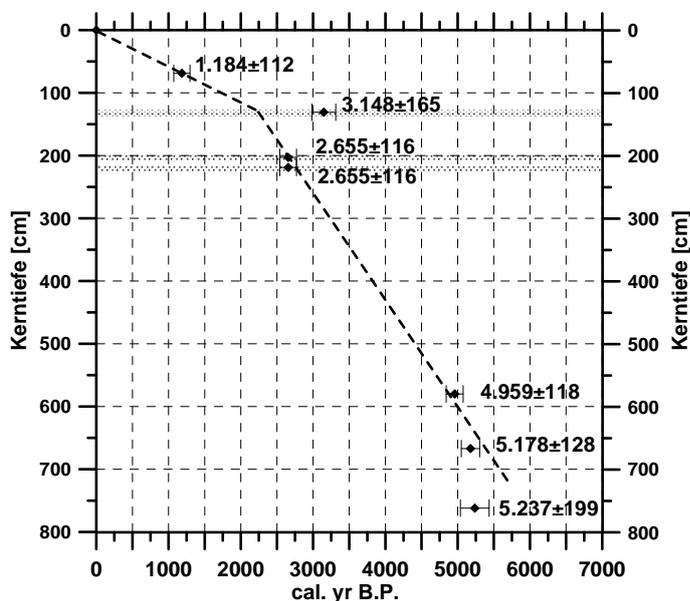


Abb. 33: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 1/05.

x-Achse: Cal. yr B.P. (2 σ)
y-Achse: Kerntiefe [cm]

Die Datierung in 131 cm Tiefe (Sandlage) erscheint zu alt, die Probe in 762 cm zu jung. Die Sandlagen sind grau unterlegt.

Rechnerisch ergibt sich somit für den Bereich zwischen 580-130 cm eine gemittelte theoretische Sedimentationsrate von 1,7 mm/a. Etwa ab dem Bereich der obersten Sandlage (137-127 cm) nehmen die Akkumulationsraten jedoch auf unter 0,6 mm/a ab. Die palynologischen Untersuchungen (Kap. 3.5) zeigen bereits ab etwa 50 cm Tiefe Pollen von *Pinus radiata*, die nach CISTERNAS et al. (2001) frühestens ab 1885 A.D. auftreten. Zum einen lässt dies die Datierung in 69 cm Tiefe (766 A.D.) relativ als zu alt erscheinen. Zum anderen nehmen damit die Sedimentationsraten

mit 50 cm während der letzten 120 Jahre extrem auf über 4 mm/a zu. Geht man von einem verlässlichen Alter der Muschel in 69 cm Tiefe aus, so sind nachfolgend Erosionsereignisse anzunehmen.

3.2.2 Kolbenlot LB 3/05

3.2.2.1 Kernbeschreibung

Der Kolbenlotkern LB 3/05 wurde knapp 3 km nordwestlich von Puerto Domínguez nahe des T_{\max} im zentralen Seebereich aus 7,4 m Wassertiefe entnommen und weist eine korrelierte Gesamtlänge (Kompositlänge) von 1.084 cm auf (Abb. 33). Der zugehörige Pilotkern LB 3/05 Pilot erreicht eine Länge von 90 cm. Im Gegensatz zu Kolbenlot LB 1/05 zeigt sich hier makroskopisch, mit Ausnahme der tiefsten Sequenz, keine deutliche Strukturierung in sedimentologisch unterscheidbare Einheiten. Im Allgemeinen erscheinen die Sedimente dieses Kerns sehr inhomogen und zeigen zum Teil eine krümelige Struktur mit größeren Porenräumen (Entgasung ?) oder sogar (bohrtechnisch verursachten ?) Lücken. Makrofossilien sind selten. Nachfolgend wurde eine Untergliederung in fünf Einheiten vorgenommen:

- Die tiefste **Unit I** (1.084-967 cm) besteht aus auffällig blau-grauen, örtlich rostbraun gefärbten, stark schluffigen Tönen mit steif-plastischer Konsistenz. Organische Reste (Wurzeln ?) waren äußerst selten zu finden.
- Die Tone gehen ins Hangende in kompakte, braune, tonige Schluffe über (**Unit II**, 967-921 cm), die wiederum sehr selten organische Reste (Wurzeln ?) beinhalten. Bei 921 cm ist ein deutlicher Farbwechsel zu erkennen, der eine Diskontinuitätsfläche nachzeichnet.
- An der Basis von **Unit III** (921-706 cm) folgen zuerst etwa 15 cm mächtige, stark sandige Schluffe mit Bruchstücken mariner Bivalven (*Argopecten purpuratus*, *Venus antiqua*), neben Resten brackischer Mollusken (*Kingiella chilienica*, *Chilina cf. ovalis*). Darüber folgen deutlich hellere, graue, sehr homogene, stark tonige Schluffe mit vereinzelt Makrofossilien (Schill).
- **Unit IV** (706-294 cm) besteht aus oliv-grauen, tonigen Schluffen mit sehr wenigen organischen Resten (kleinstückig zerbrochener Schill, Pflanzenreste). Bei 517 cm finden sich einige bis 1 cm große Fischwirbel. Auffällig in diesem Abschnitt ist ein Wechsel von helleren (z.B. zwischen 581-551 cm oder 395-375 cm) zu dunkleren Bereichen (z.B. zwischen 375-360 cm). In der Mitte eines der helleren Abschnitte befindet sich eine schwarz-graue, deutlich von mS zu fS/U gradierte Sandlage (387-384,5 cm). Die Liegendgrenze ist scharf und relativ eben. Eine zweite sehr geringmächtige (2 mm) Sandlage findet sich bei 296 cm.
- Die jüngste **Unit V** (294-0 cm) erscheint auf Grund des höheren Wassergehaltes (Abb. 35) weniger kompakt und besteht aus homogenen, grauen, tonig-sandigen Schluffen mit örtlich krümeliger Struktur. Vereinzelt (zwischen 284-242 cm) finden sich relativ kleine (<1,5 cm) doppelklappige Bivalvenschalen (*Mactra* sp.).

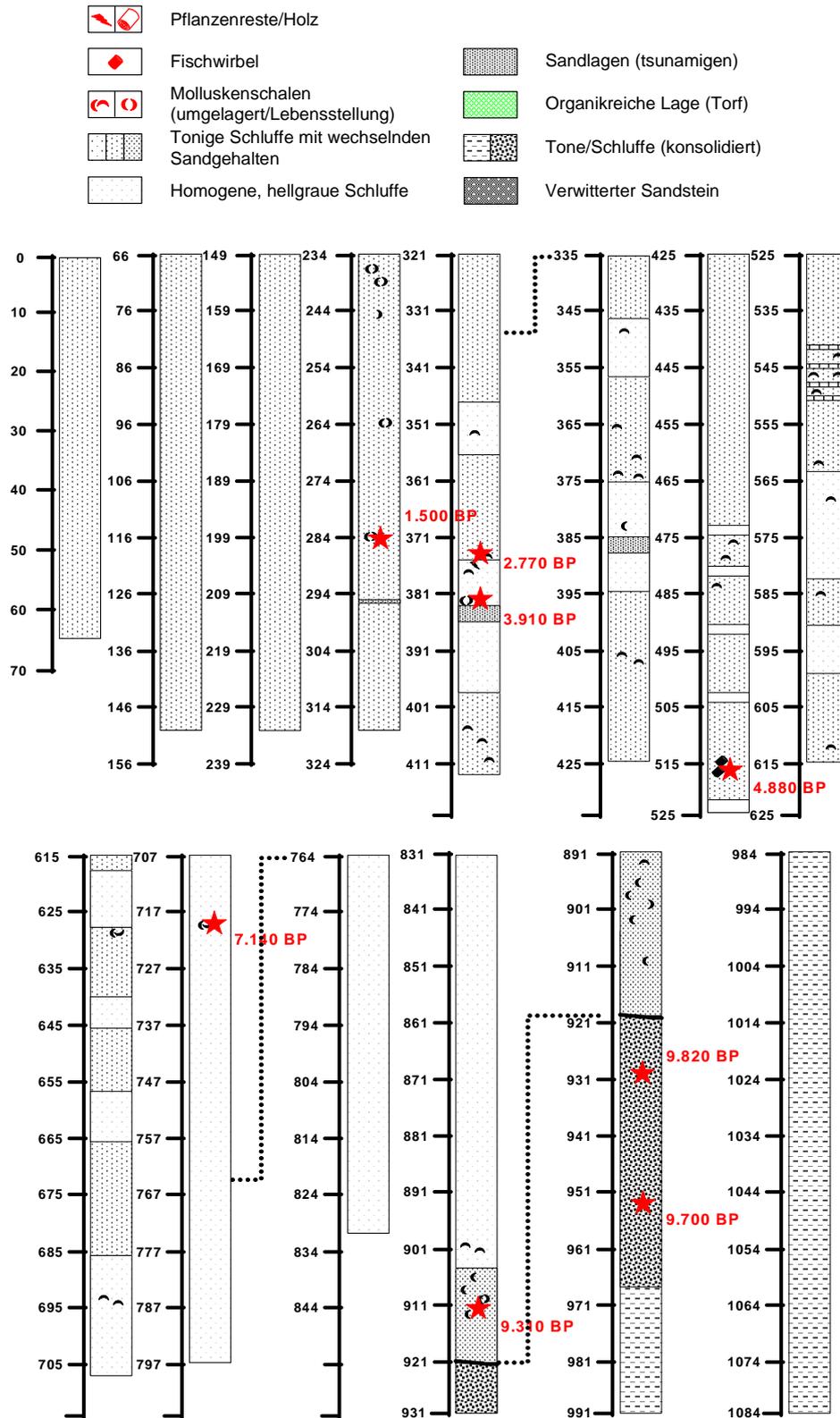


Abb. 34. Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 3/05. Der Kern wurde in insgesamt fünf Schritten gewonnen:

- 1.) 0-413 cm (5 m Bohrkammer)
- 2.) 335-797 cm (5 m Bohrkammer)
- 3.) 764-931 cm (2 m Bohrkammer)
- 4.) 811-991 cm (2 m Bohrkammer)
- 5.) 935-1.084 cm (2 m Bohrkammer)

Die einzelnen Segmente wurden anhand von Markerlagen bzw. über die magnetische Suszeptibilität korreliert. Überlappend gebohrte Kernsegmente sind nicht dargestellt. Die Datierungen (★) sind in cal. yr. B.P. angegeben und in Kap. 3.2.2.5 ausführlich beschrieben.

3.2.2.2 Korrelation mit der Sedimentechographie

Die sedimentechographischen Aufzeichnungen im Kernbereich LB 3/05 zeigen keine Eindringung in das Sediment, wodurch eine Parallelisierung mit dem erbohrten Kernprofil unmöglich ist. Der tiefste Punkt der Sees wurde als Kernentnahmepunkt ausgewählt, um eine möglichst lückenlose Sedimentabfolge mit einer hohen zeitlichen Auflösung zu erhalten. Durch den überdurchschnittlichen Kerngewinn von knapp 11 m wurden an dieser Stelle die stratigraphisch tiefsten Schichten aller Seebohrungen, mit Ausnahme der Bohrung LB 10/05, erreicht. Die in Bohrung LB 3/05 erreichten Basisschichten („bläuliche Tone“) entsprechen vermutlich den in der Sedimentechographie (Kap. 3.1.3) gedeuteten Basisreflektoren.

3.2.2.3 Sedimentologisch-mineralogische und geochemische Analysen

Nach der Korngrößenanalyse (KG) (Laser Diffraction Particle Size Analyser) besteht Kolbenlot LB 3/05, mit Ausnahme der Basis (1.084-1.000 cm), an der Mittel- und Feinschluffe ($>5,5 \Phi$) dominieren, überwiegend aus schlecht sortierten ($S_o=2,1-1,6$) Grobschluffen ($<6 \Phi$). Die Schiefe liegt überwiegend im Bereich positiv bis stark positiv ($S_k=0,1-0,5$). Die mittlere KG ist mit Werten um $5,3 \Phi$ im Vergleich zu Kolbenlot LB 1/05 (Mittelwert: $5,8 \Phi$) um eine halbe Φ -Klasse gröber, jedoch ist der Tonanteil mit durchschnittlich 6 Vol.-% höher als in LB 1/05 (durchschnittlich 2,2 Vol.-%). Der Schluff- und Sandanteil liegt bei 68 Vol.-% bzw. 25 Vol.-%. Generalisiert sind fünf charakteristische Einheiten auszugliedern, deren Grenzen mit der sedimentologischen Ansprache (Kap. 3.2.2.1) gut übereinstimmen:

Die Basis („bläuliche Tone“, 1.084-1.000 cm) zeigt mit bis zu 24 Vol.-% Ton den höchsten Feinanteil im gesamten Kern. Der Sandanteil liegt hier unter 7 Vol.-%. Im darauffolgenden Abschnitt nimmt der Sandanteil sukzessive bis auf ein Maximum von fast 37 Vol.-% bei 913 cm zu, der Tonanteil geht entsprechend auf unter 5 Vol.-%, der Schluffanteil von >80 Vol.-% auf etwa 58 Vol.-% zurück. Dieser geringmächtige Horizont, der in der Kernbeschreibung auf Grund der zahlreichen marinen Makrofossilien auffällig war, zeigt auch durch die extrem schlechte Sortierung und die negative Schiefe unübliche Charakteristika im Vergleich zum restlichen Kern. Im Folgenden geht der Sandanteil wieder zurück und der übrige Abschnitt der Unit III (921-706 cm) erscheint relativ homogen mit einem Schluffanteil zwischen 68-84 Vol.-% und einem Sandanteil zwischen 9-28 Vol.-% (Ton zwischen 4-7 Vol.-%).

In Unit IV (706-294 cm) variieren die verschiedenen Gehalte relativ stark (Schluff: 51-82 Vol.-%, Sand: 9-45 Vol.-%, Ton: 3-9 Vol.-%). Die markante Sandlage (387-384,5 cm) lag nicht im Beprobungsraster und wurde für die KG-Analyse nicht gesondert beprobt.

In der hangenden Unit V (294-0 cm) zeigt sich durch die stetige Zunahme des Sandanteils von 21 Vol.-% auf >40 Vol.-% bei einer gleichzeitigen Abnahme des Schluffgehaltes von 72 Vol.-% auf <50 Vol.-% eine sukzessive Vergrößerung zum Kerntop hin.

Die Wassergehalte (**WG**) in Kolbenlotkern LB 3/05 nehmen auf Grund der üblichen von unten nach oben abnehmenden Kompaktion der Sedimente von etwa

33 Gew.-% an der Basis bis auf etwa 74 Gew.-% am Top zu. Der Verlauf zeichnet deutlich die sedimentologischen Grenzen entsprechend der Kernbeschreibung nach. In Unit I (1.084-967 cm) treten trotz hoher Tongehalte die niedrigsten WG zwischen 33-38 Gew.-% auf. In Unit II (967-921 cm) nehmen die WG kurzfristig etwas zu (46-51 Gew.-%) und bleiben in Unit III (921-706 cm) auf relativ homogenen 41-48 Gew.-%. In Unit IV (706-294 cm) schwanken die Werte zwischen 51-66 Gew.-% und nehmen schließlich in Unit V (294-0 cm) bis zum Kerntop auf Maxima von bis zu 74 Gew.-% zu.

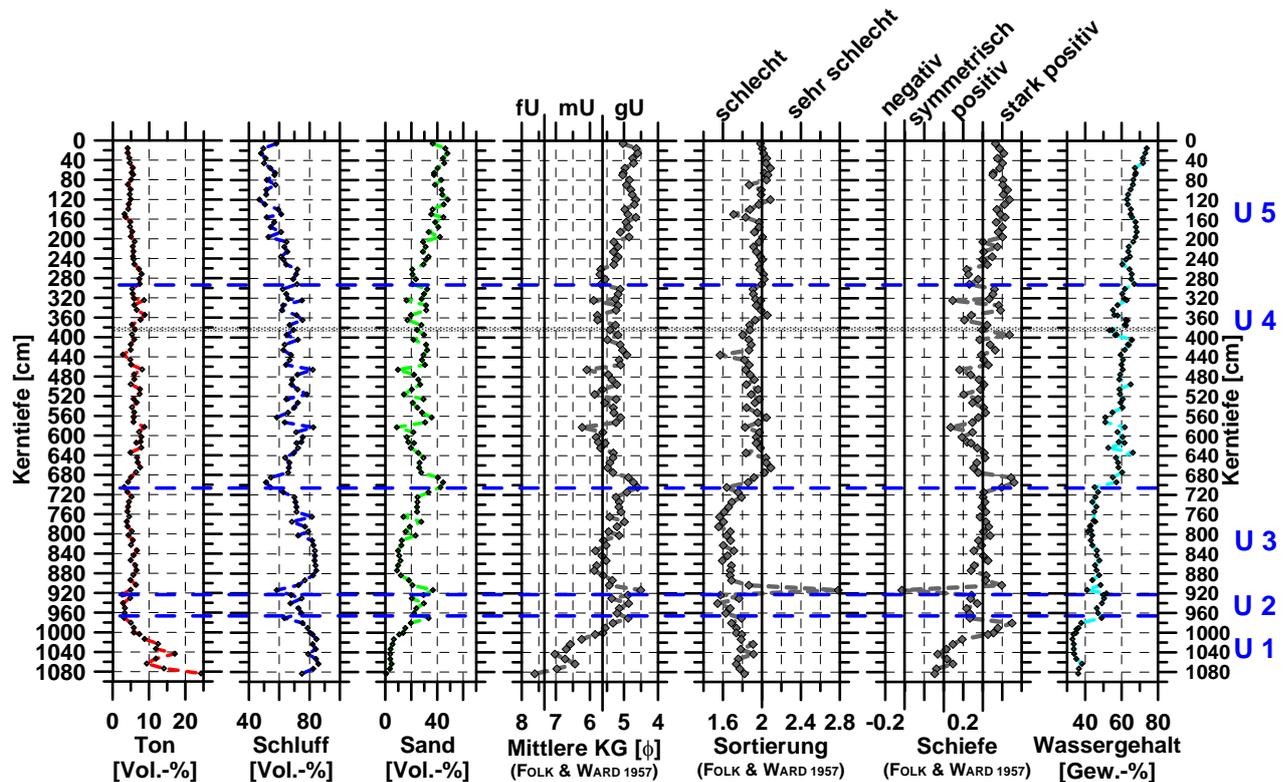


Abb. 35: Korngrößenverteilung, -parameter und Wassergehalt (auf Feuchtmasse bezogen) des Kolbenlotkerns LB 3/05. (grau: Sandlage zwischen 387-384,5 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

Die röntgendiffraktometrischen Pulveranalysen (XRD), die im Abstand von durchschnittlich 45 cm über den gesamten Kern verteilt durchgeführt wurden, zeigen auch hier ein sehr reichhaltiges Mineralgemenge (Abb. 36). Neben dem fraglichen Cristobalit (vgl. Kap. 3.2.1.3) konnten in nahezu allen Proben Quarz, Feldspäte, Pyrit und Halit identifiziert werden. Untergeordnet treten Gips, Glimmer, Calcit, Magnetit und Pyroxene auf. In der liegenden Sequenz dominieren Quarz und Glimmer, die in den hangenden Kernabschnitten zurücktreten, in denen Pyrit deutlich zunimmt.

Die über die **AAS** gemessenen Hauptelemente (Na, K, Mg, Fe, Mn, Ca, Sr, Al) zeigen, entsprechend zu Kern LB 1/05, eine starke Varianz im Kernverlauf (Abb. 37). Mit wenigen Ausnahmen entspricht die geochemische Unterteilung den sedimentologischen Einheiten (Unit I-V) aus der Kernbeschreibung (Kap. 3.2.2.1).

Der Gehalt an Na nimmt, mit Ausnahme zweier Ausreißerwerte zwischen 1.000-990 cm (1,54-1 %) von der Kernbasis mit Werten um 0,35 % zum Kerntop stetig zu auf Werte um 1,78 %. Wie unter Kap. 3.2.1.3 angemerkt, stammt Na sowohl

aus Feldspäten, als auch aus Halit und reflektiert somit ein detritisch-endogenes Mischsignal.

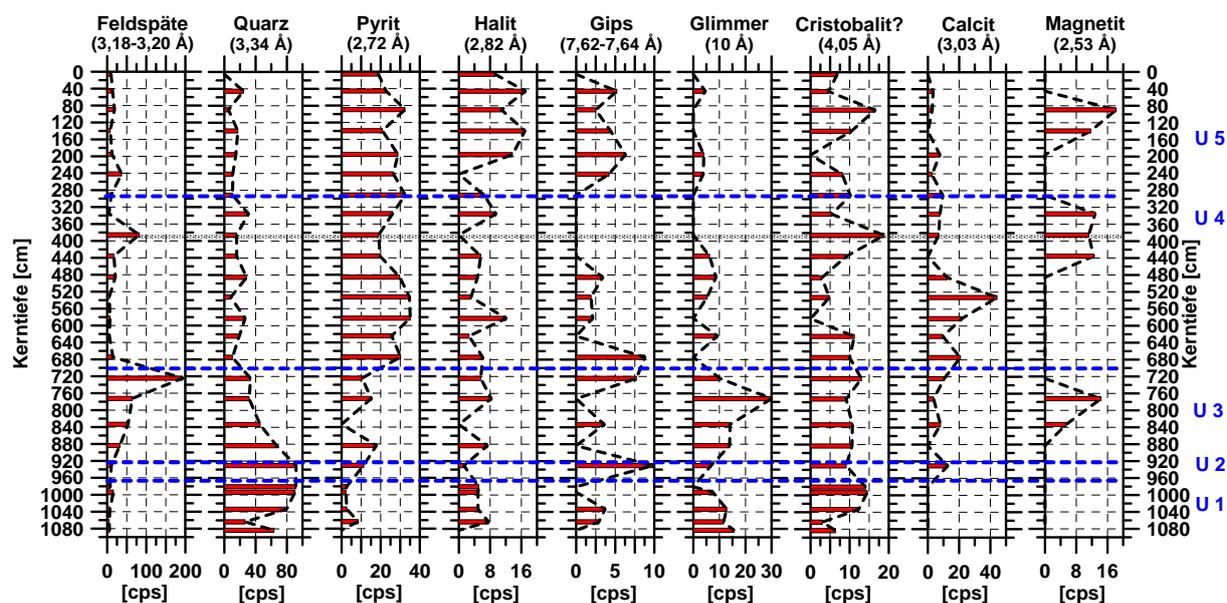


Abb. 36: Qualitative/semiquantitative mineralogische Auswertung des Kolbenlotkerns LB 3/05 über die Peak-Höhen der angegebenen Hauptreflexe (XRD-Analyse) (grau: Sandlage zwischen 387-384,5 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

K schwankt im gesamten Kernverlauf zwischen 0,22-0,71 % und reflektiert sehr gut den Verlauf der Tongehalte (Abb. 35). Entsprechend der KG-Analyse werden hier die höchsten K-Gehalte an der Basis („bläuliche Tone“, 1.084-1.020 cm) erreicht. Nach einem Minimum (0,22 %) in Unit II (967-921 cm) sind die K-Werte in Unit III (921-706 cm) mit durchschnittlich 0,41 % etwas erhöht und bleiben anschließend bis zum Kerntop relativ konstant um einen Mittelwert von 0,39 %.

Fe (4,2-11,7 %), Al (5,5-14,6 %), und Mn (0,015-0,35 %) erreichen in diesem Kern die höchsten Werte aller analysierten Seekerne. Über weite Kernbereiche verlaufen die drei Elemente nahezu parallel zueinander. Unterschiede zeigen sich vor allem bei Mn an der Kernbasis. Al und Fe erreichen an der Basis von Unit I („bläuliche Tone“, 1.084-967 cm) ihre jeweiligen Maxima (Al: 14,6 %, Fe: 11,7 %) und gehen anschließend deutlich zurück. Mn dagegen zeigt Minimalwerte (0,015 %) an der Basis, die bis etwa 980 cm kontinuierlich zunehmen (0,15 %). Unit II (967-921 cm) zeigt relativ konstante, um die jeweiligen Mittelwerte schwankende Gehalte (Fe: 6,3 %, Al: 8,7 %, Mn: 0,14 %). Zu Beginn der Unit III (921-706 cm) zeigen alle drei Elemente (zusammen mit Mg, Ca und Sr) einen deutlichen Peak (Fe: 10 %, Al: 10,7 %, Mn: 0,35 %), auf den ausgesprochen homogene Verhältnisse mit sehr geringen Gehalten folgen (Mittelwerte: Fe: 4,8 %, Al: 6,6 %, Mn: 0,05 %). Bis zum Kerntop zeigen Fe und Mn eine leichte Zunahme und mehr oder weniger starke Schwankungen um den jeweiligen Mittelwert (Fe: 6,1 %, Mn: 0,11 %). Al zeigt nur bis etwa 260 cm entsprechend schwankende Werte um durchschnittlich 8,6 %, darüber steigen die Werte bis etwa 80 cm wieder auf sehr homogene Gehalte um 9,8 % an. Ab 80 cm bis zum Top geht Al wieder zurück auf ebenfalls relativ homogene Gehalte um 8,6 %.

Die Mg-Werte (0,11-0,71 %) zeigen über nahezu die gesamte Kernlänge, speziell im Bereich zwischen 900 cm und Kerntop, bezüglich der Fe- und Al-Gehalte

gegenläufige Trends. An der Basis (1.084-900 cm) sind relativ niedrige, nach oben ansteigende Werte charakteristisch. Mg zeigt ebenso, wie Fe, Mn, Ca und Sr einen extrem hohen Wert an der Basis der Unit III (913 cm). Im gesamten Kern schwankt Mg zwischen 0,11-0,71 %.

Die Elemente Ca und Sr zeigen eine sehr gute positive Korrelation zueinander. Im Allgemeinen schwanken die Werte zwischen 0,15-4,99 % für Ca und zwischen 0,005-0,14 % für Sr. Neben einigen Einzelpicks, wie z.B. bei 990 cm (Ca: 1,32 %, Sr: 0,14 %) oder 764 cm (Ca: 2,6 %, Sr: 0,03 %) sind beide Elemente im Bereich zwischen 560-460 cm deutlich erhöht (Maxima: Ca: 4,99 %, Sr: 0,019 %). Die übrigen Bereiche sind relativ homogen. Im oberen Kernbereich zwischen 70-50 cm sind noch einmal erhöhte Werte zu beobachten (Maxima: Ca: 1,79 %, Sr: 0,014 %). Wie bereits unter Kap. 3.2.1.3 erwähnt, stammen beide Elemente wohl überwiegend aus den Skeletten kalkabscheidender Lebewesen. Die röntgendiffraktometrische Analyse ergab entsprechend der hohen Ca-Gehalte zwischen 560-460 cm auch eine deutliche Zunahme an Calcit (CaCO₃) in diesem Bereich (siehe Abb. 36), der sehr wahrscheinlich aus Foraminiferen oder Ostracoden stammt.

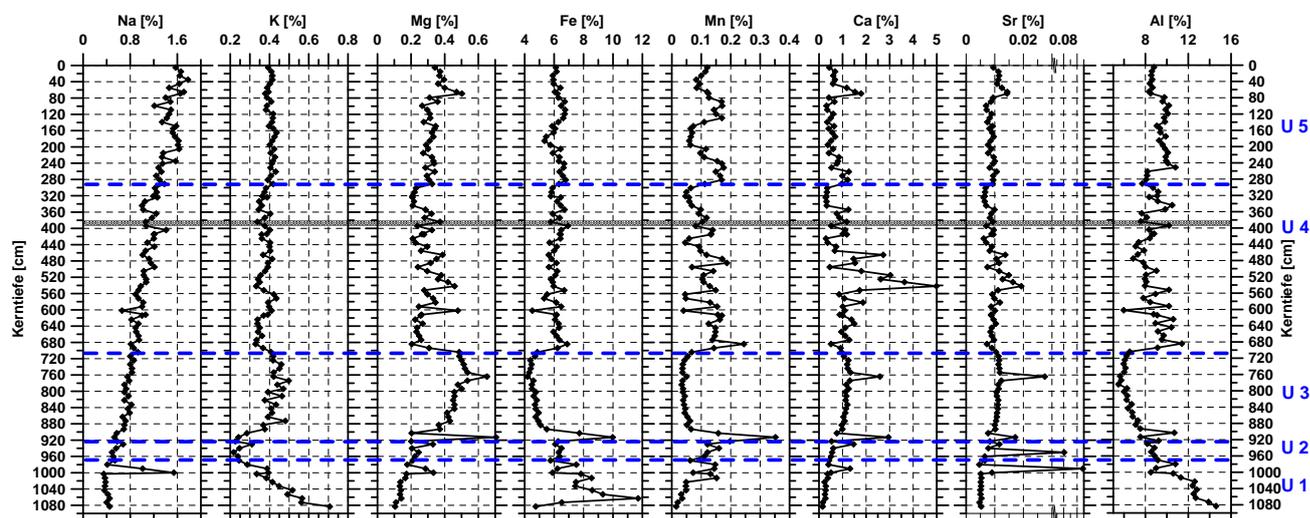


Abb. 37: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) des Kolbenlotes LB 3/05 (grau: Sandlage zwischen 387-384,5 cm). Die aus der Kernbeschreibung übernommene Unterteilung in sedimentologische Einheiten (U I-V), wird von der Geochemie nachgezeichnet. Man beachte die wechselnde X-Achsenkalibrierung bei Sr.

Die Schwefelgehalte (S) (Abb.38) zeigen an der Basis (1.084-1.020 cm) die geringsten Werte zwischen 0,03-0,06 % und steigen anschließend bis etwa 700 cm etwas an, bleiben aber, bis auf wenige Peaks bei 1.000-990 cm (Maximum: 5,35 %) und um 900 cm (Maximum: 4,35 %), unter 2,4 %. Erst im Bereich über 700 cm nehmen die S-Gehalte deutlich auf durchschnittlich 5,5 % zu und bleiben bis etwa 400 cm relativ homogen auf diesem sehr hohen Niveau. Ausnahmen stellen die beiden „negativen“ Peaks bei 602 cm (1,19 %) und zwischen 572-562 cm (~4 %) dar. Zwischen 400-290 cm schwanken die S-Gehalte deutlich um 4,35-5,96 %. Nach dem Maximum bei 281 cm (6,45 %) fallen die Gehalte bis zum Kerntop stetig auf etwa 3,2 % ab.

Gesamt-Phosphor (P) zeigt nur an der Basis bis zu einer Kerntiefe von etwa 800 cm erhöhte und deutlich schwankende Werte zwischen 0,04-0,23 %. Darüber bleiben die Gehalte bis etwa 410 cm relativ homogen auf Werten um durchschnittlich

0,08 %. Der Peak bei 764 cm mit einem sehr hohen Wert von 0,64 % wurde doppelt gemessen und stellt keinen Messfehler dar (Phosphor mineral ?). Ab 410 cm nehmen die P-Gehalte kontinuierlich bis auf 0,14 % um 70 cm zu, bis zum Kerntop gehen die Gehalte wieder etwas zurück.

Gesamtkohlenstoff (TC) und -stickstoff (TN) zeigen nahezu parallele Profilverläufe. Die Gehalte schwanken im Kernverlauf zwischen 0,46-6,87 % (TC) und 0,04-0,59 % (TN). An der Basis bis etwa 706 cm sind die Werte mit Ausnahme der Sequenz zwischen 1.000-900 cm, in der deutliche Schwankungen auftreten (TC: 1,3-5 %, TN: 0,05-0,46 %), sehr homogen und auffällig niedrig mit Werten unter 1,2 % (TC) bzw. unter 0,09 % (TN). In Unit IV (706-294 cm) sind drei Untereinheiten zu differenzieren. Im unteren Segment zwischen 700-550 cm variieren die Gehalte relativ stark im Intervall 0,9-5,5 % (TC) bzw. 0,06-0,39 % (TN). Zwischen 550-400 cm steigen die Werte allgemein an auf 4,15-6,6 % (TC) bzw. 0,31-0,56 % (TN). Im oberen Segment (400-300 cm), in dem sich auch die markante Sandlage befindet, sind die Werte allgemein wieder etwas niedriger (TC: 2,7-5,3 %, TN: 0,21-0,44 %). In Unit V (294-0 cm) zeigen sich durchschnittlich die höchsten Werte des gesamten Kerns (TC: 4,31-6,87 %, TN: 0,41-0,59 %), mit einem deutlichen Rückgang zwischen 140-70 cm (Minima: TC: 3,1 %, TN: 0,28 %).

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC) sind mit bis zu 6,2 % vergleichsweise hoch und entsprechen durchschnittlich etwa 85 % des Anteils an TC.

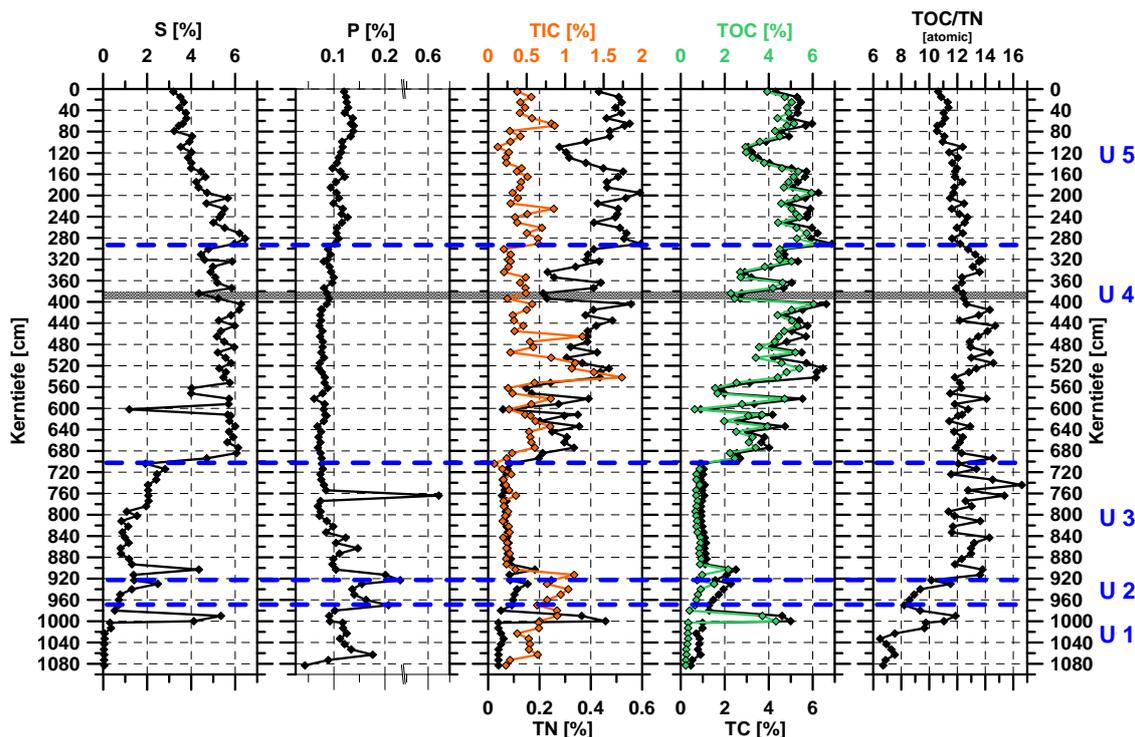


Abb. 38: Kolbenlot LB 3/05. Zusammenstellung der Gehalte an S, P, TN, TC, TOC, TIC und dem Verhältnis TOC/TN. Die auf Basis der Kernbeschreibung erfolgte Unterteilung in fünf Units (U I-V) ist auch in den Proxies der Paläoproduktivität nachvollziehbar (grau: Sandlage zwischen 387-384,5 cm). Man beachte die wechselnde X-Achsenkalierung bei P.

Wie bereits unter Abschnitt 3.2.1.3 beschrieben, sind die Gehalte an anorganischem Kohlenstoff (TIC), die im Kolbenlot LB 3/05 unter 1,7 % liegen und einem berechneten Karbonatgehalt von <15 % entsprechen, als autochthon zu deuten

(kalkabscheidende Organismen). Der Peak im TIC-Gehalt bei 542 cm entspricht zum einen dem Maximum des Ca-Gehaltes in der AAS (vgl. Abb. 37), zum anderen ist in der röntgendiffraktometrischen Analyse Calcit (CaCO_3) vor allem im Bereich zwischen 500-600 cm verstärkt nachzuweisen (vgl. Abb.36).

Die TOC/TN-Verhältnisse in Kolbenlot LB 3/05 zeigen im Vergleich zu LB 1/05 keine markanten Unterschiede hinsichtlich der Herkunft der Organik. Die Verhältnisse liegen im gesamten Kern bei vergleichsweise hohen Werten über 10. Ausnahmen davon zeigen nur die Abschnitte 1.084-1.003 cm bzw. 980-940 cm, in denen Werte zwischen 10-6,5 erreicht werden. In Unit III (921-706 cm) schwanken die Verhältnisse sehr stark um einen Mittelwert von 13,1 (11,4-16,6). In Unit IV (706-294 cm) zeigen sich etwas homogenere Werte um 12,9 (11,5-14,8). Erst in Unit V (294-0 cm) gehen die Verhältnisse etwas zurück (Mittelwert $11,6 \pm 1,1$) und erreichen am Kerntop Werte um 10,5.

3.2.2.4 Magnetische Suszeptibilität

Auch der Kolbenlotkern LB 3/05 weist, wie unter Punkt 3.2.1.5 bereits erläutert, vorwiegend durch das vulkanisch geprägte Umfeld des Untersuchungsgebietes örtlich sehr hohe Suszeptibilitäten auf (Abb. 39).

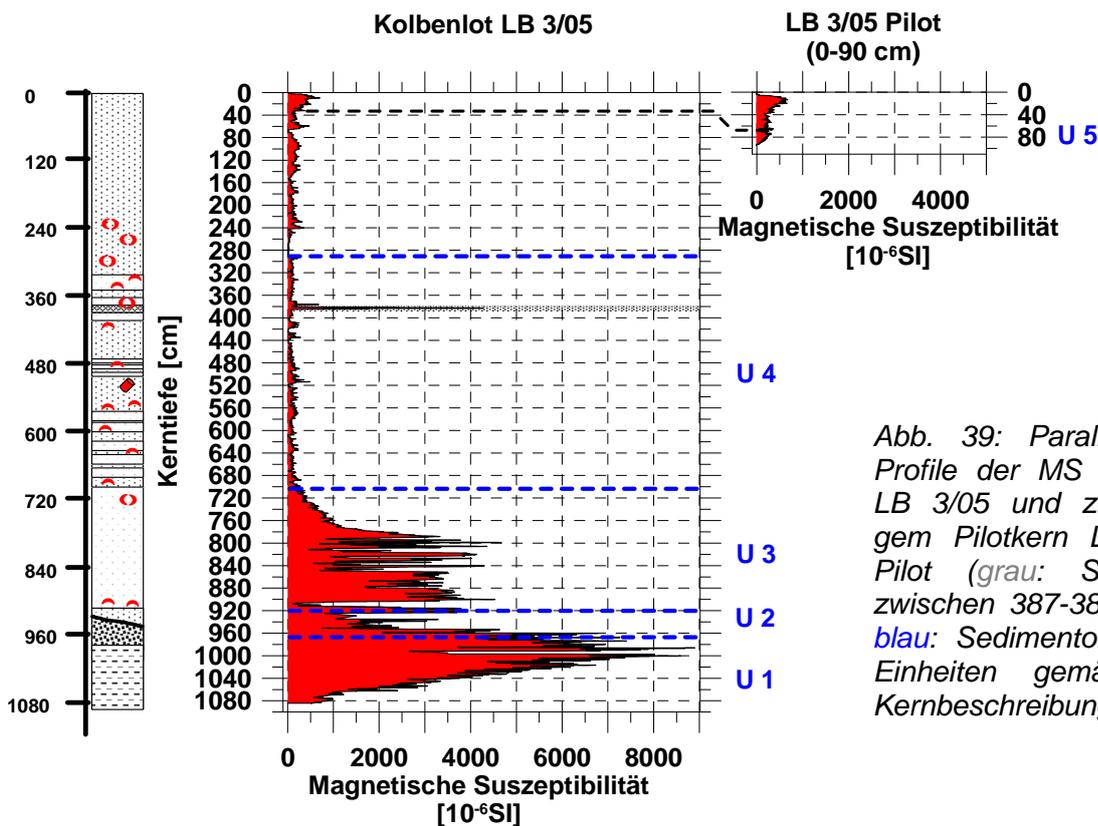


Abb. 39: Parallelisierte Profile der MS in Kern LB 3/05 und zugehörigem Pilotkern LB 3/05 Pilot (grau: Sandlage zwischen 387-384,5 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

In der liegenden Sequenz (1.084-960 cm) ist die MS mit Werten bis zu $8.900 \cdot 10^{-6}$ SI sogar doppelt so hoch, wie die Maxima in LB 1/05. Vermutlich durch den hohen Kompaktionsgrad der feinkörnigen Sedimente mit steifer Konsistenz an der Basis des Kerns LB 3/05 werden diese vergleichsweise sehr hohen Werte erreicht. Nach einem starken Rückgang der MS unter $500 \cdot 10^{-6}$ SI im Kernbereich zwischen 960-900 cm, steigen die Werte zwischen 900-700 cm wieder auf durch-

schnittlich $2.000 \cdot 10^{-6}$ SI an. Der Kurvenverlauf ist in diesem Kernbereich vor allem zwischen 900-800 cm durch größere bohrtechnisch bedingte Diskontinuitäten und eine körnige Textur der Sedimente sehr unruhig. Im weiteren Kernverlauf bleibt die MS relativ konstant auf geringen Werten unter $150 \cdot 10^{-6}$ SI mit Ausnahme der markanten Sandlage zwischen 387-384,5 cm, in der ein Maximum von über $4.200 \cdot 10^{-6}$ SI erreicht wird. In den jüngsten 40 cm des Kerns nehmen die Suszeptibilitäten wieder leicht zu, bleiben aber unter $700 \cdot 10^{-6}$ SI.

3.2.2.5 Datierungsergebnisse

Aus Kolbenlot LB 3/05 wurden insgesamt acht Proben entnommen und zur AMS- ^{14}C -Altersbestimmung an das Radiokarbonlabor Erlangen geschickt (Tab. 10). Entsprechend zu Kern LB 1/05 wurden auch hier, neben wenigen pflanzlichen Resten und einem Fischwirbel, vor allem Muschelschalen datiert.

Bei den Muscheln in Tiefen von 284 cm, 384 cm und 720 cm handelte es sich jeweils um doppelklappige Exemplare von *Mactra* sp. mit Längen zwischen 0,5-1 cm. Die Fischwirbel in 517 cm Tiefe wurden nicht näher bestimmt. Die Probe in 912 cm bestand aus einem Bruchstück von *Argopecten purpuratus*, die wahrscheinlich während des Bohrvorganges zerbrochen wurde. Bei den Pflanzenresten in 376 cm Tiefe handelte es sich wahrscheinlich um *Phragmites* sp. Die Datierungen der Proben in 973 cm bzw. 949 cm wurden an sehr geringen Mengen organischer Reste (Wurzeln ?) vorgenommen.

Tab. 10: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 3/05 (CALIB REV 5.0.2, siehe Kap. 2.2.9). ERL (Radiokarbonlabor Erlangen).

Lab. nr.	Tiefe [m]	Material	^{14}C Alter [yr B.P.]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	1 σ (68,3 %) [cal. yr]	2 σ (95,4 %) [cal. yr]
ERL 10641	2,84	Muschel (<i>Mactra</i> sp.)	1.948±53	-2,6	394-536 AD	AD 451 (1.499 BP)
ERL 10642	3,76	Pflanzenrest (<i>Phragmites</i> ?)	2.673±56	-25,7	845-756 BC	2.680-2.860 (2.770 BP)
ERL 10643	3,84	Muschel (<i>Mactra</i> sp.)	3.933±60	-7,8	2.051-1.878 BC	3.732-4.091 (3.912 BP)
ERL 10644	5,17	Fischwirbel	4.651±63	-8,3	3.006-2.861 BC	4.697-5.060 (4.879 BP)
ERL 10645	7,20	Muschel (<i>Mactra</i> sp.)	6.625±66	-0,2	5.291-5.128 BC	6.976-7.293 (7.135 BP)
ERL 10646	9,12	Muschel (<i>Argopecten</i> sp.)	8.667±70	-6,5	7.479-7.315 BC	9.139-9.478 (9.309 BP)
ERL 10647	9,49	Pflanzenrest	8.759±170	-29,9	7.973-7.581 BC	9.434-10.214 (9.824 BP)
ERL 10648	9,73	Pflanzenrest	8.700±116	-28,2	7.831-7.567 BC	9.441-9.953 (9.697 BP)

Wie aus dem Alter-Tiefenmodell (Abb. 40) ersichtlich, erscheint die Probe in 384 cm Tiefe in Relation zur benachbarten Probe (376 cm) als zu alt und ist deshalb kritisch zu betrachten. Die Probe stammt unmittelbar vom Top der Sandlage (387-384,5 cm). Es ist demnach mit hoher Wahrscheinlichkeit von Umlagerungsprozessen auszugehen, trotz doppelklappiger Erhaltung der datierten Muschel.

Rechnerisch ergibt sich über den gesamten Kern gemittelt eine theoretische Sedimentationsrate von 1,11 mm/a. Zwischen dem jüngsten Alter in 284 cm Tiefe (1.500 cal. yr B.P.) und dem Kerntop existieren keine weiteren Datierungen. Da der Kern im Seetiefsten entnommen wurde, sind größere Erosionsevents wohl unwahrscheinlich. Unter dieser Annahme errechnen sich während der letzten 1.500 Jahre höhere Sedimentationsraten von bis zu 2 mm/a.

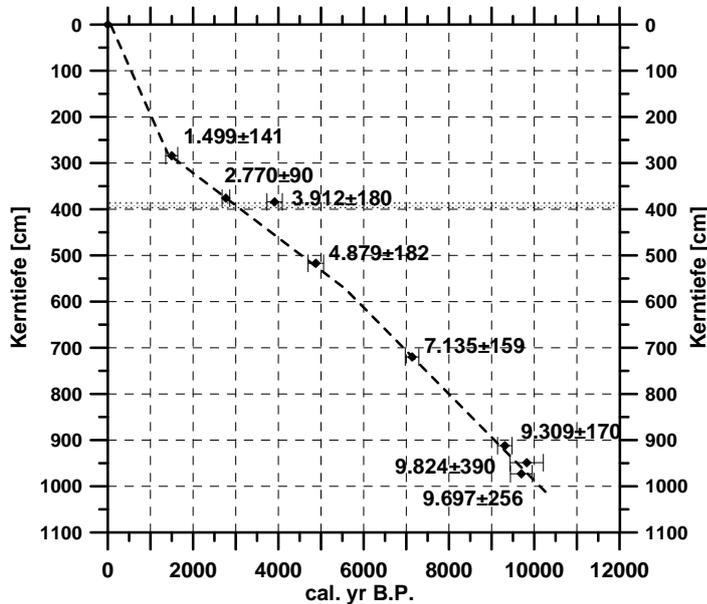


Abb. 40: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 3/05.

x-Achse: Cal. yr B.P. (2 σ)
y-Achse: Kerntiefe [cm]

Die Datierung in 384 cm Tiefe erscheint zu alt. Die unterlagernde Sandlage (graue Linie) lässt vermuten, dass es sich um älteres, umgelagertes Material handelt.

3.2.3 Kolbenlot LB 4/05

3.2.3.1 Kernbeschreibung

Der Kolbenlotkern LB 4/05 wurde etwa 2,7 km vom Pazifik entfernt aus 3,3 m Wassertiefe entnommen und weist eine korrelierte Gesamtlänge (Kompositlänge) von 605 cm auf. Der zugehörige Pilotkern LB 4/05 Pilot erreichte eine Länge von 93 cm. Die Sedimentoberfläche ist gestört. Beim Bohrvorgang waren aus dem Sediment starke Gasaustritte in die Wassersäule zu beobachten. Generalisiert besteht der Kern aus überwiegend fossilreichen Schluffen (vor allem Molluskenschalen und Pflanzenreste) mit zwischengeschalteten Schilllagen und Bereichen aus makroskopisch fossilfreien, deutlich vom umgebenden Sediment abgegrenzten Sandhorizonten (Abb. 41). Die gröberen Lagen erschwerten durch die erhöhte Reibung am Kernrohr den Bohrvortrieb erheblich.

- Die liegende **Unit I** (605-462 cm) besteht aus relativ homogenen, grauen, tonig-sandigen Schluffen mit wenigen bis 3 cm großen, doppelklappig erhaltenen Bivalven (*Mactra* sp.) und zwei Gastropoden bei 599 cm und 489 cm (*Nassarius gayi*).
- In **Unit II** (462-308 cm) folgen zuerst graue Schluffe mit einer deutlichen Anhäufung von Muschelschill (v.a. *Mactra* sp., *Mytilus* sp.), daneben fanden sich auch Pflanzenreste (Blätter) und eine Gastropode (*Nassarius gayi*).

Über einer markanten, unebenen Grenze folgt eine deutlich von Grob- zu Feinsand gradierte, schwarze Sandlage von etwa 8 cm Mächtigkeit (450-442 cm). Makroskopisch waren bis auf ein Schalenbruchstück (*Mytilus* sp.) keine weiteren Fossilien in dieser Sandlage zu finden. Darüber folgen wieder Schluffe mit unterschiedlich starker Schill-Anreicherung.

Ab etwa 434 cm nehmen die Schalenbruchstücke deutlich ab, es dominieren wieder relativ homogene, graue Schluffe mit nur vereinzelt, doppelklappig erhaltenen Bivalven (*Mactra* sp.).

Zwischen 382-366 cm folgen zwei weitere makroskopisch fossilfreie Sandlagen. Die Grenzen sind diffus, Gradierung ist jeweils deutlich zu erkennen.

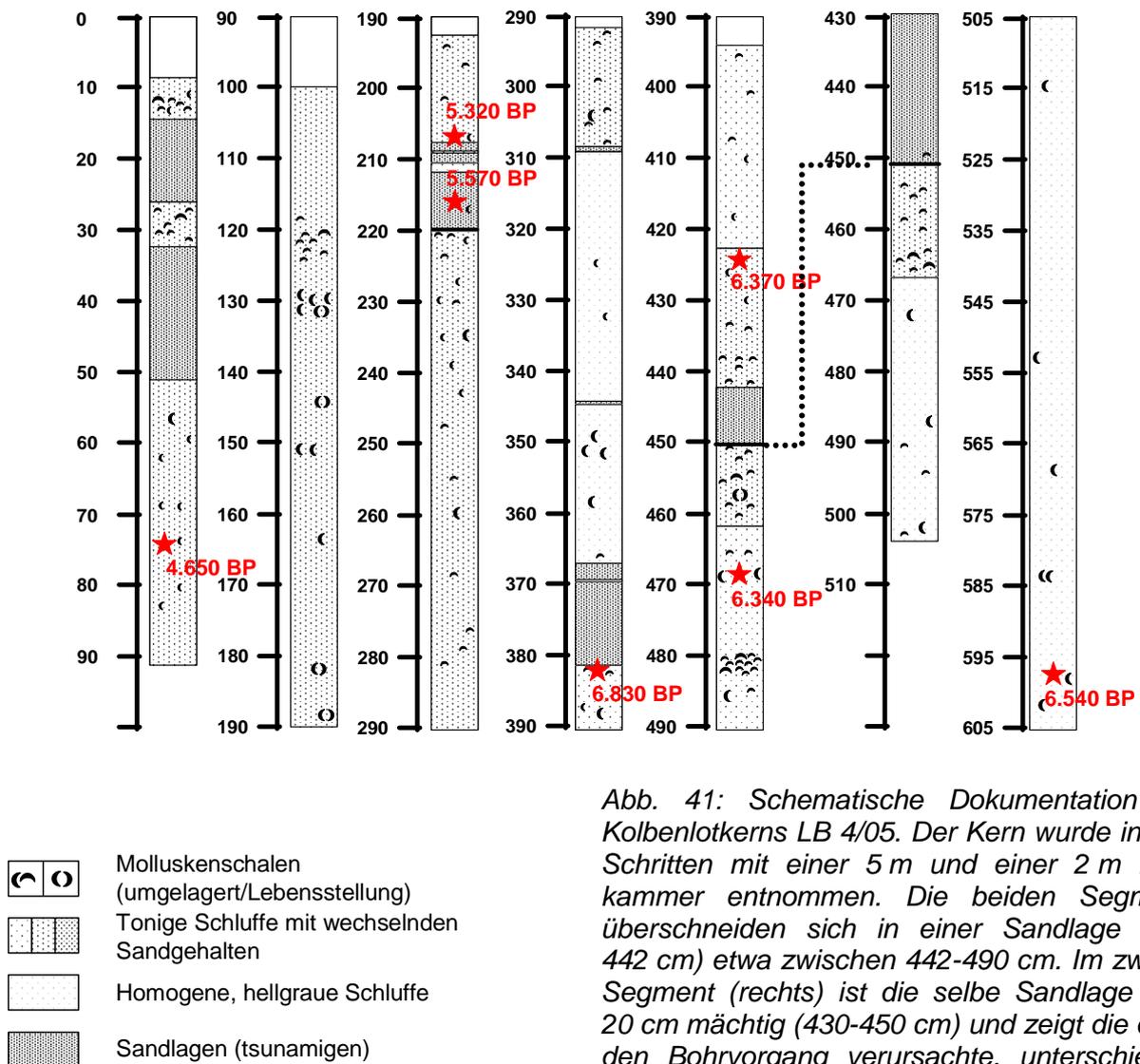


Abb. 41: Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 4/05. Der Kern wurde in zwei Schritten mit einer 5 m und einer 2 m Bohrkammer entnommen. Die beiden Segmente überschneiden sich in einer Sandlage (450-442 cm) etwa zwischen 442-490 cm. Im zweiten Segment (rechts) ist die selbe Sandlage etwa 20 cm mächtig (430-450 cm) und zeigt die durch den Bohrvorgang verursachte, unterschiedlich starke Komprimierung. Die Datierungen (★) sind in cal. yr BP angegeben und in Kap. 3.2.3.5 ausführlich behandelt.

- **Unit III** (308-0 cm) zeigt bis zum Kerntop wiederum eine starke Zunahme an diversen Mollusken- (*Mactra* sp., *Mytilus* sp., *Chilina* cf. *ovalis*, *Littoridina* cf. *cumingii*, *Kingiella chilénica*) und Pflanzenresten (Makrophyten ?, Blätter). Zwischengelagert sind weitere markante Sandlagen:

Zwischen 220-207 cm finden sich zwei unterschiedlich ausgebildete Sandlagen. Die obere Lage (210-207 cm) ist durch eine dünne Schlufflamelle in jeweils zwei 1,5 cm mächtige Einzellagen geteilt und besteht überwiegend aus Mittelsand. Die Liegendgrenze ist scharf, das Top ist durch eine von oben nach unten erfolgte Bioturbation überprägt. Die untere Lage (220-212 cm) ist mit 8 cm deutlich mächtiger, etwas feinkörniger (Feinsand), relativ homogen und undeutlich gradiert. Auch hier ist die Liegendgrenze sehr scharf ausgebildet, die Obergrenze ist diffus. Beide Sandlagen sind makroskopisch fossilfrei.

