

BONNE ANNEE

VIEL GLÜCK IM NEUEN JAHR

HAPPY NEW YEAR



1.2.1993

Antje Schwalb
c/o Prof. Kerry Kelts
University of Minnesota
Limnological Research Center
Pillsbury Hall
310 Pillsbury Drive S.E.
Minneapolis, MN 55455-0219
USA
Tel: (001) 612-624-7005
Fax: (001) 612-625-3819



**Die Sedimente des
Lac de Neuchâtel (Schweiz):
Rekonstruktion spät- und postglazialer
Klima- und Umweltveränderungen.**

THESE

présentée à la Faculté des Sciences
de l'Université de Neuchâtel

pour l'obtention du grade de Docteur es Sciences

par

Antje SCHWALB

Géologue diplômée de l'Université de Göttingen (D)

Soutenue le 28 août 1992 devant le Jury d'Examen:

MM.	Prof. B. KÜBLER, Université de Neuchâtel	Président
	Dr. G. S. LISTER, ETH Zürich	Examineur
	Prof. A. MATTER, Universität Bern	Examineur
	Prof. D. MEISCHNER, Universität Göttingen	Examineur
	Prof. J.-P. SCHAEER, Université de Neuchâtel	Examineur

NOVEMBRE 1992

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Die Sedimente des Lac de Neuchâtel (Schweiz):
Rekonstruktion spät- und postglazialer Klima-
und Umweltveränderungen.

de Mlle Antje Schwalb

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel
sur le rapport des membres du jury,

Messieurs B. Kubler, J.-P. Schaer, G.S. Lister
(EPF-Zurich), A. Matter (Berne) et
D. Meischner (Göttingen)

autorise l'impression de la présente thèse.

Neuchâtel, le 13 novembre 1992

Le doyen :



A. Robert

Die Sedimente des Lac de Neuchâtel (Schweiz): Rekonstruktion spät- und postglazialer Klima- und Umweltveränderungen.

138 S., 47 Abb., 50 Tab.

Inhaltsverzeichnis

Abstract	I
Résumé	II
Kurzfassung	III
1. Einleitung	1
1.1. Fragestellung	1
1.2. Lage der Kernstationen	2
1.3. Danksagungen	3
2. Der Lac de Neuchâtel und sein Einzugsgebiet	5
2.1. Geologischer Überblick	5
2.2. Klima, Böden und Vegetation	7
2.3. Besiedlungsgeschichte	8
2.4. Hydrographie des Lac de Neuchâtel	8
2.5. Morphologie und Entstehung des Seebeckens	9
2.6. Limnologie	10
3. Sedimentologie und Stratigraphie	12
3.1. Fazies	12
3.1.1. LACNE 4	12
3.1.2. LACNE 3	12
3.1.3. LACNE 2	14
3.1.3.1. Laminationen	14
3.1.3.2. Dunkle Lagen	16
3.1.4. LACNE 1	16
3.2. Korrelation von Kolbenlot und Vorlot	18
3.3. Sediment-physikalische Eigenschaften	18
3.4. Karbonatgehalt	24
3.5. Bio- und Chronostratigraphie	24
3.5.1. Palynologie	24
3.5.1.1. Spätglazial	26
3.5.1.2. Holozän	28
3.5.2. ¹⁴ C-AMS-Datierungen	28
3.6. Sedimentwachstumsraten	28
3.7. Seismik	30
3.7.1. Seismische Profile der Kernstationen	31
3.7.2. Profil vor der Mündung des Broye-Kanals	31
3.7.3. LACNE X	31
3.8. Diskussion und Interpretation	35

4. Mineralogische und chemische Sedimentzusammensetzung	41
4.1. Mineralogie	41
4.1.1. Gesamtsediment	41
4.1.1.1. Karbonate	41
4.1.1.2. Silikate	41
4.1.1.3. Mineralverteilung der Kerne LN01-3 und LN05	45
4.1.1.4. Struktur und Textur des Gesamtsedimentes	45
4.1.2. Karbonatfreie Feinfraktionen < 2µm und 2 - 16 µm	47
4.1.2.1. Mineralverteilung der Kerne LN01-3 und LN05	47
4.1.2.2. Chlorite	51
4.1.2.3. Glimmer	51
4.1.2.4. Illitkristallinitäten	51
4.1.3. Mineralogie der Suspensionsfracht von Areuse, Broye und Aare	53
4.1.4. Diskussion und Interpretation	55
4.2. Chemie	58
4.2.1. Elementverteilung im Kern LN05	58
4.2.2. Diskussion und Interpretation	63
5. Paläolimnologie	65
5.1. Ostracoden	65
5.1.1. Ostracoden aus den Sedimenten des Kerns LN05	65
5.1.2. Spät- und postglaziale Häufigkeits- und Artenverteilung	67
5.2. Diatomeen aus den Sedimenten des Kerns LN03	69
5.3. Mollusken	71
5.4. Makroreste	71
5.5. Diskussion und Interpretation	71
6. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope	74
6.1. Stabile Sauerstoffisotope	74
6.2. Stabile Kohlenstoffisotope	76
6.3. $\delta^{18}\text{O}$ im Einzugsgebiet des Lac de Neuchâtel	76
6.3.1. $\delta^{18}\text{O}$ im Seewasser	76
6.3.2. $\delta^{18}\text{O}$ der Zuflüsse	77
6.4. Stabile Isotope im Ostracodenkalzit	79
6.4.1. Artsspezifische Fraktionierung	80
6.4.2. $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$	80
6.5. $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ im Gesamtsediment	80
6.6. Ostracodenkalzit und Gesamtsediment im Vergleich	82
6.7. Paläotemperaturen	83
6.7.1. Wassertemperaturen	83
6.7.2. Lufttemperaturen	83
6.8. Ergänzende Analysen	84
6.9. Diskussion und Interpretation	84
7. Zusammenfassende Diskussion und Interpretation	87
7.1. Aktivitätsphasen der Aare im Großen Moos	87
7.2. Seespiegelschwankungen	87
7.3. Flußaktivitäten, Gletschervorstoßphasen und Pollenschwankungen	89
7.4. Klima- und Umweltrekonstruktion	90

8. Literaturverzeichnis	95
9. Anhang	107
9.1. Methoden	107
9.1.1. Kernnahme auf dem Lac de Neuchâtel	107
9.1.2. Seismik	107
9.1.3. Bearbeitung der Sedimentkerne	107
9.1.3.1. Öffnen, Präparation, Foto-Dokumentation und Beschreibung	107
9.1.3.2. Probenahme	109
9.1.4. Sedimentologie	109
9.1.4.1. Sediment-physikalische Eigenschaften	109
9.1.4.2. Herstellung von Dünnschliffen	110
9.1.4.3. Rasterelektronenmikroskopie	110
9.1.4.4. Korngrößenanalysen	111
9.1.4.5. ¹⁴ C-AMS-Datierungen	111
9.1.4.6. Quantitative Karbonatbestimmung	111
9.1.5. Mineralogie	111
9.1.5.1. Gesamtsediment	112
9.1.5.2. Flußwassersuspension	112
9.1.5.3. Karbonatfreie Feinfraktionen	112
9.1.6. Chemie	113
9.1.6.1. Sedimentchemie	113
9.1.6.2. Stabile Isotope im Ostracodenkalzit	114
9.2. Dokumentation	114

Summary

Late and postglacial sedimentation processes in Lake Neuchâtel were reconstructed by analysing five piston cores. Lithostratigraphical analyses, mineralogical and chemical sediment composition, ostracods, and also stable oxygen and carbon isotopes lead to a subdivision into 4 sediment facies, numbered from top to bottom LACNE 1, 2, 3 and 4. These were fixed into a chronological framework by palynological and occasional ^{14}C -AMS datings from terrestrial plant remains. LACNE 1 is an autochthonous sediment, LACNE 2 and 4 show a distinct detrital input, and LACNE 3 is a redeposited sediment.

The oldest facies, LACNE 4 (Oldest Dryas), is marked by varve-type laminations indicating significant seasonal freeze and thaw activity. In comparison with today, temperatures were 6 - 9 °C lower, the lake was frozen yearly and its biological productivity was low. Towards the end of the Oldest Dryas, LACNE 4 changed gradually into LACNE 2.

The most important evidence of change in the local and regional flora and fauna to be seen in the entire sedimentary sequence can probably be located towards the beginning of the Bølling. Afforestation began, the occupation of the profundal zone by ostracodes increased, molluscs appeared for the first time, and the biological productivity of the lake rose. At the same time, the detrital input decreased.

During the Younger Dryas, with a time period of about 430 - 800 years and at temperatures about 3.5 - 5.5 °C lower than today, detrital input increased considerably again. The profundal zone received an optimum oxygen supply, and the productivity of the lake went up.

During the Postglacial, temperatures remained at more or less the same level as today. The Preboreal is characterized by the autochthonous carbonate sedimentation of LACNE 1 which was deposited during ca. 550 years.

Sedimentation during the Boreal continued with LACNE 2. Before 8'040 BP, LACNE 3, a probably redeposited sediment of a possible glacial origin, was emplaced in the profundal zone.

Towards the Older Atlantic, LACNE 2 was interrupted twice by LACNE 1. The Younger Atlantic LACNE 2 is characterized by an increasing detrital input probably influenced by anthropogenic activities. A peak in the productivity can be observed while at the same time the oxygen supply diminished and the lake changed from oligotrophic to mesotrophic. At the Younger Atlantic/Subboreal transition LACNE 1 was definitively replaced by LACNE 2.

Since the Subboreal, the lake was well oxygenated, in contrast to the LACNE 1 intercalations during the Preboreal and the Older Atlantic which indicate an oxygen decrease. A probable reason for this could be a rise in wind activity and/or an extension of the "turnover period" in comparison to the Preboreal and the Older Atlantic.

The facies changes between LACNE 1 and LACNE 2 can be explained by good evidence that the river Aar flowed into Lake Neuchâtel during lateglacial and early postglacial times until 4'850 BP, apart from interruptions in the Preboreal and two short phases in the Older Atlantic (7'200-6'950). The inflowing detrital minerals alternated with autochthonous lake carbonates and formed LACNE 2.

The inflow of the river Aar into Lake Neuchâtel is correlated with periods of Alpine glacial regressions and may therefore indicate a climatic control on profundal sedimentation patterns in Lake Neuchâtel.

The Younger Dryas was the only exception. In spite of an attested glacier transgression, the river Aar flowed into the lake. This could be explained by a high production of meltwater during the warm summer months and would therefore agree with a marked seasonality during the Younger Dryas. Optimum oxygen supply was most likely due to a long "turnover period" as a result of long cold winters and intensified wind activity, which conforms with a picture of a developed seasonality during the Younger Dryas.

II

Résumé

L'histoire de la sédimentation tardi- et postglaciaire du Lac de Neuchâtel a été reconstituée à l'aide de 5 carottes. La sédimentologie, l'examen de la composition minéralogique et chimique des sédiments, de la faune d'ostracodes et l'analyse des isotopes stables de l'oxygène et du carbone permettent une division en quatre types de faciès numérotés de haut en bas LACNE 1, 2, 3 et 4. Grâce à la palynologie et aux datations ponctuelles ^{14}C -AMS sur des macrorestes terrestres, ces faciès peuvent être placés dans un cadre chronologique. LACNE 1 est un sédiment d'origine autochtone, LACNE 2 et 4 démontrent un apport détritique, et LACNE 3 est un sédiment redéposé.

Le faciès le plus ancien, LACNE 4 (Dryas ancien) est caractérisé par des laminations ressemblant à des varves glaciaires. En raison d'une température d'env. 6 à 9 °C inférieure à la moyenne actuelle, le lac était encore pris en glace chaque année, et sa productivité biologique était moindre. Vers la fin du Dryas ancien, on observe le passage en continu de LACNE 4 à LACNE 2, qui porte la marque de sédiments laminés.

Pendant le Bølling s'est produite une coupure dans la faune et la flore, sans doute la plus marquante de toute la séquence sédimentaire. La reforestation s'amorça, la colonisation des eaux profondes par les ostracodes s'intensifia, les premiers mollusques apparurent, et la productivité du lac s'accrut. À la même époque, l'apport détritique diminua.

Par une température moyenne inférieure d'env. 3.5 à 5.5 °C à celle d'aujourd'hui, le Dryas récent fut marqué, pendant 430 à 800 ans, par une recrudescence de l'apport détritique, par un approvisionnement optimal en oxygène des eaux profondes, probablement en conséquence d'une activité éolienne élevée et un apport considérable en eaux de fonte des glaciers et par une productivité encore plus élevée.

Pendant le postglaciaire, les températures sont restées relativement constantes. Le Préboréal est caractérisé par la sédimentation des carbonates autochtones de LACNE 1, et ceci pendant une durée d'env. 550 ans.

Dans le Boréal, on retrouve le faciès LACNE 2. Avant 8'040 BP a eu lieu dans les profondeurs la sédimentation de LACNE 3, un sédiment redéposé et probablement d'origine glaciaire.

LACNE 2, après avoir été interrompu deux fois par LACNE 1 vers la fin de l'Atlantique ancien, reprend dans l'Atlantique récent. Il est marqué par un accroissement de l'apport détritique, vraisemblablement d'origine anthropogène. Il s'établit un maximum de productivité, l'approvisionnement en oxygène se réduit, et le lac passe d'un état oligotrophe à un état mésotrophe. À partir de la transition Atlantique récent/Subboréal, LACNE 1 remplace définitivement LACNE 2.

Au contraire des premières manifestations de LACNE 1 dans le Préboréal et dans l'Atlantique ancien, caractérisées par un déficit en oxygène dans les profondeurs, le lac est bien aéré depuis le Subboréal. On peut supposer que l'activité des vents et la durée de brassage complet dans le Subboréal se sont considérablement accrues par rapport aux époques précédentes.

Les changements de faciès entre LACNE 1 et LACNE 2 sont attribués à des périodes d'écoulement temporaires de l'Aar dans le Lac de Neuchâtel. Jusqu'à env. 4'850 BP l'Aar a coulé dans le Lac de Neuchâtel, avec une interruption dans le Préboréal, et deux fois entre env. 7'200 BP et 6'950 BP, dans l'Atlantique ancien. L'apport en minéraux détritiques, qui se sont déposés en alternance avec les carbonates autochtones présents dans le lac, explique la formation des laminations de LACNE 2.

L'écoulement de l'Aar dans le Lac de Neuchâtel est corrélé avec le recul des glaciers, et semble par conséquent dépendre de facteurs climatiques.

Le Dryas récent fait exception. Bien que l'avance des glaciers soit démontrée, l'Aar a cependant coulé dans le lac. Ceci peut s'expliquer par une production élevée d'eaux de fonte pendant les mois chauds de l'été et met en évidence l'alternance marquée des saisons dans le Dryas récent.

L'approvisionnement optimal en oxygène est vraisemblablement à relier avec une longue période de brassage complet en conséquence d'hivers longs et froids, de même qu'à un accroissement de l'activité éolienne.

Kurzfassung

Anhand von 5 Kolbenlotkernen wurde die spät- und postglaziale Ablagerungsgeschichte im Lac de Neuchâtel rekonstruiert. Sedimentologie, mineralogische und chemische Sedimentzusammensetzung, Ostracodenfauna sowie stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope erlauben eine Gliederung in vier von oben nach unten durchnummerierte Fazies LACNE 1, 2, 3 und 4, die durch palynologische Analysen und punktuelle ^{14}C -AMS-Datierungen an terrestrischen Makroresten in einen chronologischen Rahmen gestellt werden. LACNE 1 ist ein autochthon im See gebildetes Sediment, LACNE 2 und 4 zeigen einen deutlichen detritischen Einfluß, und LACNE 3 ist ein umgelagertes Sediment.

Die älteste Fazies, LACNE 4 (Älteste Dryas), ist durch Laminationen gekennzeichnet, die glaziären Warven ähneln. Der See war bei ca. 6 - 9 °C tieferen Lufttemperaturen im Vergleich zu heute noch jährlich gefroren, und die biologische Produktivität war gering. Gegen Ende der Ältesten Dryas geht LACNE 4 kontinuierlich in die Fazies LACNE 2 über, die durch laminierte Sedimente geprägt ist.

Im Bølling fand der wahrscheinlich markanteste Floren- und Faunenwechsel der ganzen Sedimentsequenz statt. Die Wiederbewaldung setzte ein, die Ostracoden vermehrten sich verstärkt, erste Mollusken traten auf, und die Produktivität im See nahm zu. Gleichzeitig ging der detritische Eintrag zurück.

In der Jüngeren Dryas kam es bei im Vergleich zu heute 3.5 - 5.5 °C niedrigeren Temperaturen über einen Zeitraum von ca. 430 bis 800 Jahren erneut zu starkem detritischen Eintrag, zu erhöhter Produktivität und zu einer optimalen O_2 -Versorgung des Profundals infolge verstärkter Windaktivität und Schmelzwasserzufuhr.

Im Postglazial blieben die Temperaturen annähernd konstant. Das Präboreal ist durch eine ca. 550 Jahre dauernde autochthone Karbonatsedimentation von LACNE 1 gekennzeichnet.

LACNE 3, ein Sediment vermutlich glaziären Ursprungs, rutschte vor 8'040 BP ab und wurde im Profundal abgelagert. Im Boreal setzt LACNE 2 wieder ein.

Gegen Ende des Älteren Atlantikums (ca. 7'200 - 6'950 BP) wurde LACNE 2 zweimal von LACNE 1 unterbrochen. Im Jüngeren Atlantikum ist LACNE 2 durch zunehmenden, wahrscheinlich anthropogen geförderten, detritischen Eintrag gekennzeichnet. Es stellte sich ein Produktivitätsmaximum ein, die O_2 -Versorgung verschlechterte sich, und der See ging vom oligotrophen in den mesotrophen Zustand über. Am Übergang Jüngeres Atlantikum/Subboreal (ca. 4'850 BP) wurde LACNE 2 endgültig von LACNE 1 abgelöst.

Im Gegensatz zu den LACNE 1-Einschaltungen im Präboreal und im Älteren Atlantikum, die auf O_2 -Mangel im Profundal hinweisen, ist der See seit dem Subboreal gut belüftet. Vermutlich nahmen die Windaktivität und die Dauer der Vollzirkulation im Subboreal im Vergleich zum Präboreal und Älteren Atlantikum erheblich zu.

Die Fazieswechsel zwischen LACNE 1 und LACNE 2 werden auf das temporäre Fließen der Aare in den Lac de Neuchâtel zurückgeführt. Mit Ausnahme des Präboreal (ca. 550 Jahre) und zweier Perioden im Älteren Atlantikum zwischen ca. 7'200 und 6'950 BP floß die Aare bis ca. 4'850 BP in den Lac de Neuchâtel. Durch die Zufuhr detritischer Minerale, die im Wechsel mit den autochthon im See entstandenen Karbonaten abgelagert wurden, kam es zur Bildung der laminierten LACNE 2.