Zwischen 51-33 cm bzw. zwischen 26-14 cm folgen weitere relativ homogene Sandlagen. Die Grenzen zum Nebensediment sind hier undeutlich zu erkennen. Wie bei den übrigen Sandlagen beschrieben, sind Molluskenreste selten oder fehlen komplett.

3.2.3.2 Korrelation mit der Sedimentechographie

Im Kernbereich LB 4/05 war trotz hoher Gasgehalte, die beim Bohrvorgang zu beobachten waren, in der Sedimentechographie eine relativ gute Untergrundaufklärung möglich. Dies erlaubte eine grobe Zuordnung der einzelnen Reflektoren zur sedimentologischen Kernabfolge (Abb. 42). Angepasst an die höheren Dichten des Sedimentkörpers wurde eine im Vergleich zu den Laufzeiten im Wasser (1.472 m/s) erhöhte mittlere Schallgeschwindigkeit von 1.700 m/s angenommen (nach DAUT 1998).

Die ausgeprägte sedimentologische Inhomogenität des gesamten Kerns resultiert in den Echogrammen in einer charakteristischen Reflektivität. Vor allem die zwischengeschalteten Sandhorizonte lassen sich hier deutlich verfolgen. In Bereichen mit geringerer Wasserbedeckung dünnen die einzelnen Lagen aus. Die tieferen Reflektoren zeichnen im Bereich des Kernentnahmepunktes ein deutliches Relief (Eintalung) nach, das sich bis etwa 8 m u. NN verfolgen lässt.

Gemäß der Differenzierung des Sedimentkörpers nach der Sedimentechographie (Kap. 3.1.3) ist der gesamte Kern LB 4/05 auf Grund deutlicher, paralleler Reflektoren der jüngsten akustischen Sequenz I zuzuordnen. Die Datierungen zeigen jedoch relativ hohe Alter, was dieser Eingruppierung widerspricht (siehe Kap. 3.2.3.5).

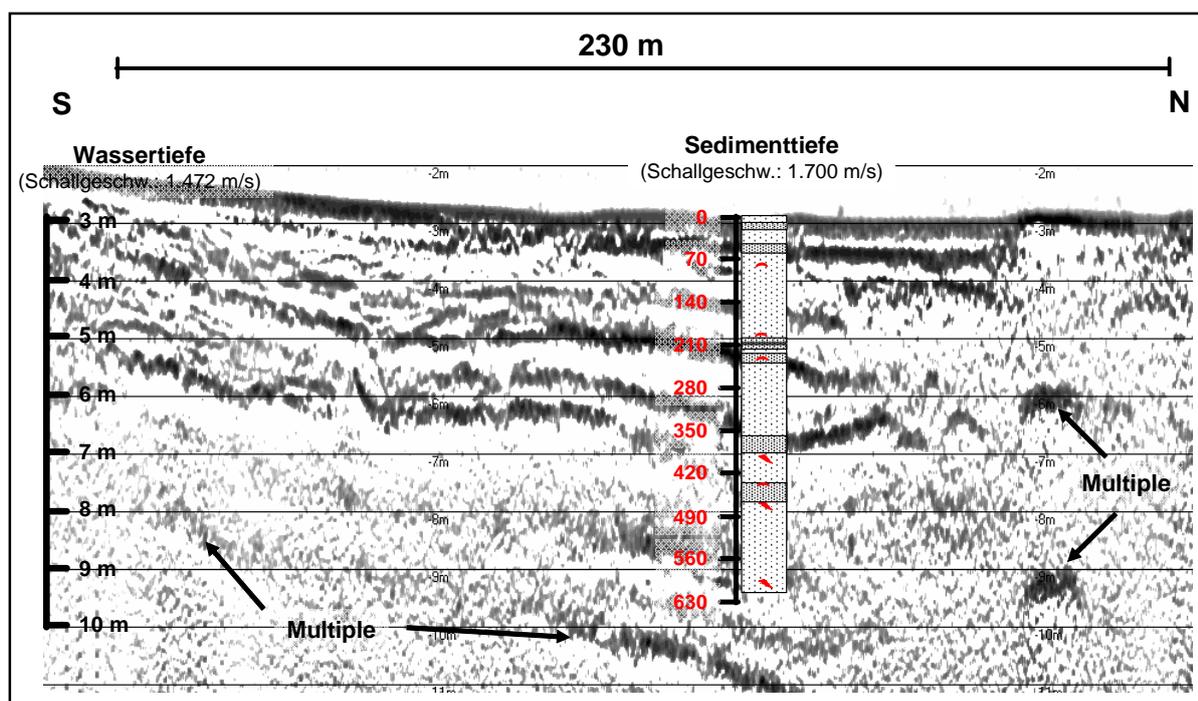
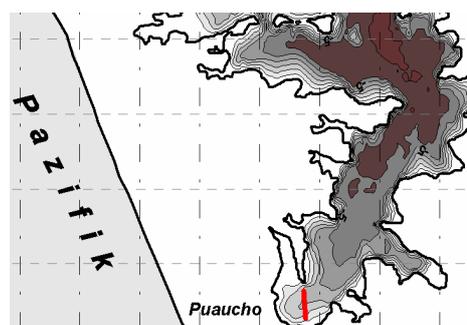


Abb. 42: Parallelisierung der sedimentologischen Einheiten in Kern LB 4/05 mit dem Sedimentechogramm (Profilverlauf, siehe rechts). Die deutlichen subparallelen Reflektoren lassen sich mit einzelnen Sandlagen korrelieren. Die tieferen Reflektoren zeichnen eine etwa 60 m breite Eintalung nach, die von darüber folgenden Schichten sukzessive ausgeglichen wurde.



3.2.3.3 Sedimentologische und geochemische Analysen

Die Korngrößenanalyse (**KG**) des Kerns LB 4/05 (Abb. 43) (Laser Particle Size Analyser) ergab zwei unterschiedliche Sedimentationstypen. Zum einen besteht die „Normalsedimentation“ aus schlecht sortierten ($S_o=2-1,6$) Mittel- und Grobschluffen ($5-6,5 \Phi$) mit positiver, d. h. feinkörniger Schiefe ($S_k=0,1-0,3$). Die zahlreichen Sandlagen zeigen im Vergleich dazu deutlich unterschiedliche Parameter. Die mittlere KG liegt hier im Feinsandbereich ($<4 \Phi$), der Grad der Sortierung ist etwas besser ($S_o=1,6-0,7$) und alle Sandlagen zeigen eine sehr stark positive Schiefe ($S_k=>0,6$).

Die Ton-, Schluff- bzw. Sandgehalte in der „Normalsedimentation“ verlaufen relativ homogen und variieren zwischen 4,3-16 Vol.-% (Ton), 61,8-85 Vol.-% (Schluff) bzw. 6,9-32 Vol.-% (Sand). In den Sandlagen geht der Gehalt an Ton, bzw. Schluff auf Minima von 0,8 Vol.-%, bzw. 6,5 Vol.-% zurück, bei Sandmaxima von bis zu 92,8 Vol.-%.

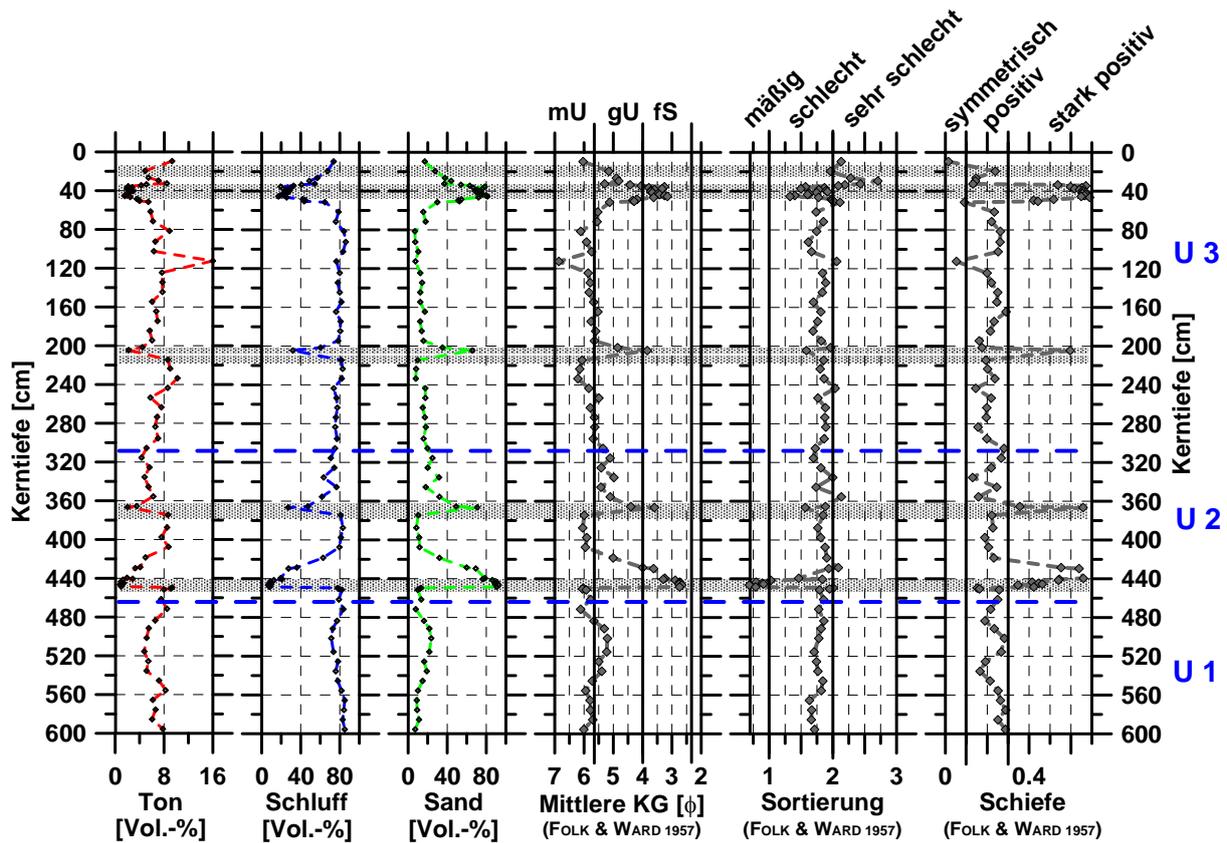


Abb. 43: Korngrößenverteilung und -parameter Kolbenlotkern LB 4/05 (grau: Sandlagen, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

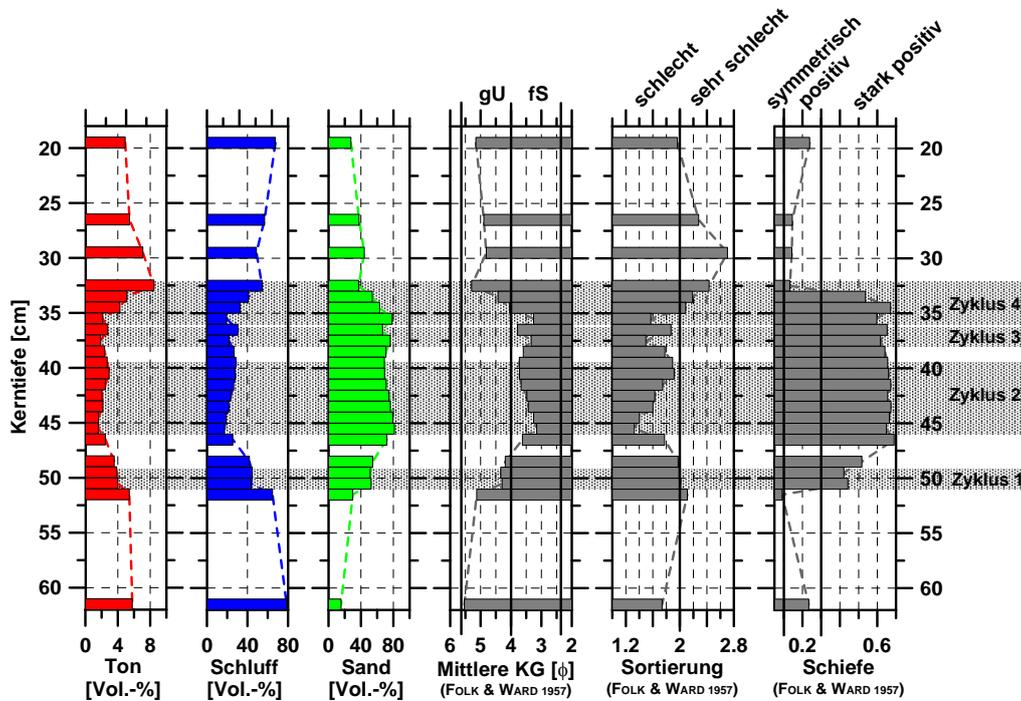


Abb. 44: Detaillierte Korngrößenanalyse der Sandlage zwischen 51-33 cm aus Kolbenlotkern LB 4/05. Zum Vergleich sind die Parameter des Nebensediments zwischen 19-62 cm dargestellt. Die einzelnen Parameter verdeutlichen eine Unterteilung der Sandlage in vier einzelne Zyklen (grau unterlegt).

Die Sandlagen im Bereich 450-442 cm und 51-33 cm wurden kontinuierlich, mit je einer ein Zentimeter umfassenden Probe analysiert. Hierbei wird die in der Kernbeschreibung angesprochene Gradierung deutlich. Zusätzlich zeigen sich in den jeweiligen Sandlagen, am deutlichsten in der oberen Lage (51-33 cm), oszillierende Gehalte in den einzelnen KG-Fractionen, woraus sich bis zu vier Zyklen ablesen lassen (Abb. 44). Charakteristisch für einen Zyklus ist der plötzliche Anstieg des Sandgehaltes an der Basis, gefolgt von abnehmenden Sandgehalten bis zum Top jedes Zyklus mit gleichzeitiger Zunahme der Ton- und Schlufffraktion. Der Grad der Sortierung nimmt von der Basis zum Top jedes einzelnen Zyklus jeweils deutlich ab. Betrachtet man alle vier Einzelzyklen, zeigt die oberste Folge die schlechteste Sortierung. Die Schiefe in der gesamten Sandlage ist, abgesehen vom untersten Zyklus, sehr stark positiv ($Sk = >0,6$).

In den Sedimenten des Kolbenlotes LB 4/05 wurden, wie in LB 1/05 und LB 3/05, über die **AAS** die Konzentrationen von acht Hauptelementen (Na, K, Mg, Al, Ca, Sr, Fe, Mn) bestimmt. Auch hier zeigt sich im gesamten Kernverlauf eine starke Varianz der einzelnen Elemente (Abb. 45), die die beschriebene durch die zahlreichen Sandlagen verursachte Inhomogenität der Sedimente widerspiegelt.

Die Na-Gehalte schwanken in einem Intervall zwischen 0,48-1,15 %. Die Maxima werden an der Kernbasis erreicht und gehen anschließend bis zum Top der Unit I (605-462 cm) deutlich zurück. Im Bereich der Sandlagen zeigen die Na-Gehalte Minima, im Nebensediment schwanken die Werte um 0,8 %.

Die Gehalte an K (0,18-0,43 %) zeigen in weiten Bereichen zum Na parallele Verläufe. Auch hier werden Minima im Bereich der Sandlagen erreicht, wohingegen im Nebensediment, vor allem in Unit I und II relativ homogene Verläufe zu beobachten sind. In Unit III (308-0 cm) werden ab etwa 200 cm die höchsten Gehalte erreicht, die zum Kerntop wieder deutlich zurückgehen.

Fe (2,6-5,5 %) und Al (3,1-5,5 %) zeigen über den gesamten Kernbereich nahezu parallele Verläufe. Auch hier werden die Minima in den Sandlagen erreicht, eine Ausnahme stellt die oberste Lage (26-14 cm) dar, in der die jeweiligen Maxima auftreten. Das Nebensediment zeigt relativ geringe Schwankungsbreiten (Fe: 3,3-4,5 %, Al: 3,4-5,1 %).

Die Mn-Gehalte (0,03-0,15 %) verlaufen sehr homogen durch den gesamten Kern, nur im obersten Abschnitt (ab ~60 cm) steigen die Werte deutlich an. Hier zeigen sich keine Matrix- bzw. KG-Effekte in den Sandlagen.

Im Vergleich zu den Kolbenlotkernen LB 1/05 und LB 3/05 zeigt Kern LB 4/05 die höchsten Gehalte an Ca (1,0-14,2 %), Mg (0,4-1,0 %) und Sr (0,01-0,06 %). Die hohen, sehr gut korrelierenden Ca- und Sr-Gehalte sind auf die beschriebenen zahlreichen Kalkschalenreste (Schilllagen) zurückzuführen. Die höchsten Mg-Werte treten, wie bereits in LB 1/05 beschrieben, in oder im Hangenden der Sandlagen auf. Es ist zu vermuten, dass Mg aus höher salinaren Lösungen (Salzwasser) stammt, die im Porenraum der Sedimente ausgefällt wurden.

Paläoproduktivitätsparameter, wie P, TC, TN und S, wurden in Kern LB 4/05 nicht gemessen.

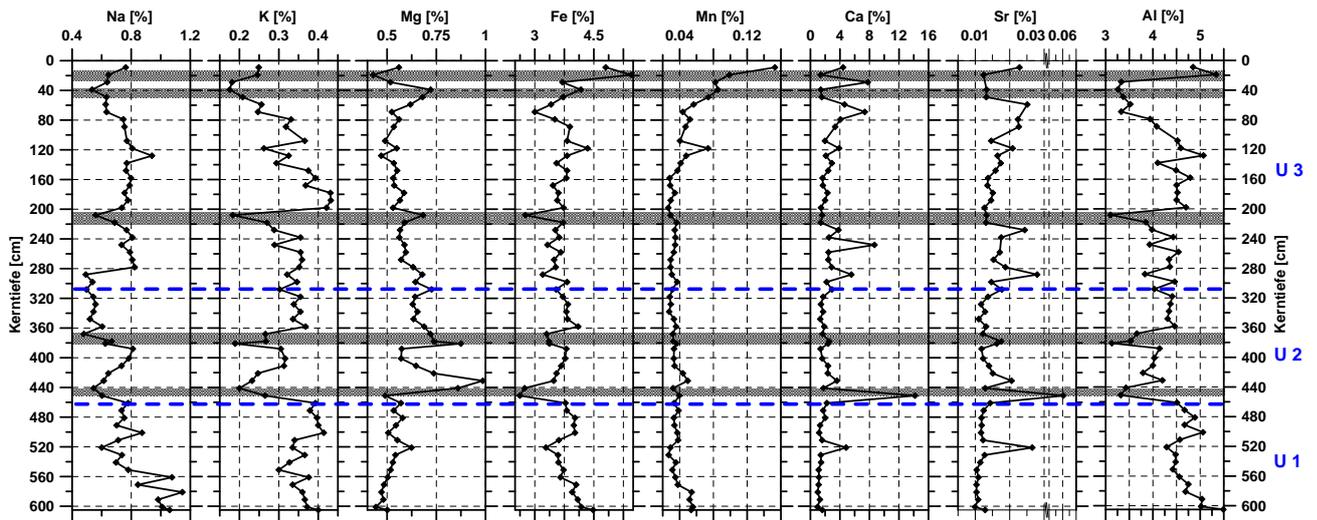


Abb. 45: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) des Kolbenlotes LB 4/05 (grau: Sandlagen, blau: Sedimentologische Einheiten (U I-III) gemäß der Kernbeschreibung). Man beachte die wechselnde X-Achsenkalierung bei Sr.

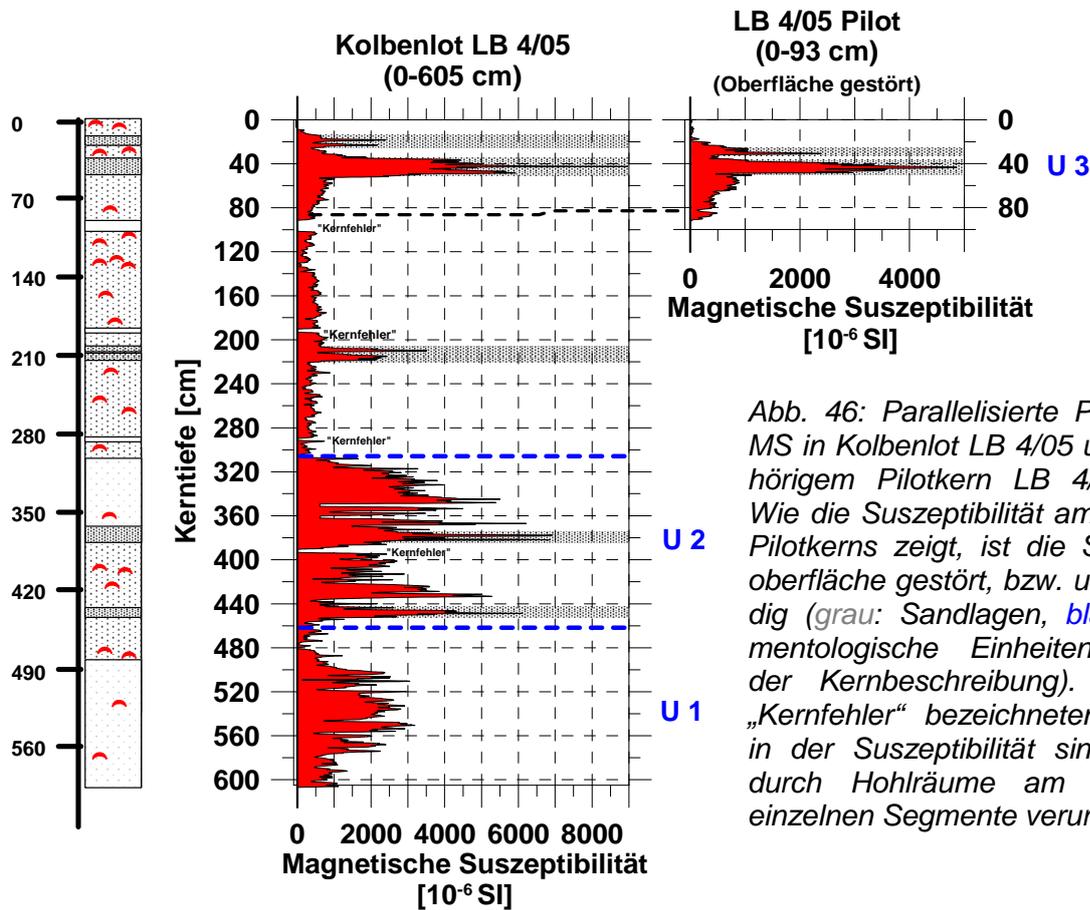


Abb. 46: Parallelisierte Profile der MS in Kolbenlot LB 4/05 und zugehörigem Pilotkern LB 4/05 Pilot. Wie die Suszeptibilität am Top des Pilotkerns zeigt, ist die Sedimentoberfläche gestört, bzw. unvollständig (grau: Sandlagen, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung). Die mit „Kernfehler“ bezeichneten Lücken in der Suszeptibilität sind jeweils durch Hohlräume am Top der einzelnen Segmente verursacht.

3.2.3.4 Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität (MS) zeigte in Kern LB 4/05, entsprechend der starken Variabilität der Sedimente, sehr unterschiedliche Werte (Abb. 46). An der Basis bis etwa 490 cm schwankt die MS noch im Bereich zwischen $1.000-3.000 \cdot 10^{-6}$

SI. Nach einer Phase mit geringen Werten ($<700 \cdot 10^{-6}$ SI) zwischen 490-455 cm steigt die MS deutlich an und zeigt eine starke Varianz mit Werten zwischen $1.000-7.000 \cdot 10^{-6}$ SI. Vor allem die markanten Sandlagen in dieser Sequenz ergeben die sehr hohen Werte der MS. Bei etwa 307 cm geht die MS bis zum Kerntop deutlich auf Werte unter $700 \cdot 10^{-6}$ SI zurück. Ausnahmen stellen wiederum die Sandlagen zwischen 220-207 cm, 51-33 cm bzw. zwischen 26-14 cm dar, die bei 42 cm ein Maximum von $8.970 \cdot 10^{-6}$ SI erreichen. Im vergleichbaren Abschnitt des Pilotkerns LB 4/05 befindet sich die entsprechende Sandlage durch bohrtechnische Verschleppungen im Bereich zwischen 49-37 cm. Hier werden jedoch Maxima von nur $4.860 \cdot 10^{-6}$ SI erreicht.

3.2.3.5 Datierungsergebnisse

An LB 4/05 wurden insgesamt sieben AMS- ^{14}C -Datierungen durch unterschiedliche Labore vorgenommen (Tab. 11). Aus Bereichen ohne pflanzlichem Material mussten Muschelschalen datiert werden. Bei den Muscheln in Tiefen von 74 cm (*Mytilus* sp.), 207 cm (*Mactra* sp.) und 424 cm (*Mactra* sp.) handelt es sich jeweils um Fragmente mit Längen bis zu 2 cm. Die Probe in 216 cm setzte sich aus Schill von diversen, nicht näher spezifizierbaren Muschelarten zusammen. Die Probe in 469 cm bestand aus einem Laubblatt, das schichtparallel eingelagert war. Der Pflanzenrest in 382 cm Tiefe konnte nicht näher bestimmt werden, bei der Probe in 638 cm Tiefe handelte es sich um ein Holzfragment.

Das Schalenfragment in 207 cm Tiefe wurde direkt am Top der Sandlage (210-207 cm) entnommen. Die Probe (Schill) in 216 cm stammt aus der Mitte der unmittelbar darunter folgenden Sandlage (220-212 cm). Die ermittelten Alter unterscheiden sich um etwa 250 Jahre. Die durch das datierte Material vorgegebene relativ ungenaue Altersauflösung lässt es nicht zu, beide Sandlagen als ein Event oder als zwei eigenständige Ereignisse anzusehen.

Tab. 11: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 4/05 (CALIB REV 5.0.2, siehe Kap. 2.2.9). KIA (Leibnitz Labor, Kiel), Beta (Beta Analytics, Florida).

Lab. nr.	Tiefe [m]	Material	^{14}C Alter [yr B.P.]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	1 σ (68,3 %) [cal. yr]	2 σ (95,4 %) [cal. yr]
Beta 232786	0,74	Muschel (<i>Mytilus</i> sp.)	4.460 \pm 40	-0,7	2.766-2.614 BC	4.518-4.788 (4.653 BP)
Beta 232787	2,07	Muschel (<i>Mactra</i> sp.)	4.960 \pm 40	-2,9	3.405-3.308 BC	5.205-5.443 (5.324 BP)
Beta 232788	2,16	Muschel (Schill)	5.220 \pm 40	-0,3	3.687-3.600 BC	5.472-5.668 (5.570 BP)
KIA 29300	3,82	Pflanzenrest	6.038 \pm 40	-28,0	4.934-4.827 BC	6.718-6.943 (6.831 BP)
Beta 232789	4,24	Muschel (<i>Mactra</i> sp.)	5.960 \pm 40	-2,8	4.459-4.361 BC	6.281-6.464 (6.372 BP)
KIA 29301	4,69	Pflanzenrest	5.575 \pm 97	-24,7	4.461-4.310 BC	6.170-6.505 (6.338 BP)
KIA 29302	5,97	Holz	5.790 \pm 31	-27,7	4.618-4.522 BC	6.438-6.640 (6.539 BP)

Wie aus dem Alter-Tiefenmodell zu entnehmen (Abb. 47), zeigt der Pflanzenrest in 382 cm Tiefe, der an der Basis der Sandlage (382-366 cm) entnommen wurde, bezüglich der beiden unmittelbar darunter folgenden Proben (424 cm, 469 cm) ein

inverses Alter. Der Pflanzenrest in 469 cm Tiefe ergab zwar im Vergleich zur datierten Muschel in 424 cm ein um etwa 30 Jahre jüngeres kalibriertes Alter, auf Grund der größeren Fehlerbreite sind beide Alter jedoch in sich konsistent. Beide Proben liegen jeweils etwa 20 cm über bzw. unter einer Sandlage (450-442 cm).

Die Datierungen zeigen, dass Kern LB 4/05 trotz einer Gesamtlänge von über 6 m nur knapp 2.000 Jahre beinhaltet und junge Sedimente fehlen. Das Top ist vermutlich auf Grund der geringen Wassertiefe (3,3 m) durch Wellenschlag erodiert worden. In dem überlieferten Segment liegen die gemittelten Sedimentationsraten mit 28 mm/a sehr hoch.

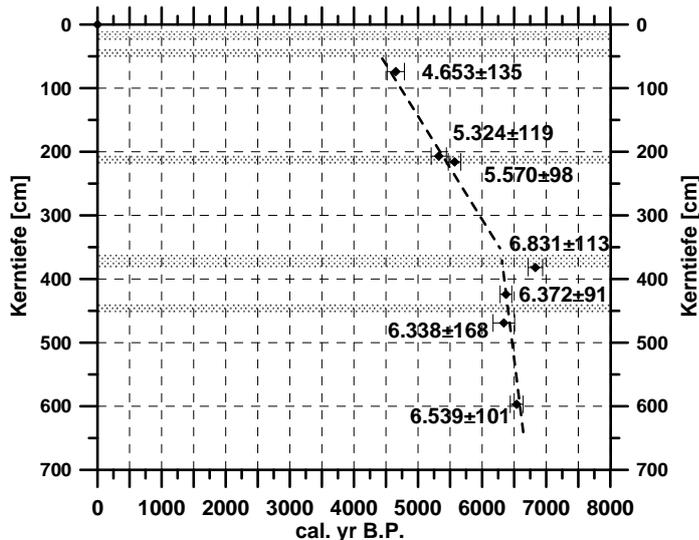


Abb. 47: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 4/05.
x-Achse: Cal. yr B.P. (2σ)
y-Achse: Kerntiefe [cm]

Grau: Sandlagen. Die Datierung an der Basis der Sandlage in 382 cm Tiefe erscheint zu alt.

3.2.4 Kolbenlot LB 10/05

3.2.4.1 Kernbeschreibung

Kolbenlotkern LB 10/05 wurde in der ersten Bucht südlich von Puerto Domínguez, etwa 400 m vom Ufer entfernt, aus 5,9 m Wassertiefe entnommen und weist eine korrelierte Gesamtlänge (Kompositlänge) von 570 cm auf (Abb. 48). Der zugehörige Pilotkern LB 10/05 erreicht eine Länge von 104 cm. Der Kern sollte eine Anknüpfung an die drei in der benachbarten Bucht erbohrten Landkerne (PDO 1, PDO 2 und PDO 4) ermöglichen.

Generalisiert bestehen die oberen zwei Drittel des Kerns aus örtlich fossilreichen Schluffen mit zwischengeschalteten Schillagen und Bereichen aus deutlich vom umgebenden Sediment abgegrenzten, makroskopisch fossilfreien Sandhorizonten. Das untere Drittel unterscheidet sich durch Farbgebung, Sedimentologie und Kompaktionsgrad komplett vom übrigen Teil des Kerns. Generalisiert wurde folgende Untergliederung in fünf Einheiten vorgenommen:

- Die tiefste **Unit I** (570-374 cm) besteht an der Basis aus steif-plastischen grün-gelblichen Schluff-/Tonsteinen, die mit stark verwitterten, kompaktierten Sanden wechsellagern. Darüber folgen auffällig blau-graue, örtlich rostbraun gefärbte, stark tonig-sandige Schluffe mit weicher bis steif-plastischer Kon-

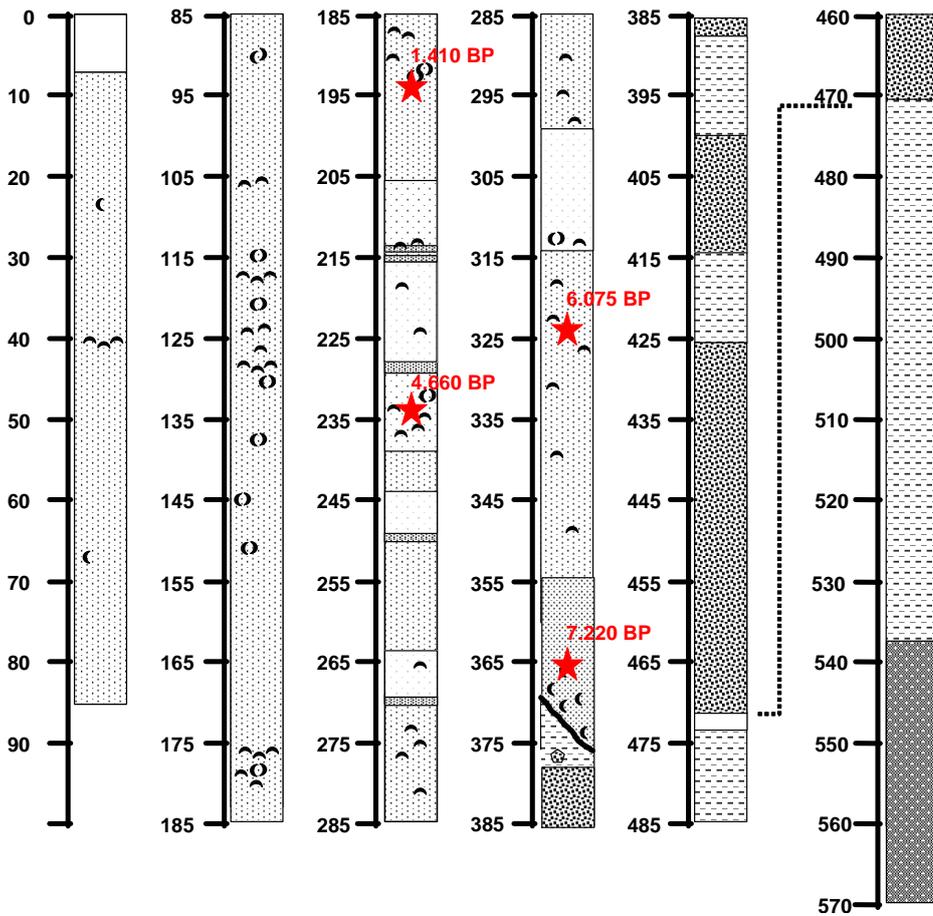
sistenz. Im oberen Bereich ist ein angerundetes, grün gefärbtes Schluffsteingeröll eingelagert. Organische Reste sind nicht zu finden.

- **Unit II** (374-359 cm): Über einer deutlichen, schräg verlaufenden Diskordanz folgen etwa 15 cm mächtige, stark schluffige Sande mit Bruchstücken von bis zu 4 cm großen, marinen Bivalven (*Argopecten purpuratus*, *Venus antiqua*, *Nassarius gayi*).
- In **Unit III** (359-205 cm) folgt eine sehr heterogene Sequenz aus oliv-grauen, tonigen Schluffen mit unterschiedlich starker Anhäufung von kleinstückig zerbrochenem Schill und markanten, deutlich vom Nebensediment abgetrennten Sandlagen. Auffällig in diesem Abschnitt ist ein Wechsel von helleren (z.B. zwischen 315-300 cm) und dunkleren Bereichen (z.B. zwischen 335-315 cm). Die hellen Bereiche sind meist sehr homogen mit im Vergleich zu den dunkleren Lagen wenigen Schillresten. An der Basis dieser helleren Abschnitte befindet sich häufig eine dieser meist auffällig schwarz-grauen Sandlagen. Insgesamt sind vier solcher Sandlagen eingelagert:

Die Sandlagen zwischen 271-268 cm, zwischen 250-248 cm bzw. zwischen 215-212 cm sind undeutlich vom Nebensediment abgetrennt. Neben wenigen Kalkschalenbruchstücken sind makroskopisch keine Fossilien erkennbar.

Die Sandlage zwischen 228-225 cm ist sehr scharf vom Nebensediment abgegrenzt. Die Liegendgrenze ist bioturbat überformt, die Hangendgrenze ist eben und durch den Farbwechsel von schwarz nach grau sehr deutlich. Die Lage zeigt normale Gradierung, Fossilreste sind in geringen Mengen enthalten (Schill).

- **Unit IV** (205-43 cm) erscheint etwas homogener, Sandlagen fehlen hier. Es dominieren oliv-graue Schluffe mit örtlich eingelagerten doppelklappig erhaltenen Bivalven (z.B. 195 cm, 177 cm, 146 cm). An der Basis (~200 cm) waren Oogonien (Characeen) häufig. Zwischen 130-114 cm ist eine deutliche Anhäufung von Schill zu vermerken. Zu identifizieren waren hier neben zahlreichen Resten von *Mytilus* sp. und *Macra* sp. auch Foraminiferen (*Ammonia parkinsoniana*), Ostracoden (*Cyprideis* sp.) und Bryozoen.
- Die obersten 43 cm des Kerns erscheinen homogen mit sehr wenigen Molluskenresten (*Kingiella chilena*, *Littoridina* cf. *cumingii*) und einem deutlichen Farbwechsel zu schwarz (**Unit V**, 43-0 cm).



-  Molluskenschalen (umgelagert/Lebensstellung)
-  Tonige Schluffe mit wechselnden Sandgehalten
-  Sandlagen (tsunamigen)
-  Schluffstein Fragmente
-  Homogene, hellgraue Schluffe
-  Tone/Schluffe (konsolidiert)
-  Verwitterter Sandstein

Abb. 48. Schematische Dokumentation des Kolbenlotkerns LB 10/05. Der Kern wurde in zwei Schritten mit einer 5 m und einer 2 m Bohrkammer entnommen. Die beiden Segmente überschneiden sich etwa im Bereich 485-460 cm. Die Datierungen (★) sind in cal. yr B.P. angegeben und in Kap. 5.2.4.5 ausführlich behandelt.

3.2.4.2 Korrelation mit der Sedimentechographie

Die sedimentechographischen Aufzeichnungen im Kernbereich LB 10/05 zeigen keine Eindringung in das Sediment, wodurch eine Parallelisierung mit dem erbohrten Kernprofil nicht möglich ist.

3.2.4.3 Sedimentologische und geochemische Analysen

Die Korngrößenanalyse (KG) des Kerns LB 10/05 (Abb. 49) (Laser Particle Size Analyser) zeigt drei unterschiedliche Sedimentationstypen. In den Abschnitten 350-275 cm bzw. 200-55 cm zeigt sich eine relativ homogene Hintergrundsedimentation mit durchschnittlichen Schluffgehalten um 80 Vol.-% (Ton: 10 Vol.-%, Sand: 10 Vol.-%). Zwischengeschaltet sind mehrere Sandlagen. Etwa zwischen 275-

200 cm sind insgesamt vier deutlich vom Nebensediment abzugrenzende Sandhorizonte zu erkennen. Der Sandgehalt steigt hier bis zu 64 Vol.-% an, bei gleichzeitigen Tonminima um 6 Vol.-% und einem Schluffanteil von unter 31 Vol.-%.

In Unit I (570-374 cm) dominiert der Schluff mit 62 Vol.-% (42-76 Vol.-%) bei den höchsten Tongehalten des gesamten Kerns um 18 Vol.-% (9-26 Vol.-%) und stark schwankenden Sandgehalten um 20 Vol.-% (6-47 Vol.-%). Diese liegende Einheit ist mit Unit I aus Kolbenlotkern LB 3/05 sowohl lithologisch, als auch sedimentologisch zu vergleichen (siehe Kap. 3.2.2.1). Typisch sind auch hier die blau-grauen Farben mit örtlichen Rostflecken und die hohen Tongehalte.

Im darauffolgenden Abschnitt (Unit II, 374-359 cm) nimmt der Sandanteil sukzessive bis auf ein Maximum von über 52 Vol.-% bei 370 cm zu, der Tonanteil geht entsprechend auf unter 10 Vol.-%, der Schluffanteil von deutlich über 60 Vol.-% auf etwa 32 Vol.-% zurück. Dieser geringmächtige Horizont, der in der Kernbeschreibung auf Grund der zahlreichen marinen Makrofossilien auffällig war, markiert, vergleichbar zur Sequenz in LB 3/05, den marinen Transgressionshorizont.

Im jüngsten Abschnitt (Unit V, 43-0 cm) treten nach der sehr homogenen Unit IV wieder stärkere KG-Schwankungen auf. Die Mittelwerte für Schluff, Sand bzw. Ton liegen bei 77 Vol.-% (61-84 Vol.-%), 16 Vol.-% (7-32 Vol.-%) und 7 Vol.-% (5-11 Vol.-%).

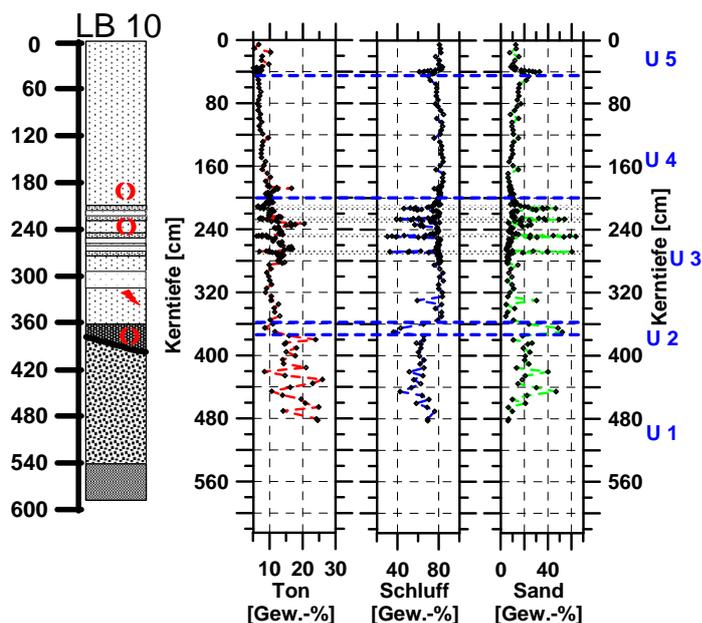


Abb. 49: Korngrößenverteilung von Kolbenlotkern LB 10/05 (grau: Sandlagen, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung). Die Basis (kompaktierte Ton-Schluffsteine) wurde nicht analysiert.

Die über die **AAS** gemessenen Hauptelemente (Na, K, Mg, Fe, Ca, Al) zeigen entsprechend der übrigen Kerne eine starke Varianz im Kernverlauf (Abb. 50). Mit wenigen Ausnahmen entspricht die geochemische Unterteilung den sedimentologischen Einheiten (Unit I-V) aus der Kernbeschreibung (Kap. 3.2.4.1).

Der Gehalt an Na (0,01-1,1 %) nimmt generalisiert von der Kernbasis zum Top zu. In Unit I und II (570-359 cm) zeigen sich sehr niedrige Gehalte unter 0,5 %. In Unit III (359-205 cm) schwanken die Werte um einen Mittelwert von 0,55 % (0,35-0,85 %). In Unit IV und V (205-0 cm) steigen die Gehalte deutlich an und zeigen stärkere Schwankungen um einen Mittelwert von 0,75 % (0,4-1,1 %).

K (0,1-0,5 %) zeigt nur an der Basis zwischen 570-490 cm deutlich erhöhte Gehalte über 0,4 %. Im übrigen Kernverlauf zeigen sich keine signifikanten Wechsel. Die Gehalte schwanken deutlich um einen Mittelwert von 0,3 % (0,1-0,4 %).

Mg (0,08-0,5 %) zeigt im Kernverlauf, ähnlich zum Na, eine Zunahme der Gehalte von der Kernbasis zum Top. Im Vergleich zu allen übrigen Kolbenlotkernen zeigt LB 10/05 die geringsten Mg-Gehalte. In Unit I (570-374 cm) zeigen sich sehr geringe Gehalte unter 0,3 %. In Unit II (374-359 cm) steigen die Werte stark auf über 0,45 % an und bleiben in Unit III und IV (359-43 cm) auf mittelhohen Werten um 0,29 % mit deutlichen Peaks bis >0,5 % bei 230 cm, 177 cm und 117 cm. In der jüngsten Einheit ab 43 cm gehen die Mg-Gehalte etwas zurück.

Fe (2,3-11 %) und Al (1,8-14,6 %) zeigen ähnliche Verläufe. Leichte Unterschiede zeigen sich nur an der Basis (570-374 cm). Al zeigt hier die höchsten Werte des Kerns (8,5-14,6 %). Die Fe-Gehalte schwanken hier sehr stark zwischen 2,3-11 %. In Unit II und III (374-205 cm) gehen beide Gehalte stetig zurück. In Unit IV und V (205-0 cm) schwanken die Werte relativ gering um Mittelwerte von 4,8 % (Fe) bzw. 6,4 % (Al).

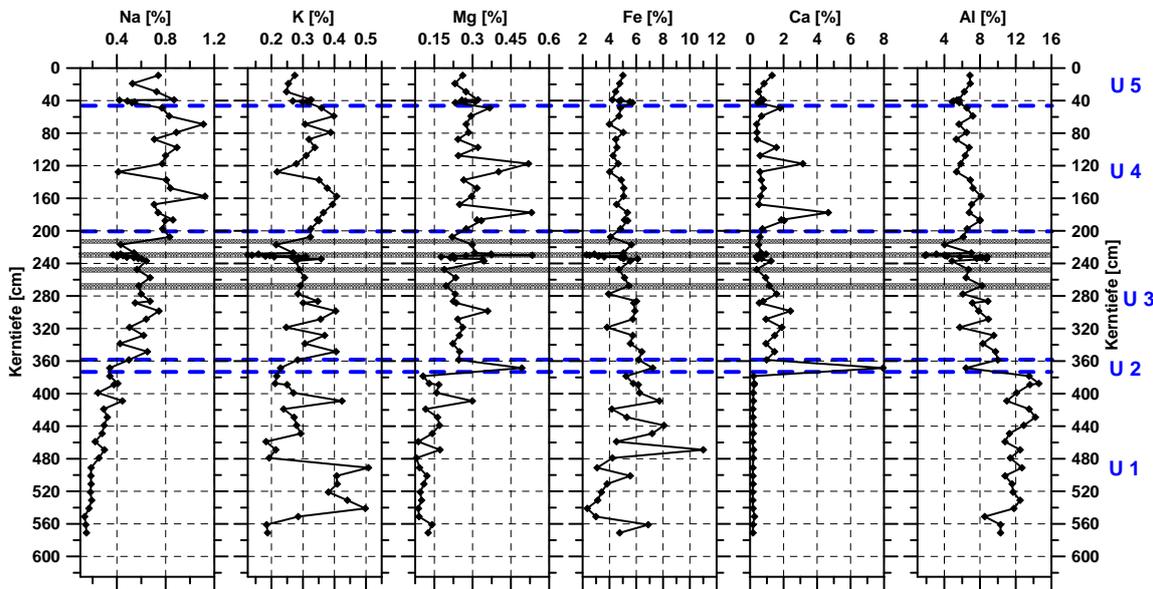


Abb. 50: Synopsis der geochemischen Parameter (AAS) des Kolbenlotes LB 10/05 (grau: Sandlagen, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung). Der Bereich um die Sandlage bei 228-225 cm wurde im 0,5 cm-Abstand analysiert.

Ca (0,15-7,9 %) zeigt zum Mg einen sehr ähnlichen Verlauf. An der Basis sind durchwegs sehr niedrige Gehalte unter 0,25 % zu beobachten. In Unit II (374-359 cm) steigen die Werte auf ein Maximum von 7,9 % (Einzelwert bei 368 cm) an und pendeln sich bis zum Top auf einen Mittelwert um 1,0 % ein. Ähnlich wie Mg zeigt auch Ca bei 228 cm, 187-177 cm und 117 cm deutliche Maxima bis zu 4,7 %.

Die Schwefelgehalte (0,2-6,15 %) (Abb. 51) zeigen an der Basis (570-374 cm) durchwegs sehr geringe Werte unter 0,2 %. Ab 374 cm steigen die Gehalte deutlich auf sehr hohe Werte über 4-6 % an. In Unit IV (205-43 cm) gehen die Gehalte langsam zurück und erreichen bis zum Kerntop Werte um 2,5 %.

Gesamt-Phosphor (0,02-0,24 %) zeigt nur im oberen Bereich der Unit I zwischen 480-360 cm erhöhte und deutlich schwankende Werte zwischen 0,06-0,24 %. Darüber bleiben die Gehalte bis etwa 40 cm relativ homogen mit Werten um durchschnittlich 0,07 %. In Unit V (43-0 cm) nimmt P wieder etwas zu auf Gehalte bis 0,12 %.

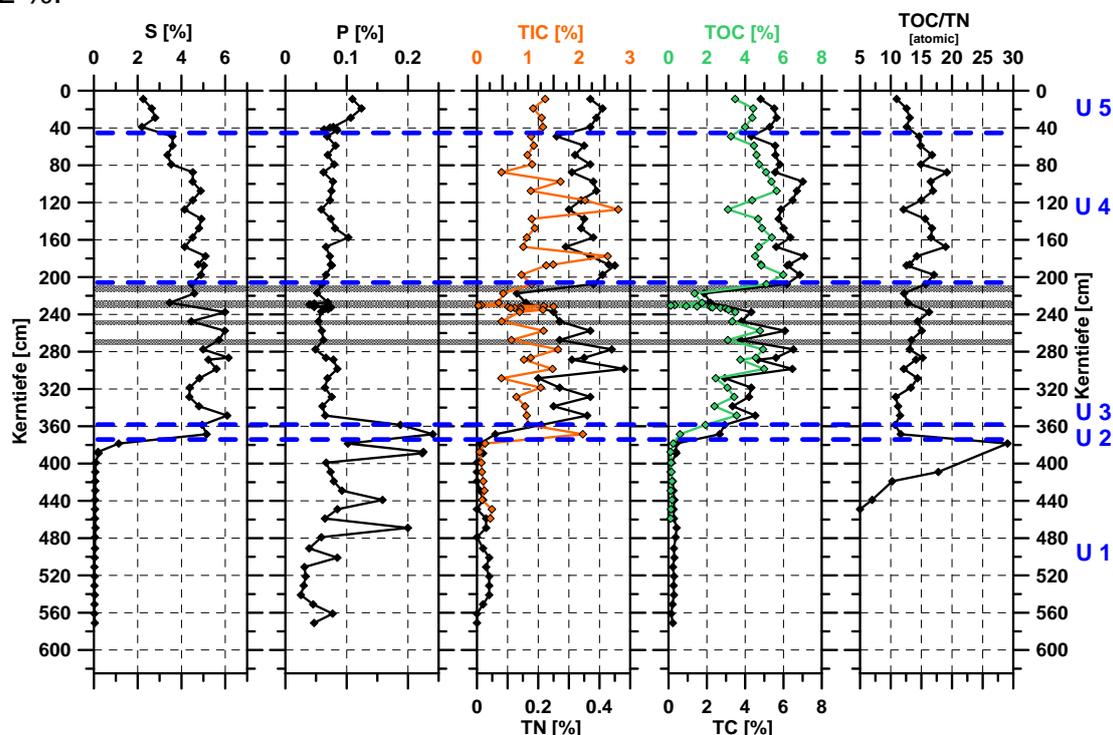


Abb. 51: Kolbenlot LB 10/05. Zusammenstellung der Gehalte an S, P, TN, TC, TOC, TIC und Verhältnis TOC/TN. Die auf Basis der Kernbeschreibung erfolgte Unterteilung in 5 Units (U I-V) ist auch in den Proxies der Paläoproduktivität nachvollziehbar (grau: Sandlagen zwischen 271-212 cm).

Gesamtkohlenstoff (TC) und -stickstoff (TN) zeigen nahezu parallele Profilverläufe. Die Gehalte schwanken im Kernverlauf zwischen 0,1-7,1 % (TC) und 0-0,5 % (TN). An der Basis bis etwa 374 cm liegen die Werte unter 0,4 % (TC) bzw. unter 0,05 % (TN). Erst ab Unit II (374-359 cm) nehmen die jeweiligen Gehalte deutlich zu. In Unit III (359-205 cm) lassen sich drei Phasen untergliedern. Im unteren Drittel (359-310 cm) schwanken die Gehalte um einen Mittelwert von 3,7 % (TC) bzw. 0,28 % (TN). Im mittleren Drittel (310-260 cm) steigen die Gehalte nochmals stufenweise auf durchschnittlich 6,5 % (TC) bzw. 0,48 % (TN) an. Im Bereich der Sandlagen (271-212 cm) gehen die Werte deutlich sukzessive zurück auf Minima von 1,9 % (TC) bzw. 0,13 % (TN). In Unit IV (205-43 cm) nehmen die Gehalte wieder zu und schwanken um den jeweiligen Mittelwert von 6,1 % (TC) bzw. 0,36 % (TN). Im jüngsten Abschnitt (43-0 cm) erfolgt noch mal ein leichter Anstieg (TC: 5,6 %, TN: 0,41 %).

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC) verlaufen annähernd parallel zum Gesamtkohlenstoff (TC) und sind mit bis zu 6,0 % vergleichsweise hoch. TOC entspricht durchschnittlich etwa 77 % des Anteils an TC.

Die Gehalte an anorganischem Kohlenstoff (TIC) liegen im Kolbenlot LB 10/05 unter 2,8 % und entsprechen einem berechneten Karbonatgehalt von <23 %. Maxi-

ma befinden sich in Unit II (374-359 cm) und punktuell in Unit IV bei 188-178 cm und 128-118 cm und fallen damit mit den Peaks im Mg- und Ca-Gehalt zusammen.

Wie unter Kap. 3.2.1.3 erläutert, dient das Verhältnis TOC/TN (Abb. 51) als Unterscheidungskriterium zwischen aquatischer (marin/brack/limnisch) und terrestrischer Organik. Letztere zeigt deutlich höhere Verhältnisse meist über 20 im Vergleich zu aquatisch dominierter Organik (<10). Im oberen Bereich der Unit I (570-374 cm) erreichen die Verhältnisse auf Grund der in Richtung null gehenden TN-Gehalte örtlich sehr hohe Werte von >15-30 und deuten auf eine Dominanz an terrestrischer Organik hin. In Unit II (374-359 cm) und zu Beginn der Unit III bis etwa 330 cm gehen die Verhältnisse deutlich auf Werte zwischen 11,6-10 zurück und implizieren eine Dominanz an mariner Organik (marine Fossilien in diesem Bereich, vgl. Kap. 3.2.4.1). Anschließend steigen die Verhältnisse sukzessive auf ein Maximum von 19,2 bei 88 cm an. In den Sandlagen zwischen 271-212 cm sind jeweils Minima anzutreffen (KG-Effekt möglich). Bis zum Kerntop sind die Verhältnisse wieder rückläufig und erreichen dort einen Wert von 11.

3.2.4.4 Magnetische Suszeptibilität

Wie bereits erwähnt, weist auch das Kolbenlot LB 10/05 vorwiegend durch das vulkanisch geprägte Umfeld des Untersuchungsgebietes örtlich sehr hohe Suszeptibilitäten auf (Abb. 52), jedoch sind hier nur punktuelle Maxima zu verzeichnen.