Das temporäre Fließen der Aare in den Lac de Neuchâtel wird in Zusammenhang mit Gletscherrückzugsphasen gebracht und könnte somit auf einen klimatisch gesteuerten Zusammenhang hinweisen.

Die Jüngere Dryas bildete die einzige Ausnahme. Obwohl ein Gletschervorstoß nachgewiesen ist, floß die Aare in den See. Dies kann mit einer hohen Schmelzwasserproduktion während der warmen Sommermonate erklärt werden und betont die ausgeprägte Saisonalität der Jüngeren Dryas.

Die optimale O_2 -Versorgung des Profundals könnte auf eine lange Periode der Vollzirkulation infolge langer kühler Winter und auf erhöhte Windaktivität zurückgeführt werden.

Je mehr man schon weiß, je mehr hat man noch zu lernen. Mit dem Wissen nimmt das Nichtwissen in gleichem Grade zu, oder vielmehr das Wissen des Nichtwissens.

Friedrich Schlegel

On ne souffre pas de ne rien savoir; on souffre de ne pas tout savoir.

Jules Romains

1. Einleitung

Seesedimente sind als zeitlich hochauflösende Archive ein ideales Werkzeug zur Rekonstruktion von Umweltveränderungen und Klimaschwankungen. Sie geben uns Auskunft über die von vorwiegend durch lokale Faktoren gesteuerten Milieubedingungen, die Produktivität und die Hydrodynamik im See, sowie über die Hydrologie, die Boden- und Vegetationsentwicklung und die Erosion im gesamten Einzugsgebiet, die von regionalen Faktoren gesteuert werden. Die aus den Seesedimenten gewonnenen Informationen über lokale und regionale Verhältnisse und Ereignisse können in ein zumindest regionales, wenn nicht sogar globales, Klimamuster gestellt werden.

Der Lac de Neuchâtel war in den vergangenen Jahrzehnten Gegenstand verschiedener Studien, z. B. zur Morphologie und Verfüllung des Seebeckens (QUARTIER 1956, BETRIX 1985), zur Wasser- und Sedimentchemie (PORTNER 1951, SOLLBERGER 1974), zur Charakterisation der organischen Substanz in den Oberflächensedimenten (BECK 1987, PITTET 1989), zu den physikalisch-chemischen Eigenschaften des Wassers und der Suspension (BAPST 1987) und zur Hydromechanik (SOLLBERGER 1974, ZUUR & DIETRICH 1990, BESSON & ZUUR 1992).

Untersuchungen an subfossilen Sedimenten beschränken sich bisher auf zwar bis in glaziale Ablagerungen zurückreichende, aber lückenhafte Kernprofile (QUARTIER 1959, KÜBLER 1988) oder kontinuierliche Sedimentsequenzen, die aber lediglich Sedimente mit maximalen Altern von 7'000 Jahren erfaßten (RICHOS 1986).

1.1. Fragestellung

An einer kontinuierlichen Sedimentsequenz soll die Geschichte des Lac de Neuchâtel und seines Einzugsgebietes bis in das Spätglazial zurückverfolgt werden. Im Sommer 1988 wurden von Mitarbeitern des Geologischen Institutes der Universität Göttingen unter der Leitung von Prof. MEISCHNER mit dem Göttinger Tiefsee-Kolbenlot insgesamt 7 Kerne gezogen, darunter zwei mit kontinuierlichen, bis in das Spätglazial zurückreichenden Sedimentsequenzen.

Um eine optimale Nutzung der gespeicherten Informationen zu gewährleisten, wurden die Sedimente durch Kombination verschiedener Untersuchungsmethoden bearbeitet.

Die Einteilung der Sedimente in Fazies beschreibt verschiedene Ablagerungsmilieus. Seismische Untersuchungen ermöglichen eine Verbindung der Fazieskörper und geben uns Informationen über die Mächtigkeit und den Charakter der Füllungen.

Die Sedimentmineralogie und -chemie liefern Hinweise über Herkunft, Genese, Erosion und Transport einzelner Sedimentkomponenten und geben somit die regionalen Bedingungen und Ereignisse im gesamten Einzugsgebiet wieder.

Die im See lebenden Organismen, wie z. B. die Ostracoden, die Diatomeen und die Mollusken, spiegeln direkt die lokal im See herrschenden Bedingungen wider und können wichtige Informationen zur Herkunft der Sedimente geben.

Ostracoden-Klappen liefern autochthon im Profundal des Sees gebildeten Kalzit, der zur Analyse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope verwendet wird. Die stabilen Isotope dienen zur Rekonstruktion von Paläoklima und -temperatur, der Produktivität im See und hydrologischer Ereignisse im Einzugsgebiet des Sees. Ergänzt werden diese Analysen durch Untersuchung des Gesamtsedimentes, das auf detritischen Eintrag hinweist und uns über die Produktivität im Epilimnion informiert.

Um die Sedimentsequenzen zeitlich einzuordnen, wurden mit der Pollenanalyse der biostratigraphische Rahmen abgesteckt und durch punktuelle ¹⁴C-AMS-Datierungen die

absoluten Alter bestimmt. Beides ermöglicht die Berechnung von Sedimentwachstumsraten. Gleichzeitig kann abgeschätzt werden, wie lange bestimmte Sedimentationsbedingungen herrschten, und wie schnell sie sich veränderten.

Die Untersuchungsergebnisse der verschiedenen Themenkomplexe werden vorgestellt und anschließend bereits Kapitel-intern diskutiert und interpretiert. In Kapitel 7 werden die rekonstruierten lokalen und regionalen Bedingungen und Ereignisse in einen regionalen Zusammenhang gestellt.

1.2. Lage der Kernstationen

Im Sommer 1988 wurden mit dem Göttinger Tiefseokolbenlot 7 zwischen 9 und 12 m lange Sedimentkerne aus der größten Tiefe vor Neuchâtel (Station LN01; Kerne LN01-1, LN01-2 und LN01-3), aus den Becken nördlich und südlich von La Motte (LN02 und LN03), vom Rücken der La Motte (LN05) und aus dem distalen Bereich des Areuse-Deltas (LN04) gekernt (Abb. 1).

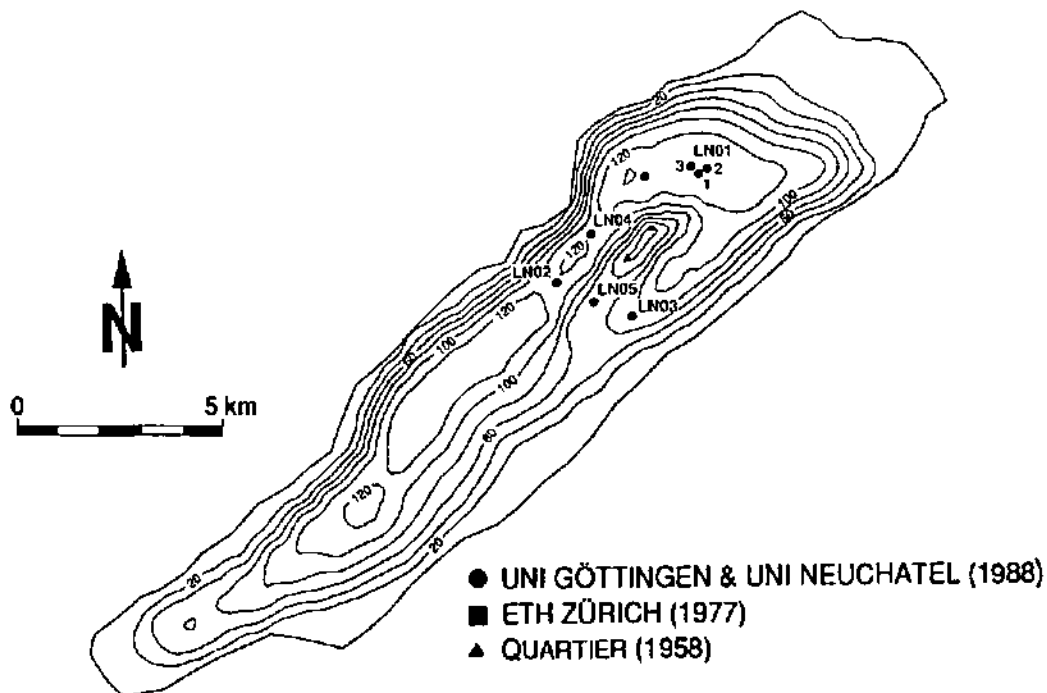


Abb. 1: Karte mit 20-m-Isobathen des Lac de Neuchâtel (ZÜR, pers. Mitt. 1992) und Kernstationen.

In Tab. 1 sind Lage und Wassertiefe der einzelnen Kernstationen und die Kernlängen angegeben.

Tab. 1: Lage und Wassertiefen der Kernstationen, Längen der Kolbenlot- und Vorlotkerne.

Sediment- kern	Wassertiefe [m]	Schweizer Landeskoordinaten [km]		Länge [m]		Rohrdurchmesser [mm] Kolbenlot / Vorlot
		Rechts-Wert	Hoch-Wert	Kolbenlot	Vorlot	
LN01-1	130	562,050	201,000	11.75	2.00	120 / 90
LN01-2	130	562,150	201,050	10.50	2.70	120 / 90
LN01-3	135	561,750	201,050	12.06	2.69	120 / 120
LN02	145	556,000	196,700	11.14	2.67	120 / 90
LN03	80	558,200	195,650	11.37	1.90	120 / 90
LN04	140	557,400	198,500	11.82	2.27	120 / 90
LN05	40	556,950	196,200	9.28	1.90	120 / 90

Mit den Kernen aus dem Profundal erhielten wir kontinuierliche, zeitlich hochauflösende Sedimentsequenzen. Der Kern LN05 vom Rücken der La Motte lieferte wegen der dort zu erwartenden geringen Sedimentwachstumsrate die ältesten Sedimente, und der Kern LN04 aus dem distalen Bereich des Areuse-Deltas gibt uns Auskunft über den Sedimenteintrag aus dem Jura. Von der Station LN01 wurde nur der längste Kern (LN01-3) zur Bearbeitung ausgewählt.

Für zukünftige Untersuchungen erscheint es von Interesse, einen Kern in der Nähe der Einmündung des Broye-Kanals zu ziehen, um den Sedimenteintrag aus Richtung NW ausführlich zu untersuchen. Dazu wäre allerdings ein Kolbenlot mit einer größeren Auflast nötig, da die Eindringtiefe des von uns benutzten Kolbenlotes auf ca. 12 m limitiert war. Mit einem größeren Gerät könnten dann auch pleistozäne Sedimente gekernt werden.

1.3. Danksagungen

Diese Arbeit ist das Ergebnis interdisziplinärer und interuniversitärer Zusammenarbeit und wurde erst durch das Interesse und die Unterstützung vieler Kolleginnen und Kollegen in der vorliegenden Form ermöglicht.

Zu großem Dank verpflichtet bin ich meinem Doktorvater, Prof. Bernard KÜBLER, der mir die Bearbeitung dieses Themas anvertraute. Seine liberale Wissenschaftsauffassung und seine Aufgeschlossenheit zu Nachbardisziplinen ermöglichten mir, Kontakte im In- und Ausland zu knüpfen und auszubauen.

Die Sedimentkerne wurden von Mitarbeitern des Geologischen Instituts der Universität Göttingen unter Leitung von Prof. Dieter MEISCHNER gezogen. Ihm sowie Dr. Rüdiger JANTSCHIK und Max SCHWANITZ möchte ich für ihren persönlichen Einsatz danken. Prof. MEISCHNER stellte auch die Sedimentlaboratorien in Göttingen zur Öffnung und Beprobung der Kerne zur Verfügung und verfolgte den weiteren Verlauf der Arbeit mit großem Interesse.

Bei folgenden Personen möchte ich mich besonders herzlich bedanken:

Klaus NEUMANN und Dr. Joachim JACOBS halfen im Sedimentlabor, Max SCHWANITZ, Bettina GEHRKE und Frauke CLASEN fertigten die Radiographien an, Ulrike MELISS half mir bei den Fotoarbeiten, und Michael SOSNITZA härtete Sedimentproben (alle Universität Göttingen, Geologische Institute).

Im Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel wurden die Sedimente mineralogisch und chemisch untersucht. Gérard MAGRANVILLE stellte die Dünnschliffe her, und Isabelle HUGUENIN und Claudine GRETILLAT führten einen Teil der mineralogischen und chemischen Analysen durch. Durch praktische Hilfestellung und viele Diskussionen unterstützten mich Dr. Thierry ADATTE, Dr. Carlos BECK, Prof. Olivier BESSON, Dr. Martin BURKHARD, Albin COLLAUD, Dr. Rüdiger JANTSCHIK, Dr. André PITTET, Marc ROLLI, Dr. Patrick RUCH, Dr. George RUMLEY, Prof. Jean-Paul SCHAER, Vincent THUNUS, Isabelle WEBER, Essaid ZEROUAL und Dr. Eduard ZUUR.

Dr. Philippe HADORN (Systematisch-Geobotanisches Institut der Universität Bern, Service Cantonal d'Archéologie, Neuchâtel) führte die palynologischen Analysen aus, und Dr. François STRAUB (Laboratoire d'Algologie, La-Chaux-de-Fonds) untersuchte die Diatomeen.

Prof. Maria MORRIS und ihre Mitarbeiterinnen (Institut de Métallurgie de l'Université de Neuchâtel) ermöglichten die Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop.

Zu einem besonders guten Informationsaustausch kam es mit dem Service Cantonal d'Archéologie, Neuchâtel. Nigel THEW bestimmte die Mollusken, Wilhelm TEGEL untersuchte die Holzreste, Dr. Béat ARNOLD, Martin KURELLA und Denise LEESCH gaben mir Auskunft über die lokale Archäologie, und mit Dr. Ingo CAMPEN führte ich zahlreiche anregende Diskussionen.

Dr. Berta POKORNI (Service Cantonal de la Protection de l'Environnement, Peseux) unterstützte mich mit ihrer Diskussionsbereitschaft und mit Informationen zum Thema "Limnologie". Sie stellte uns das Boot des Service, das von Roland COLLIARD gesteuert wurde, für seismische Untersuchungen und für die Wasserprobenahme zur Verfügung.

Dr. Guy LISTER (Geologisches Institut der ETH Zürich) regte die Analyse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope an Ostracoden-Klappen an und führte mich in die Arbeit mit der Mikrolinie im Labor für Isotopengeochemie der ETH Zürich ein. Franz GÖRNER führte die Analysen auf dem PRISM durch.

Zusammen mit Dr. Frank NIESSEN, Dr. Guy LISTER und Franz GÖRNER sowie der Ausrüstung der ETH Zürich konnten seismische Untersuchungen durchgeführt werden. Guy LISTER und Frank NIESSEN haben durch ihr Engagement und ihre konstruktive Kritik erheblich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Ulrich SCHOTTERER (Physikalisches Institut der Universität Bern) lieferte viele Anregungen zum Themenkomplex "Wasserisotopenchemie" und versorgte mich, unterstützt von Hans-Ueli BÜRKI, mit aktuellen Daten.

Dr. Sylvain HUON führte im Labor von Prof. Johannes HUNZIKER (Institut de Minéralogie et Pétrographie de l'Université de Lausanne) stabile Isotopenanalysen am Gesamtsediment durch.

Dr. Georges BONANI, Prof. Willy WÖFLI und Mitarbeiter (Institut für Mittelenergiephysik der ETH Zürich) datierten terrestrische Makroreste mit der ^{14}C -AMS-Methode.

Dr. Michael STURM (EAWAG, Kastanienbaum) führte ^{137}Cs -Datierungen an Oberflächensedimenten zweier Vorlot-Kerne aus.

Dr. A. PUGIN (z. Z. Department of Geology, University of Toronto, Kanada) half mir bei meinen ersten "Gehversuchen" im Schweizer Quartär und digitalisierte die seismischen Profile.

Dr. Barbara WOHLFARTH (z. Z. Department of Quaternary Geology, University of Lund, Schweden) und Prof. Brigitta AMMANN (Geobotanisches Institut der Universität Bern) gaben mir viele Hinweise zur regionalen Landschaftsgeschichte.

Universitätsdozent Dr. Dan DANIELOPOL, Dr. Walter GEIGER (beide Institut für Limnologie der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mondsee) und Astrid ZWICK (Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung, Neuherberg/München) halfen mir bei der Bestimmung der Ostracoden.

Ein ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern für ihr Interesse an meiner Arbeit und die Hilfe im Sedimentlabor; meinen Freunden, die mich während meiner Arbeiten in Göttingen bei sich aufnahmen, und Markus LYMANN *pour son soutien et son aptitude à supporter toutes mes humeurs*.

Diese Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfond unter den Nr. 2.414-0.87 und 20'26455.89 vom 1. Februar 1988 bis zum 31. Januar 1992 und danach vom Etat de Neuchâtel durch eine $\frac{1}{4}$ -Assistenz gefördert.

2. Der Lac de Neuchâtel und sein Einzugsgebiet

Das Einzugsgebiet des Lac de Neuchâtel (Kt. 1) mit seiner Fläche von 2'672 km² umfaßt den Waadtländer, Neuenburger und den Französischen Jura sowie das Waadtländer und Freiburger Molassebecken und entwässert über die Aare in den Rhein. 26.7 % des Einzugsgebietes liegen über 1'000 m (PORTNER 1951), die höchste Erhebung ist der Mont Tendre (1'680 m).

Der Lac de Neuchâtel erhält insgesamt 79 Zuflüsse (SERVICE CANTONAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1991), darunter Areuse, Thielle und Broye, die zusammen ca. 75 % des Wassers liefern. Der See entwässert über die heute kanalisierte Zihl in den Bieler See.

2.1. Geologischer Überblick

Die Geologie des Einzugsgebietes (Abb. 2) ist geprägt durch jurassische und kretazische Kalke und Mergel mit ihrer charakteristischen Karsthydrologie, die Seen ohne oberirdischen Abfluß, wie z. B. den Lac de Taillères, erzeugen kann. Die Geologie des Schweizer Mittellandes ist durch die Sandsteine, Mergel und Konglomerate der Unteren Süßwassermolasse und der Oberen Meeresmolasse sowie durch glaziäre Ablagerungen gekennzeichnet. Die Ufer des Lac de Neuchâtel bestehen, geologisch betrachtet, zu 61.8 % aus Molasse und zu 38.2 % aus quartären Sedimenten (SOLLBERGER 1974).