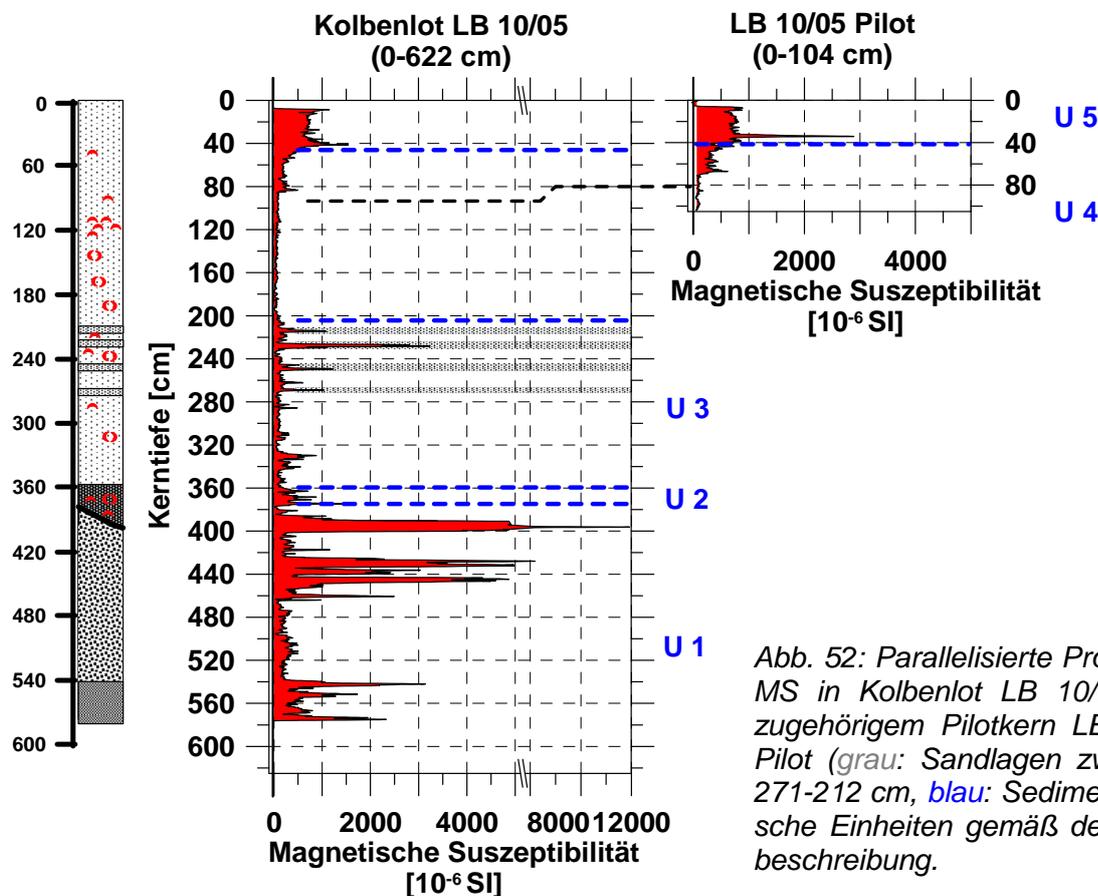


Abb. 52: Parallelisierte Profile der MS in Kolbenlot LB 10/05 und zugehörigem Pilotkern LB 10/05 Pilot (grau: Sandlagen zwischen 271-212 cm, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

Unit I (570-374 cm) weist durch verschiedene Sedimentcharakteristika, wie Farbe, Korngröße und Kompaktionsgrad deutliche Parallelen zur Unit I in LB 3/05

auf. Ein deutlicher Unterschied besteht jedoch im Verlauf der MS, die in LB 3/05 flächenmäßige Maxima zwischen $3.000-8.000 \cdot 10^{-6}$ SI aufweist. LB 10/05 zeigt hier relativ niedrige Suszeptibilitäten unter $500 \cdot 10^{-6}$ SI mit nur vereinzelt, sehr hohen Werten ($11.920 \cdot 10^{-6}$ SI bei 393 cm). Im weiteren Verlauf bleibt die MS relativ niedrig, nur in den Sandlagen werden erneut Maxima bis zu $3.230 \cdot 10^{-6}$ SI (228 cm) erreicht. Weite Bereiche von Unit IV (205-43) sind durch sehr niedrige und homogene Werte unter $100 \cdot 10^{-6}$ SI charakterisiert. Ab 114 cm steigt die MS leicht an und erreicht im jüngsten Abschnitt (Unit V, 43-0 cm) erhöhte Werte zwischen $550-1.540 \cdot 10^{-6}$ SI.

3.2.4.5 Datierungsergebnisse

Aus Kolbenlot LB 10/05 wurden insgesamt vier Proben entnommen und zur AMS- ^{14}C -Altersbestimmung an das Radiokarbonlabor Erlangen geschickt (Tab. 12). Entsprechend der übrigen Kerne mussten auch hier, aus Mangel an alternativem Probenmaterial, vor allem Muschelschalen datiert werden.

Bei den Muscheln in 193 cm und 233 cm handelte es sich um doppelklappig erhaltene, geschlossene Exemplare von *Mactra* sp. Die Muschel in 233 cm stammt aus einer Schilllage und enthielt im Gegensatz zu der in 193 cm kein Sediment zwischen den Klappen, was auf geringe Umlagerungsprozesse schließen lässt. Der datierte Pflanzenrest in 322 cm bestand aus einem Zweig, der aus einer schillreichen Lage entnommen wurde. In 365 cm Tiefe wurde ein Bruchstück von *Venus antiqua* datiert.

Tab. 12: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus LB 10/05 (CALIB REV 5.0.2, siehe Kap. 2.2.9). ERL (Radiokarbonlabor Erlangen).

Lab. nr.	Tiefe [m]	Material	^{14}C Alter [yr B.P.]	$\delta^{13}\text{C}$ [‰]	1 σ (68,3 %) [cal. yr]	2 σ (95,4 %) [cal. yr]
ERL 10649	1,93	Muschel (<i>Mactra</i> sp.)	1.870 \pm 53	-5,0	469-599 AD	AD 537 (1.413 BP)
ERL 10650	2,33	Muschel (<i>Mactra</i> sp.)	4.480 \pm 58	-7,7	2.829-2.648 BC	4.510-4.818 (4.664 BP)
ERL 10652	3,22	Pflanzenrest	5.364 \pm 72	-30,1	4.236-4.044 BC	5.930-6.220 (6.075 BP)
ERL 10651	3,65	Muschel (<i>V. antiqua</i>)	6.690 \pm 67	-3,8	5.341-5.203 BC	7.057-7.381 (7.219 BP)

Wie aus dem Alter-Tiefenmodell zu entnehmen ist (Abb. 53), wechseln die Sedimentationsraten rein rechnerisch von etwa 0,5 mm/a zwischen 365-233 cm, 0,12 mm/a im Bereich der Sandlagen zwischen 233-193 cm auf etwa 1,4 mm/a in den obersten 193 cm. Da der Zeitsprung zwischen 233-193 cm mit etwa 3.250 Jahren sehr groß erscheint, ist in diesen 40 cm höchstwahrscheinlich mit einem Erosionsereignis zu rechnen.

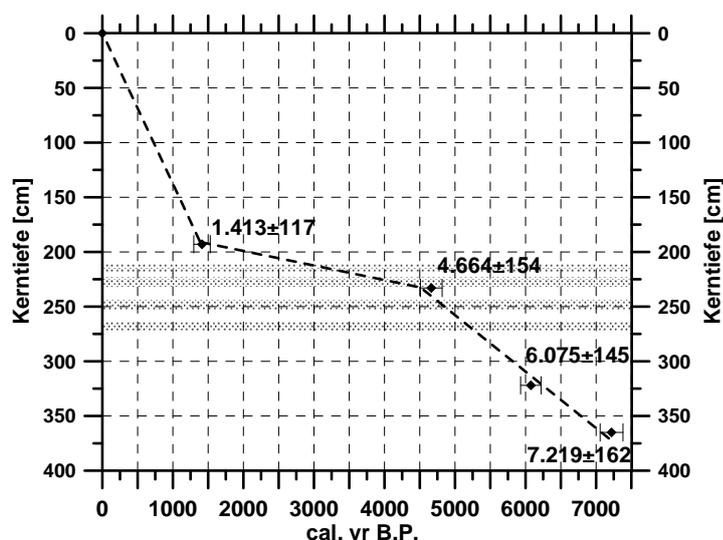


Abb. 53: Alter-Tiefenmodell für Kern LB 10/05.
 x-Achse: Cal. yr B.P. (2σ)
 y-Achse: Kerntiefe [cm]

Grau: Sandlagen.
 Die Daten implizieren deutliche Schwankungen der Sedimentationsraten.

3.2.5 Kurzkerne

Um einen Überblick über die Varianz der oberflächennahen Sedimente im Lago Budi zu bekommen, wurden annähernd über die gesamte Seefläche verteilt (inklusive Rio Budi), 23 Kurzkerne mit Längen zwischen 30-120 cm mittels Rumohrlot (RL) entnommen. An diesen Sedimenten sollten insbesondere die Auswirkungen des jüngsten Tsunamis von 1960 in einer gesonderten Diplomarbeit untersucht werden. Da diese Arbeit jedoch abgebrochen und nicht vollendet wurde, liegen von den Kurzkernen nur die Messungen der magnetischen Suszeptibilität vor, die im Folgenden beschrieben werden (Abb. 54):

3.2.5.1 Magnetische Suszeptibilität

Im Rio Budi wurden in Abständen zwischen 1,5-2 km insgesamt fünf Kurzkerne entnommen. Die MS zeigt, abgesehen vom westlichsten Kern LB 11/05 RL, insgesamt eine Abnahme der Werte von West nach Ost. So nehmen die Maxima von $7.780 \cdot 10^{-6}$ SI (LB 12/05 RL) auf $1.890 \cdot 10^{-6}$ SI (LB 15/05 RL) ab (Abb. 54).

Generalisiert sind drei Kernbereiche zu untergliedern. Relativ hohe Werte finden sich bei allen Kernen innerhalb der obersten 40 cm. Darunter nehmen die Werte ab und steigen zur Basis hin wieder an. LB 11/05 RL nimmt eine Sonderstellung ein. Bis auf einen sehr hohen Peak zwischen 52-50 cm von $12.550 \cdot 10^{-6}$ SI ist die MS mit Werten von meist weniger als $1.500 \cdot 10^{-6}$ SI vergleichbar gering.

Im zentralen Becken des Lago Budi zeigen nahezu alle Kurzkerne relativ niedrige Suszeptibilitäten mit Werten meist deutlich unter $1.000 \cdot 10^{-6}$ SI. Die Abfolge der Werte ist mit den östlichen Kernen des Rio Budi vergleichbar: relativ hohe Werte am Top und an der Basis der Kerne und dazwischen liegende, niedrige Werte. Ausnahmen stellen die Kerne LB 17/05 RL und LB 2/05 Pilot dar. LB 2/05 Pilot zeigt zwar in weiten Bereichen ein vergleichbares Schema, jedoch steigt die MS zwischen 22-15 cm auf Maxima bis zu $5.300 \cdot 10^{-6}$ SI an. In diesem Bereich befindet sich eine deutliche Sandlage, die charakteristischerweise sehr hohe Werte mit sich bringt. In LB 17/05 RL zeigen sich durchwegs hohe Suszeptibilitäten, meist über $3.000-6.100 \cdot 10^{-6}$ SI.

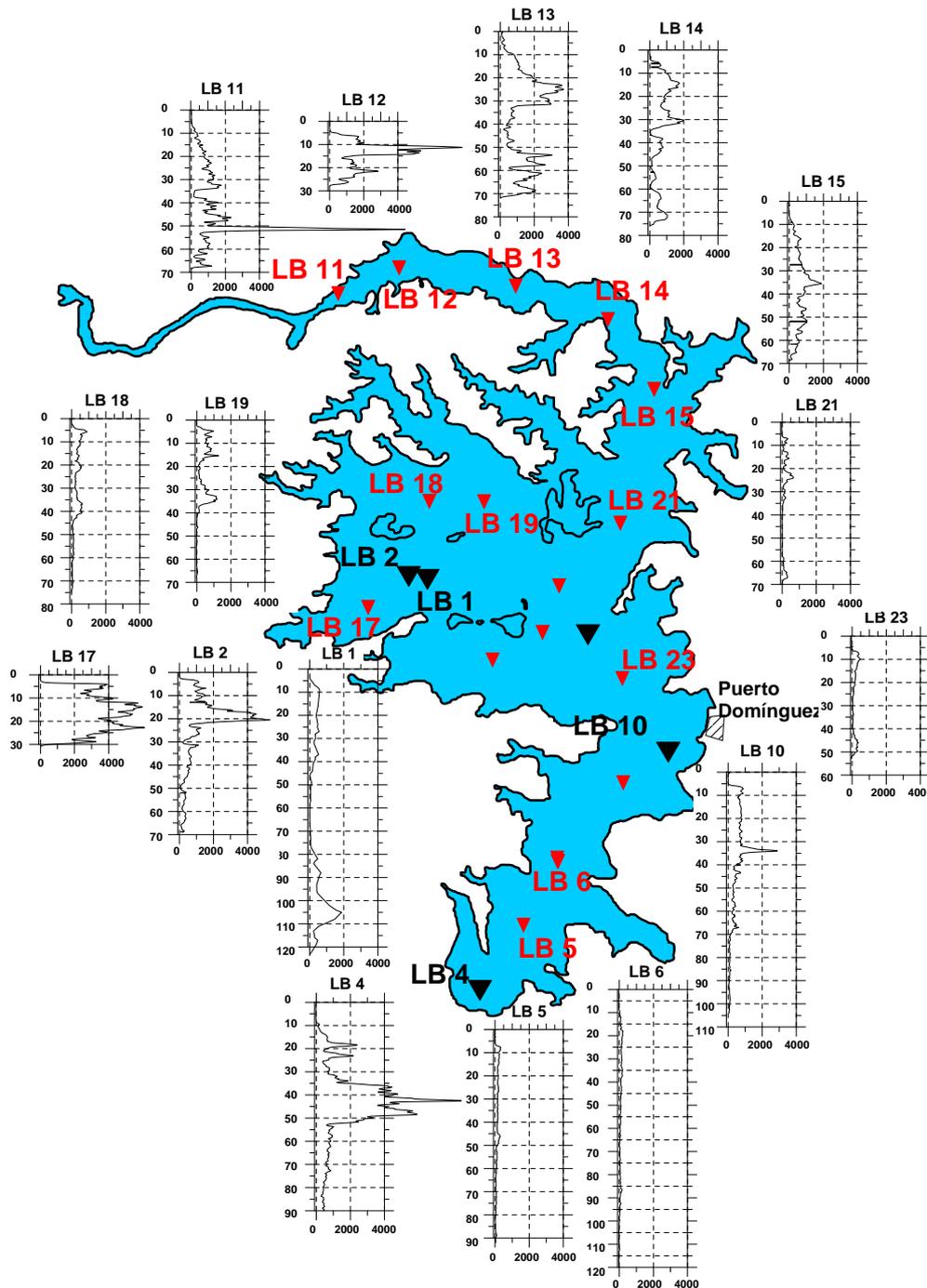


Abb. 54: Profile der MS einiger ausgewählter Kurzkerne. Relativ hohe Werte sind in den Pazifik zugewandten Seiten zu finden. Mit Abstand zum Pazifik nehmen die Werte deutlich ab. X-Achse: Magnetische Suszeptibilität [$\cdot 10^{-6}$ SI], Y-Achse: Kerntiefe [cm].

Im Allgemeinen zeigen auch die Kurzkerne im südlichen Lago Budi hinsichtlich ihrer MS ähnliche Abfolgen und Größenordnungen. LB 10/05 Pilot enthält zwischen 35-33 cm eine undeutliche Sandlage, die wiederum mit hohen Suszeptibilitätswerten einher geht. Alle südlich dieser Bohrung liegenden Kerne (LB 5/05 RL bis einschließlich LB 9/05 RL) zeigen sehr niedrige Werte ($< 700 \cdot 10^{-6}$ SI). Eine Ausnahme stellt der südwestlichste Kern LB 4/05 Pilot dar. Zwei deutliche Sandlagen (51-33 cm bzw. 26-14 cm) ergeben hier klare Maxima bis zu $4.860 \cdot 10^{-6}$ SI. Wie in Kap. 3.2.3.5 beschrieben, sind weite Bereiche des Kerntops erodiert. Es ist fraglich ob hier rezent überhaupt Sediment akkumuliert wird.

3.2.6 Landkerne PDO 1/05, PDO 4/05 und PDO 2/05

In den Landkernen PDO 1/05, PDO 4/05 und PDO 2/05, die direkt am Ostufer des Lago Budi erbohrt wurden, ist aufgrund ihrer Nähe zueinander jeweils eine ähnliche Abfolge erschlossen. Alle drei Kerne liegen in der Bucht südlich von Puerto Domínguez. PDO 1 (diskontinuierlich beprobt) und PDO 4 (Kernbohrung) sind nebeneinander erbohrt worden und liegen etwa 500 m südlich der Bohrung PDO 2, die im nördlichen Bereich der Bucht abgeteuft wurde (Abb. 12). Die Bohransatzpunkte befinden sich etwa 0,5 m (PDO 1, PDO 4) bzw. 1 m (PDO 2) über dem Seespiegel des Lago Budi, der zur Zeit der Probennahmen (Februar 2005) auf einem Tiefstand lag (vgl. Abb. 13). Damit beziehen sich die angegebenen Tiefen annähernd auf das mittlere Meeresniveau (NN).

3.2.6.1 Kernbeschreibung

Folgende Sedimentationssequenzen lassen sich aus den drei Kernen zusammengefasst untergliedern:

- Als Tiefstes (**Unit I**) wurden grau-braune bis grünlich-schwarze kompaktierte Schluffe mit bereichsweise zahlreichen inkohlten Pflanzenresten (Holz) erbohrt, die infinite Alter ergaben (PDO 2/05, 15,1 m Tiefe >41.200 yr BP, PDO 4/05, 11,92 m Tiefe >46.900 yr BP, vgl. Tab. 14). Darüber folgen feinklastische Ablagerungen, bestehend aus bunt gefärbten (lila, grünlich, braun-gefleckt, blau-grau), kompaktierten, tonig-sandigen Schluffen ohne makroskopisch erkennbaren organischen Resten.
- Über einer scharfen Grenze (Erosionsdiskordanz ?) folgen im Zeitraum zwischen 12-8,3 cal. ka B.P. (Tab. 14) dunkle, organikreiche Ablagerungen (**Unit II**) mit bereichsweise Zentimeter starken, zum Teil gut erhaltenen, zum Teil inkohlten Holzresten. Diese Sequenz ist bis zu 1,5 m mächtig (~11,1-9,7 m u. NN). An Mikrofossilien fanden sich überwiegend Pflanzen- und Käferreste.
- Auf diese terrestrische Fazies folgen, durch Foraminiferen (*Ammonia* sp.) belegt, ab knapp 10 m u. NN marin-brackisch beeinflusste Sedimente (**Unit III**). Die Basis wurde in PDO 4 auf 8,3 cal. ka B.P. datiert. Etwa gleichzeitig treten vermehrt Muschelreste vor allem von *Mytilus* sp. auf. Bis etwa 2 m u. NN treten Schluffe mit unterschiedlichen Ton- und Sandgehalten auf, die bereichsweise mit dünnen torfartigen Horizonten und Schilllagen wechsellagern. Insgesamt treten in dieser Sequenz Reste diverser, überwiegend mariner Mollusken in unterschiedlicher Dichte auf (*Mytilus* sp., *Mactra* sp., *Tagelus dombeii*, *Crepidula* sp., *Nassarius gayi*, *Chilina* cf. *ovalis*, *Littoridina* cf. *cumingii*).
- Im oberen Bereich ab etwa 2 m u. NN (**Unit IV**) fehlen die zuvor zahlreichen Molluskenbruchstücke. Es dominieren graue, tonige Schluffe mit örtlich konzentrierten Organikresten (Wurzeln, Hölzer). In PDO 4 wurde in 1,5 m Tiefe ein liegender, ca. 14 cm dicker Baumstamm durchbohrt (rötliches Holz mit Jahresringen, vermutlich *Fitzroya cupressoides*).
- Etwa die oberen 60 cm bestehen aus einem Umlagerungshorizont (**Unit V**) aus kiesig-schluffigen Sanden. Die Kieskomponenten bestehen überwiegend

aus Sand- und Schluffsteinen der am nahen Kliff anstehenden „Formation Budi“.

3.2.6.2 Sedimentologie – Tonmineralogie

Die Korngrößenanalyse (**KG**) erfolgte für Kern PDO 4/05 über Siebung (Anteil >63 µm) und Sedimentation im Atterbergzylinder gemäß des Gesetzes von STOKE. Diese Methode war Voraussetzung für die röntgendiffraktometrische Untersuchung der Feinkornfraktion (<2 µm). Die ermittelte KG-Verteilung basiert, im Gegensatz zum Laser Particle Size Analyser, auf Gewichtsprozenten, woraus hier im Vergleich höhere Tongehalte resultieren (Abb. 55). Zur Reduzierung der Proben wurde die KG-Analyse in einem groben, unregelmäßigen Raster zwischen 20-80 cm durchgeführt. Mit Ausnahme der obersten 60 cm des Kerns, stammen die Kiesgehalte von Molluskschalen, die bei der Probennahme nicht extrahiert wurden.

Im gesamten Kern dominiert der Schluffanteil (46-89 Gew.-%) bei Tongehalten zwischen 1-45 Gew.-% und Sandgehalten zwischen 1-23 Gew.-%. Eine Ausnahme stellen die obersten 60 cm des Kern dar, hier dominiert die Sandfraktion (42-59 Gew.-%) mit einem Schluffanteil zwischen 17-37 Gew.-% bei einem Tonanteil unter 21 Gew.-%. Der Kiesanteil liegt durchschnittlich bei 3 Gew.-% mit örtlichen Peaks von bis zu 19 Gew.-%.

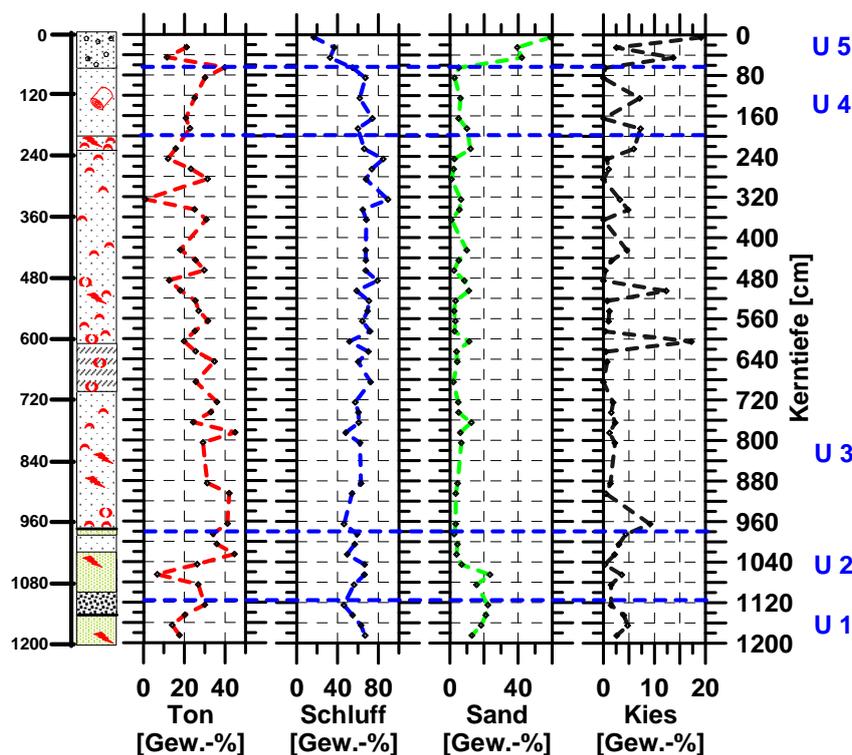


Abb. 55: Korngrößenverteilung des Landkerns PDO 4/05 (Gew.-%). Die Unterteilung (U I-V) erfolgte gemäß der Kernbeschreibung. Legende zur Kernskizze siehe Abb. 34.

Die röntgendiffraktometrische Analyse (**XRD**) des Feinkornanteils (<2 µm) erfolgte an insgesamt acht Proben in einem groben Raster über den gesamten Kern verteilt. Generalisiert ist eine sehr ähnliche tonmineralogische Zusammensetzung ohne milieuspezifische (marin-terrestrisch) Unterschiede festzustellen. Dies war insofern nicht zu erwarten, da üblicherweise essentielle Unterschiede bestehen in der Mineralogie zwischen marinen und limnischen Sedimenten, da die chemischen, mineralogischen und zum Teil die physikalischen Veränderungen der Sedimente

während der Diagenese vor allem vom Chemismus des umgebenden (Interstitial-) Wassers abhängen (MÜLLER 1967).

Aus den Diffraktogrammen (Abb. 56) konnten neben den Hauptphasen Kaolinit (7,1 Å), Halloysit-7 Å, Cristobalit (?) und Quarz untergeordnet Feldspäte und ein Mineral aus der Glimmergruppe (10 Å) identifiziert werden (siehe Tab. 13). In sehr wenigen Proben konnten geringe Vorkommen von Gibbsit, Phillipsit, Pyrit, Calcit und Amphibolen (484-486 cm) nachgewiesen werden. Zusätzlich sind geringe Mengen an Magnetit und Hämatit möglich. Die in allen Proben vorhandenen Korundpeaks stammen aus dem Objektträger. Wie bereits unter Kap. 3.2.1.3 angesprochen, kann der üblicherweise eher selten auftretende Cristobalit nicht mit absoluter Sicherheit identifiziert werden.

Keine der glykolisierten Proben zeigte im Vergleich zu den luftgetrockneten Proben die für Smektite typische Verlagerung im Bereich der 10-14 Å-Peaks (Abb. 57). Eine Kristallgitteraufweitung ist somit nicht zu beobachten und quellfähige Tonminerale (Smektite) können ausgeschlossen werden. Die Erhitzung der Proben auf 550°C bewirkte eine Zerstörung und Umkristallisierung der Peaks um 7 Å der bei diesen Temperaturen instabilen Phasen Kaolinit bzw. Halloysit zu 10 Å-Mineralen, wodurch das Vorhandensein von Chlorit ausgeschlossen werden kann.

Die semiquantitativen Mineralgehalte wurden über die Peakflächenmethode gegeneinander abgeschätzt. Nur bei Kaolinit bzw. Halloysit ist eine Änderung mit der Tiefe festzustellen. An der Basis sind die Peakflächen am größten und nehmen zum Kerntop hin kontinuierlich ab.

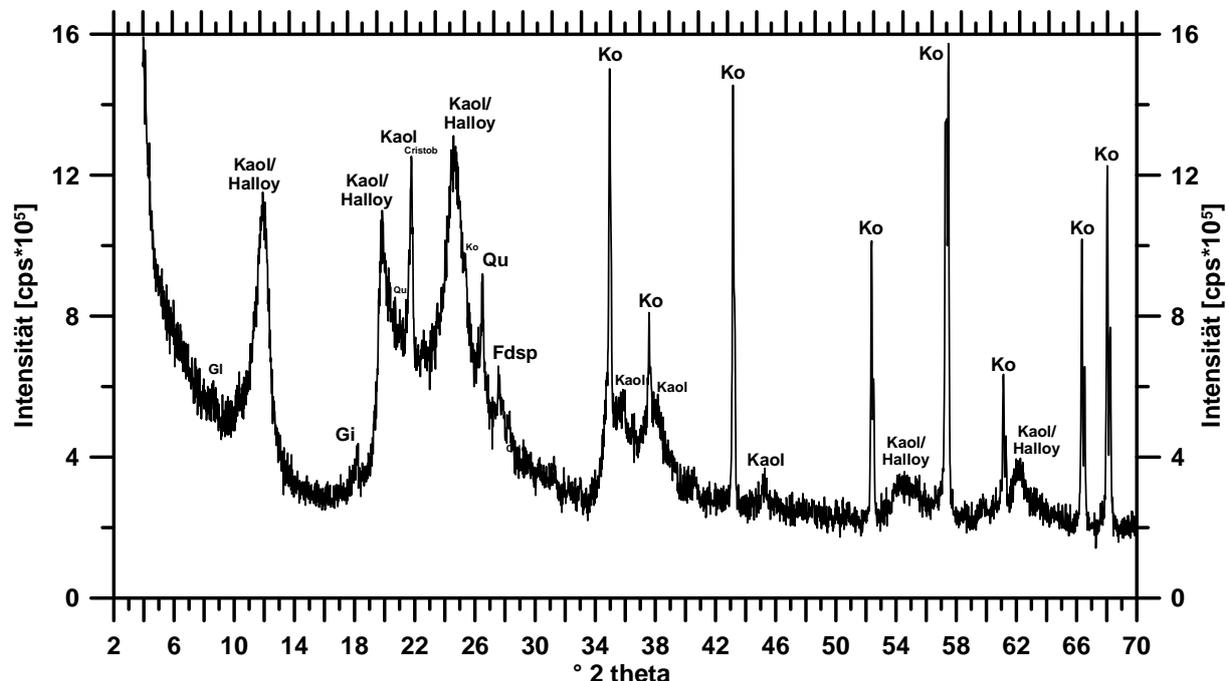


Abb. 56: Beispielhaftes Diffraktogramm der luftgetrockneten Probe 826-824 cm (PDO 4/05) zwischen 2° 2-theta und 70° 2-theta. **Kaol.:** Kaolinit **Halloy.:** Halloysit **Qu.:** Quarz **Fdsp.:** Feldspäte **Ko.:** Korund (Objektträger) **Gl.:** Glimmer **Gi.:** Gibbsit **Cristob.:** Cristobalit

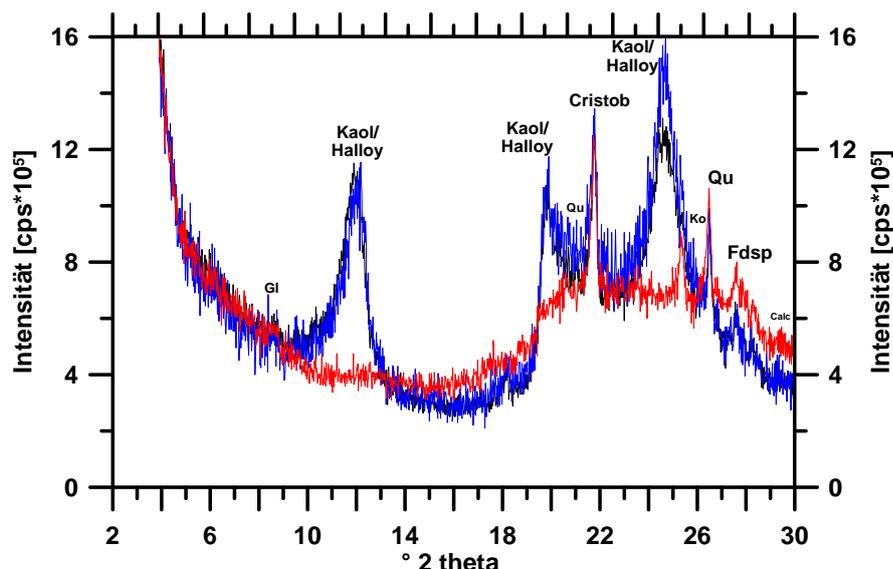


Abb. 57: Beispielhaftes Diffraktogramm (2°-30° 2-theta) der Probe 826-824 cm (PDO 4/05) zur Identifikation von Smektiten (blau, Glykol-bedampft), bzw. zur Unterscheidung von Kaolinit/Halloysit und Chlorit durch Erhitzen (1 h bei 550°C, rot).

Kaolinit entsteht aus der chemischen Verwitterung feldspatführender Silikate unter warm-humiden Bedingungen. Hohe Kaolinitkonzentrationen benötigen zu ihrer Bildung unter idealen Bedingungen mindestens 30.000 Jahre (NAHON 1991). Bei Umlagerungen ist Kaolinit sehr resistent und daher in den hier untersuchten Ablagerungen ebenso, wie die Mehrzahl der ermittelten Minerale, aus älteren Sedimenten („Formation Budi“) aufgearbeitet worden. Allein Gibbsit (Sekundärmineral) und Pyrit können auch authigen und endogen entstanden sein (LAST 2001).

Tab. 13: Qualitativer/semiquantitativer Mineralbestand der Tonfraktion (<2 µm) in Kern PDO 4/05. x wenig xx viel xxx sehr viel

Tiefe [cm]	Kaolinit/Halloysit	Cristobalit	Quarz	Feldspäte	Gibbsit	Phillipsit	Pyrit	Calcit
85	x	x	x	x				
185	x	x	x	x			X	x
485	x	xx	x	x				
525	x	x	x					
585	xx	x	x					
825	xx	x	x	x	X	x		
925	xx	x	x			x		
1085	xxx	x	x	x	X			

3.2.6.3 Magnetische Suszeptibilität

Im Allgemeinen ist der Verlauf der MS in PDO 4/05 sehr inhomogen mit einer sehr niedrigen Hintergrundsuszeptibilität und einigen sehr hohen Peaks in unregelmäßiger Abfolge (Abb. 58). Die terrestrischen, organikreichen Ablagerungen, sowie weite Bereiche der schillführenden feinklastischen Sedimente zeigen sehr niedrige Werte meist unter $100 \cdot 10^{-6}$ SI. Lokal, auf wenige Zentimeter begrenzt, treten zum Teil sehr hohe Suszeptibilitäten bis $7.560 \cdot 10^{-6}$ SI auf (1.033 cm), die jedoch makroskopisch meist keinen lithologischen Wechsel erkennen lassen.

Eine direkte Parallelisierung zur nahe gelegenen Seebohrung (Kolbenlot LB 10/05) über die MS ist trotz zum Teil ähnlicher Charakteristika nur schwer möglich (vgl. Kap. 3.2.4.4). Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich möglicherweise bei der

Messung der MS das geringere Volumen durch den kleineren Kerndurchmesser der Landbohrungen (50 mm) im Vergleich zu den Kolbenloten (64 mm) reduzierend auf die MS auswirken kann.

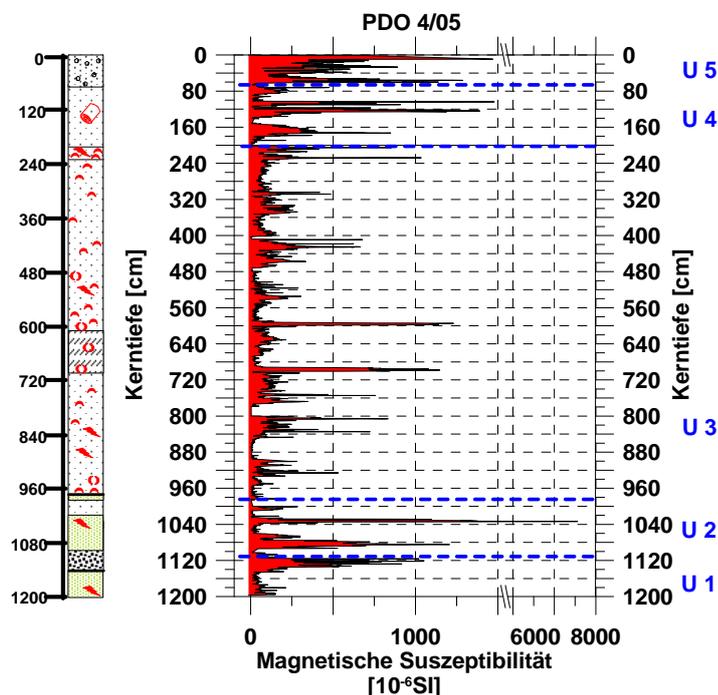


Abb. 58: Profil der magnetischen Suszeptibilität des Korns PDO 4/05. Die Untergliederung in fünf Units (U I-V) erfolgte nach der Kernbeschreibung. Legende zur Kernskizze siehe Abb. 34.

3.2.6.4 Datierungsergebnisse

An allen drei PDO-Bohrungen wurden zusammengefasst zwölf AMS-¹⁴C-Datierungen an unterschiedlichen Laboren vorgenommen (Tab. 14). Zehn Alter wurden an organischen Resten ermittelt, zwei Datierungen erfolgten an Muschelschalen. Bei den Proben in 190 cm, 456 cm, 955 cm, 1.053 cm, 1.158 cm, 1.170 cm, 1.192 cm und 1.510 cm handelte es sich jeweils um massive Holzreste oder Ästchen. Die Probe in 629 cm bestand aus nicht näher spezifizierbaren Pflanzenresten. Die Muschelreste in 965 cm Tiefe wurden aus einer Schilllage entnommen.

Die Datierung in 190 cm Tiefe (5.974 cal. yr B.P.) zeigt bezüglich der Datierungen bei 456 cm (5.781 cal. yr B.P.) ein inverses Alter (Abb. 59). Entsprechend zu LB 4/05 (Kap. 3.2.3.5) zeigt sich auch hier eine nicht vollständige, am Top gekappte Sequenz. Ein Hiatus ist hier im dazwischen liegenden Bereich (456-190 cm) zu suchen. Das Alter in 190 cm Tiefe stammt sehr wahrscheinlich aus einem Umlagerungshorizont. Die gemittelten Sedimentationsraten liegen für den liegenden, augenscheinlich ungestörten Bereich zwischen 965-456 cm (terrestrische Fazies ausgeschlossen) bei 2 mm/a.

Um einen Anhaltspunkt über den Reservoireffekt in den Ablagerungen am Lago Budi zu erhalten, wurde eine Muschelschale in unmittelbarer Nachbarschaft zu pflanzlichen Resten entnommen (Tiefe: 755 cm) und beide Proben (ERL9205 und ERL9206) zur Datierung eingeschickt. Der Reservoireffekt ließ sich für den Altersbereich um 7.0 ka B.P. (7.8 cal. ka B.P.) somit auf ca. 400 Jahre bestimmen.

Tab. 14: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus den Landkernen PDO 1/05, PDO 2/05 und PDO 4/05 (CALIB REV 5.0.2, siehe Kap. 2.2.9). Beta (Beta Analytics, Florida), ERL (Radiokarbonlabor, Erlangen).

Lab. nr.	Tiefe [m]	Material	¹⁴ C Alter [yr B.P.]	δ ¹³ C [‰]	1 σ (68,3 %) [cal. yr]	2 σ (95,4 %) [cal. yr]
Beta 232790	1,90 PDO 1	Holz	5.290±40	-28,8	4.058-3.972 BC	5.913-6.034 (5.974 BP)
ERL 9205	7,55 PDO 1	Muschel (Mactra sp.)	7.398±63	-3,1	5.980-5.850 BC	7.714-7.983 (7.849 BP)
ERL 9206	7,55 PDO 1	Holz	6.998±60	-27,6	5.885-5.746 BC	7.666-7.880 (7.773 BP)
Beta 232791	9,55 PDO 1	Holz	7.400±50	-28,4	6.249-6.096 BC	8.022-8.225 (8.124 BP)
ERL 9207	11,58 PDO 1	Holz	10.282±74	-27,6	10.395-9.881 BC	11.831-12.345 (12.088 BP)
ERL 9208	11,70 PDO 1	Holz	10.343±72	-30,4	10.420-10.108 BC	12.058-12.370 (12.214 BP)
ERL 9209	6,29 PDO 2	Pflanzenrest	5.537±88	-13,1	4.403-4.241 BC	6.168-6.446 (6.307 BP)
ERL 9210	15,10 PDO 2	Holz	>41.200 ±14.200	-27,3		
ERL 9211	4,56 PDO 4	Holz	5.087±52	-30,6	3.942-3.855 BC	5.653-5.909 (5.781 BP)
Beta 232792	9,65 PDO 4	Muschel (Schill)	7.810±40	-1,2	6.385-6.279 BC	8.180-8.363 (8.272 BP)
ERL 9212	10,53 PDO 4	Holz	8.116±69	-29,0	7.084-6.981 BC	8.648-9.136 (8.892 BP)
ERL 9213	11,92 PDO 4	Holz	>46.900 ±20.000	-30,5		

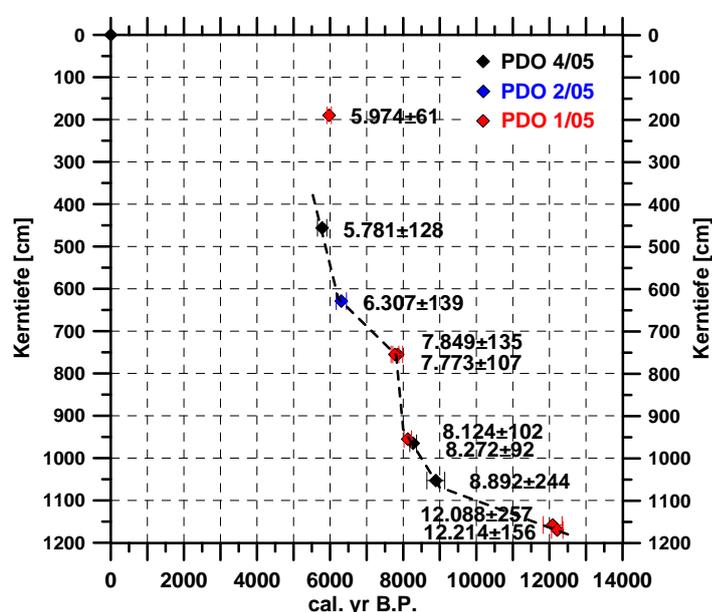


Abb. 59: Alter-Tiefen-Beziehung zusammengefasst aus den Landkernen PDO 1/05, PDO 2/05 und PDO 4/05. x-Achse: Cal. yr B.P. (2 σ) y-Achse: Kerntiefe [cm]

Die Datierungen unterhalb 10 m u. NN stammen aus terrestrischen Ablagerungen.

3.2.7 Kolluvium in der Umgebung der PDO-Bohrungen

Der Uferbereich in unmittelbarer Umgebung der Bohrungen PDO 1 und PDO 4 wird von einer nach Süden ansteigenden, bis zu 2,5 m mächtige Terrasse begrenzt. In diesem Anschnitt sind insgesamt fünf übereinander folgende Bodensediment-

schichten aufgeschlossen, die ein auffällig mächtiges Kolluvium repräsentieren (Abb. 60).

Im Liegenden, etwa auf Höhe des Seespiegels, sind grau-braune, örtlich rostfleckige, sandig-tonige Schluffe mit starker Durchwurzelung angeschnitten. Diese Ablagerungen sind sehr wahrscheinlich als Fortsetzung der in den Kernen PDO 1 und PDO 4 in etwa 60 cm Tiefe erodierten Seesedimente (Unit IV) zu deuten. Diese Flachwasserbildungen schließen am Top mit anmoorigen Sedimenten (fAa) ab (Regressionshorizont). Darüber folgen die einzelnen, zwischen 20-30 cm mächtigen Kolluvienhorizonte, beginnend mit stark durchwurzelt, örtlich rostfleckigen, schluffigen Lehmen mit wenigen Feinkieskomponenten. Auffällig sind hier zahlreiche, relativ große Holzkohlepartikel. Koll I und Koll II schließen jeweils mit einer Bodenbildung ab (MGofAa bzw. MGofAh).

Über dem mittleren vergleyten, schwach tonig-lehmigen Kolluvium (MGo) folgen die beiden jüngsten, grau bzw. braun gefärbten Horizonte Koll IV und Koll V. Ab etwa 100 cm u. GOK treten in diesen feinsandig-schluffigen und schwach verwitterten Horizonten (MGoCv, MBv) erstmals Keramikbruchstücke auf. Auch hier sind Kohleschmitzen häufig.

Die starke Holzkohleführung im gesamten Kolluvium spricht möglicherweise für eine durch den Menschen erfolgte Brandrodung in der Nähe des Standortes. Durch die dadurch reduzierte Vegetation wäre durch verstärkten Bodenabtrag die sehr große Mächtigkeit des Kolluviums zu erklären. Gegen natürliche Feuer spricht, dass die liegenden Seesedimente in diesem Profil keine in dieser auffälligen Weise erkennbaren Holzkohleschmitzen führen. Leider sind aus diesem Profil keine direkten Datierungsergebnisse vorhanden. Altersbestimmungen an den Keramikresten von DILLEHAY et al. (2007) am Lago Budi erlauben zumindest für Koll IV und Koll V ein Maximalalter von 1.000 Jahren.

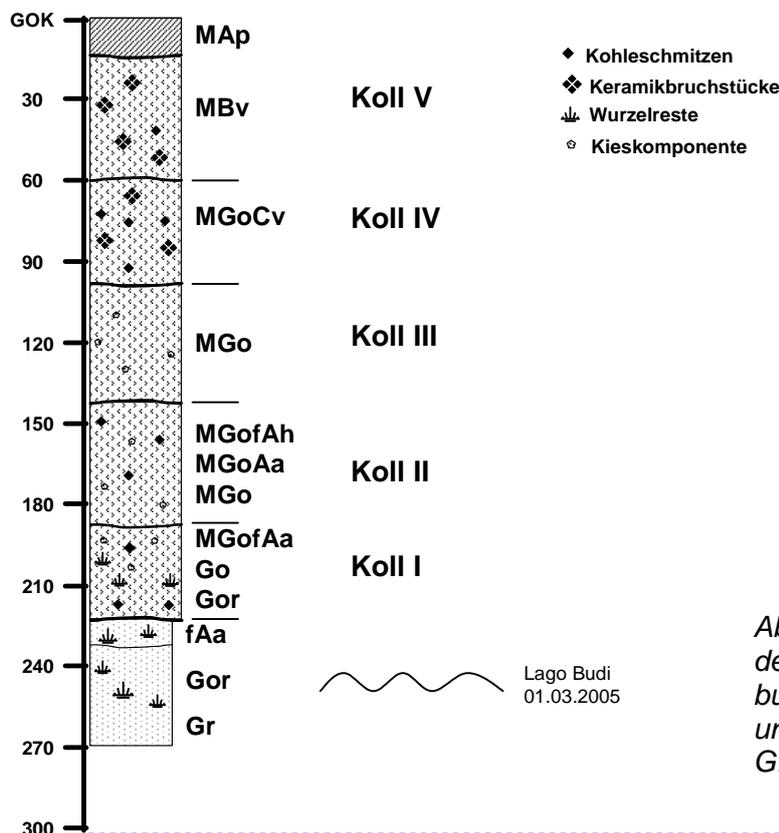


Abb. 60: Schematisches Profil des Kolluviums in direkter Umgebung der Bohrungen PDO 1/05 und PDO 4/05 (Profilaufnahme: G. Schellmann).

3.2.8 Landkerne PUA B1/05 und PUA B2/05

Die Bohrungen PUA B1 und B2 wurden im Bereich der Flachstelle bei Puaicho, am Süden des Lago Budi mit dem Wackerhammer abgeteuft und im Gelände diskontinuierlich beprobt. Nach LOMNITZ (1968) wird hier eine ehemalige Flussmündung vermutet (Abb. 12).

Der Ansatzpunkt von PUA B1 (Gesamtlänge 4 m) liegt etwa 1,2 m ($\pm 0,2$ m) über dem mittleren Meeresspiegel und wenige Meter vom Pazifik entfernt am Top einer etwa 20 m breiten Torflinse, die in das aktuelle Kliff eingelagert ist (Abb. 61). Dieses nach N ansteigende und maximal 5 m hohe Kliff lässt sich in unterbrochenen Aufschlüssen über etwa 5 km entlang der relativ flachen Küste bei Puaicho nach S verfolgen. Es besteht generalisiert aus einer liegenden Sequenz (gelb anwitternde, Fe-gebundene Sande) über der hellbraune Schluffe folgen, die vor allem im oberen Bereich zahlreiche organische Reste enthalten. In Senken ist das Top meist intensiv bioturbiert, die rundlichen Bohrgänge erreichen Durchmesser bis über 8 cm. In dieses Kliff sind mehrere Zehnermeter breite, U-förmige Erosionsrinnen eingeschnitten, die mit torfigen Sedimenten verfüllt sind. In dieser Torflage liegt der Ansatzpunkt von PUA B1 (Abb. 62).

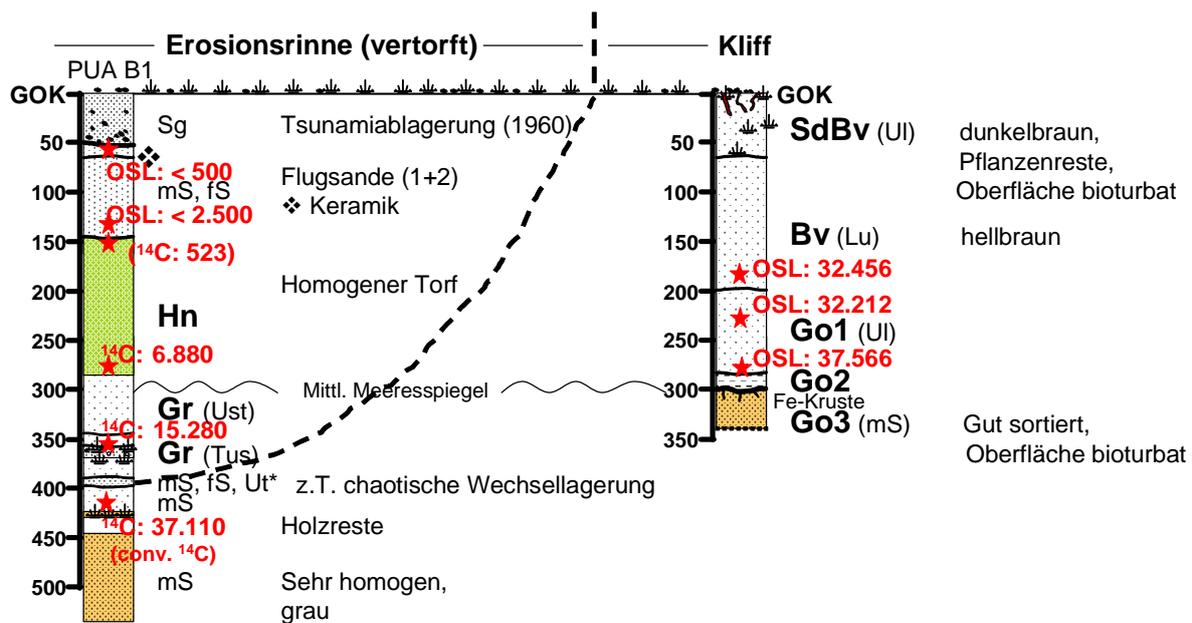


Abb. 61: Übersichtsskizze der Bohrlokalisierung PUA B1. Die Bohrung wurde in einer erosiv in das bestehende Kliff (lössartige Braunerde [Bv]) eingeschnittenen und nachträglich vertorften Rinne abgeteuft. Die Basis des angeschnittenen Kliffs (mS, gelb markiert) entspricht wahrscheinlich den liegenden Schichten (mS, gelb markiert) der Bohrung, wie auch die Datierungen in diesem Bereich vermuten lassen (Profilaufnahme H. Brückner, G. Schellmann).

Die gesamte Sequenz schließt nach oben mit einer maximal 2 m mächtigen Flugsanddecke aus leicht verfestigten, gut sortierten, geschichteten Sanden ab. Örtlich sind Keramikbruchstücke zu finden. An einigen Stellen ist diese äolische Bildung erosiv von bis zu 50 cm mächtigen, schlecht sortierten, stark kiesigen Sanden gekappt. Die Kies- und Steinkomponenten sind zum Teil chaotisch eingelagert. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die Ablagerungen des Tsunamis vom Mai 1960.

PUA B2 (Gesamtlänge 7,7 m) befindet sich etwa 1,5 km süd-südöstlich von PUA B1, ca. 400 m vom Pazifik entfernt. Der Kern wurde in einer verlandenden, mit Seggen bestandenen Randsenke im Bereich des parallel zum Strand verlaufenden Zuflusses des Lago Budi (Estero Malalhue, Estero Yenehue, Abb. 12) abgeteuft. Der Bohransatzpunkt befindet sich etwa 2 m ($\pm 0,2$ m) über dem mittleren Meeresspiegel.

3.2.8.1 Kernbeschreibung

PUA B1 (siehe Abb. 62) durchteuft in den obersten 140 cm die torfigen Sedimente (Hn) am Top der beschriebenen Rinnenfüllung. Darunter folgen etwa auf Meeresebene steifplastische blau-grüne Schluffe, die an der Basis zahlreiche Pflanzenreste bzw. Hölzer enthalten. Unter einem chaotischen Wechsellagerungshorizont von braunen, schluffigen Sanden und grünlichen, tonigen Schluffen liegen dunkelgraue, gut sortierte Sande, in denen die Bohrung endet. Sehr wahrscheinlich stellen diese Sande die Anknüpfung zu den gelb anwitternden, ferritisch gebundenen Sanden am erodierten Kliff dar (siehe Abb. 61), was durch die Datierungen unterstützt wird (vgl. Kap. 3.2.8.2).

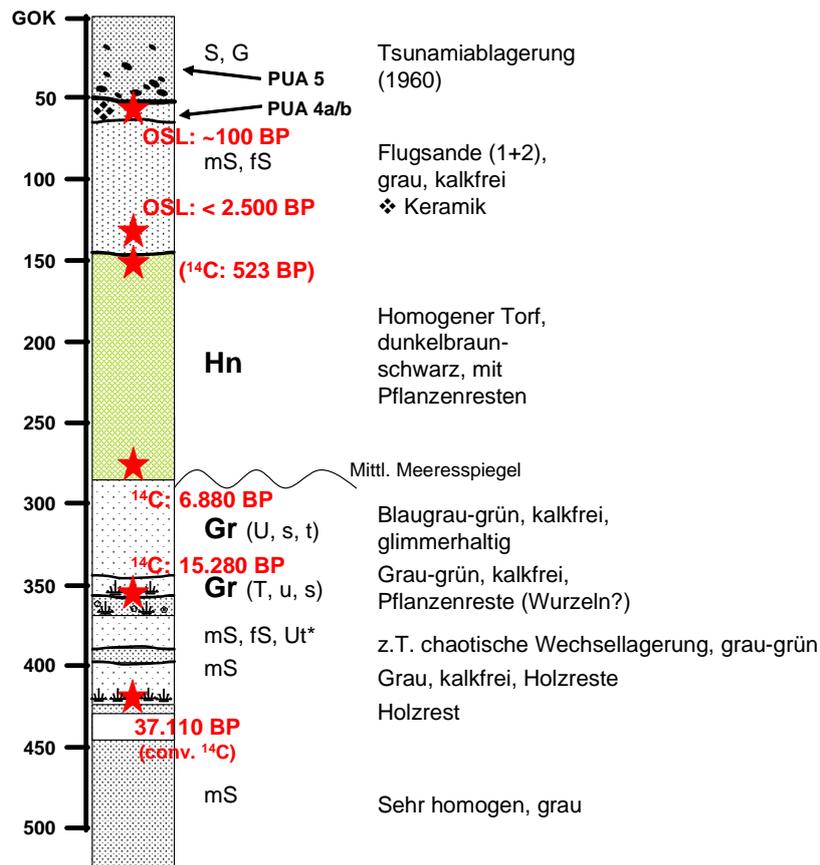


Abb. 62: Kombiniertes Aufschluss-Kernschema der Bohrung PUA B1. Unter Kap. 3.2.8.2 sind sowohl die ¹⁴C-Alter (cal. yr B.P.), als auch die OSL-Daten näher erläutert (Alter in Klammern = Probe wahrscheinlich mit rezentem Material verunreinigt) (Profilaufnahme: H. Brückner, G. Schellmann).

Im Liegenden der Bohrung **PUA B2** (Abb. 63) wurden sehr homogene Sande angetroffen. An Fossilien fanden sich neben Echinodermenresten und Bruchstücken von *Mytilus* sp. auch eine reichhaltige Foraminiferenvergesellschaftung (*Nonionella* sp., *Ammonia parkinsoniana*, *Buliminella* sp., *Bolivina* sp. und weitere nicht identifizierte planktonische Arten). Zwischen 650-560 cm folgen hellgraue, sehr homogene, lehmige Schluffe mit relativ häufigen Pflanzenresten und sehr wenigen *Mytilus*-bruchstücken und Foraminiferen. Über einer deutlichen, bioturbat überarbeiteten Grenze folgen zwischen 560-490 cm wiederum dunkelgraue, homogene Sande mit

schlecht erhaltenen Resten von *Mytilus* sp., einigen Foraminiferen (*Nonionella* sp., *Ammonia parkinsoniana*) und Balanidenbruchstücken. Darüber folgt eine braungraue Gytija mit Millimeter starken, torfartigen Laminae und häufigen Pflanzenresten (Wurzeln), die in eine anfangs rötlich-braune, dann schwarzbraune massive Torflage übergeht (395-180 cm u. GOK). Das Top des Torfes wird an einer scharfen Grenze von schwarzen, sehr homogenen Sanden überlagert, die in den obersten 85 cm eine Durchwurzelung aufweisen, worauf die rezenten Seggen wachsen.

Die Datierung in 185 cm Tiefe (Top der unterlagernden Torfe) zeigt ein rezent-tes Alter nach 1954 A.D., und damit handelt es sich bei den überlagernden Sanden um ein Schichtpaket, das sehr wahrscheinlich in Folge des Tsunamis vom Mai 1960 abgelagert wurde.

Die sehr hohe Mächtigkeit dieses Sandpakets von etwa 180 cm ist einerseits durch einen Aufstauereffekt der Tsunamiwellen am rückverlagerten Kliff und zugleich durch eine damit verbundene Verringerung der Depositionsfläche zu erklären. Des Weiteren befinden sich zwischen Pazifik und der Bohrlokalisierung bis zu vier strandparallele, bis 5 m hohe Dünenwälle, aus denen sich sehr viel Material (Dünensande) mobilisieren lässt. Ein gewisser kontinuierlich folgender Anteil an rein äolischen Ablagerungen nach 1960 kann im Profil durch die verhältnismäßig tieferreichende Durchwurzelung nicht ausgeschlossen werden.

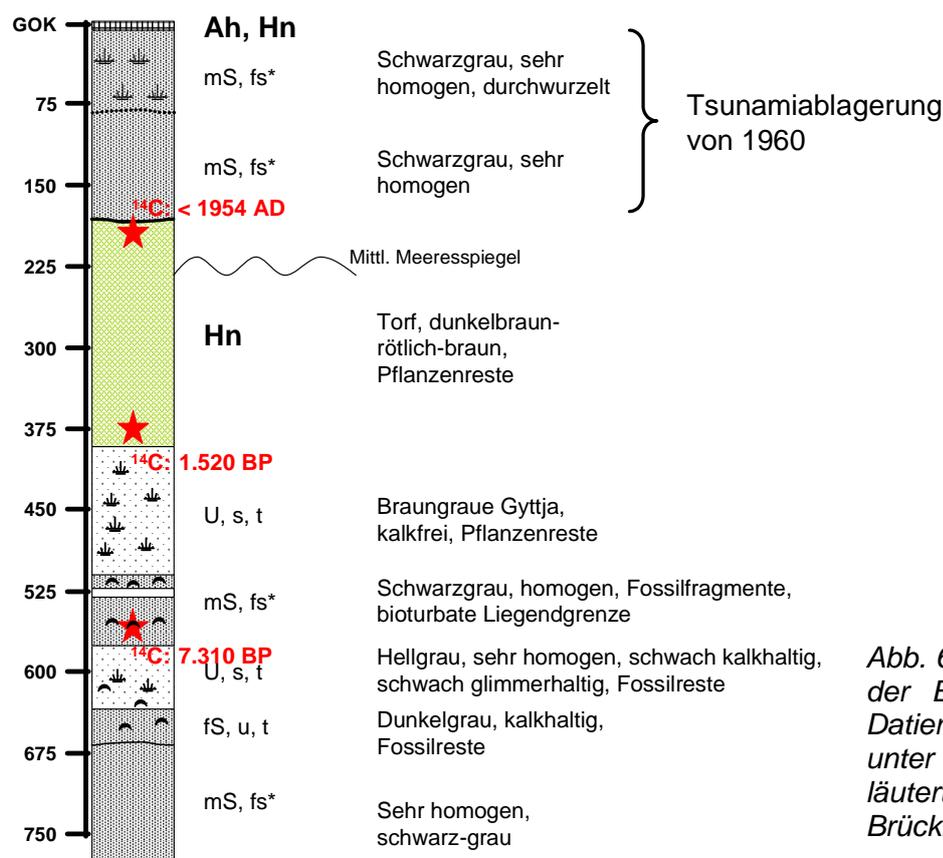


Abb. 63: Schematisches Profil der Bohrung PUA B2. Die Datierungen (cal. yr B.P.) sind unter Kap. 3.2.8.2 näher erläutert (Profilaufnahme: H. Brückner, G. Schellmann).

3.2.8.2 Datierungsergebnisse

Aus der Bohrung PUA B1 bzw. aus dem umgebenden Kliff wurden insgesamt neun Proben entnommen und über AMS-¹⁴C (vier Proben) und optisch stimulierte Lumineszenz (OSL, fünf Proben) an unterschiedlichen Laboren datiert (Tab. 15). Die AMS-Datierungen wurden überwiegend an pflanzlichen Resten und Hölzern vorgenommen um Reservoir effekte möglichst gering zu halten. Die OSL-Datierungen wurden an Quarzen durchgeführt (siehe Kap. 2.2.9).

Der Pflanzenrest in 282 cm liegt mit einem Radiokarbonalter von über 37.000 yr B.P. bereits im oberen Altersbereich der Methode. Dadurch ergeben sich relativ große Fehlerbreiten von etwa ±1.000 Jahren. Die für präzise Datierungen erforderlichen Mindestmengen (AMS) von 1 mg Kohlenstoff waren gegeben.

An den in PUA B2 erbohrten Sedimenten wurden in verschiedenen Tiefen drei Alter ermittelt. Bei einer Probe (PUA B2, 555 cm) handelte es sich um nicht näher spezifizierbare Muschelreste. Die übrigen Datierungen erfolgten an Pflanzenresten. Die Probe aus 185 cm Tiefe ergab einen höheren ¹⁴C-Gehalt als der der Standardatmosphäre und enthält damit Kohlenstoff aus oberirdischen Kernwaffentests nach 1954 A.D.

Tab. 15: Zusammenstellung der Datierungsergebnisse aus dem Bereich der Bohrungen PUA B1 und PUA B2 (CALIB REV 5.0.2, siehe Kap. 2.2.9). Beta (Beta Analytics, Florida), KIA (Leibnitz Labor, Kiel), MR (OSL-Labor, Marburg).

Lab. nr.	Tiefe [m]	Material	¹⁴ C Alter [yr B.P.]	δ ¹³ C [‰]	1 σ (68,3 %) [cal. yr]	2 σ (95,4 %) [cal. yr]
KIA 28918	1,15 PUA B1	Holz	6.086±31	-28,4	4.987-4.894 BC	6.779-6.980 (6.880 BP)
Beta 232794	2,13 PUA B1	Holz	12.930±40	-26,6		15.060-15.500 15.280 BP
KIA 28919	2,82 PUA B1	Pflanzenrest	37.110 +1.030/-910	-25,9		42.520-41.220 41.870 BP
KIA 28920	1,85 PUA B2	Pflanzenrest	<1954 AD	-24,7		
KIA 28921	3,90 PUA B2	Pflanzenrest	1.706±52	-28,7	334-437 AD	AD 427
Beta 232795	5,55 PUA B2	Schill	6.770±40	+0,1	5.396-5.301 BC	7.217-7.403 (7.310 BP)
MR 0523	1,80 PUA 1-1b	OSL-Quarz	32.456 ±2.410			
MR 0524	2,25 PUA 1-1a	OSL-Quarz	32.212 ±2.382			
MR 0525	2,70 PUA 1-1c	OSL-Quarz	37.566 ±3.207			
MR 0526	0,40 PUA 4-a2	OSL-Quarz	rezent (~100 yr)			
MR 0527	1,75 PUA 3-a	OSL-Quarz	subrezent (<2.500 yr)			
Beta 232793	0,00 PUA 2-f	Holz	530±40	-28,2	1414-1445 AD	AD 1427

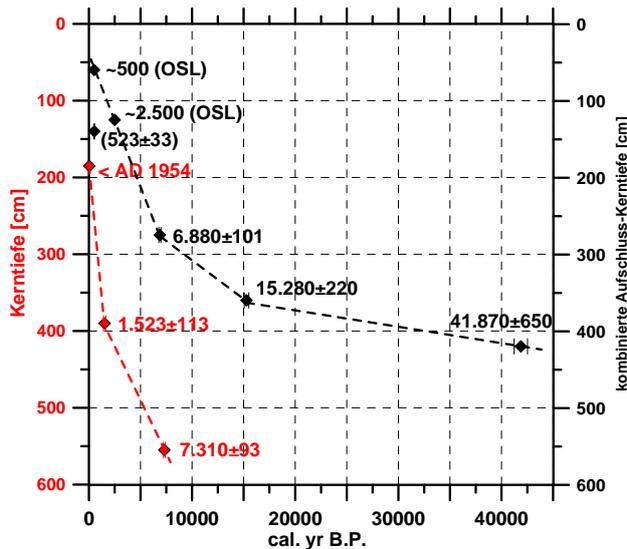


Abb. 64: Alter-Tiefen-Beziehung der Bohrung PUA B1 und PUA B2.

x-Achse: Cal. yr B.P. (2σ)
 y-Achse: kombinierte Aufschluss-Kerntiefe [cm] (PUA B1)
 y-Achse: Kerntiefe [cm] (PUA B2)

Die Datierung in Klammern ist wahrscheinlich mit rezentem Material verunreinigt.

3.2.9 Ergebnisse der Hammerschlagseismik

Um Informationen über die Verhältnisse des tieferen Untergrundes zu erhalten, der von den Bohrungen nicht mehr zu erkunden war, wurde bei Puacho annähernd parallel zur Küste in Zusammenarbeit mit Ch. Hilbich (Physische Geographie, FSU Jena) ein refraktionsseismisches Profil (Hammerschlagseismik) durchgeführt (Abb. 65). Sowohl die starke Dämpfung des Signals in den hangenden klastischen Sedimenten, als auch das Vorhandensein von Torflagen, die aus den beschriebenen Aufschlüssen und Bohrungen am Strand bekannt sind (Kap. 3.2.8), wirken sich limitierend auf Eindringtiefe und Auflösung aus. Deshalb lässt sich eine nur relativ grobe, im Folgenden erläuterte, Schichtverteilung im Untergrund vom Hangenden ins Liegende erkennen (vgl. Abb. 65):

- Schicht A): Locker gelagerte, klastische Sedimente mit einer zwischen 0-~10 m schwankenden Mächtigkeit. Aus den Geländebefunden entspricht dies den Flugsanddecken (Dünen) und jungen tsunamigenen Sandablagerungen. In diesem Tiefenbereich wurden auch Torfsequenzen erbohrt (siehe PUA B2) (Schallgeschwindigkeiten: 400-800 m/s).
- Schicht B): Leicht verfestigte, klastische Sedimente mit etwas höheren Schallgeschwindigkeiten zwischen 1.150-1.650 m/s und relativ konstanten Mächtigkeiten zwischen 30 und 40 m. Vermutlich entsprechen die liegenden Schichten in PUA B2 (lagunäre und marine Sande und Schluffe, Abb. 63) dieser Sequenz.
- Schicht C): Anstehendes Festgestein mit seismischen Geschwindigkeiten zwischen 2.200-2.500 m/s (Formation Budi ?). Die Oberfläche liegt in Tiefen zwischen 30 und 45 m. Diese Bereiche wurden in keiner der Bohrungen erreicht. Es ist zu vermuten, dass es sich hierbei um die vulkanoklastischen Schluff- und Sandsteine des Basements (Formation Budi) handelt.

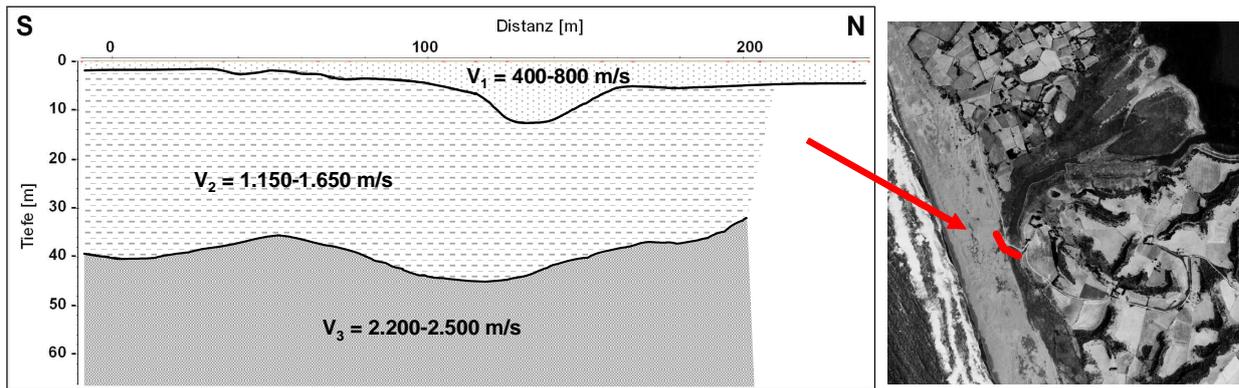


Abb. 65: Auswertung des refraktionsseismischen Profils an der Lokalität Puaicho (verändert nach Ch. Hilbich). Dargestellt ist der südlichste Abschnitt des Profils (Profilverlauf, siehe rechts).

3.3 Mineralogische Untersuchungen der magnetischen Fraktion

Nach der Kernöffnung wurde an jeweils einer Kernhälfte kontinuierlich die Magnetische Suszeptibilität (MS) gemessen. Wie bereits erwähnt, erreichten manche Horizonte ungewöhnlich hohe Werte bis $12.550 \cdot 10^{-6}$ SI (z.B. Kern LB 11/05, 50-52 cm). Derartig hohe Werte werden normalerweise nur von ferrimagnetischen Fe-Oxiden, wie z.B. Magnetit erreicht. Um der Ursache auf den Grund zu gehen, wurde aus Kern LB 2/05 Pilot ein Bereich (15-21 cm) mit hoher MS bis $5.320 \cdot 10^{-6}$ SI gesondert beprobt und auf den Mineralgehalt untersucht. Dabei kamen zwei Methoden zur Anwendung:

- a) Röntgendiffraktometrie (**XRD**)
- b) Rasterelektronenmikroskopie mit energiedispersiver Röntgenanalytik (**REM/EDX**)

Aus der getrockneten Probe wurden mit Hilfe eines Handmagneten der magnetische Anteil abgetrennt und aufkonzentriert. Streupräparate unter dem Lichtmikroskop zeigten, dass diese magnetisch abgetrennte Fraktion hauptsächlich aus mafischen und opaken Mineralen besteht, untergeordnet aus offensichtlich anheftenden Quarzen, vulkanischen Gläsern und Gesteinsbruchstücken. Die **XRD-Analyse** ergab folgendes Mineralgemenge:

- Feldspatgruppe (Plagioklase $(\text{Na}, \text{Ca})\text{Al}(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_8$)
- Pyroxen (vermutlich Augit $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti}, \text{Al})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$)
- Titanomagnetit $(\text{Fe}_3\text{O}_4\text{-Fe}_2\text{TiO}_4)$
- Hämatit (Fe_2O_3)
- Quarz (SiO_2)

Die aus der **REM/EDX-Analyse** gewonnene Elementverteilung ergibt ebenso ein Gemenge aus mehreren Mineralphasen. Auffällig ist ein hoher Gehalt an Aluminosilikaten mit wechselnden Anteilen an Na und Ca, die vermutlich von Feldspäten (Plagioklase) herrühren (Tab. 16, Probe I, II und III). Rein rechnerisch (nach CIPW-Norm) ist auch ein gewisser Anteil an Pyroxenen (Diopsid, Augit ?) und an Hämatit enthalten. Auf Grund der hohen Gehalte an Ti und Fe (Tab. 16, Probe IV), die

zusammen über 88 Gew.-% ergeben, ist auch ein gewisser Anteil an Titanomagnetit enthalten. Ilmenit (FeTiO_3) kann nicht ausgeschlossen werden, zeigt aber nur leichten Magnetismus.

Tab. 16: Semiquantitative Hauptelementgehalte der magnetisch abgetrennten Fraktion (EDX-Flächenscan an vier Körnern).

[Gew.-%]	Probe I	Probe II	Probe III	Probe IV
Na₂O	4,0	6,8	3,4	6,7
MgO	1,9	0,0	3,3	2,0
Al₂O₃	20,0	19,8	6,8	0,7
SiO₂	63,4	68,7	73,6	1,6
K₂O	0,7	0,6	0,2	0,1
CaO	4,6	3,5	6,5	0,4
TiO₂	0,9	0,1	0,6	44,4
Fe₂O₃	4,4	0,7	5,7	44,2
Summe	100	100	100	100

Neben Titanomagnetit, der starke ferrimagnetische und Hämatit, der mittlere antiferromagnetische Eigenschaften aufweist (DEARING 1999), zeigen Pyroxene (z.B. Augit) paramagnetische Charakteristika, die mit dem Fe-Gehalt im Kristallgitter variieren. Die übrigen detektierten Mineralphasen (Plagioklase, Quarz) sind diamagnetisch und zeigen schwach negative MS-Werte (DEARING 1999). Magnetit besitzt gegenüber der stärksten antiferromagnetischen Phase eine um den Faktor 1.000 höhere Suszeptibilität. Bereits eine Konzentration an Magnetit von 0,1 % dominiert die MS einer gemessenen Probe zu 85,4 %. Paramagnetische Minerale, sowie der Wassergehalt und organisches Material, die zusammen 90 % einer Probe ausmachen, beeinflussen die Gesamtsuszeptibilität mit weniger als 7 % (DEARING 1999). Nach SMART & MOORE (1997) liegen die in den Sedimentkernen vom Lago Budi gemessenen Werte der MS in Größenordnungen, die für para- bzw. antiferromagnetische Phasen typisch sind.

Neben der Mineralkonzentration und -zusammensetzung wird die MS im Allgemeinen auch durch die Kristallgröße und -form bestimmt (DEARING 1999). Jedoch zeigt die Zusammenstellung bei PETERS & DEKKERS (2003) keine zwingende Abhängigkeit der MS von der Korngröße.

Des Weiteren kann auch ein Verdünnungseffekt für die erhöhten Werte der MS in den marinen Sequenzen bzw. in den Basisschichten der Seekerne LB 1/05 und LB 3/05 mitverantwortlich sein. Die Bereiche mit hohen Suszeptibilitätswerten zeigen gleichzeitig niedrige Wassergehalte und niedrige Gehalte an organischem Kohlenstoff (TOC). Mit der Abnahme der MS nehmen die Wassergehalte und die Gehalte an TOC deutlich zu. Die entsprechenden Sequenzen weisen im Vergleich zum hangenden Kernbereich um 50 % niedrigere Wassergehalte auf (vgl. Kern LB 3/05, Abb. 35, Abb. 38). Die TOC-Werte nehmen entsprechend von <1 % auf über 3-6 % zu.

Als Fazit sind somit die örtlich in den Sedimentkernen gemessenen, hohen MS-Werte neben den erhöhten Anteilen an Pyroxenen primär auf die Minerale (Titano-) Magnetit und Hämatit zurückzuführen, die zwar offensichtlich in sehr geringeren Mengen vertreten sind, aber durch ihre hohe Magnetisierbarkeit die Suszeptibilitäten dominieren.

Die Extrusiva des seit dem späten Pleistozän aktiven Vulkans Llaima (3.125 m ü. NN), sind charakterisiert durch einen hohen Gehalt an Plagioklas, Klino-, Orthopyroxen, Olivin und Magnetit (NARANJO & MORENO 1991). Über den im Gebiet des Vulkans Llaima entspringenden Rio Imperial könnten die entsprechenden Minerale an die Küste transportiert worden sein (Abb. 1). ILLIES (1960) beschreibt auch Magnetitvorkommen in den Serpentiniten und Glimmerschiefern der Küstenkordillere. Aus diesen beiden Quellen ist der Ursprung des magnetischen Mineralgemenges am Lago Budi zu vermuten.

3.3.1 Magnetische Suszeptibilität der äolischen und tsunamigenen Ablagerungen am Strandbereich (Puaucho)

Um die Relation der tsunamigenen Sandlagen in den Seekernen zum potentiellen Liefergebiet (vorgelagerte Dünenbereiche) hinsichtlich ihrer magnetischen Eigenschaft näher zu untersuchen, wurde die MS dreier Einzelproben der Flugsanddecken aus der Bohrung PUA B1 (Proben PUA 4a und PUA 4b) und aus den vermuteten Tsunamiablagerungen von 1960 (Probe PUA 5) bei Puaucho bestimmt (siehe Abb. 62). Die Proben aus den Flugsanden ergaben Suszeptibilitäten zwischen 6.362 und $7.938 \cdot 10^{-6}$ SI, die Tsunamiprobe erreichte einen Wert von $8.190 \cdot 10^{-6}$ SI. Damit könnten die markanten Sandlagen in den Seekernen, die die hohen MS-Werte zwischen 1.000 und $9.000 \cdot 10^{-6}$ SI aufweisen, mit hoher Wahrscheinlichkeit aus den vorgelagerten Dünenbereichen stammen.

3.4 Diatomeenanalyse (LB 1/05)

Diatomeen reagieren sehr sensibel gegenüber den chemischen und physikalischen Eigenschaften des umgebenden Milieus, insbesondere hinsichtlich Veränderungen der Salinität, des Nährstoffhaushalts oder der Temperaturen. Durch die in saurer Umgebung sehr gute Erhaltungsfähigkeit in geologischen Archiven erlaubt ihre Abundanz und Vergesellschaftung maßgebliche Rückschlüsse auf vergangene Umweltverhältnisse. Wie im Stand der Forschung (Kap. 1.4.4) ausgeführt, sind Diatomeen ein wichtiges und häufig angewandtes Hilfsmittel, speziell zur Untersuchung tsunamigener Ablagerungen. Des Weiteren können über die Lebensweise der Diatomeen (Verhältnis planktonisch/benthisch [P/B]), neben Aussagen zur Transparenz (suspendiertes Material), auch größere Seespiegeländerungen rekonstruiert werden. Eine Senkung des Seespiegels bringt z.B. die Litoralzone näher an die Seemitte bzw. Kernstation heran und damit nimmt das Verhältnis P/B in den erbohrten Sedimenten ab. Die Analyse der Diatomeen wurde von Dr. S. Wunsam (University of Alberta, Kanada) als Auftragsarbeit durchgeführt.

Im Vergleich aller Seekerne zeigte LB 1/05 ein sehr homogenes und ungestörtes Erscheinungsbild, weshalb dieser Kern zur Diatomeenanalyse ausgewählt wurde. Datierungen lagen zu diesem Zeitpunkt noch nicht vor.

Über die gesamte Länge (770 cm) wurden nach einem konstantem Raster von 35 cm 19 Proben entnommen. Zusätzlich wurden drei Proben aus den markanten Sandlagen (223-218 cm, 203-200 cm und 137-127 cm) extrahiert und die Diatomeenzusammensetzung analysiert. Insgesamt konnten 104 Arten identifiziert werden, der Großteil davon (76 %) zeigt jedoch eine eher geringe Abundanz unter 5 %. Über den

gesamten Kern gesehen dominieren marin-brackische Arten mit durchschnittlich 83,3 %. Brackisch-limnische Arten sind im Mittel mit 10,3 % vertreten (unbekannte Präferenz 6,4 %).

Unter den marin-brackischen Arten ist ein Großteil mit durchschnittlich 32 % typisch für Küsten, an denen upwelling stattfindet. Dies sind *Paralia sulcata*, *Thalassionema nitzschooides*, *Chaetoceros* sp., *Skeletonema costatum* und *Actinoptychus* sp. (vgl. ABRANTES et al. 2007, SUTO 2006). Hinsichtlich der Lebensweise dominieren planktonische Arten (planktonische und tychoplanktonische Arten zusammengefasst) mit durchschnittlich >50 % (benthische 23 %, unbekannte Präferenz 27 %) (vgl. Abb. 67).

Entsprechend der Unterteilung (Unit I-IV) des Kolbenlotes LB 1/05 gemäß der Kernbeschreibung bzw. der geochemischen Analysen, zeigen sich auch in der Diatomeenverteilung deutliche Unterschiede in den einzelnen Sequenzen (Abb. 66).

- In **Unit I** (770-609 cm) dominieren marin-brackische Arten mit Gehalten zwischen 89,6-95,3 %. Das höchste Vorkommen zeigt *Paralia sulcata* (30,2-68,8 %), gefolgt von *Thalassiosira cf. excentrica* (4,9-13,1 %), *Thalassionema nitzschooides* (1,5-11 %), *Thalassiosira* sp. (2,5-8,5 %), *Delphineis surirella* (4,1-6,3 %) und *Dimerogramma marinum* (1,9-6,1 %). Des Weiteren sind *Chaetoceros* Zysten (Dauerstadien) mit 7,2-10,6 % verstärkt vertreten. Brackisch-limnische Arten liegen unter 2,2 %. Mit 65-80 % herrschen planktonische Arten in diesem Abschnitt vor.
- In **Unit II** (609-267 cm) bleiben marin-brackische Arten dominant (77,7-91,7 %), jedoch verzeichnen brackisch-limnische Spezies einen deutlichen Anstieg auf 5,5-18 %. Allgemein zeigen die unterschiedlichen Arten relativ starke Schwankungen. *Paralia sulcata* geht deutlich unter 32,2 % (>7,5 %) zurück. Dementsprechend steigt *Cyclotella caspia* auf bis zu 44,8 % an. Zusätzlich verzeichnen *Gomphonema exiguum* (1,1-22 %), *Navicula tenelloides* (0,6-6,7 %), *Cocconeis scutellum* (0,3-6,6 %) und *Skeletonema costatum* (0-13,3 %) eine deutliche Zunahme. Unter den brackisch-limnischen Arten dominieren *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (1,3-7,2 %) und *Fragilaria pinnata* (0,2-6,1 %). Benthische Arten nehmen in diesem Abschnitt auf 16-38 % zu (planktonische: 42-61 %)
- **Unit III** (267-86 cm) verzeichnet bis auf eine Ausnahme bei 202 cm einen erneuten Rückgang an brackisch-limnischen Arten auf unter 10,9-4,4 %. Marin-brackische Spezies bleiben nahezu unverändert hoch zwischen 78,3-91,9 %. *Paralia sulcata* ist vorherrschende Art (10,8-38,9 %), neben *Cyclotella caspia* (1,7-9 %), *Gomphonema exiguum* (0-23,4 %) und *Navicula tenelloides* (0,9-8,6 %). Daneben verzeichnen einige Arten der Gattung *Nitzschia* punktuelle Maxima, wie z.B. *N. aequorea* (bis 8,2 %) und *N. acuminata* (bis 8 %). Unter den limnischen Arten ist *Cocconeis placentula* var. *euglypta* mit bis zu 5 % vertreten. *Nitzschia constricta* erreicht in einem Einzelpeak bei 202 cm 30,2 %.

Betrachtet man die Proben aus den Sandlagen (222 cm, 202 cm und 135 cm) so zeigen die obere (135 cm) und die untere Lage (222 cm) statistisch gesehen mit einem Anteil marin-brackischer Arten von 78,3 % und 78,8 % zu

brackisch-limnischen Arten mit 9,5 % und 9,2 % auf den gesamten Kern bezogen keine auffälligen Abweichungen und ein nahezu identisches Verhältnis. Es dominieren *Paralia sulcata* (10,8-15,5 %), *Gomphonema exiguum* (0,2-9,7 %), *Cocconeis scutellum* (0,6-5,9 %) und *Achnathes delicatula* spp. (0,4-5,9 %).

Eine Ausnahme stellt jedoch die mittlere Sandlage in 202 cm Tiefe dar. Durch eine einzige brackisch-limnische Art (*Nitzschia constricta*), die hier punktuell bis zu 30,2 % erreicht, verschieben sich die Verhältnisse auf 51,4 % (marin) zu 35,8 % (brackisch-limnisch). *Nitzschia constricta* zeigt über den restlichen Kern gesehen durchschnittliche Konzentrationen von unter 1,1 %. In den übrigen beiden Sandlagen werden nur 0,6 % bzw 1,4 % erreicht.

Sehr charakteristisch erscheint jedoch die Zunahme an marinen Spezies unmittelbar nach jeder einzelnen Sandlage. Durchschnittlich liegen hier die marin-brackischen Arten bei 88,5 % im Vergleich zu den brackisch-limnischen Arten, die auf 6,4 % zurückgehen.

Eine weitere Auffälligkeit zeigt sich im Verhältnis planktonischer zu benthischer Arten. Bei den o. g. häufigsten Spezies in den Sandlagen handelt es sich nahezu ausschließlich um benthische Arten. Die einzige Ausnahme stellt *Paralia sulcata* dar, die unterschiedlich charakterisiert wird (planktonisch VOS & DE WOLF 1993, semiplanktonisch/benthisch RAMOS et al. 2003). Die Einordnung erfolgt hier nach VOS & DE WOLF (1993). Benthische Arten erreichen in den Sandlagen Konzentrationen zwischen 37,5 % und 42,5 % (planktonische: 23-34 %). Das Verhältnis planktonischer zu benthischer Arten (P/B) liegt in den Sandlagen zwischen 0,6-0,8 und erreicht jeweils die geringsten Werte des gesamten Kerns (siehe Abb. 67).

- Im jüngsten Kernabschnitt (**Unit IV**, 86-0 cm) zeigen die brackisch-limnischen Spezies mit Konzentrationen zwischen 17,9-22,5 % den markantesten Anstieg des gesamten Kolbenlotes. Darunter dominieren *Amphora libyca* (1,1-11,8 %), *Cocconeis placentula* var. *euglypta* (0,8-6,5 %), *Fragilaria brevistriata* (0,6-5,8 %) und *Fragilaria construens* var. *venter* (0,4-5,1 %). Die marin-brackischen Arten sind rückläufig (73,2-77,6 %). Hier überwiegen *Paralia sulcata* (6,3-27,7 %), *Navicula tenelloides* (2,3-25,3 %), *Cyclotella caspia* (6-13,7 %) und *Melosira westii* (0-11,2 %). Planktonische Arten steigen wieder auf über 60 % an.

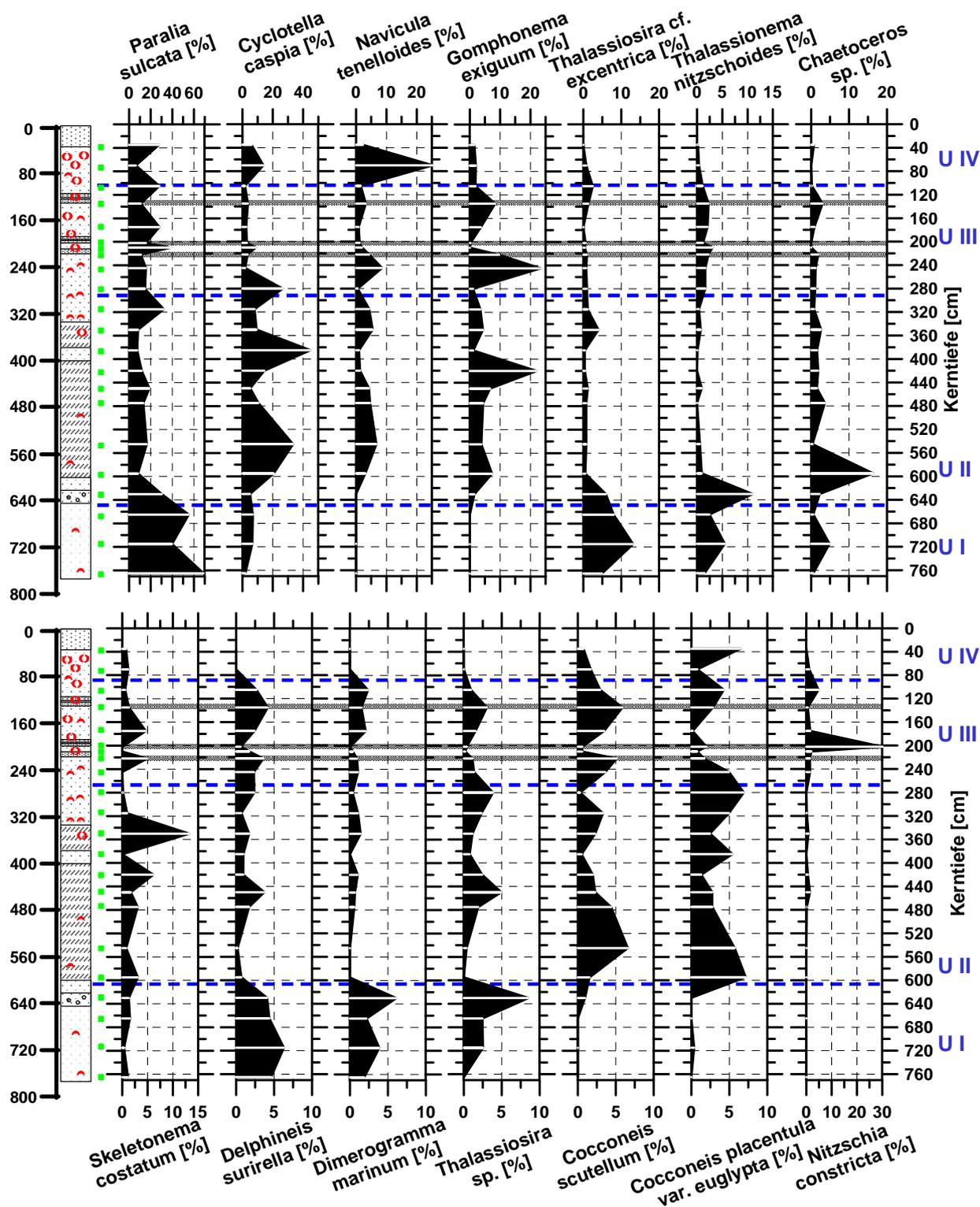


Abb. 66: Zusammenstellung der 14 häufigsten Diatomeenarten im Kolbenlot LB 1/05, die mit bis zu 85 % den Großteil aller Diatomeen repräsentieren. Legende der schematischen Kerndarstellung siehe Abb. 25. Grün dargestellt sind die Probenentnahmetiefen (grau: Sandlagen, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

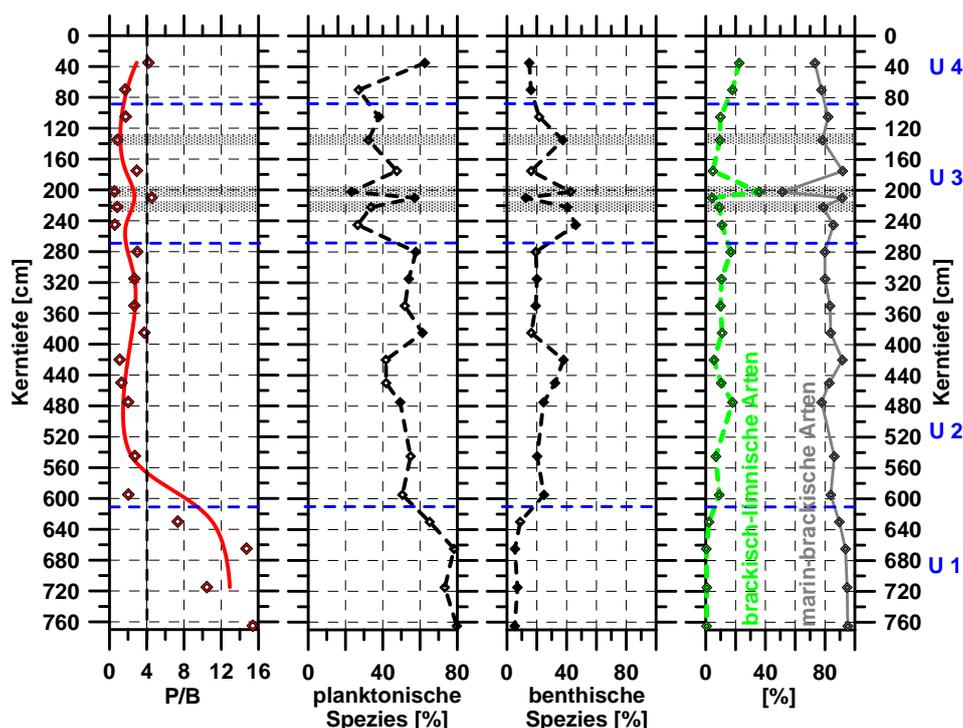


Abb. 67: Verhältnis planktonischer (inkl. tychoplanktonischer) zu benthischer Diatomeenarten (rot) und die jeweiligen relativen Konzentrationen. Rechts: Relative Abundanzen brackisch-limnische, sowie marin-brackische Arten (grau: Sandlagen, blau: Sedimentologische Einheiten gemäß der Kernbeschreibung).

3.5 Pollenanalyse (LB 1/05, LB 3/05)

Die palynologischen Untersuchungen wurden/werden an Kern LB 1/05 und LB 3/05 von der chilenischen Kollegin Ana María Abarzúa (Doktorandin, Universidad Austral, Valdivia) durchgeführt. LB 1/05 wurde auf die gesamte Länge von 770 cm im Abstand von 10 cm beprobt. In LB 3/05 wurde nur die liegende Sequenz zwischen 720-1.062 cm beprobt (Probenabstand: 15 cm). Beide Kerne wurden über MS und geochemische Analysen korreliert (siehe Kap. 4.1), so dass die bis maximal 6.000 Jahre zurückreichenden Informationen aus Kern LB 1/05 um gut 3.000 Jahre durch die in LB 3/05 stratigraphisch tiefer reichende Sequenz ausgedehnt werden konnten. Bis zum aktuellen Zeitpunkt wurden über den kompletten Bereich beider Kerne insgesamt 23 Proben in einem Raster zwischen 15-50 cm ausgezählt. Eine Verdichtung des Profilrasters ist noch in Arbeit.

Auf Grund der bisherigen Ergebnisse wird eine Einteilung in fünf Pollenzonen vorgenommen (BU-I bis BU-V) (siehe Abb. 68). Im Bereich zwischen 1.062-940 cm war nach der Aufbereitung kein Pollenmaterial vorhanden. Die Pollenzone BU-I beginnt somit bei 925 cm.

- In Pollenzone **BU-I** (925-890 cm) dominieren Baumpollen (BP) mit einem Anteil bis zu 70 %. Darunter finden sich für den gemäßigten Valdivianischen Regenwald typische Spezies, wie die Südbuchenarten *Nothofagus obliqua* (<25 %), *Nothofagus dombeyi* (<10 %), *Aextoxicon punctatum* (<8 %), *Hydrangea serratifolia* (<6 %) und *Lomatia/Gevuina* (<6 %). Unter den Nicht-

baumpollen (NBP) dominieren die Juncaceae (<30 %, Binsengewächse). Die Poaceae (Süßgräser) liegen unter 15 %.

- In Pollenzone **BU-II** (890-600 cm) nehmen die BP weiterhin leicht bis auf 80 % zu. Zusätzlich ist eine deutliche Zunahme an Farnpflanzen (<17 %) und der Poaceae (<30 %) zu verzeichnen. Mit relativen Gehalten von bis zu 5 % ist in einer Sedimenttiefe von 880 cm zum ersten mal *Zea mays* (Mais) zu identifizieren. Diese Tiefe entspricht einem interpolierten Alter von 8,2 cal. ka B.P. (Abb. 40). Gleichzeitig werden in diesem Abschnitt die höchsten Konzentrationen an Holzkohlepartikel registriert. Unter den BP dominieren *Nothofagus dombeyi* (<25 %), *Nothofagus obliqua* (<15 %), Podocarpaceae (<12 %, Steineibengewächse), *Beilschmiedia/Persea* (<8 %), Myrtaceae (<7 %), *Drimys winteri* (<6 %, endemisch), *Gomortega keule* (<5 %, endemisch). Die Juncaceae verschwinden nahezu völlig.
- In Pollenzone **BU-III** (600-450 cm) zeigt sich erstmals ein relativer Rückgang an BP, bei einem entsprechenden Anstieg der NBP auf über 50 %. *Nothofagus obliqua* bzw. *N. dombeyi* erreichen zusammen noch etwa 20 %. *Beilschmiedia/Persea* nehmen etwas zu (<8 %), sowie *Aextoxicon punctatum* und *Hydrangea serratifolia* (beide <5 %). Ein relativer Zuwachs ist bei den Hartlaubgewächsen zu verzeichnen. Zum ersten mal erscheinen die endemischen Arten *Cryptocaria alba* und *Peumus boldus* mit bis zu 5 %. Myrtaceae, *Drimys winteri* und *Gomortega keule* nehmen zum Teil deutlich ab (<2 %). Unter den NBP nehmen Chenopodiaceae (Gänsefußgewächse) markant auf bis zu 20 %, die Solanaceae (Nachtschattengewächse) bis 9 % zu. Poaceae erreichen 15 %, *Zea mays* etwa 3 %. Des Weiteren sind Spuren der Wasserpflanze *Myriophyllum* sp. zu verzeichnen.
- Die Pollenzone **BU-IV** (450- ~60 cm) zeigt eine deutlich stärkere Diversität im Vergleich zu den liegenden Abschnitten. Typische Elemente des Valdivianischen Regenwaldes gehen zurück (Podocarpaceae, *Aextoxicon punctatum*, *Hydrangea serratifolia*, *Embothrium coccineum*). Die Hartlaubgewächse bleiben nahezu unverändert zu BU-III. Die Konzentration der NBP schwankt weiterhin um die 50 %. Poaceae und Farne nehmen wieder etwas zu auf ca. 35 % bzw. 17 %. Viele Arten zeigen nur punktuelle Maxima, wie z.B. *Eucryphia/Caldcluvia*, Myrtaceae und *Peumus boldus*.

Im Bereich der Sandlagen (224-127 cm) ist allgemein ein Rückgang der Pollenkonzentrationen zu verzeichnen. Das Pollenspektrum zeigt hier eine Zunahme an NBP, wie z.B. Cyperaceae (Sauergräser) und Juncaceae.

- Pollenzone **BU-V** (~60-0 cm) ist durch exotische Spezies charakterisiert, wie z.B. *Rumex* sp. (Ampfer) und *Plantago* sp. (Wegerich), die im Zusammenhang mit der spanischen Kolonisation frühestens ab dem 16. Jahrhundert stehen und in jüngster Zeit durch forstwirtschaftlich genutzte Arten –vor allem *Pinus radiata*– bestimmt sind.

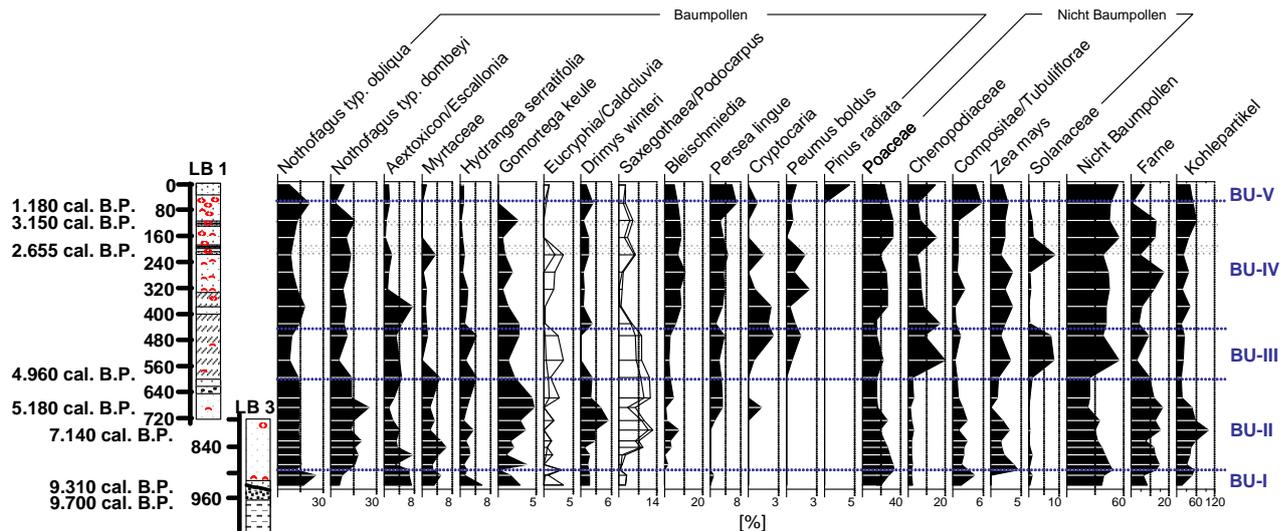


Abb. 68: Kombiniertes Pollenprofil aus Kern LB 1/05 und LB 3/05. Dargestellt sind die relativen Gehalte der Haupttaxa (grau: Sandlagen, blau: Palynologische Einheiten). Legende der schematischen Kerndarstellung siehe Abb. 34.

4 DISKUSSION UND INTERPRETATION DER ERGEBNISSE

4.1 Synthese aller Bohrkerne

Die aus dem Seebereich entnommenen Kolbenlotkerne zeigen eine deutliche Strukturierung hinsichtlich Sedimentaufbau und Ablagerungsmilieu. Die stratigraphisch am tiefsten reichenden Bohrungen LB 3/05 und LB 10/05 zeigen an der Basis terrestrische Bildungen (Paläogley, siehe Kap. 4.1.1), die von marinen Schichten transgressiv überlagert werden (Kap. 4.1.2). Wie die Diatomeenanalysen aus Kern LB 1/05 zeigen (Kap. 3.4), ist für das Untersuchungsgebiet in der Folgezeit mindestens ein deutlicher Wechsel von offenen marinen zu lagunär-brackischen Bedingungen dokumentiert.

Nahezu alle Seekerne lassen sich sowohl durch makroskopische Beobachtungen als auch durch sedimentologische und geochemische Analysen und über die Magnetische Suszeptibilität (MS) korrelieren (Abb. 69).

Da bei den in der Bucht südlich von Puerto Domínguez entnommenen Landkernen (PDO 1/05, PDO 2/05, PDO 4/05) geochemische Parameter fehlen, wurde versucht über ihren makroskopisch bestimmbaren Fossilinhalt sowie über ihre MS (nur PDO 4/05) an die Seekerne anzuknüpfen. Jedoch ist das Top dieser Profile unvollständig, etwa die letzten 5.000 Jahre fehlen (vgl. Kap. 3.2.6.4). Ebenso ist bei den Landkernen im Bereich von Puaicho mit mehreren erosiven Phasen zu rechnen (vgl. Kap. 3.2.8.1), so dass eine Parallelisierung erschwert wird.

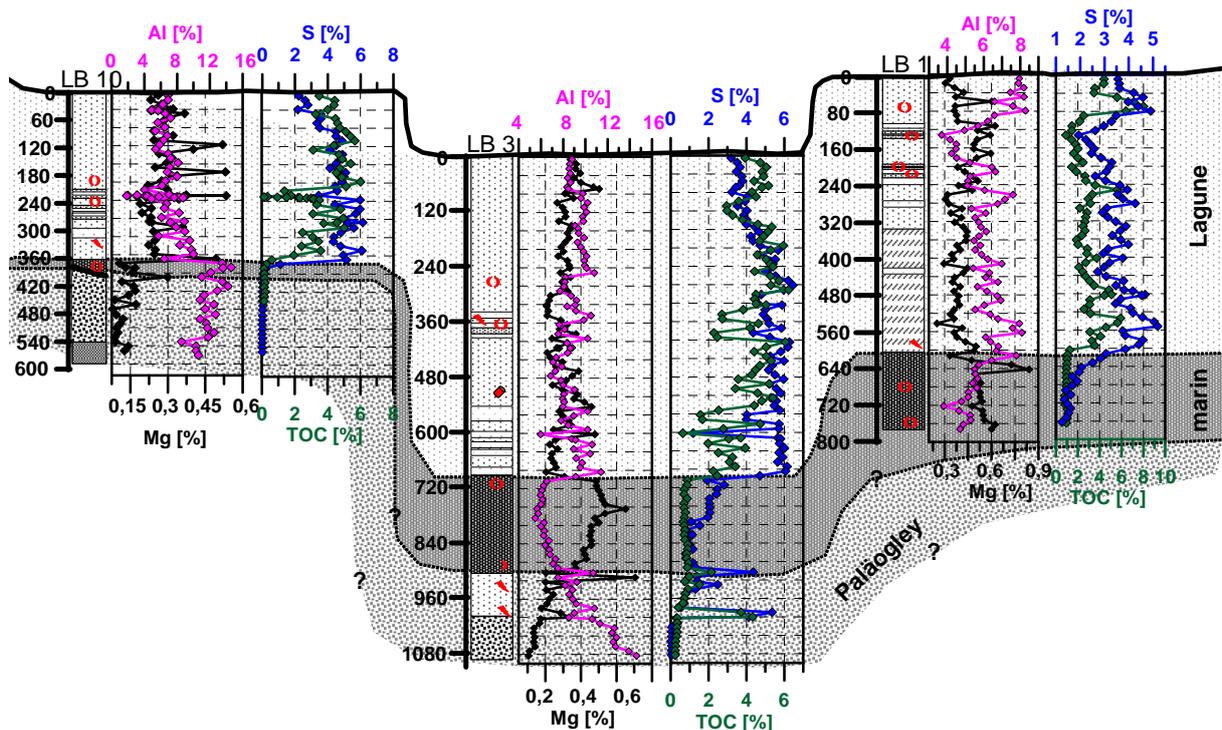


Abb. 69: Beispiele zur Parallelisierung der Seekerne LB 10/05, LB 3/05 und LB 1/05 über einige charakteristische Proxies (Al-, Mg-, S-, TOC-Gehalte). Vor allem die durch die Diatomeenanalyse (Kern LB 1/05) belegte marine Sequenz zeigt typische Elementkonzentrationen, wodurch eine Korrelierung vereinfacht wird. Legende zu den Kernskizzen, siehe Abb. 34. Kerne entsprechend der Entnahmetiefe angeordnet.

4.1.1 Terrestrische Bildungen – Basisschichten

Im Liegenden der Seekerne LB 3/05 und LB 10/05 wurden auffällig blau-grau, örtlich rostig gefärbte, tonreiche, kompaktierte Sedimente angetroffen, die eindeutige Merkmale einer hydromorphen Bodenbildung (Gley) aufweisen. In den Uferkernen (PDO 1/05, PDO 2/05, PDO 4/05) wurden entsprechende Schichten angetroffen (siehe unten). Die Teufen variieren zwischen 17 m u. NN (LB 3/05) und 10 m u. NN (LB 10/05). Abgesehen von den äußerlichen, charakteristischen Merkmalen sind die entsprechenden Kernabschnitte in LB 3/05 und LB 10/05 gut über die geochemischen Parameter parallelisierbar. K (>0,4 %), Fe (>8 %) und Al (>10 %) zeigen hier die höchsten Gehalte der jeweiligen Kerne. Die S- (<0,5 %) und die TC-Werte (<1 %) zeigen Minima, P stark schwankende und zum Teil sehr hohe Gehalte über 0,2 %. Die MS zeigt in diesen eindeutig terrestrisch geprägten Abschnitten, wohl auch auf Grund des höheren Kompaktionsgrades, mit bis zu $12.000 \cdot 10^{-6}$ SI die höchsten Werte der jeweiligen Kerne.

Ein Gley setzt definitionsgemäß einen anhaltend hohen Wasserstand zur Zeit seiner Bildung voraus (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2001). Auf Grund der Absenz organischer Reste (TOC-Gehalt <0,3 %, keine Pollen) konnte diese Bodenbildung über ^{14}C nicht direkt datiert werden. Aus LB 3/05 ergaben jedoch zwei Datierungen aus dem überlagernden Bereich ein Mindestalter von 10,2 cal. ka B.P. (Proben ERL10647, ERL10648; Tab. 10). Frühestens ab 9,4 cal. ka B.P. (Probe ERL10646; Tab. 10) erfolgte in den am tiefsten liegenden Bereichen (in LB 3/05 bei 16,5 m u. NN) eine marine Transgression. Dies legt die Vermutung nahe, dass der Gley den

Anstieg des Grundwasserspiegels dokumentiert, der vom ansteigenden Meeresspiegel gesteuert wird.

Der Paläogley zeigt im Untersuchungsgebiet eine unvollständige Ausbildung. Der in der Regel nur geringmächtige A-Horizont konnte in keiner der Seebohrungen definitiv belegt werden. In LB 10/05 wurde dieser Bereich erodiert, was an der schräg verlaufenden Diskordanz ersichtlich wird (Abb. 48). In LB 3/05 geht die bläulich, tonige Sequenz in grau-braune, tonige Schluffe über (Unit II, Kap. 3.2.2.1). Im Übergangsbereich steigen die S-, P-, TN- und TOC-Gehalte kurzfristig an (Abb. 38). Möglicherweise ist dieser Abschnitt als Rest eines A-Horizontes zu deuten. Da an diesem Kern keine Mikrofossilanalysen durchgeführt wurden, ist auch nicht auszuschließen, dass es sich hierbei um flachlimnische, organikreiche Sedimente handelt.