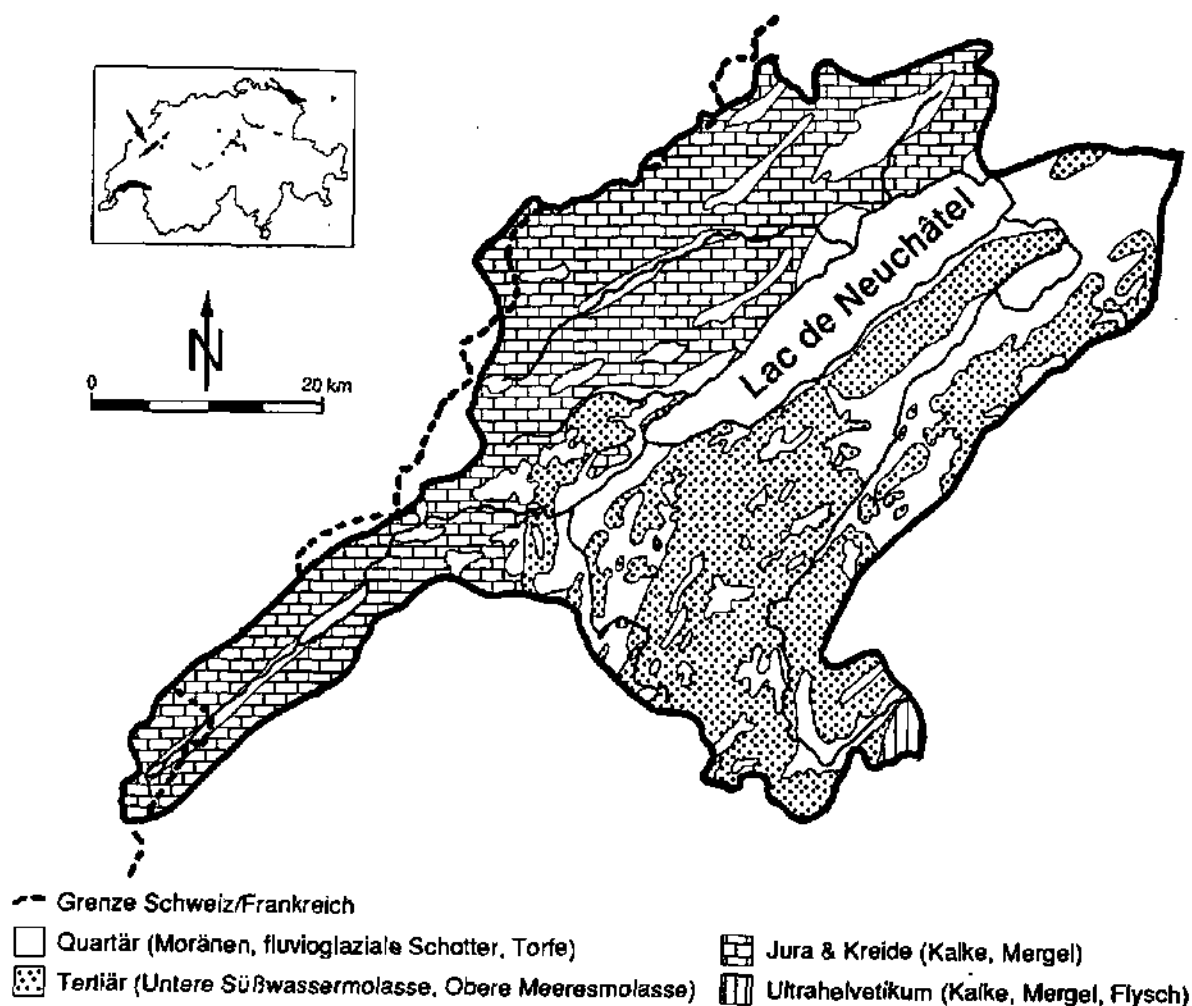


Abb. 2: Geologische Übersichtskarte des Einzugsgebietes des Lac de Neuchâtel (EIDGENÖSSISCHE LANDESTOPOGRAPHIE 1965, modifiziert).

FIGURE 1: CARTE DU BASSIN D'ALIMENTATION DU LAC DE NEUCHÂTEL

Limites du bassin d'après Bräm. - Régime des eaux... (1920).

BASSIN DU LAC DE NEUCHÂTEL

Surface totale: 2672 km² (Suisse: 2628 km²; France: 44 km²)
 Altitudes: max.: 1680m; moy.: 780m; min.: 429m
 Longueur: 111km. Largeur: max.: 58,5 km; moy.: 24,1 km
 Population au 31 décembre 1980: 260'700 habitants

CARACTÉRISTIQUES DES LACS.

	Alt.	A	Zm	Z	l	b
ROUSSES	1058	0,90	18	6	2,2	0,5
JOUX	1004	0,67	33,5	18	9,0	1,2
BRENET	1004	0,86	17,5	6	1,8	0,5
TAILLERES	1046	0,32	4,0		1,6	0,3
NEUCHÂTEL	429	214,60	153,0	64	38,3	8,1
MORAT	429	22,90	46,0	25	7,7	2,5

Alt.: altitude

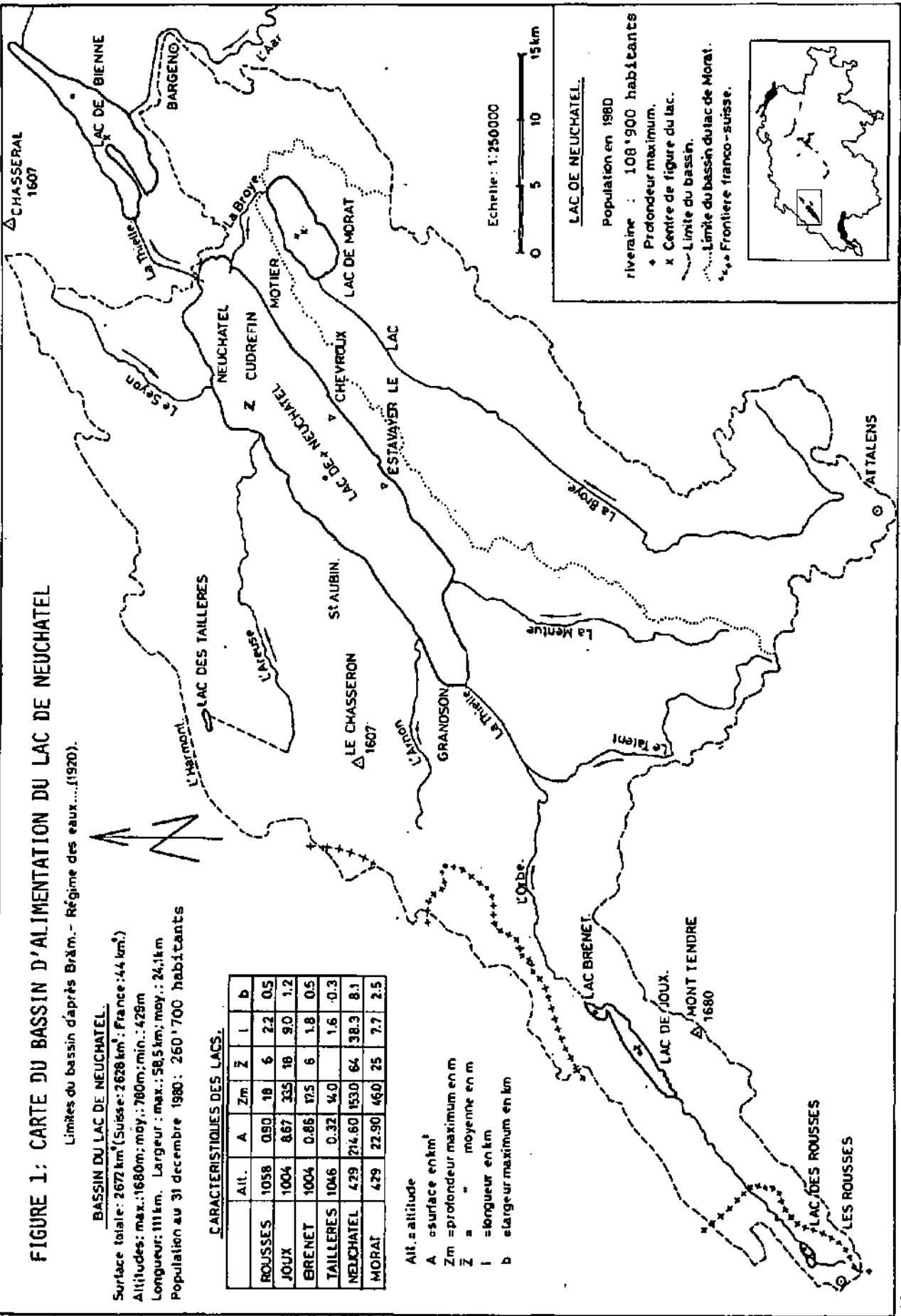
A = surface en km²

Zm = profondeur maximum en m

Z = " moyenne en m

l = longueur en km

b = largeur maximum en km



Echelle: 1:250000



LAC DE NEUCHÂTEL.

Population en 1980

rivièrains : 108'900 habitants

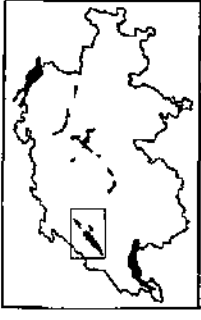
* Profondeur maximum.

x Centre de figure du lac.

--- Limite du bassin.

--- Limite du bassin du lac de Morat.

--- Frontière franco-suisse.



Kl. 1: Einzugsgebiet des Lac de Neuchâtel (OFFICE FED. DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1987, modifiziert).

Während der letzten Eiszeit wurde das Einzugsgebiet zum letzten Mal glaziär überprägt. Der würmzeitliche Rhonegletscher stieß maximal bis Wangen an der Aare vor (JÄCKLI 1972), und der Jura war von einem lokalen Gletscher bedeckt, der ein Eindringen des Rhonegletschers in den Jura verhinderte (CAMPY & ARN 1991).

GAILLARD & MOULIN (1989) geben für den Rückzug des Rhonegletschers aus dem Bereich des Lac de Neuchâtel ein Alter bis ca. 15'000 BP an. SCHLÜCHTER (1988) vermutet einen zeitgleichen Eiszerfall in den Schweizer Alpen und im Alpenvorland um 14'000 BP, und PUGIN (1991) nimmt ein schnelles Abschmelzen des temperierten Gletschers an.

Nach dem Abtauen des würmzeitlichen Rhonegletschers sollte sich zwischen Solothurn und Yverdon der "Solothurner See" gebildet haben (FAVRE 1883, SCHARDT 1898, LÜDI 1935, SCHWAB & MÜLLER 1973, PORTMANN 1974). Die Existenz dieses Sees, dessen Seespiegel meist mit ca. 450 m ü. NN angegeben wurde, beruht jedoch auf Korrelation unterschiedlich alter Sedimente und nicht datierter Abfolgen (WOHLFARTH-MEYER 1990) und konnte durch den Nachweis des jungpaläolithischen Lagerplatzes in 425 bis 426 m ü. NN am Ufer von Hauterive-Champréveyres widerlegt werden (GAILLARD & MOULIN 1989, EGLOFF 1989, MOULIN 1991). Sedimentologische und palynologische Analysen (BROCHIER 1986, HADORN 1986) an limnischen bzw. Deltasedimenten in Cortaillod-Les Pendantes zeigen möglicherweise ein interglaziales Alter für diesen "Solothurner See" an (MOULIN 1991).

Das Einzugsgebiet gehört zur seismisch aktiven Zone der westlichen Schweiz. Zentren von Beben mit leichten Bauschäden konnten während der letzten 700 Jahre z. B. im Gebiet von Marin/Saint-Blaise beobachtet werden und dürften mit dem N-S verlaufenden Bruchsystem der Vue des Alpes und seiner südlichen Fortsetzung im Zusammenhang stehen (PAVONI 1977). SCHAEER (1981) weist auf isostatische Ausgleichsbewegungen im Bereich des ehemals vom Rhonegletscher bedeckten Gebietes nach dem Gletscherrückzug hin.

2.2. Klima, Böden und Vegetation

Das gemäßigte Klima steht unter ozeanischen und kontinentalen Einflüssen, die vom See ausgeglichen werden. Die in Neuchâtel zwischen 1901 und 1980, bzw. für 1990 (Werte in Klammern) gemessenen meteorologischen Parameter (JORNOD 1991) ergaben im Jahresdurchschnitt Temperaturen von 9.2 °C (10.6 °C), mit 18.6 °C (19.7 °C) im Juli und 0 °C (1.0 °C) im Januar. Die Niederschläge betragen 976 mm (1'104 mm), davon evaporieren 380 bis 520 mm (MATHEY 1976). Die Hauptwindrichtungen sind SSW-W, N-NW ("Joran") und E-NNE ("Bise").

Der Fuß des Jurasüdhangs (bis ca. 600 m) ist durch submediterrane Elemente wie z. B. Trockenrasen und Flaumeichenwälder, die z. T. durch Weinreben ersetzt wurden, gekennzeichnet. Die zwischen ca. 600 m und ca. 800 m dominierenden Buchenwälder werden ab ca. 800 m von der Weißtanne abgelöst. Buchen als auch Weißtannen wurden teilweise durch Fichtenforste ersetzt.

Charakteristische Bodentypen sind allochthone Braunerden und Parabraunerden, die sich auf Löß (POCHON 1973) und auf Moränen bildeten. Rendzinen und verbrauchte Rendzinen kommen nur auf Kalken ohne Lößbedeckung vor.

Das Molasseplateau mit überwiegend Parabraunerden wird von Buchenwäldern dominiert, die aber heute in weiten Bereichen durch Ackerbau- und Grünlandwirtschaft oder durch Fichtenforste ersetzt wurden.

Das Seeland, ehemals eine Auen- und Sumpfwaldlandschaft, ist heute ein bekanntes Gemüseanbaugebiet und durch hydromorphe Böden gekennzeichnet.

2.3. Besiedlungsgeschichte

Alle in der Westschweiz bekannten prähistorischen Kulturphasen sind im Kanton Neuchâtel an den Ufern oder in unmittelbarer Nähe des Sees vertreten (EGLOFF 1989). Einen bedeutenden Beitrag liefern die seit 1983 im Zuge des Autobahnneubaus der N5 am Seeufer durchgeführten archäologischen Rettungsgrabungen des Service Cantonal d'Archéologie.

Die ältesten Fundorte sind die mittelpaläolithischen Höhlen (Moustérien, ca. 40'000 BP) "Grotte de Cotencher" und "Grotte des Plaints" in der Areuse-Schlucht und im Val-de-Travers im Jura.

In das Jungpaläolithikum (Magdalénien, 12'600 BP) wurden die am Nordufer des Sees gelegenen Lagerplätze und Feuerstätten von Hauterive-Champréveyres und Neuchâtel-Monruz datiert.

Aus dem Spätpaläolithikum (Azilien) stammen Funde von Hauterive-Champréveyres (12'300 BP) und die Höhle von Bichon in der Doubs-Schlucht (12'300 - 12'900 BP), in der ein Cro-Magnon-Skelett gefunden wurde.

Aus dem Endmesolithikum (8'000 - 7'000 BP) und dem Altneolithikum (7. Jahrtausend BP) ist der Zufluchtsort von Col-de-Roches bekannt.

Durch Funde am Seeufer von Auvernier, Hauterive und Saint-Blaise wird die Sequenz des Mittel- bis Endneolithikums von der Cortaillod- (3'900 BC) bis zur Auvernier-Kultur (2'400 BC) fortgesetzt.

Bronzezeitliche (1'600 - 800 BC) Siedlungen sind z. B. aus Cortaillod, Bevaix, Auvernier und Hauterive bekannt.

Nach den Hügelgräbern im Jura aus der Hallstatt-Zeit (800 - 450 BC), der älteren Eisenzeit, folgt mit der Station von La Tène (450 - 50 BC) eine Kultur, die als Namensgeber der europäischen Jüngerer Vorrömischen Eisenzeit diente.

Die keltisch-römische Kultur (50 BC - 476) ist z. B. mit der Villa von Colombier, der Barke von Bevaix und der Villa und dem Mausoleum von Thielle-Wavre und Wavre vertreten und die Zeit der Merowinger (Ende 5. bis Anfang 8. Jhd.) ist mit zahlreichen Friedhöfen, z. B. von Serrières, belegt (EGLOFF 1989).

2.4. Hydrographie des Lac de Neuchâtel

Der Lac de Neuchâtel am Jurasüdostrand im Seeland ist der größte See auf ausschließlich schweizerischem Gebiet. Der basische See hat eine maximale Tiefe von 153 m und eine mittlere Wasseraufenthaltsdauer von 8 Jahren und 82 Tagen. Die hydrographischen Daten sind in Tab. 2 aufgelistet (SOLLBERGER 1974, OFFICE FEDERAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1987).

Tab. 2: Hydrographie des Lac de Neuchâtel.

Geographischer Mittelpunkt: 545,500/184,000.

Schweizer Landeskoordinaten: R: 6 51 36, H: 46 54 23.

Fläche	214.6 km ²
mittlere Höhe	429.31 m
maximale Länge	38.30 km
maximale Breite	8.12 km
mittlere Breite	5.69 km
maximale Tiefe	153 m
mittlere Tiefe	64.2 m
Volumen	13.77 km ³
Umfang	96.6 km
mittlerer Abfluß	53.1 m ³ s ⁻¹
mittlere Aufenthaltsdauer	8 Jahre, 82 Tage

Zum Ausgleich der jahreszeitlichen Seespiegelschwankungen, die zu großen Überschwemmungen des Seelandes führten, wurde in den Jahren 1869 bis 1891 (QUARTIER 1948) die erste Juragewässerkorrektur (JGK) durchgeführt; die Aare fließt seitdem durch den Aare-Hagneck-Kanal in den Bielersee und über den Nidau-Büren-Kanal ab. Auch Broye und Thielle wurden zu Kanälen ausgebaut. Bei der zweiten JGK 1962 bis 1972 (MÜLLER 1973) wurde durch die Vertiefung des Nidau-Büren-Kanals die Abflußkapazität des Bielersees vergrößert und damit die saisonalen Seespiegelschwankungen reduziert.

Durch diese Eingriffe wurden die Seespiegel der drei Seelandseen einander angeglichen, der Seespiegel des Lac de Neuchâtel sank um 2,73 m ab (MOULIN 1991). Seither kommt es zur Strömungsumkehr, die bevorzugt im August (BUWAL 1990), bei geringer Wasserlieferung aus dem Jura, auftritt. Seltener ist die Strömungsumkehr in Richtung Murtensee.

2.5. Morphologie und Entstehung des Seebeckens

Der Lac de Neuchâtel besteht aus zwei SW-NE verlaufenden Becken, die durch den unterseeischen Hügel "La Motte", der sich bis zu 9 m unter die Wasseroberfläche erhebt, getrennt sind und sich vor Neuchâtel zu einer Ebene vereinigen (Abb. 3 und 1).

Das "Récif de Marin" mit seinen Untiefen trennt die Bucht von Saint-Blaise vom See ab (ARNOLD, pers. Mitt. 1991).