Der tonreiche Unterboden (G-Horizont) zeigt einen hohen Anteil an Quarz und Schichtsilikaten (Glimmer) bei sehr geringen Feldspatgehalten (vgl. Abb. 36), was auf eine intensive chemische Verwitterung zurückgeführt werden kann. Damit wäre auch das Fehlen der Pollen in diesem Bereich zu erklären. In LB 10/05 erreicht der G-Horizont eine Mächtigkeit bis zu 1,6 m (Abb. 48). Die liegenden 30 cm des Kerns bestehen aus stark verwitterten Sanden (Basement – Formation Budi ?). Neben den erhöhten Mn-Gehalten (<0,15 %) sind vor allem die stark schwankenden und sehr hohen Fe-Gehalte (<12 %) auf Ausscheidungen von Mn- und Fe-Oxiden (rostige Farben) zurückzuführen (vgl. Abb. 37). Diese sind für den Oszillationsbereich des ehemaligen Grundwasserspiegels (Go-Horizont) mit zeitweiligen Oxidationsprozessen typisch. Der ständig wassergesättigte, reduzierende Bereich ist an den typischen blau-grauen Farben zu erkennen (Gr-Horizont, lösliche Fe- und Mn-Hydroxide, Abb. 70). Die hohen K-Gehalte sind auf Schichtsilikate zurückzuführen. Der Tonanteil erreicht hier jeweils Maxima von 24 Vol.-% (LB 3/05, Abb. 35) bzw. 26 Vol.-% (LB 10/05, Abb. 49).

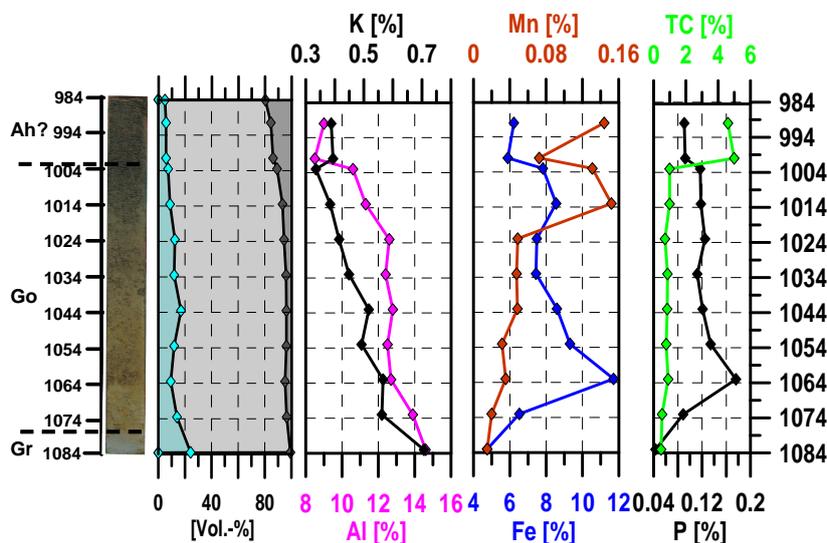


Abb. 70: Ausschnitt des Kolbenlotkerns LB 3/05 (984-1.084 cm). Kernfoto, KG-Verteilung, K-, Al-, Mn-, Fe-, P- und TC-Gehalte. Der tiefere Teil entspricht einer hydromorphen Bodenbildung (Gr, Go, A-Horizont ?).

Wie bereits erwähnt, wurden in den Uferbohrungen (PDO 1/05, PDO 2/05, PDO 4/05) Sedimente angetroffen, die ähnliche Charakteristika zu der Bodenbildung aufweisen. Jedoch fehlt hier die auffällige Tonanreicherung. In dem entsprechenden Zeitraum kamen hier bunte Klastika (S, U) mit örtlichen Oxidationsflecken zur Ablagerung, die makroskopisch ebenfalls äußerst geringe Organikgehalte aufweisen (Kap. 3.2.6.1). Unmittelbar unter diesen unterschiedlich mächtigen, klastischen Sedi-

menten wurden stark organogene Schichten angetroffen. Die zahlreichen Holzreste ergaben infinite Alter >41 ka B.P. und >47 ka B.P. (ERL9210, ERL9213, Tab. 14). Weitere Ausführungen hierzu, siehe Kap. 4.5.1.

4.1.2 Marine Transgression (9,4-7,8 cal. ka B.P.)

In den o. g. Kernen folgen diskordant unmittelbar über den terrestrischen Bildungen erste marin beeinflusste Sedimente. In den Landkernen (PDO 1/05, PDO 2/05, PDO 4/05) sind diese an Schillhorizonten zu erkennen, die mit organikreichen Horizonten wechsellagern (Intertidalbereich). Die Fossilanalyse zeigt eine überwiegend für das marine Milieu typische Fauna (*Ammonia* sp., Crustaceen, *Mytilus* sp., *Mactra* sp., *Tagelus dombeii*, *Crepidula* sp., *Nassarius gayi*, *Chilina* cf. *ovalis*, *Littoridina* cf. *cumingii*).

In den Seekernen (LB 3/05, LB 10/05) ist der Transgressionshorizont durch sehr schlecht sortierte Sande mit Resten von *Venus antiqua*, *Argopecten purpuratus* und *Nassarius gayi* gekennzeichnet, die im inter- und subtidalen Bereich lebten. Dieser Horizont ist in beiden Kernen maximal 15 cm mächtig. Darüber folgen deutlich hellere, sehr homogene, feinkörnige Sedimente mit vergleichsweise wenigen, makroskopisch erkennbaren Fossilien (vgl. Kap. 3.2.2.1 und Kap. 3.2.4.1).

Dieser hellere, sehr homogene Abschnitt ist vor allem in LB 3/05 und LB 1/05 sehr charakteristisch ausgebildet. Schluff ist mit etwa 80 % dominante Korngröße (Abb. 27, Abb. 35). Die geochemischen Analysen an dieser Sequenz zeigen ebenfalls sehr homogene und charakteristische Werte (Abb. 29, Abb. 37). Mg ist in relativ hohen Gehalten (>0,4 %) vertreten. Wie unter Kap. 3.2.1.3 bereits angedeutet, lässt die negative Korrelation zu den „Allochthonelementen“ (Al, Fe, Na) einen autochthonen Ursprung des Mg unter marinen Bedingungen vermuten. Mn (<0,05 %), Fe (<5 %) und Al (<6 %) zeigen durchweg niedrige Werte. Die Gehalte an S (<2 %) und TC (<1 %) zeigen deutliche Minima (Abb. 30, Abb. 38). Der entsprechende Kernbereich in LB 1/05 (Unit I, 770-609 cm) ist von marinen Diatomeen dominiert, mit einem Großteil an Arten (<72 %), die für upwelling-Bereiche typisch sind (vgl. Kap. 3.4). Wie aus Abb. 71 ersichtlich, entspricht dies nach vorgenannten geochemischen Charakteristika im Kern LB 3/05 der Unit III (921-706 cm). In LB 10/05 ist eine solche Parallelisierung über den Transgressionshorizont relativ eindeutig nachvollziehbar und entspricht demnach der Unit II (374-359 cm). Die nachfolgende, marine Phase ist hier durch die sehr kondensierte Abfolge und möglicherweise auch auf Grund der relativ geringeren Wassertiefe dieses Horizontes nicht sicher zu belegen (Marine Phase in LB10/05 bei 9,5 m u. NN, in LB1/05 bei 11,6 m u. NN und in LB 3/05 bei 14,4 m u. NN).

Die TOC/TN-Verhältnisse zeigen in dieser marinen Phase in den jeweiligen Kernen unterschiedliche Werte (Abb. 30, Abb. 38). In LB 1/05 (Unit I, 770-609 cm) schwanken die Verhältnisse um 8,5 und belegen einen überwiegend marinen Ursprung der Organik. LB 3/05 zeigt hier (Unit III, 921-706 cm) jedoch ein TOC/TN-Verhältnis >12, das einen erhöhten Anteil an terrestrischer Organik bzw. an Makrophyten andeutet. Betrachtet man jedoch die absoluten Gehalte an TOC und TN im Sediment, so ist dieser Unterschied eventuell auf die insgesamt deutlich geringeren Gehalte in LB 3/05 zurückzuführen, die bereits im Grenzbereich der methodischen Auflösung liegen (LB1: TOC: 1 %, TN: 0,14 %, LB3: TOC: 0,8 %, TN: 0,08 %).

In HABERZETTL et al. (subm.) wird das TOC/TN-Verhältnis auch als Anhaltspunkt für die Entfernung der Paläouferlinie zur Bohrlokalisierung herangezogen. Demnach lag LB 1/05 zentraler und weiter vom Ufer entfernt als LB 3/05. Dies entspricht einerseits der heutigen Topographie (Abb. 12), andererseits könnte dies die Vorstellung einer offenen Verbindung zum Pazifik über die heutige Flachstelle bei Deume zur Zeit der marinen Phase im Lago Budi belegen.

Zusammengefasst deuten alle Parameter der marinen Transgression, insbesondere die Diatomeenvergesellschaftung, auf ein offen-marines Milieu hin mit raschem Zersatz der Organik unter aeroben Bedingungen. Die sehr homogene Ausbildung der Sedimente ist möglicherweise auf intensive Bioturbation zurückzuführen und lässt auf konstant ruhige Bedingungen in einer geschützten Bucht schließen.

Im Vergleich zu den liegenden terrestrischen Ablagerungen geht die MS in den marinen Sedimenten deutlich zurück, zeigt aber noch verhältnismäßig hohe Werte über $3.000 \cdot 10^{-6}$ SI (Abb. 32, Abb. 39). Wie die Untersuchungen zur Ursache für die relativ hohen Werte der MS in den marinen Ablagerungen vermuten lassen (Kap. 3.3), sind fein verteilte Mengen an Magnetit dafür verantwortlich. Magnetit ist neben weiteren mafischen Mineralen das farbgebende Element entlang der vorgelagerten Strände am Pazifik und wurde vermutlich über die großen Andenflüsse an die Küste transportiert (vgl. Kap. 3.3). Dies erhärtet die Vorstellung der offenen marinen Bedingungen, durch die magnetitführendes Material über küstenparallele Strömungen in den marinen Schichten zur Ablagerung kam. Mit der Abschnürung der marinen Bucht und der Bildung einer Lagune im Bereich des Lago Budi wurde dieser Transportweg gekappt, so dass vergleichsweise geringe MS-Werte in den nachfolgenden lagunären Sedimenten auftreten.

4.1.3 Lagunenphase (6,9 cal. ka B.P.-heute)

Alle analysierten Seekerne zeigen nach Beendigung der marinen Phase mit den o. g. sehr homogenen, geochemischen Charakteristika einen deutlichen Wandel. Die Gehalte an S, TOC, TN zeigen größere Schwankungsbreiten und steigen relativ stark an (S von $<2\%$ auf $>5\%$, TOC von $\sim 1\%$ auf $>3-5\%$, TN von $<0,15\%$ auf $>0,3\%$) (Abb. 30, Abb. 38). In LB 1/05 verzeichnen gleichzeitig brackisch-limnische Diatomeen einen deutlichen Anstieg auf bis zu 19% (vgl. Kap. 3.4). Die Al-Gehalte nehmen von $<6\%$ in der marinen Phase auf $8-11\%$ zu, Fe von $<4,5\%$ auf $>5\%$. Mg nimmt im gleichen Abschnitt von $>0,45\%$ auf $<0,3\%$ ab (Abb. 29, Abb. 37). Die TOC/TN-Verhältnisse (Abb. 30, Abb. 38) liegen in den Kernen im Bereich zwischen 9-15 und dokumentieren ein Mischsignal aus mariner und terrestrischer Organik. Diese Situation stellt den Übergang der offen-marinen Verhältnisse zur Lagunenphase dar. Sehr wahrscheinlich hat der Aufbau einer vorgelagerten Barre zum Abschluss der Lagune geführt, in der nun terrestrische Einflüsse gegenüber den marinen überwiegen.

Die hohen Gehalte an S, die neben der Organik, entsprechend der XRD- und REM-Analysen (Abb. 28, Abb. 36), vorwiegend in Pyrit gebunden sind, lassen sich auf anoxische Bodenverhältnisse zurückführen. Die entsprechenden Sedimente in LB 1/05 zeigen eine deutliche Laminierung, was auf fehlende Bodenlebewesen auf Grund anoxischer Verhältnisse zurückzuführen ist. Laminierung ist jedoch in allen weiteren Kernen nur undeutlich zu beobachten. Der weiterhin hohe Anteil an marinen

Diatomeen und die zunehmenden, stark schwankenden Gehalte brackisch-limnischer Arten (Kap. 3.4), die über Zuflüsse eingebracht wurden, könnten auf eine stabile Schichtung des Wasserkörpers (Chemokline durch Süßwasserüberschichtung) hindeuten, wie sie auch in der aktuellen Lagune zu beobachten ist (Kap. 3.1.2). Die hohen Gehalte an TOC und TN bei konstant erhöhten P-Werten (Abb. 30, Abb. 38) dokumentieren eine hohe Produktivität. Pyritbildung, erhöhte TOC-Produktion und Salinitätsfluktuationen sind typische Erscheinungen in Lagunen (FREITAS et al. 2003, READING & COLLINSON 1996).

Die schwankenden Salinitäten während dieser Lagunenphase sind wohl hauptsächlich auf unterschiedliche Durchlässigkeiten an der vorgelagerten Barriere (Nehrung, Dünengürtel) zurückzuführen. Durch Extremereignisse, wie Sturmfluten und Tsunamis, können diese Barrieren örtlich erodiert und überspült werden (*wash-over*), wodurch sich der marine Einfluss zeitweise erhöhen kann. Im hangenden Bereich der in allen Seekernen anzutreffenden Sandhorizonte, die als Tsunamilagen interpretierten wurden, zeigen sowohl die geochemischen Analysen als auch die Diatomeenanalysen des marinen Bereiches charakteristische Werte, die diesen Effekt nachzeichnen (vgl. Kap. 4.4).

Gegenüber den Seekernen, die während dieser Phase eine permanente Wasserbedeckung dokumentieren, zeigen die orographisch höher liegenden Uferkerne PDO 1/05, PDO 4/05 und PDO 2/05 im entsprechenden Zeitraum durch eine Wechsellagerung von Schillhorizonten (marine und brackische Fauna), zahlreichen organischen Makroresten (Holz, Holzkohle) und dünnen Blattlagen, ein flachaquatisches Ablagerungsmilieu, möglicherweise im Oszillationsbereich des Wasserspiegels an (vgl. Kap. 4.3.2).

4.1.4 Zeitliche Abfolge

Vergleicht man nun die jeweiligen Datierungsergebnisse der einzelnen, über die oben erläuterten Charakteristika parallelisierten Kernprofile (Abb. 71), so lässt sich ein zeitliches Modell der milieuspezifischen Abläufe am Lago Budi erstellen:

In der am tiefsten u. NN reichenden Bohrung LB 3/05 folgt in einer Tiefe von 16,5 m u. NN frühestens ab 9,4 cal. ka B.P. (ERL10646, Tab. 10) die marine Transgression, belegt durch die Mollusken *Argopecten purpuratus*, *Venus antiqua* und *Nassarius gayi*. In PDO 1/05 und PDO 4/05 ist der ansteigende Meeresspiegel auf Grund der höher liegenden Kernposition in etwa 9,7 m u. NN mit einem Alter zwischen 8,3 und 8,1 cal. ka B.P. dokumentiert (Beta232792, Beta232791, Tab. 14). Die Alter wurden an Holzresten bzw. an Schill ermittelt und stellen damit Maximalalter für den Zeitpunkt der Transgression dar. Auf annähernd gleichem Tiefenniveau (9,6 m u. NN) ergab die Datierung in LB 10/05 für die Transgression ein Minimalalter von 7,2 cal. ka B.P. (ERL10651, Tab. 12). Letztgenannte Datierung erfolgte an einem Fragment von *Venus antiqua*. Typisch für diese bis zu 8 cm große marine Flachwasserart ist eine infaunale Lebensweise (URBAN 1996). Da nicht auszuschließen ist, dass die relativ dickwandige Muschel beim Bohrvorgang zerbrochen wurde und kein umgelagertes Fragment darstellt, würde ihre grabende Lebensweise den Altersunterschied der Bohrung LB 10/05 zu den Bohrungen PDO 1/05 und PDO 4/05 erklären (vgl. Kap. 2.2.9). Damit ergibt sich für das Tiefenniveau um 9,6 m u. NN ein mittleres Transgressionsalter um 7,8 cal. ka B.P.

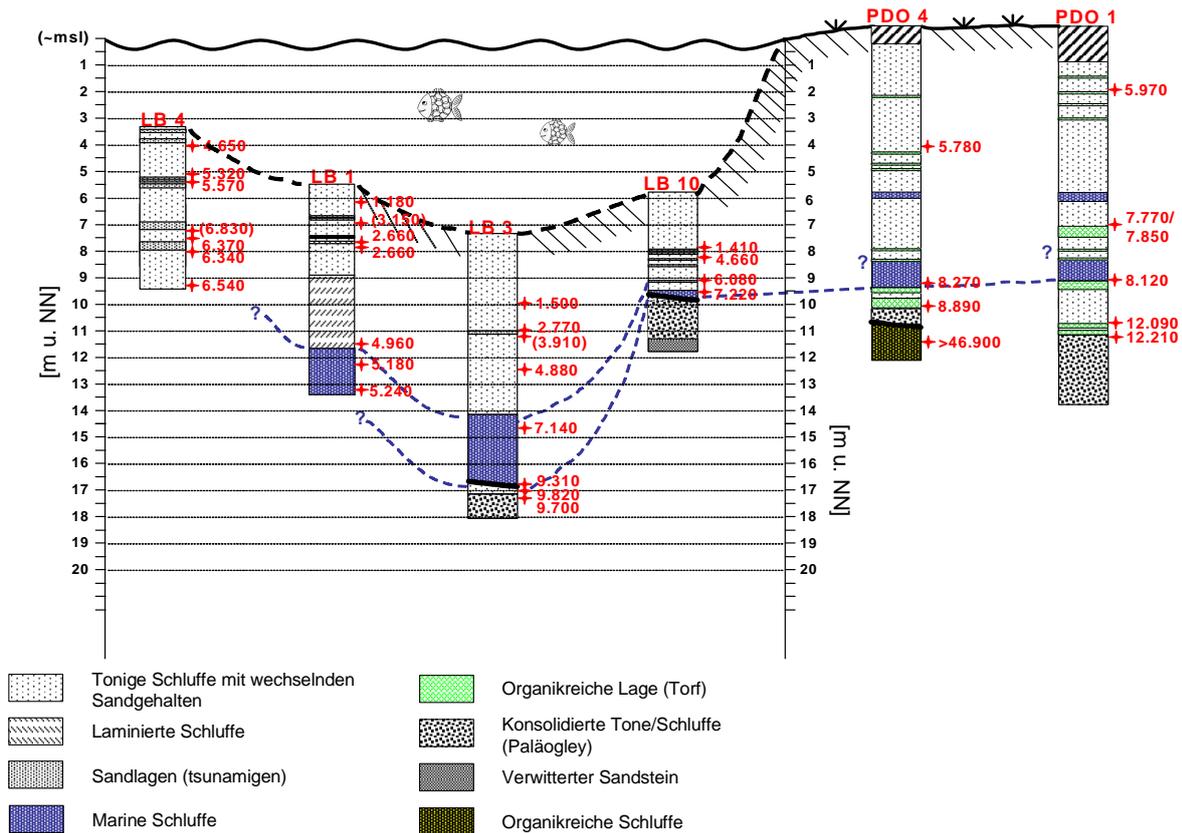


Abb. 71: Ergebnis der Korrelation aller erbohrten Kernprofile über die im Text genannten Charakteristika. Die verschiedenen Kerne sind entsprechend der Entnahmetiefe angeordnet. Alter in cal. yr B.P.

Problematisch erscheint es, für das Ende der marinen und den Beginn der lagunären Phase ein übereinstimmendes Alter zu definieren. Zum einen ist der Übergang zu lagunären Verhältnissen in den Landkernen PDO 1/05 und PDO 4/05 über den makroskopischen Fossilinhalt allein nur grob abzuschätzen. So finden sich hier letzte marine Mollusken in Tiefen zwischen 6,8-5,9 m (*Tagelus dombeii*, *Crepidula* sp., *Nassarius gayi*, *Mytilus* sp.). Diese Tiefe entspricht einem interpolierten Alter zwischen 7,2-6,5 cal. ka B.P. (vgl. Abb. 59).

In LB 10/05 lässt sich der Übergang zur Lagunenphase durch die kondensierte Abfolge weder durch geochemische noch durch faunistische Untersuchungen eindeutig belegen. Die jüngste marine Muschel (*Venus antiqua*) zeigt hier ein Minimalalter von 7,2 cal. ka B.P. (ERL10651, Tab. 12).

Geochemisch zeigen die Kerne LB 1/05 und LB 3/05 mit eindeutig korrelierenden Kurvenverläufen und parallelen Profilen der MS den Übergang in die Lagunenphase an (Abb. 69, Abb. 32, Abb. 39), die in LB 1/05 durch die Diatomeenanalyse belegt ist (Kap. 3.4). In LB 3/05 ist diese Grenze auf 7,1 cal. ka B.P. datiert (ERL10645, Tab. 10). Dieses Alter wurde an einem doppelklappig erhaltenen Exemplar von *Maetra* sp. ermittelt. Die sehr ähnliche, an argentinischen Küsten beschriebene *Maetra isabelleana* bevorzugt eine infaunale Lebensweise und ist charakteristisch für eine Lagunenfazies (AGUIRRE et al. 1998, ISLA & ESPINOSA 1995). Geht man für die am Lago Budi angetroffene Art von vergleichbarer Lebensweise aus, stellt der Zeitpunkt um 7,1 cal. ka B.P. bereits das Ende der marinen Phase in diesem Kern dar.

In LB 1/05 deuten die ermittelten Alter auf einen deutlich späteren Zeitpunkt der Abtrennung der marinen Bucht hin. Der Beginn der Lagunenphase ist hier erst ab 5 cal. ka B.P. anzusetzen (Beta224876, Tab. 9) und widerspricht damit den Befunden der übrigen Bohrungen. Da die heutige Untergrundmorphologie und die aktuellen Tiefenverhältnisse (Abb. 14) keine Anhaltspunkte für eine Gliederung in unterschiedliche Seebecken liefern, die eine (zeitlich) differenzierte Abtrennung vom Pazifik erfuhren, müssen andere Ursachen dafür verantwortlich sein.

Betrachtet man die Sedimentationsraten der marinen Phasen beider Kerne, so ergeben sich für LB 3/05 knapp 2 m in über 2.000 Jahren (0,9 mm/a), in LB 1/05 1,6 m in nur 278 Jahren. Hieraus errechnet sich eine um das siebenfach erhöhte Sedimentationsrate von 6,5 mm/a für LB 1/05. Da sich das Sediment hinsichtlich Korngröße, Schiefe und Sortierung in beiden Kernen nur sehr geringfügig unterscheidet (Abb. 27, Abb. 35), können komplett verschiedene Sedimentationsprozesse als Erklärung ausgeschlossen werden, so dass die Datierungen an der Basis von LB 1/05 sehr fraglich erscheint.

Auf Grund des Mangels an geeignetem, datierbarem Material musste im entsprechenden Bereich des Kerns LB 1/05 in 667 cm und in 762 cm Tiefe auf Muschelfragmente zurückgegriffen werden (vgl. Kap. 3.2.1.6), worauf die Datierungsungenauigkeiten beruhen könnten. Denkbar ist, dass die Muschelfragmente beim Bohrvorgang in tiefere Kernbereiche verschleppt wurden. Eine entsprechende Deutung müsste demnach auch für die darüber folgende Datierung in 580 cm angenommen werden.

Der etwa auf heutigem Meeresniveau angetroffene Torfhorizont in der Bohrung PUA B1 bei Puaicho (Abb. 62) steht, wie in Kap. 4.3.2 erläutert, ebenfalls im Zusammenhang mit dem Meeresspiegelanstieg. Der Torf mit einem Basisalter von 6,9 cal. ka B.P. (KIA28918, Tab. 15) zeigt, dass der Meeresspiegel zu dieser Zeit das heutige Niveau erreicht hatte. Entsprechend des weiteren Torfwachstums ist zu erwarten, dass der Meeresspiegel relativ zum Kontinent gesehen in der Folgezeit weiter anstieg. Allerdings lassen die nachfolgend erläuterten Erkenntnisse aus der Bohrung PUA B2 vermuten, dass zu diesem Zeitpunkt die vorgelagerte Barriere bereits geschlossen war und sich der Strandtorf nach Abschluss der Barriere im hinteren Strandbereich bildete (siehe unten).

Die durch küstenparallele Strömungen entstandene Barriere müsste nach o. g. Erkenntnissen ein Maximumalter von etwa 7 cal. ka B.P. aufweisen. Entsprechende Hinweise auf diese Barriere sind in den Bohrungen jedoch nicht direkt anzutreffen gewesen. Diese Bildungen sind wahrscheinlich durch die fortschreitende Küstenerosion in der Folgezeit abgetragen worden (vgl. Abb. 73). In PUA B2 folgen über den liegenden, marinen Sanden mit zahlreichen Foraminiferen (Kap. 3.2.8.1) dunkle, homogene Sande mit Resten von *Mytilus* sp., einigen Foraminiferen und Balanidenbruchstücken. Diese Schicht wurde auf 7,3 cal. ka B.P. datiert (Beta232795, Tab. 15) und dokumentiert möglicherweise die naheliegende Schwelle (*wash-over*-, Tsunami-sedimente?). Unmittelbar im Hangenden dieses Horizontes folgt eine Gytja mit torfartigen Laminae, die bereits die beginnende Lagunensedimentation im Schwankungsbereich des Seespiegels (Marsch) dokumentiert (siehe Kap. 4.3.2).

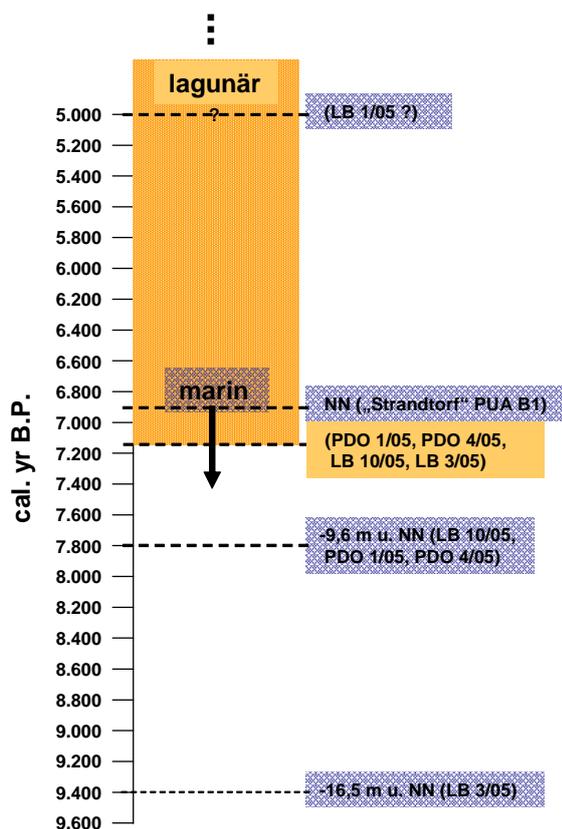


Abb. 72: Grafik zur zeitlichen Abfolge der Milieuveränderungen, zusammengefasst aus den Bohrungen am Lago Budi. Der Zeitpunkt der marinen Transgression ist abhängig von der Tiefenlage der Kerne und ist im Zeitraum zwischen 9,4 und 7,8 cal. ka B.P. dokumentiert. Der Strandort (siehe Kap. 4.3.2) belegt mit einem Alter von 6,9 cal. ka B.P. den Zeitpunkt, an dem der Meeresspiegel das heutige Niveau erreicht hatte. Der Übergang zu lagunären Verhältnissen erfolgte zwischen 7,2 und 6,5 (5 ?) cal. ka B.P.

4.2 Entstehung des Lago Budi

Wie in Kap. 3.1.1 erläutert, folgt eine Vielzahl der Buchten und Täler am Lago Budi mit 130° - 150° E und 10° - 35° E zwei Hauptstreichrichtungen, die auch in der Seebodenmorphologie zu erkennen sind (Abb. 14). Nach ILLIES (1967) und KATZ (1970) sind dies die charakteristischen Lineamente der südchilenischen Küstenkordillere, die auch in der tektonischen Übersichtskarte Südchiles von MELNICK & ECHTLER (2006) zu erkennen sind (Abb. 8). Diese Hauptrichtungen werden von o. g. Autoren als alt angelegte und jung reaktivierte Scherzonen oder als Hauptschieferungsrichtung der paläozoischen Metamorphite beschrieben. Somit kann angenommen werden, dass die Form des Lago Budi durch strukturelle Lineamente des Untergrundes vorgezeichnet wurde.

Die Entstehung des Beckens des Lago Budi, scheint durch eine fluviale Erosion der schwach verfestigten, vulkanoklastischen Sedimente der umgebenden Formation Budi (Alter unbekannt) entlang vorgezeichneter Schwächezonen begünstigt. Es stellt sich die Frage, ob das lokal begrenzte Einzugsgebiet des Lago Budi mit etwa 340 km^2 (Tab. 1) oder, wie von LOMNITZ (1968) vermutet (Kap. 1.4.6), der Rio Imperial mit einem Einzugsgebiet von über 12.000 km^2 (BARRA et al. 2004) eine entsprechende erosive Wirkung erzielte.

Aus den abgeteufte Bohrern ergeben sich Hinweise auf erosive Prozesse im präholozänen Untergrund des Lago Budi, die auch eine zeitliche Einordnung dieser Prozesse erlauben:

Aus der Synopsis aller entnommenen Kerne (Kap. 4.1) zeigt sich, dass die kompaktierten, organikreichen Basisschichten mit infiniten Altern (ERL9210,

ERL9213, Tab. 14) nur lokal angetroffen wurden (PDO 2/05 und PDO 4/05). Die Vermutung liegt nahe, dass es sich hierbei um Erosionsreste handelt. Dies zeigt die Absenz der Basisschichten in den Seebohrungen, in denen zumindest in LB 10/05 mit den stark verwitterten Sandsteinen (Abb. 48) bereits das Basement (Formation Budi) angetroffen wurde. Allerdings sind kompaktierte Torflinsen auch aus der den Lago Budi umgebenden Formation Budi bekannt, damit kann nicht ausgeschlossen werden, dass mit o. g. Basisschichten ebenfalls bereits das Basement erreicht wurde.

Die Basisschichten sind unter geringmächtigen, feinklastischen, fossilleeren Ablagerungen aufgeschlossen, die als hydromorphe Bodenbildung (Gley) mit einem Mindestalter von 10,2 cal. ka B.P. gedeutet wurden (Kap. 4.1.1). In PDO 1/05 liegen die ältesten datierbaren Ablagerungen unmittelbar im Hangenden der Basisschichten bei 12,2 cal. ka B.P. (ERL9207, ERL9208, Tab. 14). Im dazwischen liegenden Zeitraum vor 12,2 cal. ka B.P. sind im zentralen Becken des Lago Budi keine Sedimente erhalten. Diese Zeitspanne entspricht in etwa dem im Seengebiet definierten LGM zwischen ~29-14 ka B.P. (Kap. 1.4.3).

Wie im Stand der Forschung ausgeführt (Kap. 1.4.3), diente die Küstenkordillere in dieser Phase (LGM) als Rückzugsgebiet für die aus den Anden verdrängte Vegetation, weshalb man von einem relativ dichten Bewuchs ausgehen kann. Leider konnten am Lago Budi weder die entsprechenden organikreichen Ablagerungen noch glazigene Sedimente aus dieser Zeit angetroffen werden.

In der Bohrung PUA B1 (Kap. 3.2.8.1) ist der fragliche Zeitraum mit einer Datierung um 15,3 cal. ka B.P. (Beta232794, Tab. 15) belegt, allerdings besteht das umgebende Sediment nur aus relativ geringmächtigen, klastischen Bildungen mit sehr spärlichen organischen Resten. In direkter Umgebung dieser Bohrung ist eine Rinne in lößartigen Sedimenten angeschnitten (Liegendes in PUA B1 und Aufschluss am kleinen Kliff, Abb. 61). Das Erosionsereignis muss entsprechend der Bohrung PUA B1 (Abb. 62) nach etwa 37-32 ka B.P. (KIA 28919, MR0523, MR0524, MR0525, KIA28919, Tab. 15) bis auf ein Niveau von ~1 m unter dem heutigen Meeresspiegel stattgefunden haben. Betrachtet man die Bohrung PUA B2 (Abb. 63), so waren bis in eine Tiefe von mindestens 5 m u. NN noch keine präholozänen Sedimente anzutreffen.

Die unter den genannten Schwierigkeiten (Kap. 3.2.9) gedeuteten refraktionsseismischen Profile ergaben bei Puaicho Hinweise auf eine präholozäne Übertiefung bis zu ~40 m u. NN (Schicht C, Abb. 65). Im zentralen Bereich des Lago Budi (LB 3/05) liegt die Erosionsdiskordanz tiefer als 16,5 m u. NN (Kap. 3.2.2.1). Legt man bei Puaicho eine Übertiefung von 40 m zu Grunde, zeigt dies ein relativ starkes Gefälle von ca. 0,2 % in Richtung Pazifik an und impliziert eine deutlich tiefer liegende Erosionsbasis (Pazifik). Dies verstärkt die These einer fluvialen Ausräumung des Lago Budi Beckens in der Zeit eines Meeresspiegeltiefstandes während des LGMs.

Mit dem nachfolgenden Meeresspiegelanstieg zum Ausklang des LGM kam es zu einem Anstieg des Grundwasserspiegels und damit zur Bildung des Paläogleys, der im zentralen Bereich des Lago Budi seit 9,4 cal. ka B.P. (16,5 m unter dem heutigen NN) von marinen Sedimenten überlagert wird. Diese Transgression ist in unterschiedlichen Tiefen u. NN mit verschiedenen Altern dokumentiert (Kap. 4.3).

Wie in Kap. 4.1.2 erläutert, stand die geflutete Bucht des Lago Budi bis etwa 7 cal. ka B.P. in Verbindung zum Pazifik. Im Anschluss kam es durch die Bildung einer vorgelagerten Barriere zur Abtrennung und zur Lagunenbildung.

Auf Grund der angeführten Argumente ist während des LGMs (~29-14 ka B.P.) von einer markanten fluvialen Erosionsphase im Untergrund des heutigen Lago Budi auszugehen. Legt man die Erkenntnisse aus den refraktionsseismischen Profilen bei Puaicho zu Grunde, ist dem Gefälle entsprechend ein Flusslauf im südlichen Abschnitt entlang des rückverlagerten Kliffs, etwa im Bereich der Bohrung PUA B2 zu vermuten. Der Mündungsbereich dieses Flusses lag, ebenso wie die Küste, deutlich weiter westlich (Abb. 73). Als Anhaltspunkt für die ehemalige Küstenlinie kann die 100 m Tiefenlinie des Pazifiks westlich des Lago Budi angeführt werden. Nach einer generalisierten Karte der Tiefenverhältnisse wird diese erst etwa 25 km von der heutigen Küste entfernt erreicht (SFB574 2007, siehe Anhang). Vergleichende Untersuchungen fehlen allerdings an den weiteren potentiellen Verbindungsstellen zum Pazifik bei Deume und an der aktuellen Mündung des Rio Budi.

Der heutige Anstieg des Seebodens im Lago Budi in Richtung Südspitze läuft jedoch dem zuvor postulierten Gefälle entgegen. Dies ist auf einen verstärkten Sedi-
menteintrag aus Richtung Pazifik seit Abschluss der Barre zurückzuführen, wie u. a. die hohen Sedimentationsraten im Kern LB 4/05 mindestens ab 6,5 cal. ka B.P. verdeutlichen (siehe Kap. 3.2.3.5). Weitere Erläuterungen hierzu finden sich im Kap. 4.4.

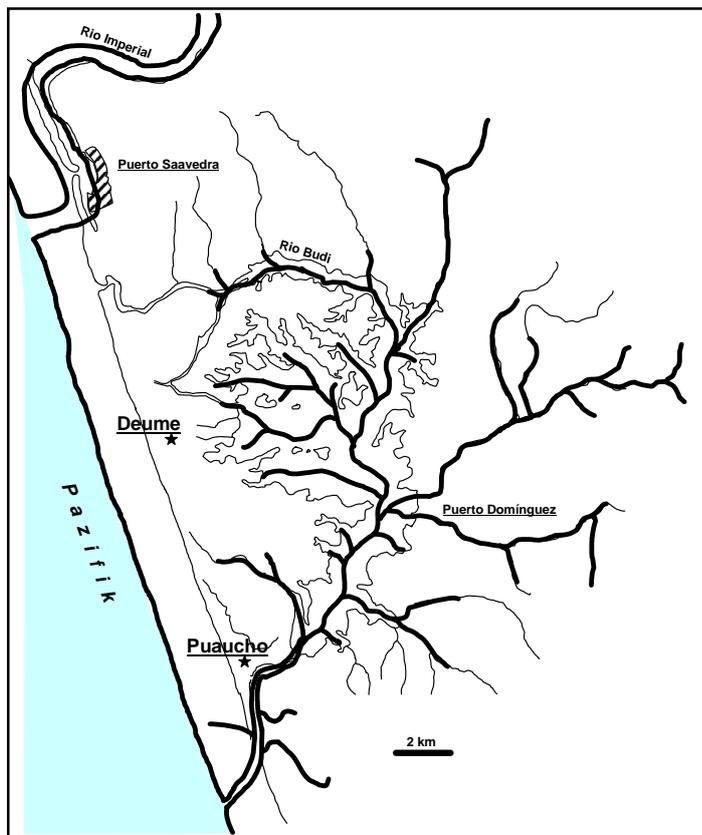


Abb. 73: Mögliche Morphologie vor der Entstehung des Lago Budi durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg (**dicke** Linien) entsprechend der Struktur des Entwässerungsnetzes und unter Berücksichtigung der heutigen Tiefenverhältnisse im Lago Budi. Heutige Situation: Hintergrundkarte. Die Küstenlinie lag damals sehr wahrscheinlich noch mehrere Kilometer weiter westlich (vgl. SFB574 2007, Anhang)

Eine Erosion des Beckens des Lago Budi durch den Rio Imperial erscheint ausgeschlossen. Während des LGMs ist mit sehr hohen Abflussmengen aus den Anden über den Rio Imperial zu rechnen, wodurch ein deutlich größerer Flussquer-

schnitt als der aktuelle (engste Stelle ~200 m) angenommen werden muss. Der Rio Budi ist an seiner schmalsten Stelle maximal 150 m breit und deutlich zu eng für die potentiellen Durchflussmengen. Das sehr gut entwickelte, lokale Entwässerungsnetz erscheint deswegen mit einem direkten Anschluss an den Pazifik für die Talbildung im Untergrund des Lago Budi am wahrscheinlichsten. Die Erweiterung auf die heutige Seefläche erfolgte durch progressive Abrasion (Wellenschlag) der gering verfestigten, vulkanoklastischen Sedimente (Formation Budi) während der marinen und lagunären Phasen, was auch den auffälligen Verlauf der Uferlinie erklärt. Die Verbindung des heutigen Rio Budi mit dem Pazifik entstand einerseits durch die landeinwärts schreitende Küstenerosion und andererseits durch rückschreitende Erosion der bestehenden Flusstalungen.

4.3 Relative Seespiegelschwankungen

Für die Rekonstruktion eustatischer Meeresspiegelbewegungen sind stabile tektonische Verhältnisse der Erdkruste Voraussetzung, wie sie z.B. für die typischen Lokalitäten Barbados, Tahiti und Neuguinea angenommen werden. Auf Grund lokal variierender Tektonik existieren deshalb entlang der chilenischen Küsten keine Meeresspiegelkurven (vgl. Kap. 1.4.5). Punktuell sind hier einige Daten zu RSL-Bewegungen bekannt (Tab. 4). Diese zeigen generalisiert, trotz periodischer Senkungen in Folge von Erdbeben, eine deutliche Hebungstendenz mindestens seit dem Mittel-Holozän an.

Als Meeresspiegelindikatoren wurden überwiegend marine Terrassensequenzen datiert (z.B. BOOKHAGEN et al. 2006, NELSON & MANLEY 1992, PINO & NAVARRO 2005), in den meisten Fällen ohne Berücksichtigung der Wellenexposition, was nach SCHELLMANN & RADTKE (2007) in zu hohen rekonstruierten Meeresspiegelständen resultiert. Die Erkenntnisse am Lago Budi basieren zum einen direkt auf den Sedimenten der marinen Transgression, zum anderen auf den in den Lagunensedimenten oder in den Torfhorizonten belegten Schwankungen des marinen Einflusses, die primär von zwei Faktoren gesteuert werden: a) von den relativen Meeresspiegelveränderungen (Eustasie/Tektonik) und b) von der Höhenlage der vorgelagerten Schwelle, welche zum Abschluss der Lagune führte. Diese Daten stellen relativ sensible Indikatoren zur Rekonstruktion des Meeresspiegels dar.

4.3.1 Erkenntnisse aus der Sedimentechographie

In Kap. 3.1.3 wurde bereits darauf verwiesen, dass die Sedimentechographie, auf Grund der geringen Sedimenttransparenz, in weiten Bereichen keine Aussagen zur Untergrundbeschaffenheit ermöglicht. Die erläuterte Strukturierung des Sedimentkörpers in drei Sequenzen (Abb. 19) konnte nur an einer Bohrung (LB 1/05, Kap. 3.2.1.2) „geeicht“ werden. Danach folgt über dem vermuteten Basementreflektor eine unterschiedlich mächtige, strukturarme Sequenz I, die den marinen Sedimenten zugeordnet werden konnte. Darüber folgen vermutlich konkordant die relativ kontrastarmen, parallelen Reflektoren der Lagunenfazies (Sequenz II). Der Übergang zur Sequenz III (jüngere Lagunenfazies), durch harte parallele Reflektoren charakterisiert, zeigt vor allem in den Randbereichen eine deutliche Diskordanz. Hier werden schräg einfallende Schichten der Sequenz II von Sedimenten der Sequenz III horizontal überlagert (siehe Abb. 20).

Diese Diskordanz belegt einen höheren Seespiegel zur Zeit der Ablagerung von Sequenz II, da die Sedimente bei dem heutigen Seespiegelniveau im Bereich der Wellenbasis liegen und erodiert werden. In flacheren Bereichen streichen die entsprechenden Reflektoren häufig in den Wasserkörper aus (Abb. 21, Abb. 24), die rezente Sedimentakkumulation beginnt meist erst unterhalb von 4-5 m Wassertiefe. Nach Sedimentation der Sequenz II muss sich eine relative Seespiegelsenkung ereignet haben, nach der die nahezu horizontal lagernden Sedimente der jüngeren Lagunenfazies (Sequenz III) zur Ablagerung kamen. Über die zeitliche Einordnung der genannten Ereignisse gibt die Bohrkernanalyse Aufschluss.

4.3.2 Erkenntnisse aus den Bohrkernen

Im Kap. 4.1.4 wurden bereits die Erkenntnisse aus den unterschiedlichen Sedimentkernen hinsichtlich der einzelnen Meeresspiegelreferenzen für den Bereich am Lago Budi zusammengetragen.

Erste Spuren des ansteigenden Meeresspiegels finden sich frühestens ab 9,4 cal. ka B.P. Ab diesem Zeitpunkt bis etwa 6,9 cal. ka B.P. sind in unterschiedlichen Tiefen Sedimente der markanten marinen Transgression mit verschiedenen Altern dokumentiert, die für einen kontinuierlichen RSL-Anstieg sprechen (LB 3/05, LB 10/05, PDO 1/05, PDO 4/05, Abb. 74). Im vorhergehenden Zeitraum (vor 9,4 cal. ka B.P.) wurden keine marinen Sedimente angetroffen. Dies kann einerseits darauf hinweisen, dass der Meeresspiegel noch unterhalb des tiefsten Niveaus lag, das in den Kernen am Lago Budi erreicht wurde (16,5 m u. NN). Andererseits war der Bereich möglicherweise auch durch eine Barre abgetrennt, die erst ab einem gewissen Meeresniveau plötzlich überwunden wurde, was jedoch durch die kontinuierliche Dokumentation des Anstieges in den Bohrkernen wohl ausgeschlossen werden kann.

In der jüngeren Phase (nach 6,9 cal. ka B.P.), die durch eine lagunäre Sedimentation geprägt war, sind Indikatoren charakteristischer Meeresspiegelschwankungen weniger eindeutig (siehe Kap. 4.1.3). Wie einleitend angesprochen (Kap. 4.3) sind die RSL-Bewegungen der Lagunenphase einerseits von den Meeresspiegelschwankungen und andererseits auch von der Höhenlage der vorgelagerten Schwelle abhängig, was im Einzelnen nicht differenziert werden kann. Die gewonnenen Erkenntnisse zu den RSL-Bewegungen sind in Abb. 74 ausführlich dargestellt und im Folgenden kurz erläutert. Die wichtigsten Datierungen der Meeresspiegelreferenzen sind in Tab. 17 zusammengefasst.

Zwischen 9,3 und 6,9 cal. ka B.P. ist ein relativ schneller Meeresspiegelanstieg mit durchschnittlich 6,8 m/1.000 a dokumentiert (LB 3/05, PDO 1/05, PDO 4/05, LB 10/05, siehe Kap. 4.1.4). Nachdem der Meeresspiegel etwa das heutige Niveau erreicht hatte (Basis des Strandtorfes in PUA B1, Abb. 62) verlangsamte sich der Anstieg. Zu diesem Zeitpunkt erfolgte auch die Abtrennung der Lagune (Kap. 4.1.4). Wie im Kap. 1.4.6 erläutert, bildeten sich weltweit die meisten Lagunen während der Phase des verlangsamten Meeresspiegelanstieges nach dem holozänen Transgressionsmaximum zwischen ~7 und ~5 ka B.P.

Die Mächtigkeit des Strandtorfes (PUA B1) von bis zu 140 cm setzt in der Folgezeit einen kontinuierlichen relativen Anstieg des Meeresspiegels über das aktuelle

Niveau (<+1,5 m) voraus. Leider ist die Datierung am Top des Torfes mit rezentem Material verunreinigt (523 cal. yr B.P., Beta232793, Tab. 15). Die darüber folgenden Flugsande weisen ein Maximumalter von 2,5 ka B.P. (MR0527, Tab. 15) auf und markieren spätestens hier das Ende des relativen Meeresspiegelanstieges. In den Seekernen sind allerdings Anhaltspunkte für mindestens zwei regressivere Zyklen während der Lagunenphase um ~6,0 cal. ka B.P. und um 2,0 ka B.P. zu erkennen:

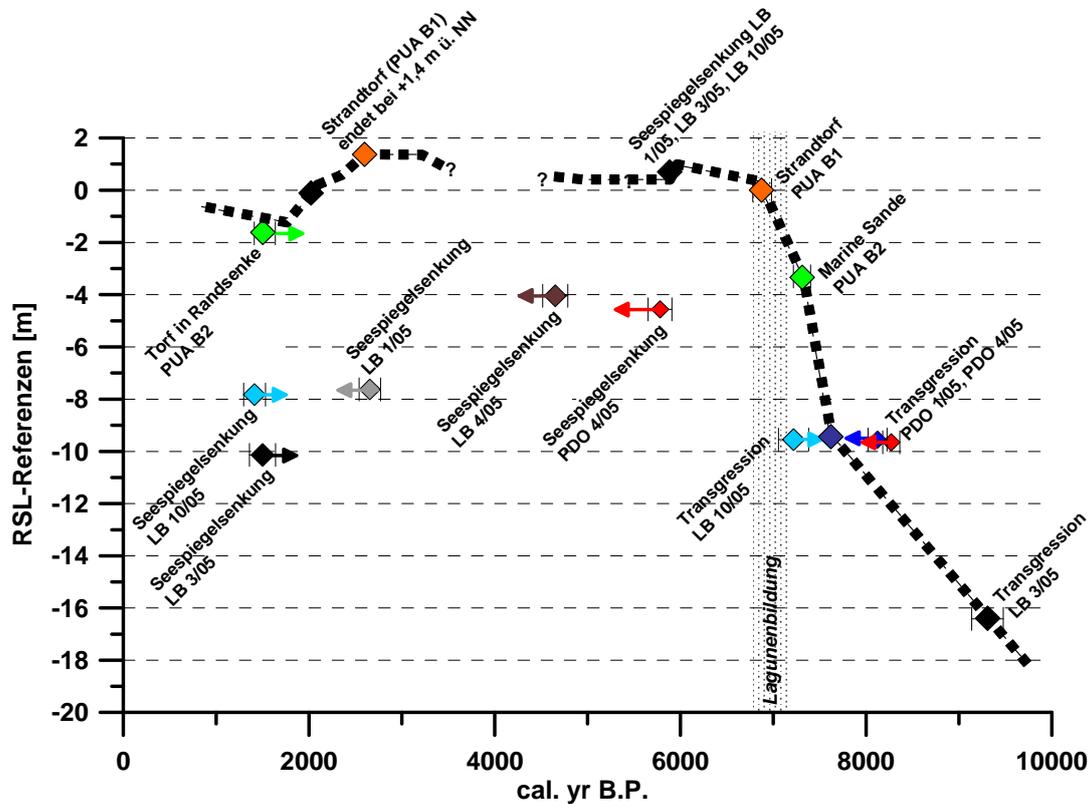


Abb. 74: Meeres- bzw. Seespiegelreferenzen für den Bereich des Lago Budi. Gleiche Farben markieren Daten aus einer Bohrung (cal. yr B.P. mit Fehlerbreiten, siehe Tab. 17). Die Pfeile prä- oder postdatieren die jeweiligen Ereignisse.

LB 3/05 weist von der Basis bis etwa 300 cm Tiefe sehr konstante Sedimentationsraten auf, die dem Zeitraum etwa zwischen 9,3-1,5 cal. ka B.P. entsprechen (Kap. 3.2.2.5). Allerdings zeigen sich um ~6,0 cal. ka B.P. und sehr deutlich spätestens um ~2,0 cal. ka B.P. (interpolierte Alter, siehe Abb. 75) einige prägnante Veränderungen. In den Kernabschnitten zwischen 620-550 cm und ab 280 cm Tiefe zeigen die S-Gehalte markante Rückgänge von einem konstant hohen Niveau um 6 % bis auf Werte <4 % (Abb. 38). Die Parameter der Paläoproduktivität (TN, TOC, TIC, P) (Abb. 38), die Al- (Abb. 37) sowie die Sandgehalte (Abb. 35) nehmen zu. Die KG zeigen im Vergleich zu den übrigen Kernmetern von LB 3/05 in den genannten Abschnitten eine schlechtere Sortierung (Abb. 35).

Sehr ähnliche Charakteristika sind auch in LB 1/05 und LB 10/05 in einem vergleichbaren Zeitraum zu beobachten (Abb. 75). In LB 10/05 zeigt sich im hangenden Bereich um etwa 2,1 cal. ka B.P. (interpoliertes Alter, siehe Abb. 75) innerhalb von nur 40 cm Sedimentmächtigkeit ein Altersunterschied von über 3.000 Jahren. Möglicherweise traten in dieser Phase Erosions- bzw. Resuspensionsvorgänge auf, die u. a. auf einen fallenden Seespiegel zurückzuführen sind.

In den Kernen PDO 4/05 und LB 4/05 zeigen die erodierten Kerntops Alter von 5,8 cal. ka B.P. (PDO 4/05, 456 cm, ERL9211, Tab. 17) bzw. 4,6 cal. ka B.P. (LB 4/05, 74 cm, Beta232786, Tab. 17). Dies verdeutlicht, dass eine markante Seespiegelabsenkung nach dem genannten Zeitpunkt von 4,6 cal. ka B.P. stattfand (Abb. 74).

Pollenanalytisch ergeben sich ebenfalls deutliche Hinweise auf Regressionen. Die Chenopodiaceen nehmen in LB 1/05 zwischen 600-400 cm und zwischen 220-bis zum Kerntop jeweils sehr deutlich bis auf 20 % zu. Diese Gänsefußgewächse reflektieren primär Halophyten, die die flachen, regressiven Seeufer besiedeln (vgl. v. CAMPO & GASSE 1993). Der Zeitraum lässt sich auf >5 cal. ka B.P. (fragliches Alter, siehe Kap. 4.1.4) bzw. auf <2,6 cal. ka B.P. einschränken.

In LB 1/05 sind die zwischen 1,7 mm/a, 0,6 mm/a und >4 mm/a stark schwankenden Sedimentationsraten in den obersten 130 cm des Kerns (Zeitraum nach 2,0 cal. ka B.P., interpoliertes Alter, siehe Abb. 75) ebenso durch diese Seespiegelabsenkung zu erklären. Das zugehörige Sedimentechogramm (Abb. 26) zeigt in 5 m Wassertiefe eine auskeilende Sequenz, die Schichtgrenze findet sich im projizierten Sedimentkern etwa zwischen 130-100 cm Tiefe wieder. LB 1/05 und LB 10/05 wurden aus Wassertiefen zwischen 5,6 m bzw. 5,9 m entnommen. Die jeweiligen Abschnitte mit wechselnder Sedimentologie liegen zwischen 6,9 m und 7,9 m unter dem heutigen Seespiegel. Bereits ab 5 m Wassertiefe sind Resuspensionsvorgänge zu beobachten (vgl. Abb. 24). Demnach wäre eine Seespiegelabsenkung von 2-3 m nötig, um entsprechende Erosionsprozesse zu initiieren. Der am T_{\max} (7,3 m) entnommene Kern LB 3/05 wurde von Erosionsprozessen durch die höhere Wasserüberdeckung offensichtlich nicht beeinflusst, zeigt aber im entsprechenden Zeitraum deutliche Charakteristika, die für eine Seespiegelabsenkung sprechen.

Für regressive Phasen um ~6,0 und ~2,1 cal. ka B.P. sprechen auch die genannten, ab diesem Zeitpunkt ansteigenden Paläoproduktivitätsparameter (TOC, TN, TIC, P, Abb. 75). GARCÍA-RODRÍGUEZ et al. (2004) konnten in einer zum Lago Budi vergleichbaren Lagune in Uruguay (Laguna Rocha) zeigen, dass regressive Zyklen mit einer deutlichen Erhöhung der Trophiestufe einhergehen. Typisch seien ansteigende Gehalte an TOC, P und N. Als Ursache nehmen o. g. Autoren eine verstärkte Erosion an den freigewordenen Uferflächen an. Letzteres dokumentiert sich in den hohen Al-Gehalten (terrigenen Eintrag) der entsprechenden Sequenzen im Lago Budi, z.B. in LB 1/05 (620-520 cm, 120-0 cm, Abb. 29), möglicherweise auch in der etwas schlechteren Sortierung der Sedimente. HABERZETTL et al. (2005) benutzten in der Laguna Potok Aike den TIC-Gehalt als Seespiegelindikator. Voraussetzung dafür ist eine ausschließlich autochthone Karbonatproduktion (anorganisch/chemisch oder durch Algenphotosynthese). Diese Bedingungen sind auch für den Lago Budi anzunehmen (vgl. Kap. 3.2.1.3). Die aus den TIC-Gehalten errechneten Gehalte an CaCO_3 zeigen zusammen mit den o. g. Proxies der Paläoproduktivität in allen genannten Kernen deutliche Anstiege um ~6,0 und ~2,1 cal. ka B.P. (Abb. 75).