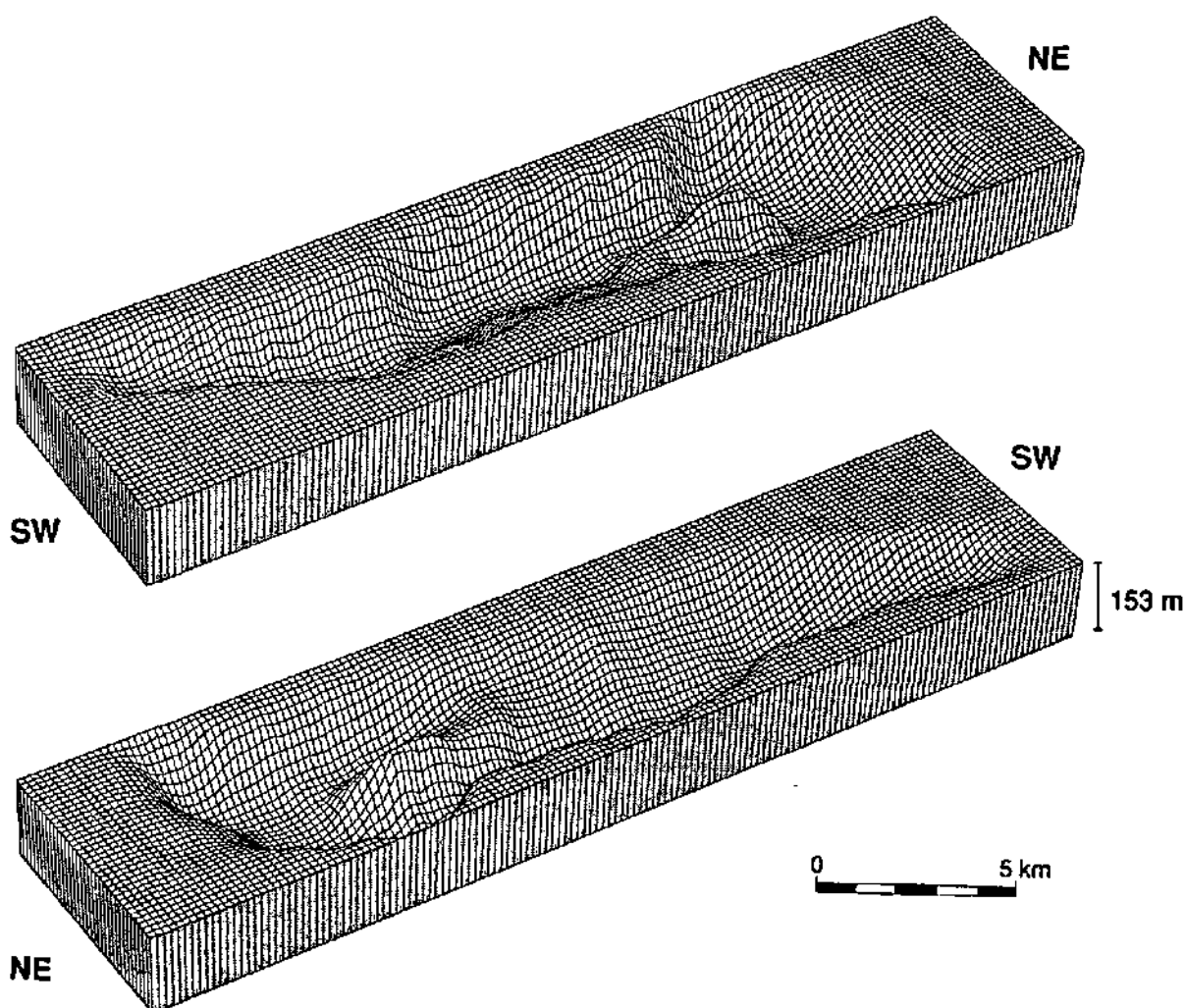


Abb. 3: Morphologie des Lac de Neuchâtel (THUNUS & ZUUR, pers. Mitt. 1992).

Im See können als Sedimentationsräume die noch von der Wellenbewegung beeinflusste Uferbank (0 - 20 m), die Halde und das Profundal (über 100 m) definiert werden (KÜBLER & BETRIX & FAUGUEL 1979).

Seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wird diskutiert, ob das Seebecken infolge fluviatiler Erosion oder/und tektonischer Bewegungen (s. Diskussion in SOLLBERGER 1974) entstanden ist.

Nach QUARTIER (1956) soll ein Flußsystem das vom würmzeitlichen Gletscher modellierte Becken überprägt und in der Nähe von Cudrefin, am SE-Ufer des Sees, das Becken verlassen haben, um sich im Seeland mit der Aare zu vereinigen.

Im Untergrund des Seelandes kommen bis zu 400 m tiefe Rinnen vor (PUGIN 1991). Die Basis einer Rinne bei Neuchâtel liegt bei 0 m NN, steigt nach N an und schließt eine fluviatile Bildung damit aus (PUGIN, pers. Mitt. 1991). Die Rinnen sind durch glazio-fluviatile Tiefenerosion entstanden (PUGIN 1991) und können wahrscheinlich mit den elsterzeitlichen Rinnen Norddeutschlands (EHLERS 1983, 1990, SCHWALB 1987), deren Basen bis über 400 m unter NN liegen, verglichen werden.

2.6. Limnologie

Der basische Charakter des Wassers führt zu einer typisch biogenen Kalzitr-Präzipitation. Aufgrund des geringen allochthonen Eintrags mangels großer Zuflüsse wird das biogene Karbonat nur unwesentlich verdünnt.

Um die Mitte des 20. Jahrhunderts erreichte die Eutrophierung ein beängstigendes Ausmaß, und sogar das Baden im See mußte verboten werden. Nachdem 1968 die erste Kläranlage in Betrieb genommen und 1986 phosphathaltige Waschmittel verboten wurden, verbesserte sich der Zustand des Sees. Heute sind 90 % der Neuenburger Haushalte an eine der 30 Kläranlagen angeschlossen. Der ehemals eutrophe See ist heute mesotroph, durch geringe Planktonmengen mit großer Diversität gekennzeichnet und dient als Trinkwasserreservoir (SERVICE CANTONAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1991).

Eine große Rolle für den Trophiegrad spielen das im Verhältnis zur Fläche kleine Volumen und die Ausrichtung der Seelängsachse in Hauptwindrichtung, die eine Durchmischung des Wassers favorisieren und zu einer guten, ganzjährigen Sauerstoffversorgung bis in das tiefste Profundal führen. Einen Meter über dem Seeboden beträgt der Sauerstoffgehalt auch im Profundal ständig über 6 mg O₂/l und entspricht damit einer Sauerstoff-Sättigung von ca. 50 % (Abb. 4, POKORNI, pers. Mitt. 1992). Seen mit anderer Geometrie und Orientation litten bei gleichem Nährstoffangebot (Nitrate, Phosphate) im Sommer während mehrerer Monate unter Sauerstoffmangel.

Die Ausrichtung der Längsachse des Sees in Hauptwindrichtung führt außerdem zu einer starken hydrodynamischen Aktivität und Ausbildung von internen Wellen mit Amplituden bis zu 7 m (BESSON & ZUUR 1992) und verhindert ein vollständiges Gefrieren des Sees.

Der einförmige Verlauf der Temperaturkurve (Abb. 5) Anfang März läßt erkennen, daß der See im Winter vollständig durchmischt ist. Die Thermokline kann Anfang September in 10 bis 15 m Wassertiefe lokalisiert werden (s. auch BAPST 1987). Die Temperaturabnahme unterhalb der Thermokline verläuft über Station LN05 kontinuierlich. Über Station LN01 nimmt die Temperatur, vermutlich aufgrund unterschiedlich temperierter Strömungen, treppenartig ab.