Durch die postulierte, geringer mächtige Wassersäule während der regressiven Phasen wird nun eine Durchmischung der Wassersäule, z.B. durch Winde ermöglicht (wie auch rezent jahreszeitlich zu beobachten, siehe Kap. 1.4.1), was die abnehmenden S-Gehalte trotz zunehmender TOC-Gehalte erklärt. Nach YUM et al. (2003) ist Letzteres auch auf einen ansteigenden Süßwassereinfluss zurückzuführen, was in LB 1/05 durch die in den fraglichen Abschnitten ansteigenden Gehalte brackisch-limnischer Diatomeen verdeutlicht wird (Abb. 67).

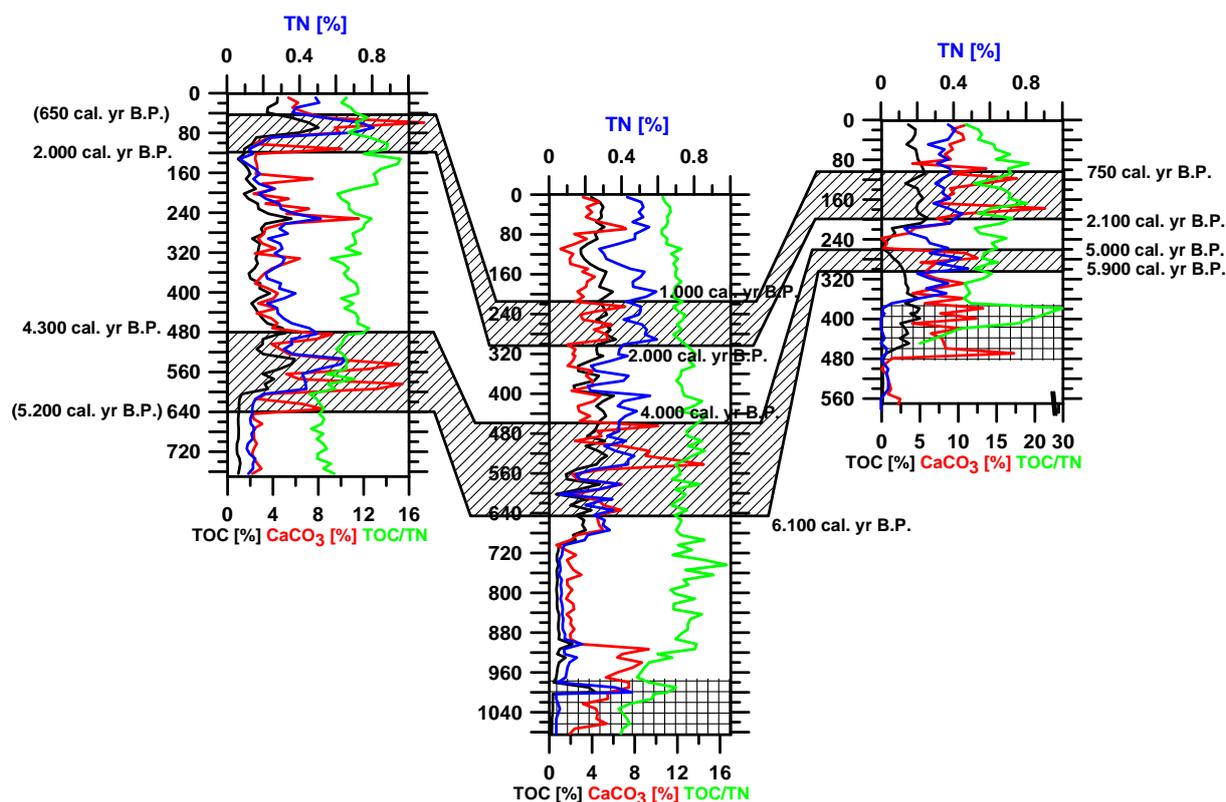


Abb. 75: Anzeichen für regressive Phasen (schräg schraffiert) in den Seekernen LB 1/05, LB 3/05 und LB 10/05 lassen sich zeitlich korrelieren. Die dargestellten Parameter der Paläoproduktivität (TOC, TN), TOC/TN_{atomic}-Verhältnisse und die Gehalte an CaCO₃ deuten auf mögliche Regressionen um 6,0 cal. ka B.P. und um 2,0 cal. ka B.P. hin, die mindestens 1.000 Jahre andauerten (Kreuzschraffur: Paläogley).

In LB 1/05, LB 3/05 und LB 10/05 sind die angesprochenen sedimentologischen Veränderungen in den jüngeren Kernabschnitten in unmittelbarer Nähe zu einer tsunamigenen Sandlage zu beobachten, die auf 2.770-2.540 cal. yr B.P. datiert wurde (Kap. 4.4.1). Denkbar sind ebenso Erosionsprozesse in Verbindung mit Turbulenzen durch Tsunamiwellen. Nahe liegt ebenfalls, dass sich in Folge des Erdbebens durch syn- bzw. posttektonische Vertikalbewegungen, wie sie auch nach dem Beben 1960 auftraten (Kap. 1.4.5), anhaltende Seespiegeländerungen ergaben. Um eine Seespiegelabsenkung zu bewirken, müsste eine tektonische Landhebung stattgefunden haben. Der Niveauunterschied zwischen dem Lago Budi und dem Pazifik würde sich danach durch Erosion an der vorgelagerten Schwelle angleichen, wodurch der Seespiegel fällt.

In Bohrung PUA B2 zeigt die braun-graue Gyttja mit Millimeter starken, torfartigen Laminae, die über Sanden mit zahlreichen marinen Fossilien folgt (Abb. 63), eine Verlandungsphase an, die im Zeitraum vor 1,5 cal. ka B.P. (KIA28921, Tab. 15) stattgefunden hat. Diese Phase dokumentiert unter Umständen die oben erläuterte Absenkung des Seespiegels im Zeitraum nach 2,1 cal. ka B.P. (s. o.). Die im Hangenden der Gyttja folgende, massive Torflage (395-180 cm u. GOK) zeigt über 215 cm ein kontinuierliches Wachstum. Dies setzt wiederum eine anschließende, relative Landsenkung bzw. einen Seespiegelanstieg etwa auf das heutige Niveau voraus (Top ca. auf NN, Abb. 63). Das Torfwachstum wird durch die Ablagerungen des Tsunamis von 1960 abrupt beendet (Kap. 3.2.8.1).

Tab. 17: Datierungsergebnisse zu den Meeresspiegelreferenzen (CALIB REV 5.0.2). Beta (Beta Analytics, Florida), KIA (Leibnitz Labor, Kiel), ERL (Radiokarbonlabor, Erlangen).

Lab. nr.	Tiefe [m]	Material	¹⁴ C Alter [yr B.P.]	δ ¹³ C [‰]	1 σ (68,3 %) [cal. yr]	2 σ (95,4 %) [cal. yr]
ERL 10646	9,12 LB 3	Muschel (<i>Argop. sp.</i>)	8.667±70	-6,5	7.479-7.315 BC	9.478-9.139 (9.309 BP)
Beta 232792	9,65 PDO 4	Muschel (Schill)	7.810±40	-1,2	6.385-6.279 BC	8.363-8.180 (8.272 BP)
Beta 232791	9,55 PDO 1	Holz	7.400±50	-28,4	6.249-6.096 BC	8.225-8.022 (8.124 BP)
Beta 232795	5,55 PUA B2	Schill	6.770±40	+0,1	5.396-5.301 BC	7.403-7.217 (7.310 BP)
ERL 10651	3,65 LB 10	Muschel (<i>V. antiqua</i>)	6.690±67	-3,8	5.341-5.203 BC	7.381-7.057 (7.219 BP)
ERL 10645	7,20 LB 3	Muschel (<i>Mactra sp.</i>)	6.625±66	-0,2	5.291-5.128 BC	7.293-6.976 (7.135 BP)
KIA 28918	1,15 PUA B1	Holz	6.086±31	-28,4	4.987-4.894 BC	6.980-6.779 (6.880 BP)
Beta 224876	5,80 LB 1	Pflanzenrest	4.440±60	-17,0	3.091-2.914 BC	5.076-4.841 (4.959 BP)
Beta 224877	6,67 LB 1	Muschel (Fragment)	4.890±40	+0,7	3.338-3.221 BC	5.305-5.050 (5.178 BP)
Beta 232786	0,74 LB 4	Muschel (<i>Mytilus sp.</i>)	4.460±40	-0,7	2.766-2.614 BC	4.788-4.518 (4.653 BP)
ERL 9211	4,56 PDO 4	Holz	5.087±52	-30,6	3.942-3.855 BC	5.909-5.653 (5.781 BP)
KIA 28921	3,90 PUA B2	Pflanzenrest	1.706±52	-28,7	334-437 AD	AD 427

Im weiteren Umfeld des Lago Budi liegen die bisher bekannten Daten zur Höhe des Meeresspiegels während des holozänen Transgressionsmaximums alle- samt zwischen +8 und +33 m ü. NN (Tab. 4), was auf unterschiedliche blocktektoni- sche Hebungsvorgänge zurückgeführt wird (FUENZALIDA et al. 1965). Am Budi ergeben sich für diesen Zeitraum maximale Höhen von <+1,5 m über den aktuellen Meeresspiegel. Anzeichen für ein höheres Niveau sind hier nicht gegeben.

Ein Vergleich der Ergebnisse mit der tektonisch stabilen, südargentinischen Atlantikküste (Abb. 76) zeigt dort während des Transgressionsmaximums zwischen 7,4 und ~6,7 cal. ka B.P. einen relativ stabilen Meeresspiegel mit einem rein eustatisch bedingten Hochstand von <+2-3 m über dem heutigen Niveau (SCHELLMANN & RADTKE 2007). Anschließend erfolgte bis ~6,5 cal. ka B.P. ein Absinken um etwa 1 m. Dieses Niveau blieb bis ~2,3 cal. ka B.P. konstant. Danach ist ein erneutes Absinken um etwa 1-2 m auf das heutige Niveau oder tiefer zu verzeichnen.

Ab dem Mittelholozän zeigen die Daten am Lago Budi vergleichbare Abläufe zur patagonischen Atlantikküste, was insofern verwunderlich erscheint, da sich beide Kontinentalränder tektonisch gesehen stark voneinander unterscheiden (aktiver – passiver Kontinentalrand). An der Westküste Südamerikas sind über weite Bereiche Hebungen dokumentiert (Kap. 1.4.5), die in Nordchile bei durchschnittlich 1 m/ka liegen und südlich von ~33°S auf 2-6 m/ka ansteigen. Offensichtlich liegt der Lago Budi auf einem Krustenblock, der eine tektonische Stabilität zeigt.

Betrachtet man den Verlauf der Küstenkordillere im Satellitenbild (Abb. 1), fällt ein Segment zwischen Rio Imperial und Rio Toltén auf, das im Vergleich zur nördlichen und südlichen Fortsetzung deutlich geringere Höhenstufen zeigt. Der Grad der Zertalung ist weitaus geringer als in der nördlichen und südlichen Küstenkordillere, die jeweils höhere Reliefunterschiede zeigt. Auch existieren nördlich und südlich keine größeren Andenflüsse, die durch die Küstenkordillere zum Pazifik entwässern. Dies sind eventuell Hinweise auf eine deutlich geringere Hebungstendenz (tektonische Stabilität) des Segmentes zwischen dem Rio Imperial und dem Rio Toltén, die einen ähnlichen Verlauf der Meeresspiegelreferenzen an der patagonischen Atlantikküste und am Lago Budi erklären.

Entsprechend Abb. 76 zeigen sich Unterschiede zwischen beiden Kurven hinsichtlich des Zeitpunktes, an dem der Meeresspiegel im Holozän erstmals das heutige Niveau erreichte. An der patagonischen Atlantikküste erfolgte dies spätestens um 8,5 cal. yr B.P. (8,1 ^{14}C ka B.P., SCHELLMANN & RADTKE 2007), am Lago Budi etwa um 6,9 cal. ka B.P. Der um ~1.500 Jahre verspätete Meeresspiegelanstieg am Lago Budi ist möglicherweise küstenmorphologisch bedingt (s. o.) (Küstenlinie deutlich weiter westlich, Abb. 73).

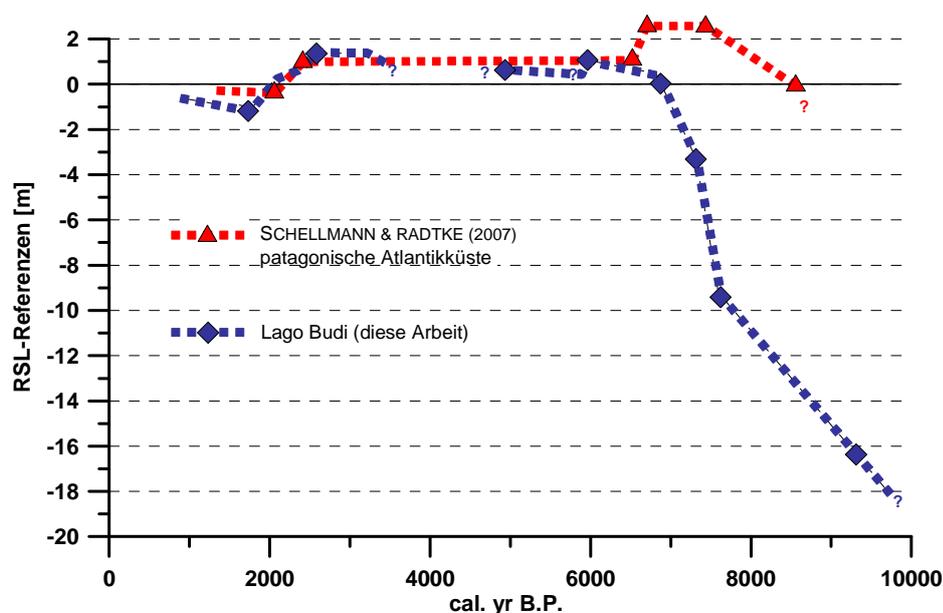


Abb. 76: Meeresspiegelreferenzen am Lago Budi im Vergleich zur „tektonisch stabilen“ patagonischen Atlantikküste.

4.4 Tsunamigene Sedimente

Potentielle tsunamigene Ablagerungen waren sowohl in den oberflächennah aufgeschlossenen Sedimenten als auch in den Bohrungen zu beobachten. Generalisiert handelt es sich um scharf vom Nebensediment abgegrenzte, sanddominierte, schwarz gefärbte Sequenzen, die makroskopisch nur sehr wenige Fossilien enthalten. An der Küste sind zunehmend Kiese und Steine eingelagert. Die Mächtigkeit der tsunamigenen Ablagerungen variiert in den Seesedimenten üblicherweise zwischen 1-8 cm (in LB 4/05 bis 18 cm). An Land werden in Ausnahmefällen bis zu 180 cm erreicht (PUA B2).

Entlang der relativ flachen Küstenbereiche bei Deume und Puaicho lassen sich unterschiedliche Beobachtungen machen, die nicht zwingend auf tsunamigene

Ereignisse hindeuten, sondern auch durch Sturmereignisse gebildet sein können. Dazu zählen mehrere hundert Meter breite *wash-over fans* (Chevrons) oder bis zu 50 cm große Gesteinsblöcke mit anheftenden Bohrmuscheln und Balaniden, die mittels Wellenenergie mehrere Zehner Meter vom Intertidalbereich ins Landesinnere verfrachtet wurden.

An einigen Orten sind stark gestörte Dünensysteme zu beobachten, so z.B. am kleinen Kliff bei Puaicho. Das Top der Dünen ist hier erodiert und von chaotisch gelagerten, stark kiesigen Sanden überlagert, die innerhalb weniger Meter ins Landesinnere ausdünnen. In dieser Sandlage waren Reste einer Plastiktüte enthalten, die auf ein relativ junges Bildungsalter dieses Horizontes schließen lassen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die Ablagerungen des Tsunamis vom Mai 1960. Die unterlagernden, zum Teil erodierten Flugsande ergaben ein OSL-Alter von wenigen 100 Jahren (vgl. Kap. 3.2.8.2). Ein Sturmereignis kann hier jedoch als Ursache nicht vollkommen ausgeschlossen werden.

Abgesehen von den relativ jungen, möglichen Ablagerungen des Tsunamis von 1960 konnten entlang der Küste keine Spuren der älteren, historisch überlieferten Beben bzw. Tsunamis (1837, 1737, 1575, Kap. 1.4.4.3) identifiziert werden. So zeigt auch die Bohrung PUA B2, außer den Ablagerungen des Tsunamis von 1960, in den unmittelbar unterlagernden, über 210 cm mächtigen Torfschichten keine Anhaltspunkte für Tsunamis während der letzten 1.500 Jahre (KIA28921, Tab. 15). Ebenso wenig waren in den torfigen Ablagerungen in Bohrung PUA B1 im Zeitraum zwischen 6,9 cal. ka B.P. (KIA28918, Tab. 15) und etwa 2,5 ka B.P. (MR0527, Tab. 15) keinerlei Hinweise auf entsprechende tsunamigene Ablagerungen gegeben.

Die Ursache hierfür ist nicht bekannt. Da sich der Meeresspiegel seit 6,9 cal. ka B.P. bereits etwa auf heutigem Niveau befand (Kap. 4.3.2), hat sich möglicherweise die Küstenmorphologie seitdem so deutlich verändert, dass frühere Ereignisse anderen Pfaden folgten und der fragliche Bereich, z.B. durch die vorgelagerte Barriere, von Tsunamiwellen abgeschirmt wurde. Eventuell dämpfte eine dichte Vegetation die Wellen, wie sie noch für das 19. Jahrhundert bei Deume und Puaicho von ZUÑIGA (2000) beschrieben ist. Da jedoch in der am nächsten liegenden Seebohrung LB 4/05 tsunamigene Ablagerungen ab spätestens 6,3 cal. ka B.P. zu finden sind (Tab. 18), muss man davon ausgehen, dass die Ereignisse vor 1960 im Bereich der Flachstellen erodiert wurden. Da mit dem Tsunami flächenhaft enorme Mengen an Salzwasser in den Lago Budi strömen (*run-up*), könnte dies mit der stark erosiven Wirkung der abfließenden Wassermassen erklärt werden (*back-wash*). Auch die angesprochenen Erosionsstrukturen in den Sedimentechogrammen östlich von Deume (Abb. 24) bezeugen deutliche Sedimentremobilisierungen. Nach EINSELE (1998) und LE ROUX & VARGAS (2005) vollzieht sich der *back-wash* linear konzentriert und damit wird eine enorme Erosionsleistung ermöglicht.

Betrachtet man die Uferlinie bei Deume und vor allem bei Puaicho im Luftbild, fällt ein deltaförmige Verlauf auf, der auf einen periodischen Sedimenteintrag aus westlicher Richtung hindeutet (Abb. 77). Gleiches lässt sich auch aus der bathymetrischen Karte ableiten, die mit Annäherung an die westlichen Ufer einen kontinuierlichen Anstieg des Seebodens zeigt (Abb. 14). Ein weiteres Argument für eine periodische Sedimentanlieferung vom Pazifik her zeigt sich in den Sedimentkernen aus dem Seebereich anhand markanter Sandlagen, die in Richtung zur Küste an

Mächtigkeit und Anzahl deutlich zunehmen und als tsunamigen entstanden gedeutet werden (s. u.).

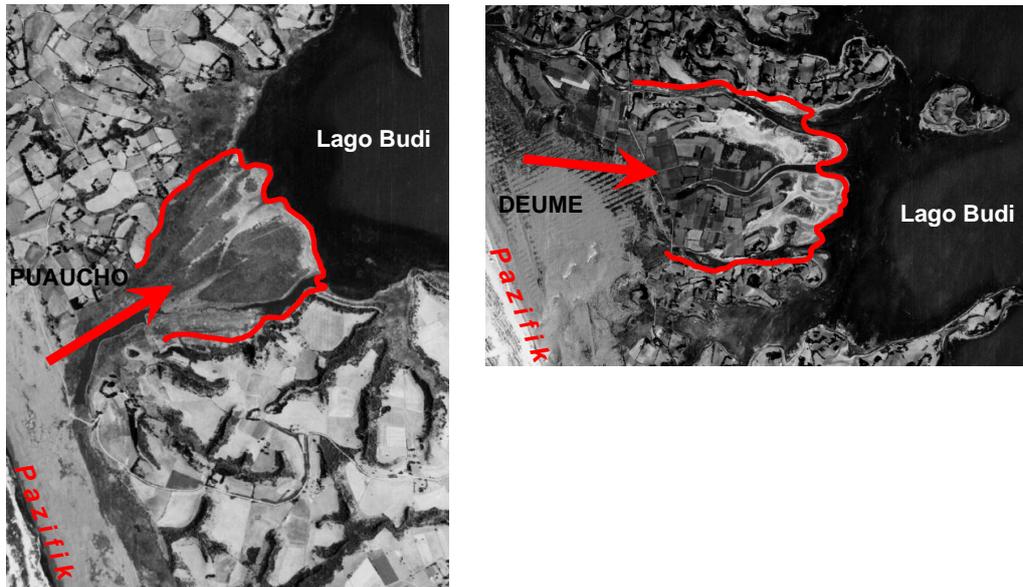


Abb. 77: Uferbereiche des Lago Budi bei Puaicho und Deume im Luftbild. Zur Verdeutlichung ist der deltaförmige Verlauf rot nachgezeichnet. Die Pfeile deuten einen Sedimenttransport vom Pazifik in den Lago Budi an. Die Rinnenstrukturen sind möglicherweise auf den linear konzentrierten Abfluss der Wassermassen (back-wash) nach einer Überflutung durch Tsunamiwellen zurückzuführen. Ausschnitte aus Luftbild Nr. 004367, 1:70.000 (SAF 1997).

4.4.1 Rekonstruktion der Tsunamihäufigkeit

Durch das höhere Erhaltungspotential der tsunamigenen Ablagerungen im Becken des Lago Budi beruht die Rekonstruktion der Tsunamihäufigkeit allein auf den Erkenntnissen der Seeborungen. Wie bereits erwähnt, sind in historischer Zeit keine Sturmereignisse bekannt, die den Lago Budi erreichten, wodurch Verwechslungen der als tsunamigen gedeuteten Sedimente im Lagunenbereich mit Sturmablagerungen (vgl. Kap. 1.4.4.1) ausgeschlossen werden können.

In allen abgeteuften Kolbenloten aus dem Seebereich (LB 1/05, LB 3/05, LB 10/05 und LB 4/05, Abb. 79) finden sich in unterschiedlichen Tiefen auffällige, deutlich vom Nebensediment abgegrenzte Sandlagen, die auf Grund ihres Erscheinungsbildes auf plötzliche, hochenergetische Ereignisse von kurzer Dauer hindeuten. Da die Anzahl und die Mächtigkeit dieser Sandlagen mit Annäherung an den Pazifik deutlich zunimmt (Abb. 81), muss von einem marinen, weniger von einem terrestrischen Ursprung für diese Sandlagen ausgegangen werden.

Eine Sedimentation dieser Sandlagen während Hochwässer kann insofern ausgeschlossen werden, da z.B. der Zufluss mit dem größten Einzugsgebiet (Estero Comúe, Abb. 2) näher an der Bohrung LB 3/05 als an LB 1/05 mündet und demnach mächtigere und häufigere Sandlagen (Hochwasserlagen) in dem zum Liefergebiet proximalen Kern enthalten sein müssten. Dies ist jedoch nicht der Fall (Abb. 81). Auch könnte man damit weder die Sandlagen in LB 1/05 erklären, in dessen

Umgebung keine Flüsse münden, noch die in Richtung Pazifik zunehmenden Sandgehalte, wo nur Bäche mit relativ kleinen Einzugsgebieten verlaufen. So enthält Kern LB 4/05 mit insgesamt acht Einzellagen nicht nur die meisten dieser Horizonte, sondern mit bis zu 18 cm auch die mächtigsten. Auch zeigen die verschiedenen Lagen in diesem Kern mit 60-90 % die höchsten Sandgehalte, gefolgt von LB 10/05 (50-65 % Sand) und LB 1/05 (40-70 % Sand). Die Sandlagen in LB 4/05 zeigen auch eine bessere Sortierung und eine stärker positive Schiefe, als die etwas distaler liegenden Kerne. Dies ist auf die direkte Nähe zum Liefergebiet (Dünensande an der Küste) bzw. zu den potentiellen Pfaden für die Tsunamiwellen zurückzuführen (Abb. 78). Bei den entfernteren Kernen ist durch den längeren Transportweg eine zunehmende Vermischung mit anderen Sedimenten möglich. Da Dünen- und Flusssande jeweils eine positive Schiefe zeigen (Strandsande eine negative, TUCKER 1985), ist eine Unterscheidung über diesen Parameter nicht möglich.

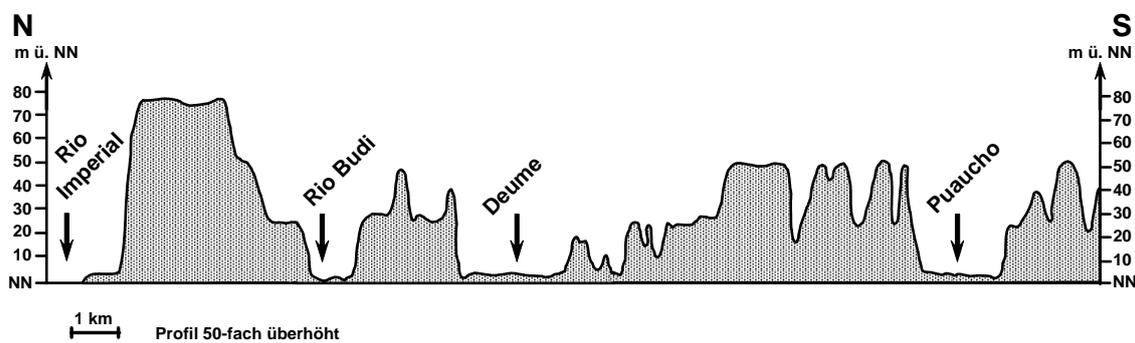


Abb. 78: N-S Profil entlang der Küste vom Pazifik aus gesehen. Flachstellen am Rio Budi, bei Deume und Puaucho stellen die Pfade dar, über die Tsunamiwellen den Lago Budi erreichen.

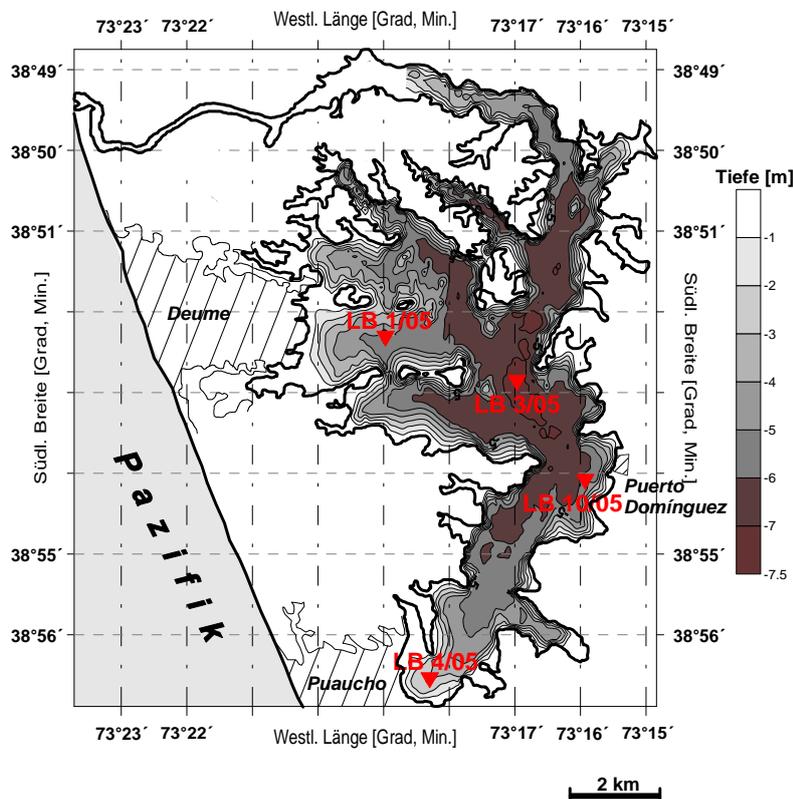


Abb. 79: Lokaltäten der Kolbenlote LB 1/05, LB 3/05, LB 4/05 und LB 10/05. In allen vier Bohrungen sind tsunamigene Sandlagen enthalten. Schraffierte Bereiche bei Deume und Puaucho markieren Flachstellen, die als mögliche Pfade für Tsunamiwellen fungieren.

Viele der Sandlagen bestehen aus mehreren Einzellagen bzw., wie im Kap. 3.2.3.3 (Abb. 44) dargestellt, aus mehreren Zyklen zwischen 2-6 cm, die eine deutliche Gradierung zeigen. Von der Basis zum Top jedes einzelnen Zyklus nimmt der Grad der Sortierung jeweils ab, was auf zunehmende Turbulenzen hindeuten kann. Nach DAWSON et al. (1991) kann jeder dieser Zyklen einer Welle zugeordnet werden, wobei die größte Lage der stärksten Welle entspricht (siehe Kap. 1.4.4.1). In dem detailliert untersuchten Beispiel des Kerns LB 4/05 (Abb. 44) sind demnach vier Wellen dokumentiert, wobei die zweite Welle mit der größten Kornklasse (3 Φ entspricht $\sim 0,13$ mm) der stärksten Welle entspräche. Leider konnten nicht für alle angetroffenen Sandlagen detailliertere KG-Untersuchungen vorgenommen werden.

Auch die geochemischen Parameter bezeugen insgesamt eine Zunahme des marinen Einflusses im Zusammenhang mit diesen Sandlagen. Die Mg-Gehalte steigen nach jeder Sandlage deutlich an. Al, Fe, Mn, S und TC nehmen im Gegenzug deutlich ab. Die Konzentrationen, die unmittelbar nach jeder Sandlage erreicht werden, ähneln sehr stark den Gehalten, die für die marinen Sequenzen typisch sind (z.B. Abb. 29). Entsprechendes gilt für die Färbung der Sedimente, die im Bereich der Sandlagen deutlich heller ist, ähnlich zu den marinen Kernabschnitten (vgl. Kernfotos im Anhang).

Die TOC-Gehalte liegen in allen Sandlagen unter 3 %, die TOC/TN-Verhältnisse nehmen nach jeder Sandlage zu und deuten auf einen verstärkten Input an terrestrischem Pflanzenmaterial hin. Die palynologischen Untersuchungen (LB 1/05, Kap. 3.5) zeigen im Bereich der Sandlagen allgemein einen Rückgang der Pollenkonzentrationen. Das Pollenspektrum zeigt hier eine Zunahme an NBP, wie z.B. Cyperaceae (Sauergräser) und Juncaceae (Binsengewächse).

Die sehr hohen Magnetischen Suszeptibilitäten (MS) der auffällig schwarz gefärbten Sandlagen (Abb. 80) zwischen $1.000-9.000 \cdot 10^{-6}$ SI sind neben dem Korngrößenwechsel vor allem auf einen konzentrierten Eintrag von Magnetit zurückzuführen. Wie die Untersuchungen zur MS der Sande unterschiedlicher Genese bei Puaicho gezeigt haben (Kap. 3.3.1), sind diese dem Lago Budi vorgelagerten Bereiche als Liefergebiet für die magnetitreichen Sande anzusehen. Des Weiteren belegen auch die hohen Werte der MS in den marinen Sedimenten in LB 1/05 und LB 3/05 die hohe Affinität zum Pazifik (vgl. Kap. 4.1.2).

Die Ergebnisse der Diatomeenanalyse (LB 1/05, Kap. 3.4) zeigen statistisch gesehen in zwei der drei Sandlagen (222 cm und 135 cm) mit einem Anteil marin-brackischer Arten von durchschnittlich 78,6 % zu brackisch-limnischen Arten um 9,4 % auf den gesamten Kern bezogen keine auffälligen Abweichungen und ein nahezu identisches Verhältnis. Allein eine Sandlage (203-200 cm), die nur 15 cm über der liegenden Sandlage folgt, zeigt durch eine einzige brackisch-limnische Art ein Verhältnis von 51,4 % (marin) zu 35,8 % (brackisch-limnisch). Diese Sandlage unterscheidet sich auch im Sortierungsgrad von den anderen. Durch den etwas höheren Feinkornanteil zeigt sie eine deutlich schlechtere Sortierung (Abb. 27), was auf eine Überlagerung mehrerer Sedimentationsprozesse hindeutet. Möglicherweise handelt es sich hierbei um eine Sandlage, die während des *back-washes* (ablaufende Welle) abgelagert wurde. Die erhöhten Konzentrationen der brackisch-limnischen Diatomeenart könnte aus den überfluteten, ausgesüßten Niederungen oder aus den Zuläufen eingeschwemmt worden sein. Danach würde die unterlagernde Sandlage (223-218 cm), die aus drei Einzellagen besteht die (drei) einlaufenden Tsunami-

wellen repräsentieren (s. o.). Die datierten Muscheln vom Top der unterlagernden bzw. von der Basis der hangenden Sandlage (219 cm, 203 cm), die identische Alter ergaben (Tab. 9) könnten diese Annahme verstärken.

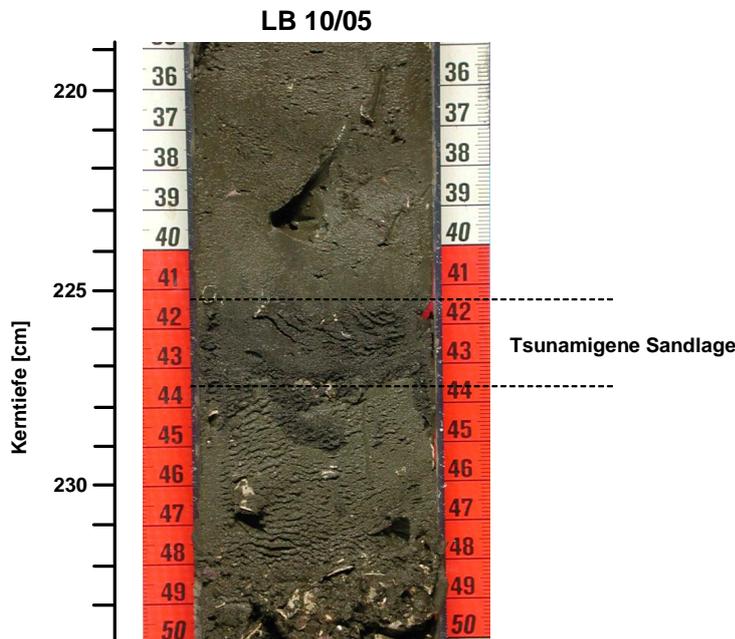


Abb. 80: Detailaufnahme der tsunamigenen Sandlage zwischen 228-225 cm Tiefe aus Kolbenlot LB 10/05. Typisch ist neben der Schwarzfärbung eine deutliche Gradierung. Die Liegendgrenze ist bioturbat überarbeitet.

Sehr markant hinsichtlich der Diatomeen ist jedoch die Zunahme an marinen Spezies unmittelbar nach jeder einzelnen Sandlage, was mit den o. g. Beobachtungen der geochemischen Parameter einhergeht. Hier erreichen die marin-brackischen Arten durchschnittlich 88,5 % im Gegensatz zu den brackisch-limnischen Arten, die auf 6,4 % zurückgehen. Als Liefergebiet der Sande sind die vorgelagerten Dünenbereiche anzusehen, es ist denkbar, dass die marinen Spezies in den groben Sandlagen durch einen Verdünnungseffekt unterrepräsentiert werden. Die Gradierung zeigt eine Sedimentation aus der Wassersäule und damit eine Trennung nach KG und Dichte an (Gesetz von STOKE). Damit werden die üblicherweise kleineren Diatomeen in der Sandlage aussortiert. Im Hangenden der Sandlagen kommen dann verstärkt marine Diatomeen zusammen mit feinkörnigeren Sedimenten aus dem eingebrachten Meerwasser zur Ablagerung. Die Minima in den Verhältnissen planktonischer zu benthischer Arten in den Sandlagen (siehe Abb. 67) zeigen zusammen mit den palynologischen Resultaten (Sauergräser, Binsen), dass vor allem Material aus dem Litoral (Phytobenthos) akkumuliert und über freie, Gras bewachsene Ebenen, wie sie heute bei Puaucho und Deume existieren, transportiert wurde.

Unter Berücksichtigung der angeführten Argumente wurden in Abb. 81 alle Sandlagen aus den erbohrten Sedimentprofilen dargestellt, die die entsprechenden o. g. Charakteristika tsunamigener Sandlagen aufweisen. Aus der tabellarischen Übersicht (Tab. 18) ist zu entnehmen, dass sich einige Ereignisse in den unterschiedlichen Kernen auf Grund der Sedimentverteilung und der Datierungen korrelieren lassen. Allerdings ist bei den Datierungen festzuhalten, dass die wenigen direkt in den Sandlagen enthaltenen datierbaren Reste durch potentielle Umlagerungsprozesse jeweils Maximumalter für das eigentliche Tsunamieignis darstellen (vgl. CLAGUE & BOBROWSKY 1994) und die Gefahr von Fehldatierungen besteht. So können die Datierungen in unmittelbarer Umgebung der Sandlagen inverse Alter aufweisen, wie z.B. in LB 1/05 (131 cm, Tab. 9) und LB 4/05 (382 cm, Tab. 11). Sehr

verlässlich erscheinen hingegen Datierungen aus dem unbeeinflussten Nebensedi-
ment, aus dem Liegenden und dem Hangenden der Sandlagen.

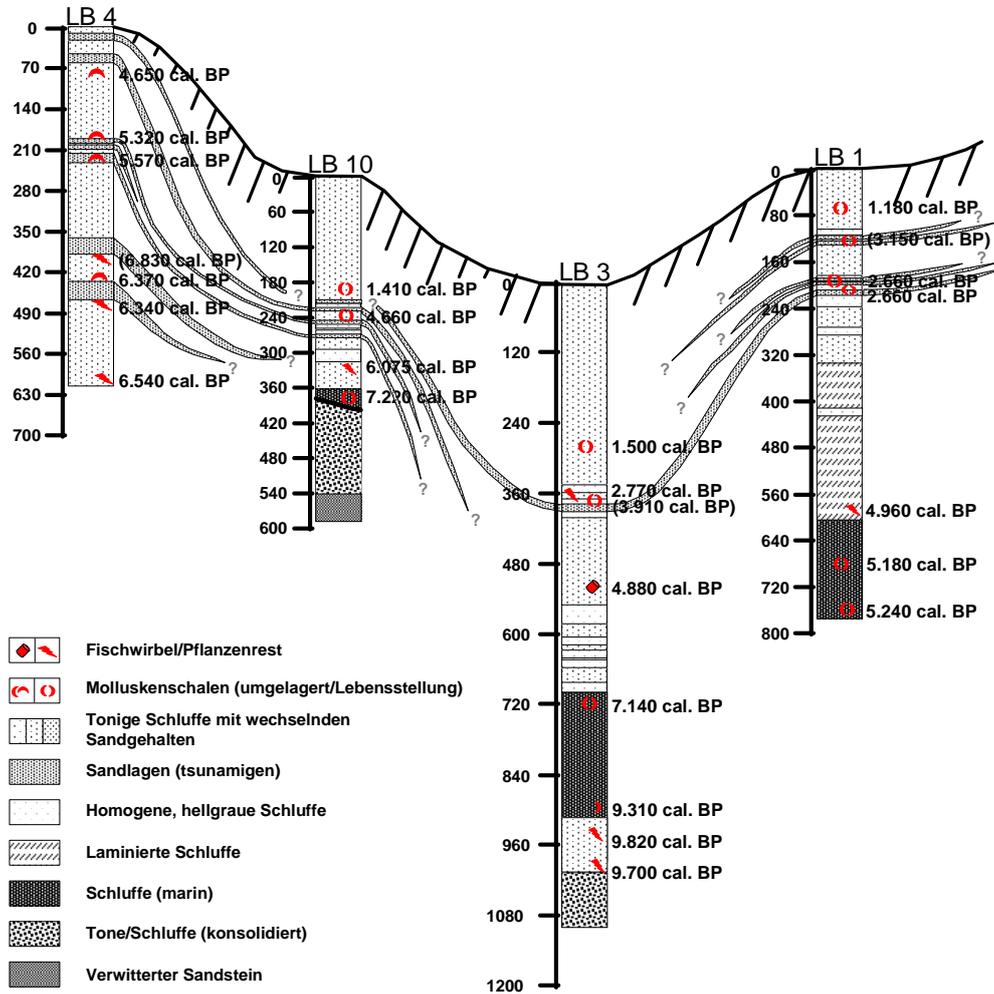


Abb. 81: Tsunamigene Sandlagen in den jeweiligen Kolbenloten. Nach der Wassertiefe an-
geordnet. Alter in cal. yr B.P. Lage der Kolbenlote zu den potentiellen Pfaden, siehe Abb. 79.

Tab. 18: Tabellarische Übersicht der rekonstruierten Tsunamis am Lago Budi.

⊗^{Int}=aus dem Alter-Tiefenmodell interpolierte Alter.

„?“=nicht eindeutig zuzuordnen

Jahr A.D./B.C. [cal. yr; 2-σ]	LB 4/05	LB 10/05	LB 1/05	LB 3/05	PUA B2	PUA B1
1960 A.D.					⊗	⊗
250 B.C.-150 A.D.			⊗ ^{Int}			
820-590 B.C.		⊗ ^{Int?}	⊗	⊗		
2.800-2.500 B.C.	⊗ ^{Int}	⊗				
3.600-3.300 B.C.	⊗	⊗ ^{Int?}				
4.200-3.900 B.C.	⊗ ^{Int?}	⊗ ^{Int?}				
4.550-4.330 B.C.	⊗					
5.450-5.270 B.C.					⊗ ?	

Die Ablagerungen des Tsunamis von 1960 wurden in der Bohrung PUA B2
anhand der direkt unterlagernden Torfschichten (KIA 28920, Tab. 15) datiert. In PUA
B1 erfolgte die Zuordnung über die OSL-Datierung (MR0526, Tab. 15) und über die

Artefakte (Plastik). In den Seekernen konnte dieses jüngste Ereignis auf Grund der fehlenden ^{210}Pb - oder ^{137}Cs -Datierungen nicht eindeutig zugeordnet werden. ^{14}C -Datierungen sind für diesen Zeitraum ungeeignet.

Das Ereignis zwischen 250 B.C.-150 A.D. ist in LB 1/05 aus dem Alter-Tiefenmodell über Interpolation ermittelt worden (Abb. 33).

Das Tsunamievent im Zeitraum 820-590 B.C. ist in mindestens zwei Kernen enthalten. In LB 1/05 ergaben zwei Datierungen ein Alter von 820-590 B.C. (Beta224874/5, Tab. 9) In LB 3/05 ist das Ereignis um 910-730 B.C. dokumentiert (ERL 10642, Tab. 10). In LB 10/05 deutet das interpolierte Alter auf 1.100-950 B.C. Das Alter-Tiefenmodell beruht auf relativ wenigen Datierungen (Abb. 53), weswegen die interpolierten Alter in LB 10/05 als Näherungswerte zu betrachten sind. Da beide Alter in LB 1/05 aus der Mitte eines Ereignisses stammen, wurde dieses Datum als relativ ereignisnah übernommen.

Der Tsunami im Zeitraum vor 2.700-2.500 B.C. wurde in zwei Kernen datiert. In LB 4/05 ergab sich ein interpoliertes Alter von 2.500-2.350 B.C. (Abb. 47). In LB 10/05 stellt das Alter von 2.870-2.560 B.C. ein Maximumalter dar (Basis der Sandlage, ERL 10650, Tab. 12). Eine exakte Altersauflösung für die unmittelbar unterlagernde Sandlage ist aus dem Alter-Tiefenmodell nicht möglich. Damit ergibt sich ein gemitteltes Alter von 2.800-2.500 B.C.

Ein weiteres Ereignis wurde in zwei Kernen auf 3.600-3.300 B.C. datiert. In LB 4/05 existieren zwei in sich konsistente Datierungen im Altersbereich zwischen 3.500-3.260 B.C. (Top der Sandlage, Beta232787, Tab. 11) und 3.700-3.500 B.C. (Mitte der unterlagernden Sandlage, Beta 232788, Tab. 11). In LB 10/05 ergab sich ein interpoliertes Alter zwischen 3.250-3.350 B.C. (Abb. 53).

Die Alterseinstufung des vorhergehenden, seismischen Ereignisses auf den Zeitraum um 4.200-3.900 B.C. beruht auf interpolierten Altern in zwei Kernen. Aus LB 4/05 ergab sich ein Alter zwischen 4.350-4.200 B.C. (Abb. 47). In LB 10/05 fehlt eine deutliche Sandlage, jedoch deuten die geochemischen Daten und die typisch helle Sedimentfärbung auf ein marines Event nach 4.270-3.980 B.C. hin (ERL 10652, Tab. 12).

In LB 4/05 konnte eine weitere Sandlage, durch zwei Datierungen im Hangenden und Liegenden belegt, auf 4.550-4.330 B.C. (Beta 232789, KIA29300, Tab. 11) rekonstruiert werden.

Das älteste mittels der Bohrungen rekonstruierbare Ereignis stellen mit einem Alter $>5.450-5.270$ B.C. (Beta 232795, Tab. 15) die liegenden Sande in PUA B2 dar, die durch die diverse Foraminiferenvergesellschaftung auf einen marinen Ursprung hindeuten. Die Sande zeigen hinsichtlich Homogenität und KG-Zusammensetzung deutliche Parallelen zu den hangenden Sanden des Tsunamis von 1960. Da jedoch keine detaillierteren Untersuchungen vorgenommen wurden, und der Meeresspiegel zu dieser Zeit in unmittelbarer Nähe zu vermuten ist (siehe Kap. 4.3.2), können andere Entstehungsprozesse (z.B. Sturmereignisse) nicht ausgeschlossen werden.

Die in den Lagunensedimenten des Lago Budi archivierten seismischen Ereignisse zeigen im Zeitraum zwischen 7,4-4,5 cal. ka B.P. ein durchschnittliches

Wiederholungsintervall für zerstörerische Tsunamis von 500 bis 580 Jahren. Die Arbeiten zur Tsunamirekonstruktion von CISTERNAS et al. (2005) ergaben für das südliche Valdivia-Segment während der letzten 1.500 Jahre einen deutlich kürzeren Wiederholungszyklus von ~300 Jahren (Kap. 1.4.4.3). Neben methodischen Unterschieden ist diese Abweichung weniger auf eine zunehmende tektonische Aktivität etwa seit Christi Geburt zurückzuführen, sondern zeigt eher, dass im Lago Budi Ereignisse mit außergewöhnlich hoher Magnitude archiviert wurden. BOOKHAGEN et al. (2006) schließen jedoch eher auf unterschiedliche Wiederholungsintervalle in den verschiedenen tektonischen Segmenten.

Im Zeitraum zwischen 4,5-2,6 cal. ka B.P. sind weder in den Bohrkernen noch in den Aufschlüssen an Land Hinweise für Tsunamis gegeben. Da man wohl nicht von einer ca. 2.000 Jahre andauernden tektonischen Ruhephase ausgehen kann, müssen andere Ursachen hierfür verantwortlich sein:

In dem fraglichen Zeitraum sind am Lago Budi zwischen 5,5-2,5 cal. ka B.P. keine direkten Daten zum Meeresspiegelstand bekannt, jedoch erscheint ein Zusammenhang mit der nach 6,0 cal. ka B.P. dokumentierten Regression sehr wahrscheinlich (vgl. Kap. 4.3.2). Da zu dieser Zeit bereits lagunäre Bedingungen existierten, sind die relativen Seespiegelschwankungen primär von der vorgelagerten Schwelle abhängig. Weil durch die Diatomeenanalyse eine rein limnische Phase ausgeschlossen werden kann, ist eine Regression nur durch eine Anhebung der vorgelagerten Schwelle (tektonische Landhebung ?) erklärbar, die im folgenden Zeitraum lokal erodiert wurde, wobei es zu einer relativen Regression in der Lagune kam. Im fraglichen Zeitraum könnte der Lago Budi durch diese höhere Schwelle von Tsunamiwellen abgeschirmt worden sein. Erst um 2,5 cal. ka B.P. ist mit einem Niveau von etwa +1,5 m ü. NN wieder ein Hinweis auf den Seespiegel gegeben (vgl. Kap. 4.3.2). In diesem Zeitraum sind bis zur erneuten Regression spätestens um 2,0 cal. ka B.P. wieder Tsunamievents dokumentiert. In den letzten 2.000 Jahren sind wohl durch ähnliche Ursachen bestimmt, keine eindeutigen Hinweise auf Tsunamis in den Lagunensedimenten des Lago Budi gegeben.

4.4.2 Vergleich mit bestehendem Tsunamikatalog

Die einzig bekannte Arbeit zur Rekonstruktion von Tsunamis entlang der südchilenischen Küste stammt von CISTERNAS et al. (2005). Sie konnten an der Mündung des Rio Maullín (41°36'S), etwa 300 km südlich des Lago Budi, während der letzten 1.600 Jahre, neben den beiden historisch überlieferten Ereignissen (1960 A.D. und 1575 A.D.), weitere drei Tsunamis um 1.280-1.390 A.D., 1.020-1.180 A.D. und vor 400 A.D. rekonstruieren (jeweils 2- σ Bereich) (Abb. 82). Da am Lago Budi in diesem Zeitraum keine tsunamigenen Ablagerungen angetroffen wurden (außer 1960 A.D.), entfällt ein direkter Vergleich. Lediglich das bei CISTERNAS et al. (2005) angegebene Ereignis vor 400 A.D. könnte dem am Lago Budi datierten Tsunami um 250 B.C.-150 A.D. entsprechen.

Weiter in die Vergangenheit zurückreichende Rekonstruktionen der Tsunamihäufigkeit, z.B. an Lagunensedimenten oder vergleichbaren, küstennahen, aquatischen Systemen, gibt es bislang in Chile nicht. Eine Möglichkeit zur Überprüfung der Qualität des hier aufgestellten Tsunamikataloges ergibt sich vielleicht über den Vergleich mit den Erdbebendaten (als mögliche Tsunamiquelle), die MOERNAUT et al.

(2007) anhand von Massenbewegungen im Lago Puyehue (40°40'S) ermittelten. Wie in Kap. 1.4.4.3 bereits erwähnt, scheint diese Methode zwar durch die Sedimentakkumulationsraten limitiert zu sein, jedoch zeigt sich unter Berücksichtigung der Fehlerbreiten der Datierungen für manche Ereignisse eine relativ gute Übereinstimmung (Abb. 82).

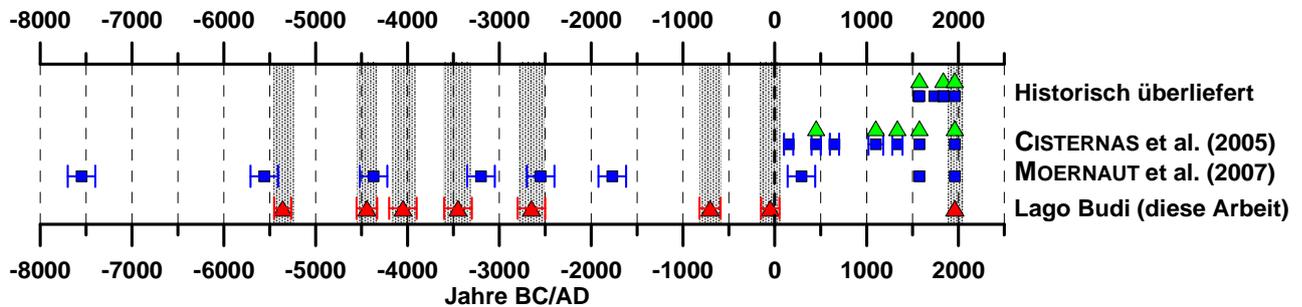


Abb. 82: Graphische Zusammenstellung aller bisher bekannten Erdbeben (■) und Tsunamis (▲) in Südchile (nach BERNINGHAUSEN 1962, LOMNITZ 1970, CISTERNAS et al. 2005, MOERNAUT et al. 2007). Die unterste Reihe (▲) entspricht der in dieser Arbeit am Lago Budi durchgeführten Rekonstruktion der Tsunamihäufigkeit (Alter in cal. yr mit Fehlerbreiten).

4.5 Paläoklima und anthropogener Einfluss

Die Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zu den anthropogenen Einflüssen beruhen auf den Kernen LB 1/05 und LB 3/05. Wie im Kap. 4.1.4 erläutert, ist aus dem Vergleich des Kerns LB 1/05 mit den übrigen Seekernen anzunehmen, dass die im Bereich zwischen 580-770 cm vorgenommenen Datierungen im Kern LB 1/05 deutlich zu junge Alter anzeigen. Diese Unwägbarkeiten sind bei den nachfolgenden Erläuterungen zu berücksichtigen.

4.5.1 Klimatische Bedingungen seit ~9 ka B.P.

Die ältesten in den Bohrungen angetroffenen Ablagerungen (PDO 2/05, PDO 4/05) weisen mit >41 und >47 ka B.P. infinite Alter auf (Kap. 4.2). Aus dem nachfolgenden Zeitraum bis etwa zur Holozängrenze sind in den Bohrungen keine Ablagerungen dokumentiert. Wie in Kap. 4.2 erläutert, muss hier von einer Schichtlücke ausgegangen werden, die dem Zeitraum des LGMs (~29-14 ka B.P.) entspricht. Da es sich bei den Basisschichten um zum Teil sehr organikreiche Bildungen handelt und während der Zeit des letzten Glazials keine Sedimente zur Ablagerung kamen, ist davon auszugehen, dass diese während einer warmzeitlichen Phase vor dem LGM gebildet wurden. Ob es sich hierbei jedoch, wie in Kap. 4.2 erwähnt um die in der Formation Budi zu beobachtenden organogenen Bildungen handelt oder um Ablagerungen, die während der von VILLAGRÁN et al. (2004), ROIG et al. (2001), LAMY et al. (2004) und von KAISER et al. (2005) beschriebenen, relativ warmen, interstadialen Phase zwischen 60-30 ka B.P. bzw. zwischen 59-45 ka B.P. gebildet wurden, ist nicht bekannt. Ein älteres Interstadial-/glazial (z.B. Eem) ist ebenfalls nicht auszuschließen, erst weitere palynologischen Untersuchungen werden darüber Aufschluss geben können.

Nach dem LGM kommen erste Sedimente zu Beginn des Holozäns zur Ablagerung. Die Ergebnisse der bisher vorliegenden Pollenanalyse (A.M. Abarzúa) lassen nachstehende Schlüsse hinsichtlich der klimatischen Veränderungen, respektive des anthropogenen Einflusses speziell für den Zeitraum der letzten 9.500 Jahre ziehen:

Im Zeitraum vor etwa 10,2-9,5 cal. ka B.P. sind im Profil LB 3/05 keine Pollen überliefert. Die Sedimentansprache, dass es sich hierbei um terrestrische Bildungen handelt, die einer starken chemischen Verwitterung ausgesetzt waren (Paläogley, Kap. 4.1.1), lässt vermuten, dass ursprünglich wohl Pollenmaterial enthalten war. Unter atmosphärischen Bedingungen werden Pollenkörner jedoch sehr schnell zer setzt (freundl. mündl. Mitt. Dr. H. Schneider), womit das Fehlen von Pollenmaterial zu erklären ist.

Die Pollen des darauffolgenden Zeitraums zwischen 9,5 ca. ka B.P. und ~7 cal. ka B.P. bzw. spätestens 5,1 cal. ka B.P. (fragliches Alter, siehe Kap. 4.1.4) verweisen auf einen Mischbestand von immergrünen Gehölzen und Laubwechselgehölzen und damit auf ein ganzjährig feuchtes, kühl-gemäßigtes Klima. Typische Elemente des Valdivianischen Regenwaldes sind vertreten, die heute weiter südlich bzw. in größeren Höhen auftreten (*Nothofagus obliqua*, *N. dombeyi*, *Aextoxicon punctatum*, Myrtaceae und *Drimys winteri*). Nach der Ingression des Meeres um 9 cal. ka B.P. in die mit zahlreichen Juncaceae (Binsengewächse) und Feuchtigkeit liebenden Pflanzen bestandenen Talauen (z.B. *Hydrangea serratifolia*, *Lomatia* sp., *Gevuina*, sp.), verschwinden die Juncaceae nahezu völlig und werden von Farnen und Poacea ersetzt. Allgemein ist die Landschaft in dieser Zeit charakterisiert durch einen relativ dichten, mit mächtigem Unterholz bestandenen Wald.

Im Gegensatz dazu zeigt die Landschaft in der nachfolgenden Phase um ~7 cal. ka B.P. bzw. spätestens ab etwa 5,1 cal. ka B.P. (fragliches Alter, siehe Kap. 4.1.4) etwas offenere Waldgebiete. Es dominieren die NBP mit über 50%. Hartlaubgewächse, die mit mehrmonatiger Trockenzeit auskommen, expandieren, wie z.B. *Beilschmiedia/Persea* und *Cryptocaria/Peumus*. Florenelemente, die heute bis Patagonien ihr Hauptverbreitungsgebiet zeigen, wie Myrtaceae und *Drimys winteri*, gehen sehr stark zurück. Bezüglich der vorhergehenden Phase zeigt dies einen Wechsel zu trockeneren und wärmeren Verhältnissen an. Der in diesem Zeitraum dokumentierte Seespiegelrückgang ist sehr gut über *Chenopodiacea*-Pollen nachzuvollziehen, die primär Halophyten repräsentieren, die die flachen, regressiven Seeufer besiedeln (vgl. v. CAMPO & GASSE 1993). Das zeitgleiche Auftreten von *Myriophyllum* sp. deutet auf den zunehmenden Süßwassereinfluss hin und bestätigt die Diatomeenbefunde mit ansteigenden limnischen Arten um ~7 cal. ka B.P. bzw. spätestens ab 5,1 cal. ka B.P.

Die folgende Phase etwa ab 3,8 cal. yr B.P. zeigt eine relativ hohe Diversität bei gleichzeitig schwankenden Abundanzen der einzelnen Florenelemente. Zunehmende NBP, darunter vor allem Poaceae, deuten auf eine kontinuierliche Öffnung der Landschaft hin. In jüngster Zeit, frühestens ab dem 16. Jahrhundert, treten die ursprünglichen Baumarten vermehrt in den Hintergrund. NBP nehmen weiterhin zu. Vermutlich mit Missionaren (ab 1850 A.D.) oder mit den ersten spanischen Eroberungen in der Region, ab 1880 A.D. (ZUÑIGA 2000), erscheinen allochthone Elemente, wie z.B. *Rumex* sp., *Plantago* sp., *Eucaliptus* sp. und *Pinus radiata*.

Letztere ist nach CISTERNAS et al. (2001) in Südchile frühestens ab 1885 A.D. zu verzeichnen.

Nach derzeitigem Kenntnisstand (vgl. Kap. 1.4.3) begann sich das Klima Südchiles spätestens ab 11 cal. ka B.P. deutlich zu verbessern. Bis etwa 7,6 cal. ka B.P. herrschten vornehmlich trockenere und wärmere Bedingungen vor (Klimaoptimum). Danach folgte eine Verschlechterung des Klimas mit einem Höhepunkt um 5 cal. ka B.P. Die in dieser Arbeit am Lago Budi interpretierten Daten zeigen eine deutlich zeitversetzte Abfolge. Das o. g. Klimaoptimum (11-7,6 cal. ka B.P.) ist, obwohl der Zeitraum in den Kernen enthalten ist, nicht registriert und muss demnach bereits vor 9 cal. ka B.P. zu Ende gegangen sein. Mindestens seit 9 cal. ka B.P. zeigt sich hier ein feuchteres und kälteres Klima, das sich jedoch bereits um 7 cal. ka B.P. bzw. spätestens um 5,1 cal. ka B.P. (s. o.) wieder wandelte. Nach der anschließenden Klimaverbesserung folgen ab etwa 3,8 cal. ka B.P. wechselhafte Bedingungen, wie die stark schwankenden Abundanzen der einzelnen Pollengattungen zeigen. Eine Ursache dafür könnte der spätestens ab 3 cal. ka B.P. verstärkt auftretende ENSO Effekt sein (z.B. LAMY et al. 1999, STERKEN et al. 2007).

Die Daten zum aktuellen Forschungsstand der klimatischen Verhältnisse Südchiles (vgl. Kap. 1.4.3) setzen sich aus Befunden terrestrischer Archive im Seengebiet zusammen, die primär eine starke Abhängigkeit vom Patagonischen Inlandeis (PIS) zeigen. Das PIS wiederum reagiert sehr träge auf atmosphärische Veränderungen (vgl. LAMY et al. 2004). Betrachtet man die zeitliche Abfolge in marinen Archiven am chilenischen Kontinentalrand, z.B. aus ODP site 1233 (~41°S) (LAMY et al. 2004), folgt nach der deutlichen Erwärmung des pazifischen Oberflächenwassers (SST) um 2-3°C zwischen 12,9-9,5 cal. ka B.P. bereits nach 9,5 cal. ka B.P. eine erneute Temperaturabnahme um 1-2°C. Denkbar ist, dass die am Lago Budi dokumentierte Klimaverschlechterung damit zu korrelieren ist.

Deutliche Parallelen, bezüglich des Wechsels zu trockeneren und wärmeren Bedingungen ab ~6 cal. ka B.P., zeigen sich zu nördlich gelegenen Profilen, z.B. aus der Cordillera Nahuelbuta (~37,8°S; VILLAGRÁN 2001) und aus der Laguna Tagua Tagua (34,5°S; HEUSSER 1990b). Damit scheint das Klimageschehen am Lago Budi von den Verhältnissen im Seengebiet relativ unabhängig zu sein. Hierzu sind weiterführende Untersuchungen in Zusammenarbeit mit A. Abarzúa (Geociencias, UACH) im Gange.

4.5.2 Anthropogener Einfluss bereits vor ~8.000 Jahren?

Ab 8,2 cal. ka B.P. (interpoliertes Alter, Kap. 3.2.2.5) treten erstmals Pollenkörner von *Zea mays* auf. Nach A. Abarzúa (Geociencias, UACH) handelt es sich bei den Maispollen mit Durchmessern bis zu 80 µm um relativ große Exemplare, die eine sichere Unterscheidung von den übrigen Poacea (maximaler Durchmesser 50 µm) erlauben. Nach POPE et al. (2001) zeigen die bisher ältesten ab 7 cal. ka B.P. kultivierten Pollenkörner von *Zea mays* bei Tabasco (Mexiko) Durchmesser zwischen 74 µm und 92 µm, was typisch für kultivierte Maispflanzen sei. Zusammen mit den im folgenden Zeitraum ab 8 cal. ka B.P. zunehmenden Holzkohlepartikel (Abb. 68), die möglicherweise auf Brandrodung hinweisen, und die relativ hohen Gehalte der Poaceae, die sich in den lichten Flächen ausbreiteten, ist mit hoher Wahrscheinlichkeit von einem ersten Auftreten des Menschen in der näheren Umgebung des Lago

Budi auszugehen. Weitere als Nahrungs- und Kulturpflanzen nutzbare Pflanzenfamilien, wie Solanaceae und Chenopodiaceae, treten vermehrt spätestens ab 5,0 cal. ka B.P. auf.

Archäologische Funde aus dem Zeitraum der frühen archaischen Phase (9.000-2.000 yr B.P.) sind bisher am Lago Budi nicht bekannt. Nach PINO & NAVARRO (2005) sind Funde aus dieser Zeit typisch für die Küstenregionen. Potentielle Siedlungsreste aus der älteren archaischen Phase entlang der damaligen Küste liegen heute auf Grund der marinen Transgression unter dem Meeresspiegel (Kap. 4.1.2).

Nach DILLEHAY et al. (2007) sind in den nordperuanischen Anden ab 10,4 cal. ka B.P. bereits sehr früh Hinweise auf einen intensiv entwickelten Ackerbau (v.a. Erdnuss, Kürbis, Baumwolle) zu finden. Bezüglich des ersten Auftretens von kultiviertem Mais in Südamerika zeigen die Literaturdaten jedoch einen vergleichbar späten Zeitpunkt. Wie bereits erwähnt, sind die bisher ältesten Funde (~7 cal. ka B.P.) aus Mexico bekannt (POPE et al. 2001), gefolgt von Peru 6,3 cal. ka B.P. (MACNEISH et al. 1970) und ~3.8 cal. ka B.P. (GROBMANN & BONAVIA 1978, WILSON 1981) und Ecuador mit 4,2 cal. ka B.P. (STALLER & THOMPSON 2001). Für Zentralchile liegen die Angaben bei ~3 cal. ka B.P. (PLANELLA & TAGLE 2004).

Betrachtet man die jüngsten Abschnitte der Sedimentkerne, so steigen die Sedimentationsraten ab 2,0 cal. ka B.P. deutlich an. In LB 3/05 verdoppeln sich die Sedimentationsraten ab 1,5 cal. ka B.P. von 1,1 mm/a auf ~2 mm/a. In LB 10/05 steigen sie ab 1,4 cal. ka B.P. sogar auf über das vierfache an (0,3 mm/a auf 1,4 mm/a). Nimmt man für das erste Auftreten der *Pinus radiata* Pollen in LB 1/05 das Jahr 1885 A.D. als Zeitmarke (CISTERNAS et al. 2001), so errechnet sich ein Sedimentzuwachs von 4 mm/a innerhalb der letzten 120 Jahre. Die Raten lagen im vorhergehenden Zeitraum, etwa während der letzten 1.200 Jahre, bei 0,6 mm/a, die jedoch mit einer Erosion in der postulierten Regressionsphase nach 2,0 cal. ka B.P. zusammen hängen könnten (Kap. 4.3.2, Kap. 3.2.1.6).

Im Zeitraum der letzten 2.000 Jahre ist ebenfalls eine deutliche Zunahme in den Gehalten an Al-, TOC-, N- und P-Gehalte zu verzeichnen. Nahezu alle Kerne verzeichnen zum Kerntop hin eine Zunahme der Magnetischen Suszeptibilität (vgl. Abb. 54). Dies spricht für einen erhöhten Allochthon- bzw. Nährstoffeintrag seit diesem Zeitpunkt. Neben der angesprochenen regressiven Phase sind die verstärkten terrigenen Einträge sehr wahrscheinlich auch auf eine intensiviertere Bodenbearbeitung zurückzuführen. Nach DILLEHAY et al. (2007) ist um den Lago Budi eine gesteigerte Siedlungstätigkeit spätestens seit 1.000 yr B.P. nachgewiesen.

5 ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit hatte das Ziel, die Entstehungsgeschichte der Küstenlagune Lago Budi zu rekonstruieren und ein zeitliches Modell ihrer genetischen Phasen zu erstellen. Als Datengrundlage dienten bis über 16 m unter den heutigen Seespiegel reichende Sedimentkerne, sowohl aus verschiedenen Bereichen der Lagune, aus den Ufergebieten des Lago Budi sowie entlang des Küstenstreifens. Zur Datenerhebung kam eine Vielzahl unterschiedlicher Arbeitsmethoden zur Anwendung. Neben geophysikalischer Erkundung (Sedimentechographie, Hammerschlagseismik) wurden –unterstützt durch diatomologische und palynologische Untersuchungen– vor allem sedimentologisch/mineralogische und geochemische Analysen durchgeführt.

Es zeigte sich einerseits, dass in den Ablagerungen des Lago Budi Referenzen des postglazialen Meeresspiegelanstiegs dokumentiert sind, und dass andererseits Möglichkeiten existieren, Tsunamiereignisse zu datieren, die weit über den Zeitraum der bisher bestehenden Rekonstruktionsversuche hinausreichen.

Die Genese des Lago Budi ist auf eine fluviale Erosion durch ein lokales Entwässerungsnetz zurückzuführen. Seine ursprüngliche Form wurde durch strukturelle Lineamente des Untergrundes (Störungszonen, Schieferungsrichtung) vorgezeichnet. Im Zeitraum zwischen der Ablagerung organikreicher Basisschichten, die infinite Alter aufweisen (>41 ka B.P., >47 ka B.P.) und terrestrischer Bildungen mit Altern um 12,2 cal. ka B.P. sind im zentralen Becken des Lago Budi keine Sedimente erhalten. Diese Zeitspanne, in der das Becken des Lago Budi ausgeformt wurde, entspricht dem im Seengebiet auf ~29-14 ka B.P. definierten LGM.

Frühestens ab 9,4 cal. ka B.P. erfolgte in einer Tiefe von 16,5 m unter dem heutigen NN die marine Transgression. In weiteren Sedimentkernen ist ein durchschnittlich um 6,8 m/ka ansteigender Meeresspiegel in 9,7 m u. NN mit Altern zwischen 8,3 und 7,8 cal. ka B.P. belegt. Spätestens um 6,9 cal. ka B.P. erreichte der Meeresspiegel sein heutiges Niveau, während des holozänen Transgressionsmaximums lag sein Niveau mit <1,5 m über dem aktuellen Meeresspiegel. Anzeichen für einen höheren Stand sind anhand vorhandener Daten hier nicht gegeben.

Etwa zeitgleich –im Zeitraum zwischen 7,1 und 6,9 cal. ka B.P.– ist das Ende offen-mariner und der Beginn lagunärer Bildungen dokumentiert, die ohne den Einfluss einer limnischen Phase bis heute anhalten. In den lagunären Sedimenten sind zwei regressive Phasen um 6,0 cal. ka B.P. und sehr markant um 2,0 cal. ka B.P. dokumentiert, die jeweils mindestens 1.000 Jahre andauerten. Eine Koinzidenz dieser Regressionen mit Tsunamiereignissen legt denn Schluss nahe, dass co-seismische Vertikalbewegungen (Landhebungen) dafür verantwortlich waren, die sich im Folgezeitraum jedoch wieder regenerierten.

Entlang der seismisch aktiven, südchilenischen Küste sind Meeresspiegelindikatoren, die unterschiedliche, tektonisch bedingte Hebungsbeträge der Krustenblöcke zwischen 2 und 6 m/ka belegen, bislang nur punktuell bekannt. Am Lago Budi liegen bisher keine Daten hierzu vor. Unterstützt durch morphologische Untersuchungsergebnisse –bezogen auf ein Segment etwa zwischen 38,6°S und 39,2°S– zeigen die Sedimentkerne eine relativ stabile tektonische Situation ohne größere Hebungstendenzen seit mindestens 7 cal. ka B.P.

Markante, bis zu 18 cm mächtige, magnetitführende Sandlagen in den Lagunensedimenten stellen Spuren vergangener Tsunamiereignisse außergewöhnlicher Magnitude dar, die spätestens ab 6,5 cal. ka B.P. dokumentiert sind. Während des holozänen Transgressionsmaximums sind mindestens vier Tsunamiereignisse zwischen 6,4 und 4,6 cal. ka B.P. belegt, die ein durchschnittliches Wiederholungsintervall von etwa 500 Jahren zeigen. Zwischen 2,7 cal ka B.P. und Christi Geburt sind zwei weitere seismische Events dokumentiert. Im Zeitraum zwischen 4,6 und 2,7 cal. ka B.P. und während der letzten 2.000 Jahre gibt es außer dem Ereignis vom Mai 1960 keine eindeutigen Hinweise auf zerstörerische Tsunamis. Als Ursachen hierfür sind Veränderungen in der Küstenmorphologie oder relative Meeresspiegelabsenkungen denkbar.

Hinsichtlich klimatischer Gegebenheiten verweisen die Daten am Lago Budi im Zeitraum zwischen 9,5 cal. ka B.P. und ~7 cal. ka B.P. bzw. spätestens bis 5,1 cal. ka B.P auf ein relativ feuchtes, kühl-gemäßigtes Klima. Zwischen ~7 und 5,1 cal. ka B.P ist ein markanter Wandel in der Florenzusammensetzung, hin zu trockeneren und wärmeren Bedingungen zu verzeichnen, die etwa bis ~3,8 cal. ka B.P. andauern. Im Zeitraum zwischen 8,2 und 8 cal. ka B.P. sind erstmalig relativ hohe Gehalte an Maispollen zu verzeichnen, die mit gleichzeitig deutlich zunehmenden Konzentrationen an Holzkohlepartikel auf eine Präsenz des Menschen in der unmittelbaren Umgebung des Lago Budi hindeuten.

Resumen

El objetivo de esta investigación es reconstruir la historia de la formación de la laguna costera Budi y proponer un modelo temporal para las diferentes fases de su génesis. Se obtuvieron testigos sedimentarios de hasta 16 m de profundidad bajo el actual nivel del agua en la laguna. Estos se obtuvieron tanto en el borde de la misma como en diversos sectores subacuáticos. Se emplearon para la interpretación de los sedimentos dos tipos de sísmica, y análisis de diatomeas y polen, así como los tradicionales análisis sedimentológicos y geoquímicos. Las profundidades se midieron con respecto al nivel actual de la laguna. El modelo de edad fue hecho con fechados radiocarbónicos y las edades se presentan calibradas.

Los sedimentos de la laguna Budi documentan el alzamiento del nivel del mar en tiempos postglaciales, permitiendo además reconocer y fechar la existencia de depósitos de tsunami.

La laguna Budi se formó a partir de una cuenca erosionada por acción fluvial local. Su forma original se labró sobre lineamientos estructurales relacionados con fallas y esquistosidad principal del basamento metamórfico local. En el lapso de tiempo ocurrido entre la depositación de una capa principalmente orgánica (con edades radiocarbónicas infinitas) y sedimentos terrígenos datados en 12,2 ka A.P. no se reconocieron sedimentos en la parte central de la laguna. Ese período, durante el cual se formó la cuenca de la laguna, corresponde localmente al denominado último máximo glacial (~29-14 ka A.P.).

Tempranamente desde 9,4 ka A.P. se reconoce a una profundidad de 16,5 m la transgresión marina. En otros testigos sedimentarios el alza del nivel del mar (promedio 6,8 m/ka) se registra a una profundidad de 9,7 m con edades entre 8,3 y

7,8 ka A.P. Posteriormente en los 6,9 ka A.P. el nivel del mar alcanza el nivel actual, mientras que durante la transgresión máxima del Holoceno se eleva alrededor de 1,5 m sobre el actual nivel del mar. No fueron descubiertas evidencias acerca de niveles transgresivos holocénicos aún más altos.

En el lapso comprendido entre 7,1 y 6,9 ka A.P. se registra el final de la fase marina y el comienzo de la fase lagunar estuarial, sin evidencias de depósitos limnéticos. En los sedimentos lagunares se reconocen dos fases regresivas en 6,0 y 2,0 ka A.P., esta última muy marcada con una duración del orden de 1 ka. La coincidencia de esas regresiones con depósitos interpretados como producidos por tsunami deja abierta la posibilidad de que haya ocurrido subsidencia cosísmica (o alzamiento) que se habría recuperado en los siglos posteriores.

A lo largo de la costa sísmicamente activa del sur de Chile existen indicadores del nivel del mar que muestran alzamiento de bloques corticales entre 2 y 6 m/ka, hasta ahora sólo conocidos en unas pocas localidades. En la zona de la laguna Budi no se conocen análisis en este sentido. Los análisis morfológicos realizados entre 38,6°S y 39,2°S indican, con el apoyo de los testigos sedimentarios, una situación tectónica relativamente estable sin mayor tendencia de alzamiento al menos en los últimos 7 ka A.P.

Notablemente bien marcados y con un espesor de hasta 18 cm, se reconocen depósitos de arena rica en Magnetita en los sedimentos lagunares que se han interpretado como huellas de depósitos de tsunami de alta magnitud. Estos se registran tempranamente desde 6,5 ka A.P. Durante el máximo transgresivo holocénico se registran al menos cuatro eventos de tsunami entre 6,4 y 4,6 ka A.P. Así, la recurrencia de estos depósitos es del orden de 500 años. Entre 2,7 y 1,9 ka A.P. se documentan otros dos depósitos de tsunami. En el período comprendido entre 4,6 y 2,7 ka A.P. y también durante los últimos 2.000 años no se reconoce ninguna evidencia de depósitos de grandes tsunamis, con excepción del evento de mayo de 1960. La causa podría estar relacionada a cambios en la morfología costera o a momentos de nivel del mar bajos.

Con respecto a la evolución del clima los datos obtenidos en laguna Budi muestran un clima relativamente frío y húmedo entre 9,5 y ~7 ka A.P. y hasta no más tardíamente que 5,1 ka A.P. Entre ~7 y 5,1 ka A.P. ocurre un importante cambio en la flora que indica una condición seca y cálida del clima, que se mantiene hasta ~3,8 ka A.P. Entre 8,2 y 8 ka A.P. se reconocen cantidades relativamente altas de polen de maíz, las que en conjunto con altos porcentajes de partículas de carbón indican la presencia de seres humanos en las inmediaciones de la laguna Budi.

6 LITERATURVERZEICHNIS

- ABARZÚA, A.M., VILLAGRÁN, C. & MORENO P.I. (2004): Deglacial and postglacial climate history in east-central Isla Grande de Chiloé, southern Chile (43°S). –Quat. Res. **62/1**, S. 49-59.
- ABRANTES, F., LOPES, C., MIX, A. & PISIAS, N. (2007): Diatoms in Southeast Pacific surface sediments reflect environmental properties. –Quat. Sci. Rev. **27**, S. 155-169.
- AGUIRRE, M.L., LENG, M.J. & SPIRO, B. (1998): Variation in isotopic composition (C, O and Sr) of Holocene *Macra isabelleana* (Bivalvia) from the coast of Buenos Aires Province, Argentina. –The Holocene **8/5**, S. 613-621.
- AMERICAN GEOLOGICAL INSTITUTE (1973): Glossary of Geology. –In: Am. Geol. Inst., Washington, D.C., S. 805.
- ANDERSEN, B.G., DENTON, G.H., HEUSSER, C.J., LOWELL, T.V., MORENO, P.I., HAUSER, A., HEUSSER, L.E., SCHLÜCHTER, C. & MARCHANTS, D.R. (1995): Climate, vegetation and glacier fluctuations in Chile, between 40°30' and 42°30' S latitude – a short review of preliminary results. –Quat. Int. **28**, S. 199-201.
- ANTIMÁN SALAZAR, M.A. & MATÍNEZ INFANTE, C.E. (2005): Grado de antropización, evaluación y modelación matemática del nivel trófico del Lago Budi cómo base para determinar su comportamiento ambiental. –Tesis Facultad de Ciencias de la Universidad Católica de Temuco, 200 S.
- ARIZTEGUI, D., BIANCHI, M.M., MASAFERRO, J., LAFARGUE, E. & NIESSEN, F. (1997): Interhemispheric synchrony of late-glacial climatic instability as recorded in proglacial Lake Mascardi, Argentina. –Journ. Quat. Sci. **12**, S. 333-338.
- ASHWORTH, A.C. & HOGANSON, J.W. (1993): The magnitude and rapidity of the climate change marking the end of the Pleistocene in the mid-latitudes of South America. –Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **101/3-4**, S. 263-270.
- ASHWORTH, A.C., MARKGRAF, V. & VILLAGRÁN, C. (1991): Late quaternary climatic history of the Chilean channels based on fossil pollen and beetle analyses, with an analysis of the modern vegetation and pollen rain. –Journal Quat. Sci. **6/4**, S. 279-291.
- ATWATER, B.F. (1987): Evidence for great holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. –Science **236/4.804**, S. 942-944.
- ATWATER, B.F. & HEMPHILL-HALEY, E. (1997): Recurrence intervals for great earthquakes of the past 3.500 years at northeastern Willapa Bay, Washington. U.S. –Geol. Surv. Prof. Paper **1.576**, 108 S., U.S. Gov. print. off., Washington.
- ATWATER, B.F., JIMÉNEZ NÚÑEZ, H. & VITA-FINZI, C. (1992): Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, South-Central Chile. –In: Ota, Y., Nelson, A.R. & Berryman, K. (eds.): Neotectonic aspects of the evolution of quaternary coasts, special issue, –Quat. Int. **15/16**, S. 77-85.
- ATWATER, B.F., NELSON, A.R., CLAGUE, J.J., CARVER, G.A., YAMAGUCHI, D.K., BOBROWSKY, P.T., BOURGEOIS, J., DARIENZO, M.E., GRANT, W.C., HEMPHILL-HALEY, E., KELSEY, H.M., JACOBY, G.C., NISHENKO, S.P., PALMERS, S.P., PETERSON, C.D. & REINHART, M.A. (1995): Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone. –Earthq. Spectra **11/1**, S. 1-18.
- BAHLBURG, H. & WEISS, R. (2006): Sedimentology of the December 26, 2004, Sumatra tsunami deposits in eastern India (Tamil Nadu) and Kenya. –Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) Doi: 10.1007/s00531-006-0148-9.

- BAO, R., ALONSO, A., DELGADO, C. & PAGÉS, J.L. (2006): Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5,700 cal. yr B.P.. –*Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeoecol.* Doi: 10.1016/j.palaeo.2006.10.019.
- BARRA, R., CISTERNAS, M., SUAREZ, C., ARANEDA, A., PIÑONES, O. & POPP, P. (2004): PCBs and HCHs in a salt-marsh sediment record from South-Central Chile: use of tsunami signatures and ^{137}Cs fallout as temporal markers. – *Chemosphere* **55**, S. 965-972.
- BARTSCH-WINKLER, S. & SCHMOLL, H.R. (1993): Evidence for late Holocene relative sea level fall from reconnaissance stratigraphical studies in an area of earthquake subsided intertidal deposits, Isla Grande de Chiloé, Southern Chile. –*US Geol. Surv. Spec. Publ. Int. Ass. Sed.* **20**, S. 91-109.
- BENNETT, K.D., HABERLE, S.G. & LUMLEY, S.H. (2000): The Last Glacial-Holocene transition in Southern Chile. –*Science* **290**, S. 325-328.
- BERTRAND, S., BOËS, X., CASTIAUX, J., CHARLET, F., URRUTIA, R., ESPINOZA, C., LEPOINT, G., CHARLIER, B. & FAGEL, N. (2005): Temporal evolution of sediment supply in Lago Puyehue (Southern Chile) during the last 600 yr and its climatic significance. –*Quat. Res.* **64**, S. 163-175.
- BERTRAND, S., CHARLET, F., CHARLIER, B., RENSON, V. & FAGEL, N. (2007): Climate variability of southern Chile since the last glacial maximum: a continuous sedimentological record from Lago Puyehue (40°S). –*J. Paleolim.*, doi:10.1007/s10933-007-9117-y
- BLUNIER, T. & BROOK, E.J. (2001): Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. –*Science* **291**/5.501, S. 109-112.
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. 158 S., Enke.
- BONDEVIK, S., SVENDSEN, J.I., JOHNSEN, G., MANGERUD, J. & KALAND, P.E. (1997a): The Storegga tsunami along the Norwegian coast, its age and runup. –*Boreas* **26**, S. 29-53.
- BONDEVIK, S., SVENDSEN, J.I. & MANGERUD, J. (1997b): Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. –*Sedimentology* **44**, S. 1.115-1.131.
- BONDEVIK, S., MANGERUD, J., DAWSON, S., DAWSON, A. & LOHE, Ø. (2003): Record-breaking height for 8.000 year old Tsunami in the North Atlantic. –*EOS, Trans. Am. Geophys. Union* **84**, S. 289-300.
- BOOKHAGEN, B., ECHTLER, H.P., MELNICK, D., STRECKER, M.R. & SPENCER, J.Q.G. (2006): Using uplifted Holocene beach berms for paleoseismic analysis on the Santa María Island, south-central Chile. –*Geophys. Res. Lett.*, **33**.
- BRÜCKNER, H. (1999): Küsten - sensible Geo- und Ökosysteme unter zunehmendem Stress. –*Peterm. Geogr. Mitt.* **143**, Pilotheft, Justus Perthes Gotha.
- V. CAMPO, E. & GASSE, F. (1993): Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co basin (Western Tibet) since 13,000 yr B.P. –*Quat. Res.* **39**, S. 300-313.
- CEARRETA, A., ALDAY, M., FREITAS, M.D.C. & ANDRADE, C. (2007): Postglacial Foraminifera and paleoenvironments of the Melides Lagoon (SW Portugal): towards a regional model of coastal evolution. –*J. Foraminif. Res.* **37**/2, S. 125-135, doi: 10.2113/gsjfr.37.2.125.
- CISTERNAS, M., ARANEDA, A. & CONTRERAS, I. (2000): Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile. –*Rev. Geol. Chile* **27**/1, S. 3-11.

- CISTERNAS, M., ARANEDA, A., MARTÍNEZ, P. & PÉREZ, S. (2001): Effects of historical land use on sediment yield from a lacustrine watershed in Central Chile. – *Earth Surf. Process. Landf.* **26**, S. 63-76.
- CISTERNAS, M., ATWATER, B.F., TORREJÓN, F., SAWAI, Y., MACHUCA, G., LAGOS, M., EIPERT, A., YOULTON, C., SALGADO, I., KAMATAKI, T., SHISHIKURA, M., RAJENDRAN, C.P., MALIK, J.M., RIZAL, Y. & HUSNI, M. (2005): Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake: –*Nature* **437**, S. 404-407.
- CLAGUE, J.J. & BOBROWSKY, P.T. (1994): Tsunami deposits beneath tidal marshes on Vancouver Island, British Columbia. –*Geol. Soc. Am. Bull.* **106**, S. 1.293-1.303.
- CLAGUE, J.J. (1997): Evidence for large earthquakes at the Cascadia subduction zone. –*Rev. Geophys.* **35/4**, S. 439-460.
- CLAGUE, J.J., HUTCHINSON, I., MATHEWES, R.W. & PATTERSON, R.T. (1999): Evidence for late Holocene tsunamis at Catala Lake, British Columbia. –*Journ. Coastal Res.* **15/1**, S. 45-60.
- CLAPPERTON, C. M. (1991): Glacier fluctuations of the last glacial-interglacial cycle in the Andes of South America. –*Bamb. Geogr. Schriften* **11**, S 183-207.
- CLAPPERTON, C. M. (1993): Nature of environmental changes in South America at the last glacial maximum. –*Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* **101/3-4**, S. 189-208.
- COCHRAN, U., HANNAH, M., HARPER, M., VAN DISSEN, R., BERRYMAN, K. & BEGG, J. (2007): Detection of large, Holocene earthquakes using diatom analysis of coastal sedimentary sequences, Wellington, New Zealand. –*Quat. Sci. Rev.* **26**, S. 1.129-1.147.
- COHEN, M.N. (1975): Population pressure and the origins of agriculture: an archaeological example from the coast of Peru. –In: Polgar, Steven: *Population, ecology, and social evolution*. Mouton Publ.: The Hague, S. 79-121.
- COMPTON, J.S. (2001): Holocene sea-level fluctuations inferred from the evolution of depositional environments of the southern Langebaan Lagoon salt marsh, South Africa. –*The Holocene* **11/4**, S. 395-405, doi: 10.1191/095968301678302832.
- DAUT, G. (1998): Subaquatische Massenbewegungen im Starnberger See und im Tegernsee. –*Münchener Geologische Hefte*, B/5, 121 S., München.
- DAWSON, A.G., LONG, D. & SMITH, D.E. (1988): The Storegga slides: Evidence from eastern Scotland for a possible Tsunami. –*Marine Geol.* **82**, S. 271-276.
- DAWSON, A.G., FOSTER, I.D.L., SHI, S., SMITH, D.E. & LONG, D. (1991): The identification of tsunami deposits in coastal sediment sequences. –*Sci. Tsun. Haz.* **9/1**, S. 73-82.
- DAWSON, A.G. & SHI, S. (2000): Tsunami deposits. –*Pure appl. geophys.* **157/6-8**, S. 875-897, Birkhäuser, Basel.
- DEARING, J.A. (1999): *Environmental Magnetic Susceptibility. Using the Bartington MS2 System.* –Kenilworth Chi Publ., 2nd edition. GB, 52 S.
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. & STEIN, S. (1990): Current plate motions. –*Geophys. Journ. Int.* **101**, S. 425-478.
- DENTON, G.H., LOWELL, T.V., HEUSSER, C.J., SCHLÜCHTER, C., ANDERSEN, B.G., HEUSSER, L.E., MORENO, P.I. & MARCHANT, D.R. (1999a): Geomorphology, stratigraphy, and radiocarbon chronology of Llanquihue Drift in the Area of the Southern Lake District, Seno Reloncaví and Isla Grande de Chiloé, Chile. –*Geogr. Ann.: Series A, Phys. Geogr.* **81A/2**, S. 167-229.

- DENTON, G.H., HEUSSER, C.J., LOWELL, T.V., MORENO, P.I., ANDERSEN, B.G., HEUSSER, L.E., SCHLÜCHTER, C. & MARCHANT, D.R. (1999b): Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. –*Geogr. Ann.: Series A, Phys. Geogr.* **81A/2**, S. 107-153.
- DEPARTAMENTO DE NAVEGACIÓN E HIDROGRAFÍA DE LA ARMADA (1961): El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile. Publ. **3012**, Valparaíso, Chile.
- DILLEHAY, T.D. & COLLINS, M.B. (1988): Early cultural evidence from Monte Verde in Chile. –*Nature* **332**, S. 150-152.
- DILLEHAY, T.D. (1989): Monte Verde. –*Science* **245/4.925**, S. 1.436.
- DILLEHAY, T.D. & SAAVEDRA, J. (2003): Interacción humana y ambiente: el desarrollo de *Kuel* en Purén-Lumaco (Región de la Araucanía). –*Rev. Austral Cienc. Soc.* **7**, S. 17-28.
- DILLEHAY, T.D., ROSSEN, J., ANDRES, T.C. & WILLIAMS, D.E. (2007): Pre-ceramic Adoption of Peanut, Squash, and Cotton in Northern Peru. –*Science* **316/5.833**, S. 1.890-1.893.
- DILLEHAY, T.D., PINO QUIVIRA, M., BONZANI, R., SILVA, C., WALLNER, J. & LE QUESNE, C. (2007): Cultivated wetlands and emerging complexity in south-central Chile and long distance effects of climate change. –*Antiquity* **81**, S. 949-960.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (2005): Ministerio de Obras Públicas, Santiago.
- DOMINEY-HOWES, D. (2007): Preliminary catalogue of Australian tsunamis. –*Quat. Int.* **167-168**, S. 101.
- EINSELE, G. (1998): Event stratigraphy: recognition and interpretation of sedimentary event horizons. –In: Doyle, P., Bennet, M.R. (eds.): *Unlocking the stratigraphic record: advances in modern stratigraphy*, S. 145-193.
- ENCINAS, A., HERVÉ, F., VILLA-MARTÍNEZ, R., NIELSEN, S.N., FINGER, K.L. & PETERSON, D.E. (2006): Finding of a Holocene marine layer in Algarrobo (33°22'S), central Chile. Implications for coastal uplift. –*Rev. Geol. Chile* **33/2**, S. 339-345.
- ESPINOSA, M., DE FRANCESCO, C. & ISLA, F. (2003): Paleoenvironmental reconstruction of Holocene coastal deposits from the Southeastern Buenos Aires Province, Argentina. –*J. Paleolim.* **29/1**, S. 49-60.
- EUSTERHUES, K. (2000): *Die Sedimente des Steißlinger Sees (Hegau, Süddeutschland)*, -Ein Archiv für zeitlich hoch aufgelöste geochemische Untersuchungen zu Umweltveränderungen im Holozän. 164 S, Diss. Georg-August-Universität Göttingen.
- FAGEL, N., BOËS, X. & LOUTRE, M.F. (2006): Climate oscillations evidenced by spectral analysis of Southern Chilean lacustrine sediments: the assessment of ENSO over the last 600 years. –Accepted in *J. Paleolimn.*
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957): Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. –*Journ. Sedim. Res.* **27/1**, S. 3-26.
- FREITAS, M.D.C., ANDRADE, C., ROCHA, F., TASSINARI, C., MUNHÁ, J.M., CRUCES, A., VIDINHA, J. & DA SILVA, C.M. (2003): Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. –*The Holocene* **13**, S. 433 - 446.
- FÜCHTBAUER, H., HELBIG, D., MÜLLER, G., RICHTER, D.K., SCHMINCKE, H.-U., SCHNEIDER, H.-J., VALETON, I., WALTHER, H.W. & WOLF, M. (1988): *Sedimente und Sedimentgesteine*. –*Sediment-Petrologie Teil II*, Schweizerbart.

- FUENZALIDA, H.V., COOKE, R., PASKOFF, R., SEGERSTROM, K., WEISCHET, W. (1965): Highstands of quaternary sea level along the Chilean coast. –*Geol. Soc. Am. Ing., spec. paper* **84**. –In Wright, H.E. Jr., Frey, D.G. (eds.). Boulder Colorado.
- GARCÍA-RODRÍGUEZ, F., METZELTIN, D., SPRECHMANN, P., TRETTIN, R., STAMS, G. & BELTRÁN-MORALES, L.F. (2004): Upper Pleistocene and Holocene paleosalinity and trophic state changes in relation to sea level variation in Rocha Lagoon, southern Uruguay. –*J. Paleolim.* **32**, S. 117-135.
- GARCÍA-RODRÍGUEZ, F. (2006): Inferring paleosalinity trends using the chrysophyte cyst to diatom ratio in coastal shallow temperate/subtropical lagoons influenced by sea level changes. –*J. Paleolim.* **36**, S. 165-173.
- GARCIA WILSON, S.A. (2000): Determinación de óxido nítrico y caracterización química del agua en el Lago Budi, IX. región, Chile. –Unveröffentl. Dipl.-arbeit, Inst. Química, Univ. Austral, Valdivia.
- GILLI, A., ANSELMETTI, F.S., ARIZTEGUI, D., BRADBURY, J.P., KELTS, K., MARKGRAF, V. MCKENZIE, J.A. (2001): Tracking abrupt climate change in the Southern Hemisphere: a seismic stratigraphic study of Lago Cardiel, Argentina (49°S). –*Terra Nova* **13/6**, S. 443-448.
- GOFF, J.R., ROUSE, H.L., JONES, S.L., HAYWARD, B.W., COCHRAN, U., MCLEA, W., DICKINSON, W.W. & MORLEY, M.S. (2000): Evidence for an earthquake and tsunami about 3.100-3.400 yr ago, and other catastrophic saltwater inundations recorded in a coastal lagoon, New Zealand. –*Marine Geol.* **170**, S. 231-249.
- GOFF, J.R., MCFADGEN B. G. & CHAGUÉ-GOFF, C. (2004): Sedimentary differences between the 2002 Easter storm and the 15th-century Okoropunga tsunami, southeastern North Island, New Zealand. –*Marine Geology* **204**, S. 235-250.
- GOFF, J.R. (2007): Palaeotsunami, archaeological and cultural data better define New Zealand's West Coast tsunami sources. –*Quat. Int.* **167-168**, S. 143.
- GRAUERT, M., BJOERCK, S., BONDEVIK, S. (2001): Storegga tsunami deposits in a coastal lake on Suouroy, the Faroe Islands. –*Boreas* **30/4**, S. 263-271
- GROBMANN, A. & BONAVIA, D. (1978): Pre-ceramic maize on the north-central coast of Peru. –*Nature* **276/5.686**, S. 386-387.
- GTZ (2007): Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit. <<http://www.gtz.de/de/weltweit/lateinamerika-karibik/chile/955.htm>> (Stand: 2007) (Zugriff: 28.10.07).
- HABERZETTL, T., CORBELLA, H., FEY, M., JANSSEN, S., LÜCKE, A., MAYR, CH., OHLENDORF, CH., SCHÄBITZ, F., SCHLESER, G.H., WILLE, M., WULF, S. & ZOLITSCHKA, B. (submitted): Wet-dry cycles in southern Patagonia – chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine sediment record from Laguna Potrok Aike (Argentina). –*The Holocene*.
- HAUENSTEIN, E., GONZÁLES, M., LEIVA, L & FALCÓN, L. (1999): Flora de macrofitos y bioindicadores del Lago Budi (IX. Región, Chile). –*Gayana Bot.* **56/1**, S. 53-62.
- HEINE, K. (1999): Der kleine Süden Chiles – eine „klassische“ Glaziallandschaft. Neue Feldforschungen und Ergebnisse zum Problem der interhemisphärischen Korrelation jungpleistozäner glazialer Ereignisse. –In Schäbitz, F. & Liebricht, H. (eds.): Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas. Festschrift zum 65. Geburtstag von Prof. Dr. Karsten Garleff. *Bamb. Geogr. Schriften* **19**, S. 77-105.
- HEMPHILL-HALEY, E. (1995): Diatom evidence for earthquake-induced subsidence and tsunami 300 yr ago in southern coastal Washington. –*Geol. Soc. Am. Bull.* **107/3** S. 367-378.

- HEMPHILL-HALEY, E. & LEWIS, R.C. (2003): Diatom data from Bradley lake, Oregon: Downcore analyses. –U.S. Geol. Survey open-file report 03-190.
- HEUSSER, C. J. & STREETER, S.S. (1980): A temperature and precipitation record of the past 16.000 years in Southern Chile. –Science **210**/4476, S. 1.345-1.347.
- HEUSSER, C. J., STREETER, S.S. & STUIVER, M. (1981): Temperature and precipitation record in Southern Chile extended to 43.000 yr ago. –Nature **294**, S. 65-67.
- HEUSSER, C. J. (1990a): Chilotan piedmont glacier in the Southern Andes during the last glacial maximum. –Rev. Geol. de Chile **17**/1, S. 3-18.
- HEUSSER, C. J. (1990b): Ice age vegetation and climate of subtropical Chile. – Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **80**/2, S. 107-127.
- HEUSSER, C. J. (1991): Biogeographic evidence for Late Pleistocene paleoclimate of Chile. –Bamb. Geogr. Schriften **11**, S. 257-270.
- HEUSSER, C.J. (1999): Human forcing of vegetation change since the last ice age in southern Chile and Argentina. –In Schäbitz, F. & Liebricht, H. (eds.): Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas. Festschrift zum 65. Geburtstag von Prof. Dr. Karsten Garleff., Bamb. Geogr. Schriften **19**, S. 211-231.
- HEUSSER, L., HEUSSER, C. J., KLECZKOWSKI, A. & CROWHURST, S. (1999): A 50.000-yr pollen record from Chile of South American millennial-scale climate instability during the last glaciation. –Quat. Res. **52**, S. 154-158.
- HEUSSER, L., HEUSSER, C. MIX, A. & MCMANUS, J. (2006): Chilean and southeast pacific paleoclimate variations during the last glacial cycle: directly correlated pollen and $\delta^{18}\text{O}$ records from ODP site 1234. –Quat. Sci. Rev. online, article in press.
- ILLIES, H. (1960): Geologie der Gegend von Valdivia/Chile. –N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **111**/1, S. 30-110.
- ILLIES, H. (1967): Randpazifische Tektonik und Vulkanismus im südlichen Chile. –Int. Journ. Earth Sci. **57**/1, S. 81-101, 7 Fig., 3 Tab., Springer.
- INDA, H., GARCÍA-RODRÍGUEZ, F., DEL PUERTO, L., ACEVEDO, V., METZELTIN, D., CASTIÑEIRA, C., BRACCO, R. & ADAMS, J.B. (2006): Relationships between trophic state, paleosalinity and climatic changes during the first Holocene marine transgression in Rocha Lagoon, southern Uruguay. –J. Paleolim. **35**, S. 699-713.
- INGRAM, B.L. & SOUTHON, J. R. (1996): Reservoir ages in eastern Pacific coastal and estuarin waters. –Radiocarbon **38**/3, S. 573-582.
- INNOMAR (2007): Innovative technologies in the marine field. <<http://www.innomar.com/>> (Stand: 2007) (Zugriff: 05.11.07).
- ISLA, I.F. (1989): Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. –Quat. Sci. Rev. **8**, S. 359-368.
- ISLA, F.I. & ESPINOSA, M.A. (1995): Coastal environmental changes associated with Holocene sea-level fluctuations: southeastern Buenos Aires, Argentina. –Quat. Int. **26**/3, S. 55-60.
- JENNY, B., VALERO-GARCÉS, B.L., VILLA-MARTÍNEZ, R., URRUTIA, R., GEY, M. & VEIT, H. (2002): Early to mid-Holocene aridity in Central Chile and Southern Westerlies: The Laguna Aculeo record (34°S). –Quat. Res. **58**, S. 160-170.
- KAISER, J., LAMY, F. & HEBBELN, D. (2005): A 70-kyr sea surface temperature record off southern Chile (Ocean Drilling Program Site 1233). –Paleoceanogr. **20**, PA4009, doi: 10.1029/2005PA001146

- KAIZUKA, S., MATSUDA, T., NOGAMI, M. & YONEKURA, N. (1973): Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, Central Chile. –Geogr. Rept. Tokyo Metropol. Univ. **8**, S. 1-49.
- KATZ, H.R. (1970): Randpazifische Bruchtektonik am Beispiel Chiles und Neuseelands. –Geol. Rdsch. **59**, S. 898-917, 14 Abb., Stuttgart.
- KELLETAT, D. & SCHEFFERS, A. (2005): Tsunami relicts on the coastal landscape west of Lisbon, Portugal. –Sci. Tsun. Haz. **23/1**, S. 3-16.
- KELLETAT & SCHELLMANN (2002): Tsunamis on Cyprus-field evidences and ^{14}C dating results. –Z. Geomorph., NF **46/1**, S. 19-34.
- KELSEY, H.M., NELSON, A.R., HEMPHILL-HALEY, E. & WITTER, R.C. (2005): Tsunami history of an Oregon coastal lake reveals a 4.600 yr record of great earthquakes on the Cascadia subduction zone. –GSA Bull. **117/7/8**, S. 1.009-1.032.
- KJERFVE, B. & MAGILL, K.E. (1989): Geographic and hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons. –Marine Geology **88/3-4**, S. 187-199.
- KLEE, R. & STEINBERG, C. (1987): Kieselalgen bayerischer Gewässer. –Informationsberichte Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft **4/87**.
- KLOHN, C. (1976): Beobachtungen über die Reste eines späteiszeitlichen Alercewaldes. –Zeitschr. Naturfreunde und Wanderer, S. 75-78.
- LAMY, F., HEBBELN, D. & WEFER, G. (1999): High-resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28.000 years based on terrigenous sediment parameters. –Quat. Res. **51**, S. 83-93.
- LAMY, F., KLUMP, J., HEBBELN, D. & WEFER, G. (2000): Late Quaternary rapid climate change in northern Chile. –Terra Nova **12/1**, S. 8-13.
- LAMY, F., KAISER, J., NINNEMANN, U., HEBBELN, D., ARZ, H.W. & STONER, J. (2004): Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian ice sheet response. –Science **304/5.679**, S. 1.959-1.962.
- LARA, A. & VILLALBA, R. (1993): A 3.620-year temperature record from *Fitzroya cupressoides* tree rings in southern South America. –Science **260**, S. 1104-1106.
- LAST, W.M. (2001): Mineralogical analysis of lake sediments. –In Last & Smol (eds.): Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 2: physical and geochemical methods. 504 S. Kluwer.
- LEHRMAN, A. & WEILER, R.R. (1970): Diffusion and accumulation of chloride and sodium in Lake Ontario sediment. –Earth Planet. Sci. Lett. **10**, S. 150-156.
- LEONARD, E.M., WEHMILLER, J.F. (1991): Geochronology of marine terraces at Caleta Michilla, Northern Chile; implications for late Pleistocene and Holocene uplift. –Rev. Geol. de Chile **18/1**, S. 81-86.
- LOMNITZ, C. (1968): Acerca de una curiosidad geológica chilena: Los orígenes del Lago Budi. –Bol. de la Univ. de Chile **82**, S. 37-42.
- LOMNITZ, C. (1969): Sea floor spreading as a factor of tectonic evolution in Southern Chile. –Nature **222/5.191**, S. 366-369.
- LOMNITZ, C. (1970): Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. –Geol. Rdsch. **59/3**, S. 938-960.
- LOWELL, T.V., HEUSSER, C.J., ANDERSEN, B.G., MORENO, P.I., HAUSER, A., HEUSSER, L.E., SCHLÜCHTER, C., MARCHANT, D.R. & DENTON, G.H. (1995): Interhemispheric Correlation of Late Pleistocene Glacial Events. –Science **269/5.230**, S. 1.541-1.549.

- LUQUE, L., LARIO, J., CIVIS, J., SILVA, P.G., ZAZO, C., GOY, J.L. & DABRIO, C.J. (2002): Sedimentary record of a tsunami during Roman times, Bay of Cadiz, Spain. – Jour. Quat. Sci. **17** (5-6), S. 623-631.
- LYNCH, T. F. (1990): Quaternary climate, environment, and the human occupation of the South-Central Andes. –Geoarch. **5/3**, S. 199-228.
- MACNEISH, R.S., BERGER, R. & PROTSCHA, R. (1970): Megafauna and Man from Ayacucho, Highland Peru. –Science **168/3.934**, S 975 – 977.
- MARKGRAF, V. (1989): Paleoclimates in Central and South America since 18.000 B.P. based on pollen and lake-level records. –Quat. Sci. Rev. **8**, S. 1-24.
- MARKGRAF, V. (1993): Younger Dryas in southernmost south America - An update. –Quat. Sci. Rev.**12/5**, S. 351-355.
- MARKGRAF, V., WEBB, R.S., ANDERSON, K. & ANDERSON, L. (2002): Modern pollen/ climate calibration for southern South America. –Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. **181/4**, S. 375-397.
- MAYR, CH.C., LÜCKE, A., HABERZETTL, T., WILLE, M., MAIDANA, N.I., OHLENDORF, CH., SCHÄBITZ, F. & ZOLITSCHKA, B. (2007): Late Glacial an Holocene hydrological and west wind variability in southeastern Patagonia inferred from multiple proxies of Laguna Potrok Aike. –Quat. Int. **167-168**.
- MCCULLOCH, R.D., BENTLEY, M.J., PURVES, R.S., HULTON, N.R.J., SUGDEN, D.E. & CLAPPERTON, C.M. (2000): Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. –J. Quat.Sci. **15/4**, S. 409-417.
- MCCULLOCH, R.D. & DAVIES, S.J. (2001): Late-glacial and Holocene palaeoenvironmental change in the central Strait of Magellan, southern Patagonia. – Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. **173/3**, S. 143-173.
- MCQUOID, M.R. & NORDBERG, K. (2003): The diatom *Paralia sulcata* as an environmental indicator species in coastal sediments. –Est. Coast. Shelf Sci. **56**, S. 339-354.
- MEISCHNER, D. & RUMOHR, J. (1974): A light-weight, high momentum gravity corer for subaqueous sediments. –Senckenbergiana marit. **6/1**, S. 105-117.
- MELNICK, D. & ECHTLER, H. (2006): Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. –Geology **34/9**, S. 709-712, data repository.
- MERCER, J. H. (1976): Glacial History of Southernmost South America. –Quat. Res. **6**, S. 125-66.
- MERCER, J.H. (1983): Cenozoic glaciation in the southern hemisphere. –Ann. Rev. Earth Planet. Sci. **11**, S. 99-132.
- MIDEPLAN (2007): Ministerio de Planificación. <www.mideplan.cl> (Stand: 2007) (Zugriff: 28.10.07).
- MILLER, A. (1976): The climate of Chile. –In: Schwerdtfeger, W. (ed.): World survey of climatology **12**, S. 113-145.
- MINOURA, K. & NAKAYA, S. (1991): Traces of tsunami preserved in inter-tidal lacustrine and marsh deposits: some examples from Northeast Japan. –Journ. Geol. **99**, S. 265-287.
- MINOURA, K., NAKAYA, S. & UCHIDA, M. (1994): Tsunami deposits in a lacustrine sequence of the Sanriku coast, northeast Japan. –Sed. Geol. **89**, S. 25-31.
- MINOURA, K., IMAMURA, F., SUGAWARA, D., KONO, Y. & IWASHITA, T. (2001): The 869 Jogan tsunami deposit and recurrence intervall of large-scale tsunami on the Pacific coast of northeast Japan. –Journ. Nat. Dis. Sci. **23/2** S. 83-88.

- MOERNAUT, J., DE BATIST, M., CHARLET, F., HEIRMAN, K., CHAPRON, E., PINO, M., BRÜMMER, R. & URRUTIA, R (2007): Giant earthquakes in South-Central Chile revealed by Holocene mass-wasting events in Lake Puyehue. –*Sed. Geol.* **195**, S. 239-256.
- MOORE, D.M., REYNOLDS, R.C. (1997): X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. –332 S., Oxford Univ.-press.
- MORENO, P.I. (1997): Vegetation and climate near Lago Llanquihue in the Chilean Lake District between 20.200 and 9.500 ¹⁴C yr B.P.. –*Journ. Quat. Sci.* **12/6**, S. 485-500.
- MORENO, P.I. & LEÓN, A.L. (2003): Abrupt vegetation changes during the last glacial to Holocene transition in mid-latitude South America. –*Journ. Quat. Sci.* **18/8**, S. 787-800.
- MORENO, P.I. (2004): Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the last 15,000 yr. –*Journ. Quat. Sci.* **19/1**, S. 35-47.
- MÜLLER, G. (1967): Diagenesis in Sediments. –In Larsen, G. & Chilingar, G.V. (eds.): *Developments in Sedimentology* **8**, S. 127-177, Elsevier.
- NAHON, D.B. (1991): Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. Rates of chemical weathering of rocks and minerals, chapter 1, S. 1-49, Wiley & Sons, Inc.
- NANAYAMAA, F., SHIGENOB, K., SATAKEA, K., SHIMOKAWAA, K., KOITABASHIC, S., MIYASAKAC, S. & ISHIIC, M. (2000): Sedimentary differences between the 1993 Hokkaido-Nansei-Okai tsunami and the 1959 Miyakojima typhoon at Taisei, southwestern Hokkaido, northern Japan. –*Sediment. Geol.* **135**, S. 225-264.
- NARANJO, J. A., MORENO, H. (1991): Actividad explosiva postglacial en el Volcán Llaima, Andes del Sur (38°45´S). –*Rev. Geol. Chile* **18/1**, S. 69-80, 13 Fig., Santiago.
- NASA (2007): <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>. –Zugriff am 08.12.2007
- OKAL, E.A., BORRERO, J.C. & SYNOLAKIS, C.E. (2006): Evaluation of Tsunami risk from regional earthquakes at Pisco, Peru. –*Bull. Seism. Soc. Am.* **96/5**, S. 1.634-1.648.
- OTA, Y. & PASKOFF, R.P. (1993): Holocene deposits on the coast of north-central Chile: radiocarbon ages and implications for coastal changes. –*Rev. Geol. de Chile* **20/1**, S. 25-32.
- PEÑA-CORTÉS, F., REBOLLEDO, G., HERMOSILLA, K., HAUENSTEIN, E., BERTRÁN, C., SCHLATTER, R., & TAPIA, J. (2006a): Dinámica del paisaje para el período 1980-2004 en la cuenca costera del Lago Budi, Chile. Consideraciones para la consercación de sus humedales. –*Ecol. Austr.* **16**, S. 183-196.
- PEÑA-CORTÉS, F., GUTIÉRREZ, P., REBOLLEDO, G., ESCALONA, M., HAUENSTEIN, E., BERTRÁN, C., SCHLATTER, R., & TAPIA, J. (2006b): Determinación del nivel de antropización de humedales como criterio para la planificación ecológica de la cuenca del lago Budi, IX Región de La Araucanía, Chile. –*Rev. Geogr. Norte Gr.* **36**, S. 75-91.
- PETERS, C. & DEKKERS, M.J. (2003): Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. –*Phys. Chem. Earth* **28**, S. 659-667.
- PETERS, R., JAFFE, B., GELFENBAUM, G. & PETERSON, C. (2003): Cascadian Tsunami Deposit Database. –Open-file report 03-13, U.S. Geol. Surv., 24 S.

- PINO, Q. M. & DILLEHAY, T. D. (1988): Monte Verde, South-Central Chile: Stratigraphy, climate change, and human settlement. –*Geoarchaeol.* **3/3**, S. 177-191.
- PINO, M., MORENO, K. & PAZ-RIEDEMANN, M. (2002): La terraza del último Interglacial en la costa de Valdivia: Observaciones, Interpretaciones y desafíos. –*Int. Symp. Environm. Geol. Land Use Planning*, S.165. Puerto Varas - Chile.
- PIRAZZOLI, P. A., (1991): World atlas of Holocene sea-level changes. –Elsevier Oceanogr. Ser. **58**, 300 S.
- PLAFKER, G. & SAVAGE, J.C. (1970): Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. –*Geol. Soc. Am. Bull.* **81**, S 1001-1030.
- PLANELLA, M.T. & TAGLE-A., B. (2004): Inicios de presencia de cultígenos en la zona central de Chile, Períodos Arcaico y Alfarero Temprano. –*Rev. Antropol. Chilena (Chungará)* **36** supl., S. 387-399.
- POPE, K.O., POHL, M.E.D., JONES, J.G., LENTZ, D.L., VON NAGY, CH., VEGA, F.J. & QUITMYER, I.R. (2001): Origin and environmental setting of ancient agriculture in the lowlands of Mesoamerica. –*Science* **292/5.520**, S. 1.370-1.373.
- PORTER, S.C. (1981): Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. –*Quat. Res.* **16**, S. 263-292.
- POSTMA, D. (1982): Pyrite and Siderite formation in brackish and freshwater swamp sediments. –*Am. J. Sci.* **282/8**, S. 1.151-1.183.
- QUIROZ, D. & SÁNCHEZ, M. (2004): Poblamientos iniciales en la Costa Septentrional de la Araucanía (6.500-2.000 a.p.). –*Rev. Antropol. Chilena (Chungará)* **36** supl., S. 289-302.
- RABASSA, J. & CLAPPERTON, C.M. (1990): Quaternary glaciations of the Southern Andes. –*Quat. Sci. Rev.* **9**, S. 153-174.
- RABASSA, J., HEUSSER, C. & STUCKENRATH, R. (1986): New data on Holocene sea transgression in the Beagle Channel: Tierra del Fuego, Argentina. –*Quat. S. Am. Ant. Pen.* **4**, S. 291-309.
- READING, H.D. & COLLINSON, J.D. (1996): Clastic coasts. –In: Reading, H.D. (ed.), 1998: *Sedimentary Environments: Processes, Facies & Stratigraphy*, Blackwell Science, Berlin, S. 154-231.
- REINSON, G.E. (1992): Transgressive barrier islands and estuarine systems. –In Walker, R.G. & James, N.P. (eds.): *Facies Models: response to sea level change*, S. 179-194, *Geol. Assoc. Canada, Ontario*.
- RICHMOND, B.M., JAFFE, B.E., GELFENBAUM, G. & MORTON, R.A. (2006): Geologic impacts of the 2004 Indian Ocean Tsunami on Indonesia, Sri Lanka, and the Maldives. –*Z. Geomorph. Suppl.* **146**, S. 235-251.
- ROIG, F.A., LE-QUESNE, C., BONINSEGNA, J.A., BRIFFA, K.R., LARA, A., GRUDD, H., JONES, P.D. & VILLAGRAN, C. (2001): Climate variability 50.000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree rings. –*Nature* **410/6.828**, S. 567-570.
- SAF (1997): Servicio Aerofotogramétrico, Fuerza Aérea de Chile, Santiago. Luftbild Nr. 4366, 4367, 4368, 1:70:000, Befliegung: GEOTEC 1997.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2001): *Lehrbuch der Bodenkunde*. –486 S., Enke.
- SCHEFFERS, A. (2005): Argumente und Methoden zur Unterscheidung von Sturm- und Tsunami-Schutt und das Problem der Datierung von Paläo-Tsunamis. –*Die Erde* **136/4**, Beitrag zur Physischen Geographie, S. 413-429.

- SCHEFFERS, A. & KELLETAT, D. (2006): Recent advances in paleo-tsunami field research in the intra-Americas-sea (Barbados, St. Martin and Anguilla). –Proc. NSF Carib. Tsun. workshop, Puerto Rico, S. 178-202.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (1999): Die Küstenentwicklung im südlichen Südamerika (Argentinien, Chile) seit dem jüngeren Mittelpleistozän- Meeresspiegelschwankungen und Neotektonik. –In Schäbitz, F. & Liebricht, H. (eds.): Beiträge zur quartären Landschaftsentwicklung Südamerikas. Festschrift zum 65. Geburtstag von Prof. Dr. Karsten Garleff. Bamberger Geogr. Schriften, **19**, S. 129-144.
- SCHELLMANN, G. & RADTKE, U. (2007): Neue Befunde zur Verbreitung und chronostratigraphischen Gliederung holozäner Küstenterrassen an der mittel- und südpatagonischen Atlantikküste (Argentinien) – Zeugnisse holozäner Meeresspiegelveränderungen. –Bamb. Geogr. Schriften **22**, S. 1-91.
- SCHINDLER, H. (1990): Bauern und Reiterkrieger -Die Mapuche-Indianer im Süden Amerikas. –Hirmer Verlag, München.
- SCHNEIDER, H. (2002): Die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des oberen und mittleren Werratal. Paläobotanische Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung anthropogener Einflüsse. –Diss. Univ. Jena.
- SFB (2007): http://www.sfb574.ifm-geomar.de/php/goto/Data_and_Tools/index.php?cc=1825. (Stand: 2007) (Zugriff: 23.04.07)
- SMART, L. & MOORE, E. (1997): Einführung in die Festkörperchemie. –347 S., Vieweg, Braunschweig.
- SMOL, J.P., BIRKS, H.J.B. & LAST, W.M. (eds.) (2001): Tracking environmental change using lake sediments, Vol. **3**: terrestrial, algal, and siliceous indicators. – Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 371 S.
- STALLER, J.E. & THOMPSON, R.G. (2001): Reconsiderando la introducción del Maíz en el occidente de América del Sur. –Bull. Inst. Fr. Etud. And. **30/1**, S. 123-156.
- STERKEN, M., VERLEYEN, E., SABBA, K., TERRY, G., CHARLET, F., BERTRAND, S., BOËS, X., FAGEL, N., DE BATIST, M. & VYVERMAN, W. (2007): Late Quaternary climatic changes in Southern Chile, as recorded in a diatom sequence of Lago Puyehue (40°40'S). –J. Paleolim. DOI 10.1007/s10933-007-9114-1.
- STUARDO, J. & VALDOVINOS, C. (1989): Estuarios y lagunas costeras: Ecosistemas importantes del Chile central. –Ambiente y desarrollo, **5/1**, S. 107-115
- STUARDO, J., VALDOVINOS, C., DELLAROSSA, V. (1989): Caracterización general del Lago Budi: Una laguna costera salobre de Chile central. –Cienc. y Tec. del Mar, Cona **13**, S.57-69.
- STUARDO, J. & VALDOVINOS, C., FIGUEROA, R., OCCHIPINTI, A. (1993) Gli ambienti costieri del Golfo di Arauco ed aree adiacenti. –Centro universitario international Europa-Latinoamerica de investigación y formación en ciencias ambientales (EULA) de la universidad de Concepción, Monogr. scientif. **9**.
- STUIVER, M., GROOTES, P.M. & BRAZIUNAS, T.F. (1995): The GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. –Quat. Res. **44**, S. 341-354.
- STUUT, J.-B.W., MARCHANT, M., KAISER, J., LAMY, F., MOHTADI, M., ROMERO, O. & HEBBELN, D. (2006): The late Quaternary paleoenvironment of Chile as seen from marine archives. –Geogr. Helv. **61/2**, S. 135-151.
- SUTO, I. (2006): The explosive diversification of the diatom genus *Chaetoceros* across the Eocene/Oligocene and Oligocene/Miocene boundaries in the Norwegian Sea. –Mar. Micropal. **58**, S. 259-269.

- TLUG (2007): Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie. <<http://www.tlug-jena.de/>> (Stand: 2007) (Zugriff: 23.09.07).
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie. –265 S., Enke, Stuttgart
- URBAN, H.-J. (1996): Population dynamics of the bivalves *Venus antiqua*, *Tagelus dombeii*, and *Ensis macha* from Chile at 36 degree S. –*J. Shellfish Res.* **15/3**, S. 719-727.
- VALERO-GARCÉS, B.L., JENNY, B., RONDANELLI, M., DELGADO-HUERTAS, A., BURNS, S.J., VEIT, H. & MORENO, A. (2005): Paleohydrology of Laguna de Tagua Tagua (34°30´S) and moisture fluctuations in Central Chile for the last 46.000 yr. –*J. Quat. Sci.* **20/7-8**, S. 625-641.
- VEIT, H. (1996): Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27-33°S). –*Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* **123**, S. 107-119.
- VEIT, H. (1999): Auswirkungen der quartären Landschaftsentwicklung auf die Bodenverbreitung und die Biodiversität in Südchile. –*Frankf. Geogr. Sch.* **63**, S. 137-150.
- VILLAGRAN, C. (2001): Un modelo de la historia de la vegetación de la Cordillera de la Costa de Chile central-sur: la hipótesis glacial de Darwin. –*Rev. Chil. Hist. Nat.* **74/4**, S. 793-803.
- VILLAGRAN, C., LEON, A. & ROIG, F.A. (2004): Paleodistribución del alerce y ciprés de las Guaitecas durante períodos interestadiales de la Glaciación Llanquihue: provincias de Llanquihue y Chiloé, Región de Los Lagos, Chile. –*Rev. Geol. Chile* **31/1**, S.133-151.
- VÖTT, A., MAY, M., BRÜCKNER, H. & BROCKMÜLLER, S. (2006): Sedimentary evidence of late Holocene tsunami events near Lefkada Island (NW Greece). –In: Scheffers, A., Kelletat, D. (eds.), *Tsunamis, hurricanes and neotectonics as driving mechanisms in coastal evolution*. *Z. Geom. N.F. Supplement* **146**, S. 139-172.
- VÖTT, A., BRÜCKNER, H, MAY, A., LANG, F., HERD, R. & BROCKMÜLLER, S. (2007): Strong tsunami impact on the Bay of Aghios Nikolaos and its environs (NW Greece) during Classical-Hellenistic times. –*Quat. Int.* (in press), doi:10.1016/j.quaint.2007.02.017.
- VOS, P.C. & DE WOLF, H. (1993): Diatoms as a tool for reconstructing sedimentary environments in coastal wetlands; methodological aspects. –*Hydrobiol.* **269/270**, S. 285-296.
- VOS, P.C. & DE WOLF, H. (1994): Palaeoenvironmental research on diatoms in early and middle Holocene deposits in Central North Holland (The Netherlands). –*Neth. J. Aquat. Ecol.* **28/1**, S. 97-115.
- WALLNER, J. (2001): Jungkänozoische Landschaftsgeschichte am Lago Budi, IX. Region, Chile. –Unveröffentl. Abschlussbericht zum DAAD-Kurzstipendium für Doktoranden (HSP III), TU München, 21 S.
- WALLNER, J. (2002): Erste Ergebnisse zur Faziesentwicklung der „Cancagua“ im Bereich des Lago Budi, IX. Region, Chile. –In: Hüssner, H., Hinderer, M., Götz, A. & Petschick, R. (eds.): *Schriftenreihe der Dt. Geol. Ges.* **17**, Hannover, SEDIMENT 2002, Frankfurt a. M.
- WATANABE, T. & KARZULOVIC K.J. (1960): Los movimientos sísmicos del mes de mayo de 1960 en Chile. –Publicación No. 14, Inst. Geol., Anal. Fac. Cienc. Físic. Matem. **17**, Univ. de Chile, Santiago.

- WATERS, M.R. & STAFFORD, T.W.,JR. (2007): Redefining the Age of Clovis: Implications for the Peopling of the Americas. –*Science* **315**/5.815, S. 1.122-1.126.
- WHITLOCK, C., MORENO, P.I. & BARTLEIN, P. (2007): Climatic controls of Holocene fire patterns in southern South America. –*Quat. Res.* (in press). Doi: 10.1016/j.yqres.2007.01.012
- WENDT, G & WUNDERLICH, J. (2001): Sediment- und Objektortung mit parametrischen Sendeverfahren. –27. Jahrestagung DEGA „DAGA 2001“, Hamburg, 26.-29. März.
- WENZENS, G. (2005): Glacier advances east of the Southern Andes between the Last Glacial Maximum and 5.000 B.P. compared with lake terraces of the endorrheic Lago Cardiel (49°S, Patagonia, Argentina). –*Z. Geomorph. N.F.* **49**, S. 433-454.
- WIEGEL, R.L. (2006): Tsunami Information Sources. –*Sci. Tsun. Haz.* **24**/2, S. 58-171.
- WILSON, D.J. (1981): Of maize and men: a critique of the maritime hypothesis of state origins on the coast of Peru. –*Am. Anthropol.* **83**, S. 93-120.
- WOMD (2007): WetterOnline Meteorologische Dienstleistungen GmbH. <www.wetter-online.de> (Stand: 2007) (Zugriff: 27.10.07).
- WRIGHT, C. & MELLA, A. (1963): Modifications to the soil pattern of South-Central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960. –*Bull. Seism. Soc. Am.* **53**/6; S. 1.367-1.402.
- YUM, J.-G., TAKEMURA, K., TOKUOKA, T. & YU, K.-M. (2003): Holocene environmental changes of the Hwajinpo Lagoon on the eastern coast of Korea. –*J. Paleolim.* **29**/2, S. 155-166.
- ZUÑIGA ZUMAETA, H. (2000): Antecedentes históricos y poblamiento de Isla Huapi. –Unveröffentl. Bericht, Museo Regional de la Araucanía, Temuco.

Selbstständigkeitserklärung:

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

Jena, den 21.12.2007

Tabellarischer Lebenslauf

Name: Johannes Wallner
Geburtsdatum: 06. Juli 1971
Geburtsort: Montevideo/Uruguay
Nationalität: deutsch

Schulausbildung

1977 - 1978	Grundschule Wolfratshausen-Waldram
1978 - 1980	Grundschule Emmerting-Mehring
1980 - 1982	Grundschule Beuerberg-Eurasburg
1982 - 1986	Gymnasium Zwiesel
1986 - 1991	Comenius-Gymnasium Deggendorf

Abschluss: Abitur

Grundwehrdienst 10.1991 - 09.1992 Bayerwaldkaserne in Regen

Studium 10.1992 - 11.1998 Technische Universität München Studiengang Geologie
Abschluss: Diplomgeologe (Univ.)

Berufstätigkeit

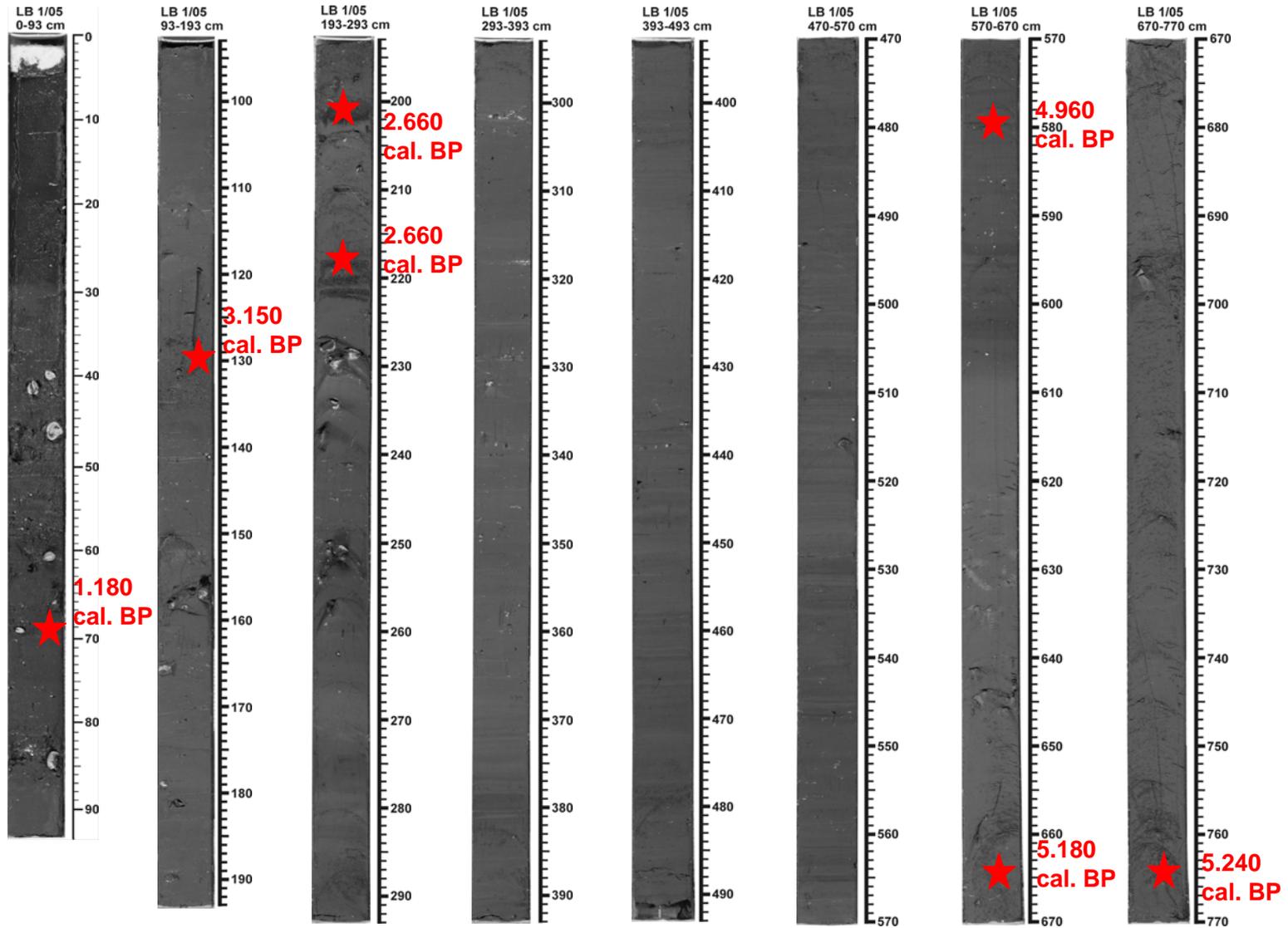
02.1995 - 08.1999	Praktikant und projektbezogener Mitarbeiter bei IFB Eigenschenk GmbH, Deggendorf
01.1999 - 09.2004	Wissenschaftlicher Angestellter am Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der TUM, Abteilung Sedimentforschung
10.2000 - 03.2001	DAAD Stipendiat an der Universidad Austral in Valdivia/Chile
04.2001 - 07.2001	Probenbearbeitung und Berichterstellung für den DAAD an der TU München
10.2004 - 12.2007	Promotion am Lehrstuhl für Physische Geographie der FSU Jena

Jena, den 21.12.2007

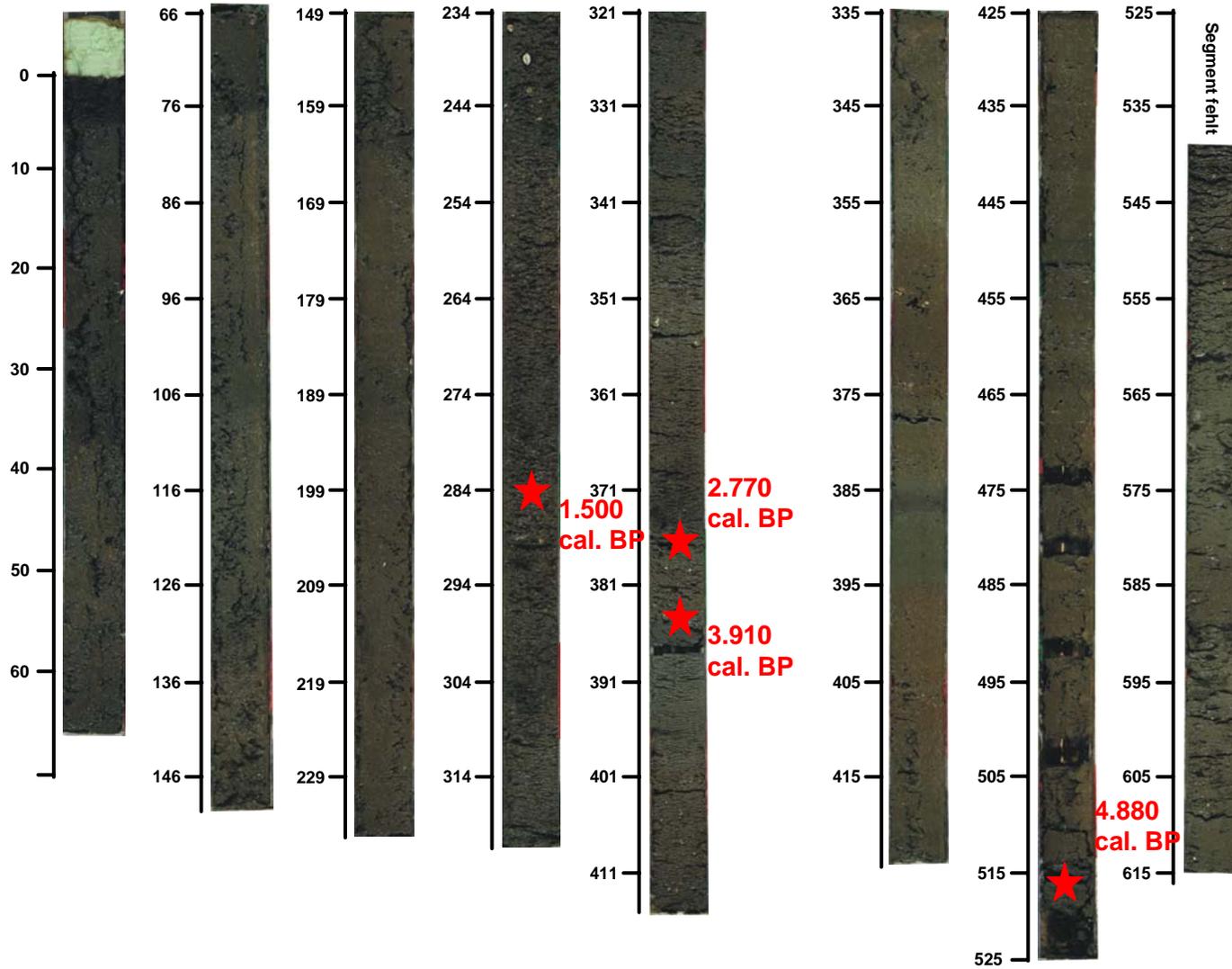
ANHANG

- I.) Foto des Kolbenlotes LB 1/05
- II.) Foto des Kolbenlotes LB 3/05
- III.) Foto des Kolbenlotes LB 4/05
- IV.) Foto des Kolbenlotes LB 10/05
- V.) Auszählraten der Diatomeenarten
- VI.) Schematische Tiefenkarte des Küstengebietes zwischen 36° und 41°S

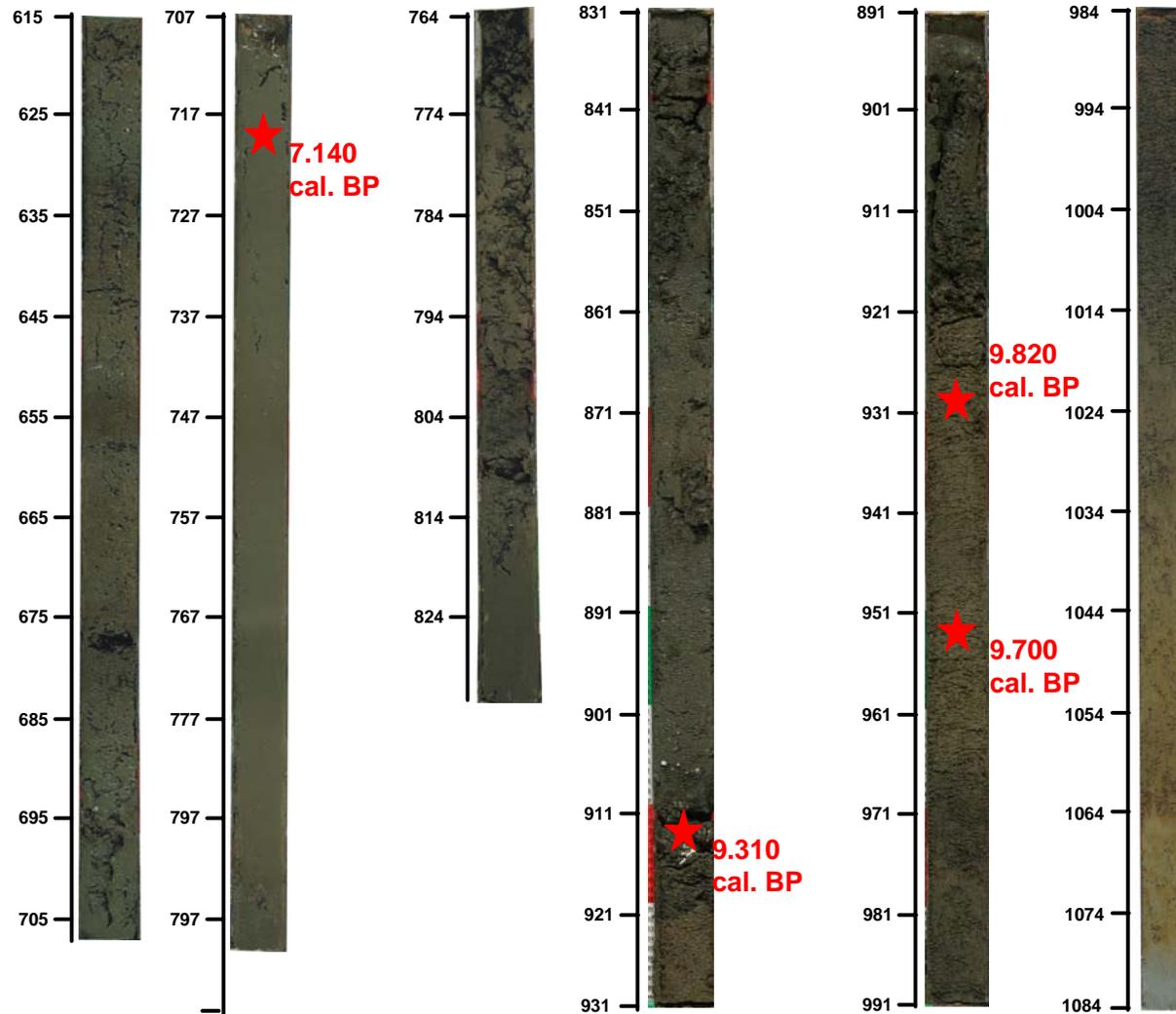
I.) LB 1/05 (0-770 cm)



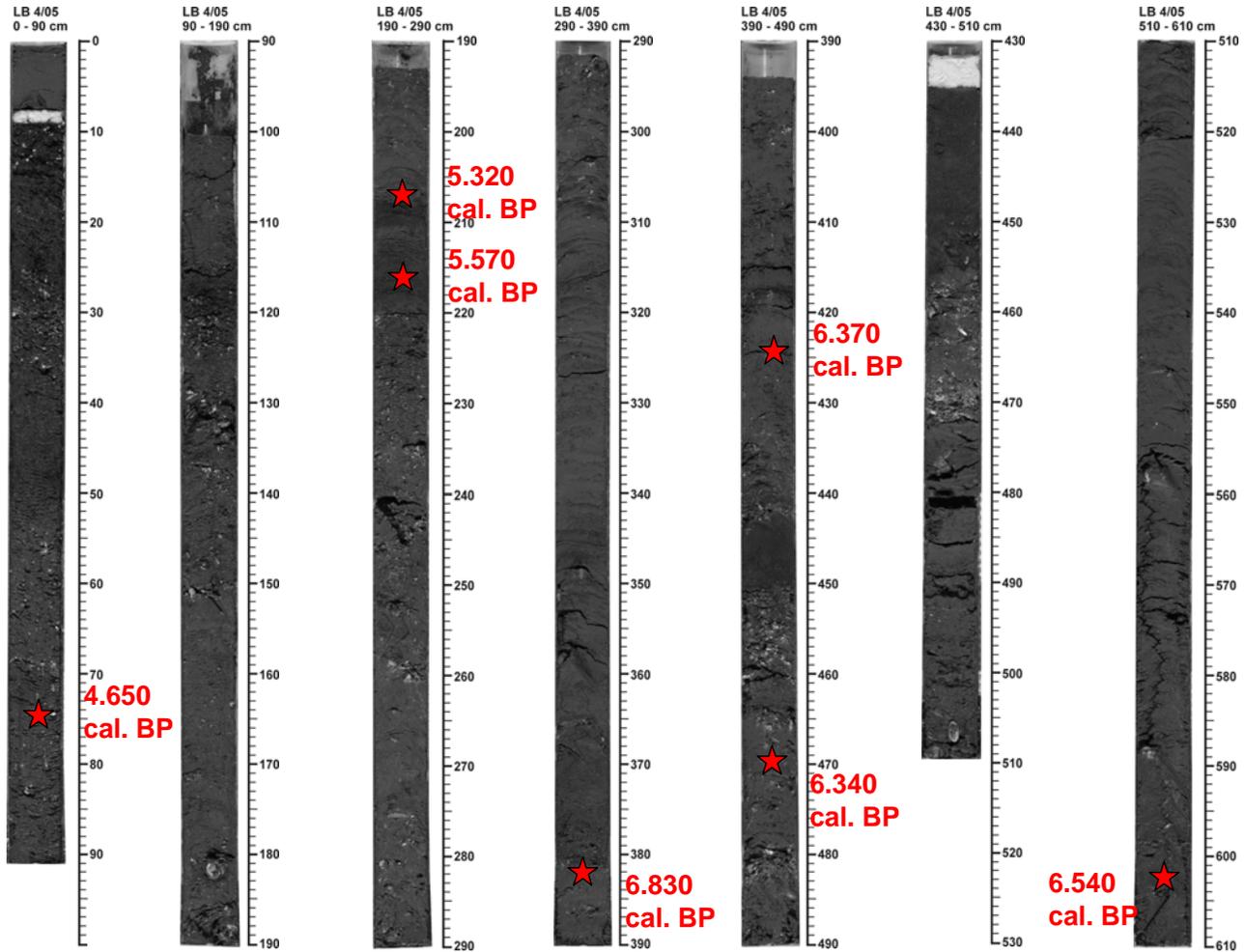
II.) LB 3/05 (0-615 cm)



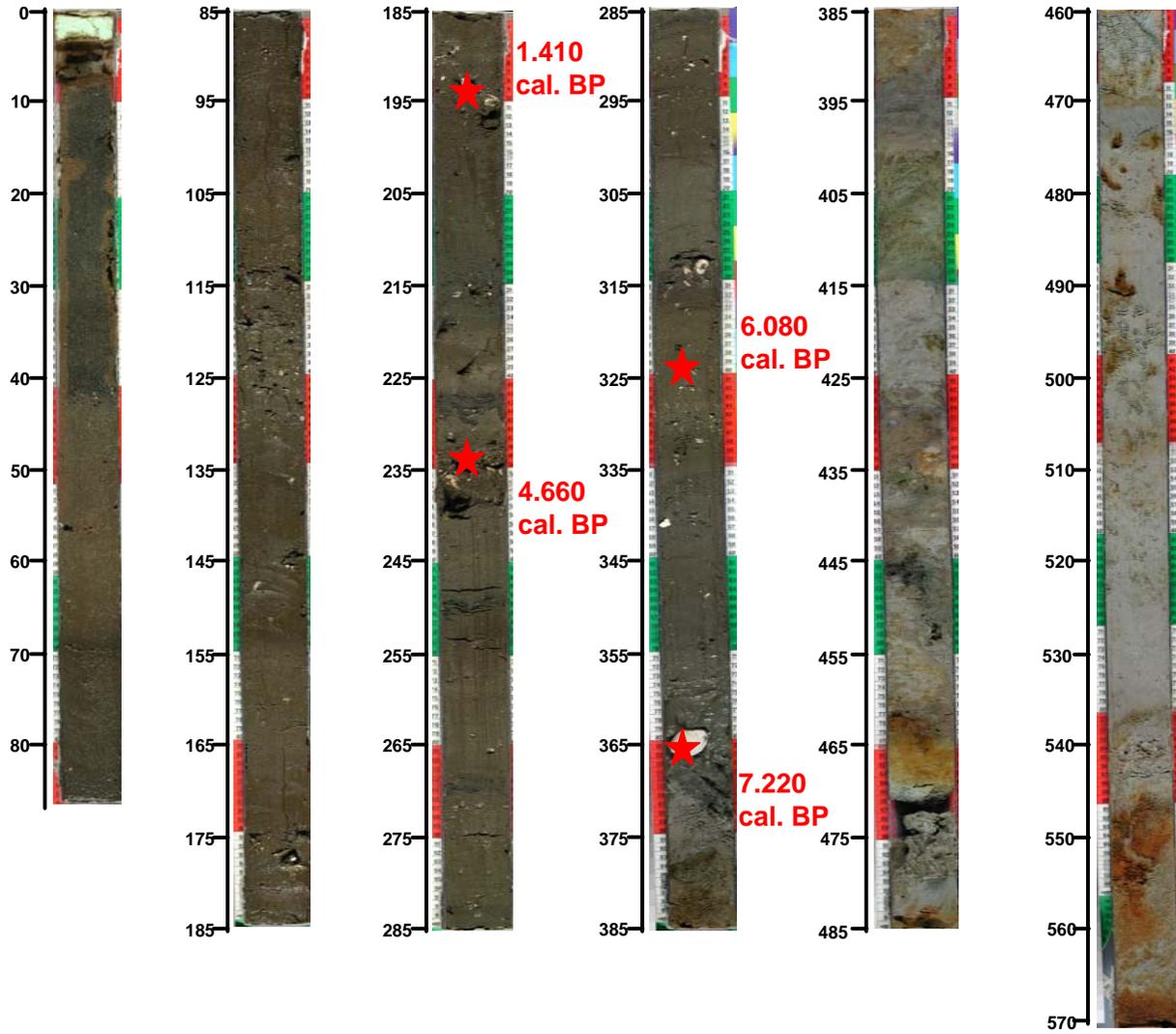
II.) Fortsetzung LB 3/05 (615-1.084 cm)



III.) LB 4/05 (0-610 cm)



IV.) LB 10/05 (0-570 cm)



V.) Auszählraten der Diatomeenarten LB 1/05

core depth (cm)	<i>Paralia sulcata</i>	<i>Cyclotella caspia</i> Grunow	<i>Chaetoceros</i> cyst, half	<i>Gomphonema exiguum</i> var. <i>minutissimum</i> Grunow	<i>Navicula tenelloides</i> Hustedt	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (Ehrenberg) Grunow	<i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) Andrews
35	27,7	6,0	11,1	1,5	2,3	6,5	0,0
70	6,3	13,7	0,2	2,0	25,3	0,8	0,0
105	28,1	1,7	8,2	1,9	1,5	4,3	2,7
135	10,8	3,6	6,6	8,3	3,2	2,8	4,2
175	28,1	2,4	24,3	3,6	0,9	0,2	2,4
202	15,5	3,0	0,0	0,2	1,2	2,0	0,6
210	38,9	9,0	1,5	0,0	1,9	0,8	1,7
222	11,0	3,4	4,7	9,7	4,4	1,7	3,6
245	15,6	1,8	2,7	23,4	8,6	5,0	2,3
280	14,7	26,5	14,0	1,1	0,6	6,9	2,4
315	32,2	8,0	3,5	3,5	4,3	5,0	0,7
350	8,3	9,3	7,8	4,4	5,5	2,5	1,7
385	7,5	44,8	4,1	1,2	1,0	5,4	1,0
420	11,8	14,4	8,0	22,0	1,3	1,3	0,9
450	18,7	5,1	6,9	6,7	4,2	2,8	3,7
475	13,1	10,5	4,2	4,4	4,6	2,8	1,7
545	16,4	33,4	5,0	3,8	6,7	5,7	0,2
595	8,4	20,6	10,2	7,3	3,1	7,2	0,7
630	30,2	5,0	10,2	1,5	0,0	0,0	4,1
665	55,1	6,8	7,2	0,0	0,0	0,0	4,4
715	39,7	6,5	10,6	0,0	0,0	0,4	6,3
765	68,8	1,9	8,5	0,0	0,0	0,0	4,6
core depth (cm)	<i>Thalassiosira</i> cf. <i>excentrica</i>	<i>Cocconeis scutellum</i> var. <i>ornata</i> Grunow	<i>Skeletonema costatum</i> (Grev.) Cleve	<i>Nitzschia constricta</i> (Gregory) Grunow	<i>Chaetoceros</i> cell, half	<i>Thalassionema nitzschoides</i>	<i>Thalassiosira</i> sp. c
35	0,0	0,8	0,8	0,0	0,8	0,2	0,0
70	0,8	1,7	1,2	1,2	0,0	0,4	0,0
105	2,5	2,9	0,6	4,8	0,2	1,1	0,9
135	1,3	5,9	1,3	0,6	3,0	2,3	3,0
175	0,0	3,4	4,7	1,6	0,9	2,1	1,6
202	0,6	0,6	0,0	30,2	0,0	1,2	0,4
210	0,4	0,6	0,0	2,0	0,0	3,1	0,2
222	0,9	5,1	4,9	1,4	1,9	2,3	1,1
245	0,8	3,6	0,0	1,5	1,2	1,7	1,4
280	0,9	0,3	0,2	0,0	1,1	1,7	3,9
315	1,2	3,3	1,0	0,2	0,8	0,4	2,3
350	4,0	2,3	13,2	0,9	2,6	0,8	1,1
385	0,4	0,5	0,0	0,0	1,5	0,1	0,8
420	0,4	2,0	6,2	0,7	1,9	0,0	2,4
450	1,1	2,3	1,7	1,4	1,5	1,0	5,0
475	0,8	4,4	3,0	0,2	3,6	0,0	1,9
545	0,8	6,6	0,8	0,0	0,4	0,6	0,4
595	0,5	1,5	3,1	0,0	16,4	0,9	0,0
630	5,9	0,9	1,3	0,0	2,2	11,0	8,5
665	8,0	0,0	1,5	0,0	0,6	2,5	2,5
715	13,1	0,0	0,4	0,0	4,9	5,5	2,5
765	4,9	0,0	1,1	0,0	0,6	1,5	0,0

V.) Auszähldaten der Diatomeenarten LB 1/05 (Fortsetzung)

core depth (cm)	unidentified pennate aggregate	Opephora pacifica (Grunow) Pett	Achnanthes delicatula ssp. engelbrechti Choinoky	Nitzschia acuminata (W. Smith) Grunow	Nitzschia aequorea Hustedt	Fragilaria pinnata Ehrenberg	
35	1,9	2,3	0,9	0,0	0,0	2,4	
70	1,8	2,6	1,0	4,8	0,2	1,6	
105	1,9	0,9	0,4	5,2	0,0	0,2	
135	4,2	4,5	4,2	0,9	0,6	2,5	
175	1,2	0,7	0,0	2,4	0,8	1,2	
202	3,6	0,4	0,4	5,6	7,8	0,0	
210	2,0	1,9	0,5	8,0	8,2	0,0	
222	3,6	4,2	5,9	0,7	1,0	3,8	
245	0,6	2,3	0,2	0,0	0,0	0,8	
280	1,3	1,8	1,5	0,0	0,0	0,2	
315	1,7	1,0	2,3	0,8	0,2	1,4	
350	2,5	2,8	0,8	1,7	0,0	2,5	
385	1,4	0,0	1,4	0,0	8,3	0,8	
420	0,6	1,7	0,7	0,9	1,9	1,3	
450	0,4	3,6	5,9	0,3	1,8	2,4	
475	1,5	4,1	4,4	0,2	0,4	6,1	
545	1,7	0,8	0,4	0,2	0,0	0,4	
595	3,4	0,9	2,2	0,0	0,0	0,0	
630	0,4	0,4	0,0	0,4	0,0	0,2	
665	2,7	0,4	0,4	0,0	0,0	0,2	
715	1,3	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	
765	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,4	
core depth (cm)	Dimerogramma marinum Gregory	Diploneis pseudovalis	Amphora coffeaeformis (Aghard) Kützing	unidentified central sp.1	Hyalodiscus spp.	Achnanthes spp. unidentified and/or fragment	Amphora libyca Ehrenberg
35	0,0	0,6	0,6	0,0	2,6	0,9	1,1
70	0,0	3,6	1,4	0,0	0,2	0,2	11,8
105	2,4	10,1	0,2	0,2	1,7	3,0	0,0
135	1,5	0,0	1,1	0,2	0,0	3,4	0,2
175	2,1	0,0	2,9	0,2	1,2	0,2	0,2
202	0,0	0,2	0,8	0,0	0,4	0,2	0,0
210	0,4	0,2	0,0	0,0	0,4	0,4	0,0
222	0,9	0,0	4,0	0,6	0,9	1,7	0,0
245	1,1	6,8	5,5	0,0	2,3	0,4	2,3
280	0,4	0,2	0,2	0,9	1,1	0,0	0,7
315	1,1	0,8	0,0	0,4	3,7	2,1	0,6
350	1,4	0,6	0,9	1,5	2,1	0,4	0,6
385	0,0	0,0	0,2	0,4	0,2	0,8	0,2
420	1,0	0,4	2,8	1,1	0,6	0,2	0,0
450	0,7	0,0	1,0	0,2	2,1	2,5	0,0
475	0,6	0,6	0,4	0,2	0,0	0,8	0,0
545	0,0	1,5	0,0	0,4	0,4	2,3	0,0
595	0,0	0,0	2,7	0,3	0,2	0,2	0,2
630	6,1	0,0	0,0	5,7	0,2	0,2	0,0
665	2,2	0,0	0,0	2,3	0,0	0,2	0,0
715	3,9	0,0	0,0	3,1	0,0	0,0	0,0
765	1,9	0,0	0,0	3,8	0,6	0,0	0,0

V.) Auszähldaten der Diatomeenarten LB 1/05 (Fortsetzung)

core depth (cm)	<i>Navicula halophila</i> (Grunow) Cleve	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>venter</i> (Ehrenberg) Hustedt	<i>Melosira westii</i>	<i>Nitzschia constricta</i> (Kützing) Ralfs	<i>Nitzschia liebetrühii</i> Rabenhorst	<i>Nitzschia</i> spp. unidentified and/or fragment	<i>Coscinodiscus lineatus</i> Ehrenberg
35	0.2	5.1	11.2	1.1	0.6	0.6	0.0
70	0.0	0.4	0.0	2.8	0.4	0.2	0.0
105	0.8	0.0	0.0	1.9	0.0	0.9	0.0
135	0.4	1.1	0.0	0.5	0.0	0.8	1.1
175	0.7	0.0	0.0	0.2	0.0	0.3	4.8
202	2.0	0.0	0.0	1.9	2.6	2.0	0.0
210	1.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.6	3.1
222	0.8	0.0	0.0	0.2	0.2	0.6	1.9
245	0.2	0.0	0.0	0.0	1.0	0.4	0.0
280	0.6	0.2	0.0	0.4	1.3	0.5	0.0
315	0.8	0.4	0.8	2.0	0.6	0.9	0.2
350	1.9	0.8	0.0	0.9	0.4	0.4	0.4
385	0.0	0.0	0.8	0.4	1.9	1.0	0.2
420	0.6	0.0	0.6	0.1	2.1	0.0	0.2
450	2.1	0.6	0.4	0.7	1.0	0.1	0.0
475	2.1	6.9	0.4	1.0	0.6	0.1	0.0
545	1.1	0.0	0.0	0.2	0.0	0.7	0.0
595	1.5	0.2	0.0	0.3	0.0	1.7	0.0
630	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0
665	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0	0.2	0.0
715	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
765	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
core depth (cm)	<i>Amphora</i> spp. unidentifiable and/or fragment	<i>Fragilaria fasciculata</i> (Agardh) Lange-Bertalot	<i>Melosira lineata</i> (Dillwyn) Agardh	<i>Fragilaria construens</i> var. <i>subsalina</i> Hustedt	<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kützing	<i>Fragilaria brevistriata</i> Grunow	<i>Navicula</i> spp. unidentified and/or fragment
35	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	5.8	0.8
70	0.6	1.1	2.0	0.0	0.0	0.6	1.2
105	0.4	0.4	0.6	0.0	0.0	0.2	0.5
135	1.8	0.2	1.3	0.9	0.0	0.0	0.4
175	0.2	0.0	0.0	0.7	0.0	0.0	0.3
202	1.8	0.0	0.4	1.0	0.0	0.8	0.6
210	0.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.4
222	2.3	0.1	0.4	1.1	0.0	0.0	0.6
245	1.0	1.3	0.4	0.8	0.0	0.0	0.0
280	0.1	0.3	0.7	0.0	6.1	0.0	0.0
315	1.0	0.4	0.2	0.8	0.2	0.6	0.4
350	0.2	0.9	0.9	0.6	0.0	0.8	0.2
385	0.0	0.6	0.2	0.6	2.3	0.0	0.4
420	0.0	1.8	0.7	0.4	0.6	0.0	0.4
450	0.8	0.5	0.2	1.1	0.0	0.4	1.0
475	0.0	1.4	0.8	1.7	0.4	0.0	0.6
545	0.8	1.0	1.3	0.0	0.2	0.0	0.2
595	0.9	1.2	0.0	0.0	0.3	0.0	0.2
630	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9
665	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
715	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0
765	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2

V.) Auszählraten der Diatomeenarten LB 1/05 (Fortsetzung)

core depth (cm)	<i>Navicula cancellata</i> Donkin	<i>Amphora acutiuscula</i> Kützing	<i>Rhopalodia acuminata</i> Krammer	<i>Dimerogramma minor</i>	<i>Nitzschia sigma</i> (Kützing) W. Smith	<i>Navicula incertata</i> Lange-Bertalot	<i>Pleurosigma angulatum</i> var. <i>strigosa</i> Smith
35	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
70	1,0	0,0	1,0	0,2	2,1	0,2	0,0
105	0,4	0,2	0,4	0,2	0,3	0,2	0,0
135	0,4	1,7	0,2	1,3	0,0	0,6	0,2
175	0,3	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0
202	1,0	0,0	0,2	0,6	1,6	0,0	1,0
210	0,0	0,2	0,0	0,6	2,2	0,0	2,9
222	0,9	0,0	0,2	1,1	0,0	0,0	0,0
245	0,2	0,6	0,2	0,0	0,1	0,2	0,0
280	0,6	0,0	0,6	0,4	0,0	0,2	0,2
315	0,4	0,2	0,2	0,4	0,2	0,4	0,0
350	0,4	0,4	0,0	0,2	0,1	0,2	0,0
385	0,4	0,6	2,0	0,0	0,0	0,0	0,2
420	0,7	1,5	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
450	0,6	0,4	0,0	0,7	0,0	0,2	0,2
475	0,0	0,8	1,1	1,0	0,0	2,9	0,4
545	0,8	1,5	0,2	0,0	0,0	0,6	0,0
595	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,3	0,5
630	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,2
665	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
715	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
765	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
core depth (cm)	<i>Diploneis smithii</i> var. <i>dilatata</i> (Peragallo) Terry	<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>lineata</i> (Ehrenberg) Van Heurck	<i>Aulacoseira granulata</i> (Ehrenberg) Simonsen	<i>Diploneis bombus</i>	<i>Plagiogramma Gregorianum</i> Grev.	<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow	<i>Cocconeis pelta</i>
35	0,6	0,2	1,1	0,4	0,0	0,0	0,0
70	0,4	1,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
105	0,9	0,2	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0
135	0,0	0,0	1,1	0,0	0,0	0,0	2,3
175	0,0	0,7	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
202	0,8	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,4
210	1,1	0,4	0,0	0,0	0,4	0,0	0,4
222	0,0	0,4	0,0	0,0	0,8	0,0	1,5
245	0,0	0,6	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
280	0,0	0,4	0,9	1,1	0,6	0,0	0,0
315	0,4	0,4	0,0	0,4	1,0	0,0	0,0
350	0,0	0,0	0,2	0,4	0,6	4,2	0,0
385	0,8	0,9	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0
420	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0
450	0,4	0,4	0,0	0,2	0,0	0,4	0,0
475	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,2	0,0
545	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
595	0,2	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0
630	0,2	0,0	0,7	0,2	0,0	0,0	0,0
665	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
715	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
765	0,0	0,0	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0

V.) Auszählraten der Diatomeenarten LB 1/05 (Fortsetzung)

core depth (cm)	Tryblionella sp. 1 (like levidensis, striae coarse punctatae)	Cocconeis placentula var. pseudolineata Geitler	Mastogloia smithii Thwaites	Plagiogramma VanHeuckii Grunow	Fragilaria pinnata var. lancettula (Schumann) Husted	Lyrella atlantica (Schmidt) Mann	Gyrosigma spp.
35	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0
70	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	1,2	0,0
105	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
135	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	0,0	0,0
175	0,2	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
202	2,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	1,0
210	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
222	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,6
245	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
280	0,0	0,7	0,7	0,0	0,0	0,2	0,0
315	1,6	0,8	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0
350	0,2	0,8	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0
385	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
420	0,0	0,4	0,4	1,1	0,0	0,0	0,0
450	0,0	1,0	0,3	1,0	0,0	0,2	0,0
475	0,4	0,0	0,0	0,8	0,0	0,4	0,0
545	0,0	0,0	0,4	0,0	0,6	0,0	0,0
595	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
630	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
665	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
715	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
765	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
core depth (cm)	Nitzschia coarctata Grunow	Achnanthes lanceolata (Brébisson) Grunow	Navicula salinarum Grunow	Epithemia zebra Kützing	Fragilaria spp. unidentified and/or fragment	Rhaphoneis surirella	Nitzschia levidensis var. victoriae (Grunow) Cholnoky
35	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
70	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
105	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,8	0,5
135	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
175	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
202	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0
210	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0
222	0,0	0,9	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
245	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
280	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
315	0,0	0,4	0,0	0,4	0,0	0,0	0,4
350	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0
385	0,0	0,0	1,5	0,0	0,3	0,0	0,0
420	0,0	0,0	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0
450	0,6	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
475	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6
545	0,8	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0
595	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0
630	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,2	0,0
665	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
715	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0
765	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0

V.) Auszähldaten der Diatomeenarten LB 1/05 (Fortsetzung)

core depth (cm)	Diploneis parma Cleve, possibly mixed with some D. boldiana	Gyrosigma balticum (Ehrenberg) Rabenhorst	Rhaphoneis amphiceros Ehrenberg	Biddulphia aurita Brebisson	Actinocyclus undulatus	Navicula helensis Schulz	Cocconeis spp. unidentified and/or fragment
35	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
70	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
105	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0
135	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
175	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
202	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0
210	0,0	1,5	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
222	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,5
245	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
280	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0
315	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,2
350	0,0	0,0	0,3	0,0	0,4	0,2	0,0
385	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2
420	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
450	0,0	0,0	0,2	0,0	0,2	0,0	0,0
475	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0
545	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0
595	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
630	0,0	0,0	0,1	0,0	0,6	0,0	0,0
665	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,4
715	0,0	0,0	0,2	0,5	0,0	0,0	0,0
765	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
core depth (cm)	Rhopalodia gibba (Ehrenberg) O. Müller	Cocconeis placentula var. pseudolineata	Hyalodiscus radiatus Bailey	siliceous stomatocysts			
35	0,0	0,0	0,0	0,4			
70	0,0	0,0	0,0	0,2			
105	0,0	0,0	0,0	0,2			
135	0,2	0,0	0,0	0,0			
175	0,0	0,0	0,0	0,2			
202	0,0	0,0	0,0	0,2			
210	0,0	0,0	0,0	0,2			
222	0,0	0,0	0,0	0,0			
245	0,0	0,0	0,0	0,2			
280	0,0	0,0	0,0	0,7			
315	0,0	0,0	0,0	1,2			
350	0,0	0,0	0,0	0,6			
385	0,0	0,0	1,2	0,8			
420	0,2	0,0	0,0	0,0			
450	0,0	0,0	0,0	0,2			
475	0,0	0,0	0,0	0,2			
545	0,0	0,0	0,0	1,1			
595	0,0	1,2	0,0	0,3			
630	0,8	0,0	0,0	0,0			
665	0,0	0,0	0,0	0,0			
715	0,0	0,0	0,0	0,0			
765	0,0	0,0	0,0	0,0			

VI.) Schematische Tiefenkarte des Küstengebietes zwischen 36° und 41°S