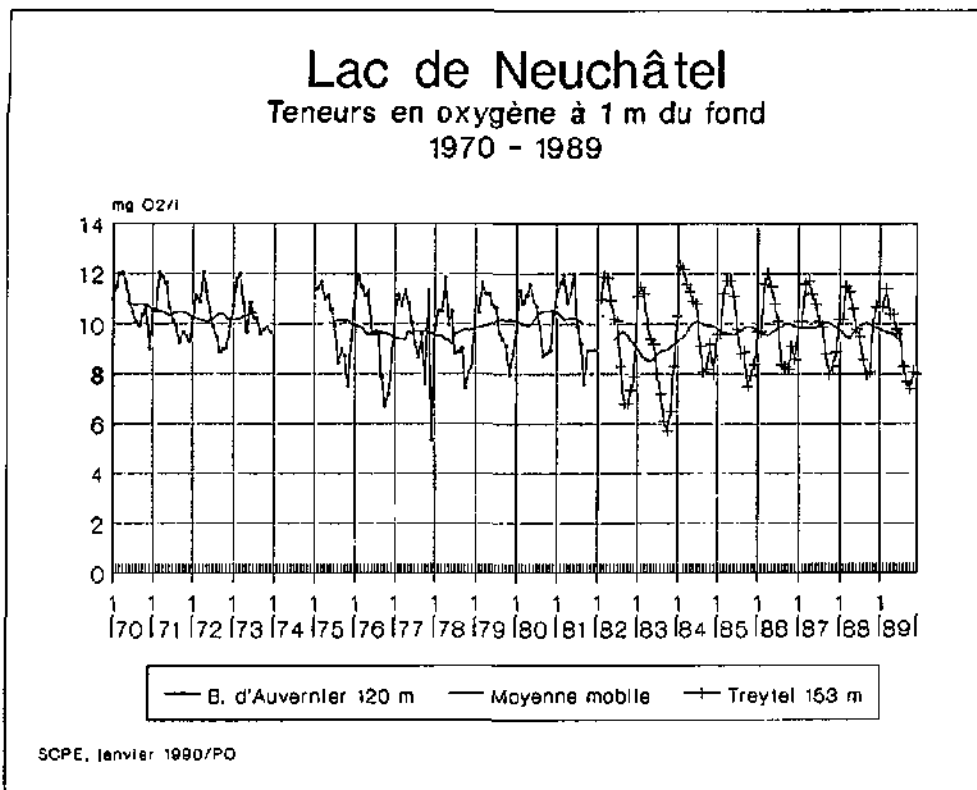
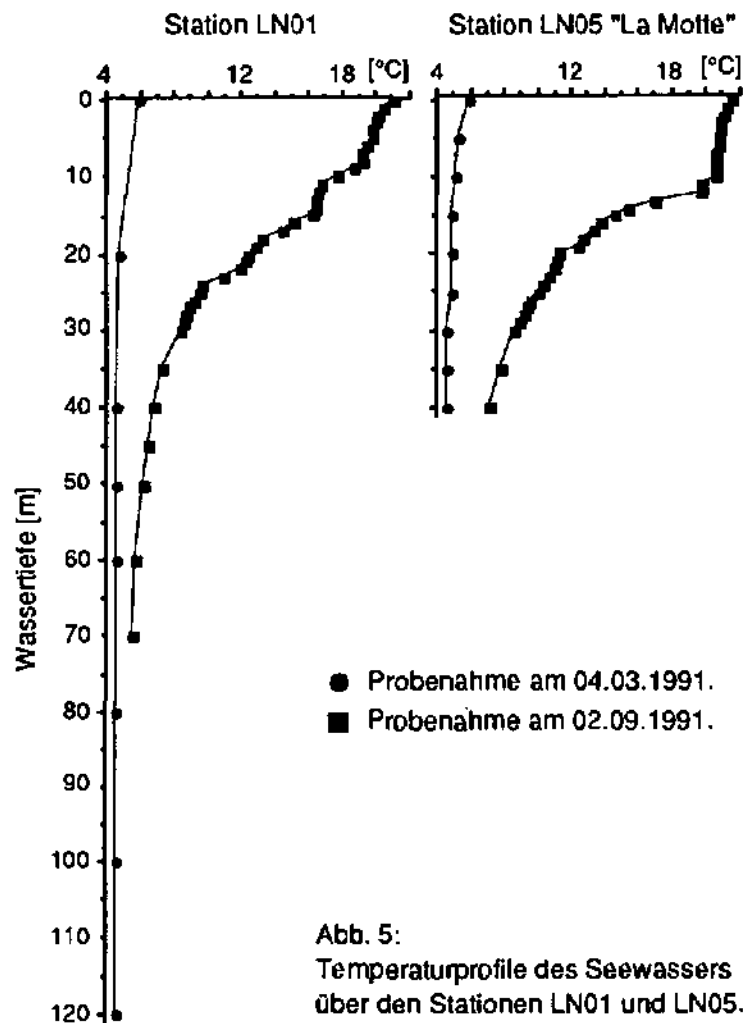


Abb. 4: Sauerstoffgehalt im Wasser (1 m über dem Seeboden) der Jahre 1970 bis 1989 (POKORNI 1992, unveröff.).



3. Sedimentologie und Stratigraphie

Die Sedimentologie der 5 bearbeiteten Kerne, ihre sediment-physikalischen Eigenschaften, Karbonatgehalte und Stratigraphie in Form von Biozonen sind in den Abb. 6 und 12 bis 16 zusammenfassend dargestellt und beschrieben. Für die Biozonen wurden folgende Abkürzungen benutzt:

ÄD = Älteste Dryas, BØ = Bølling, AL = Allerød, JD = Jüngere Dryas, PBO = Präboreal, BO = Boreal, ÄAT = Älteres Atlantikum, JAT = Jüngeres Atlantikum, SBO = Subboreal, SAT = Subatlantikum.

3.1. Fazies

Zur Vereinfachung von Beschreibung und Interpretation wurden die Sedimente in die Fazies LACNE (LAC de NEuchâtel) 1 bis 4 unterteilt (s. Tab. 3).

Tab. 3: Kurzbeschreibung der vier Fazies.

LACNE 1	LACNE 2	LACNE 3	LACNE 4
Homogener, teilweise schwach geschichteter, hellgrauer bis -brauner, stark toniger Silt.	Hell- und dunkelgrau laminiertes Silt und Ton.	Schwach strukturierter, kompakter, grauer Ton mit Silt- und Sandanteilen.	Schr. schwach laminiertes, sandiges, stark siltiges, grauer Ton mit Sandlagen, vereinzelt Feinkiese.

Repräsentative Ausschnitte im Maßstab 1:1 von Fotografien der einzelnen Fazies sind in Abb. 6 den entsprechenden Radiographien, die Sedimentstrukturen deutlicher erkennen lassen, gegenübergestellt. Im folgenden werden die vier Fazies von unten nach oben vorgestellt.

3.1.1. LACNE 4

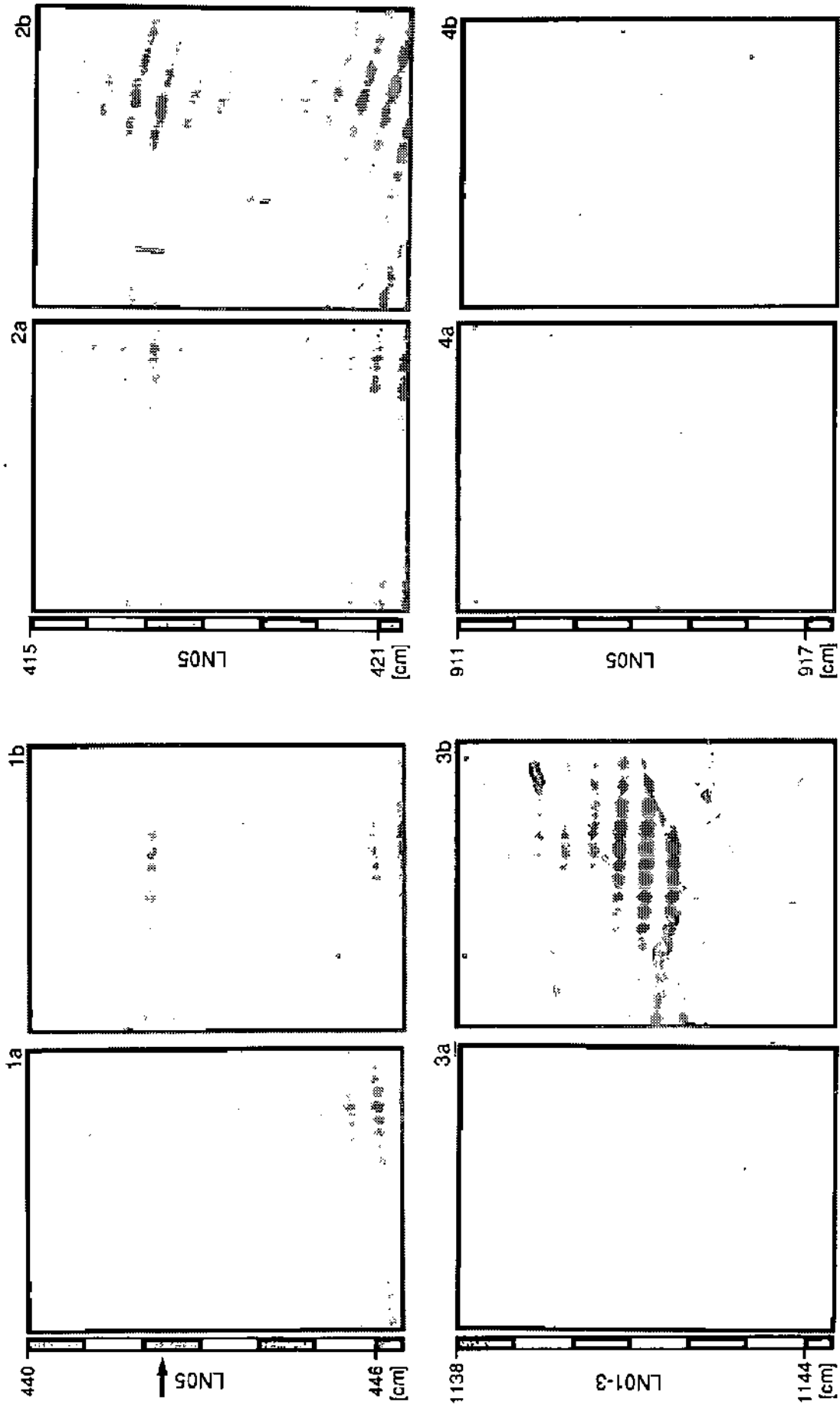
LACNE 4, die älteste Fazies, wurde an der Basis der Kerne LN05 (Abb. 16) von La Motte und LN03 (Abb. 14) SE La Motte, aus ca. 40 bzw. 80 m Wassertiefe, gekernt.

Das Sediment ist ein im 0,5 - 1 mm-Bereich hell - dunkel laminiertes, dunkelgrauer, lagenweise olivfarbener, weicher, seifiger Ton mit wechselnden Silt- und Sandanteilen. In dieser Matrix treten vereinzelt Feinkiese auf. Bioturbationsspuren wurden nicht beobachtet. Die Feinschichtung ist nur in der Radiographie (Abb. 6: 4a und 4b) deutlich zu erkennen, und wahrscheinlich auf Korngrößenunterschiede zurückzuführen. Im Dünnschliff ist sie wegen der Feinkörnigkeit des Sedimentes nicht sichtbar. Messungen der Dicke von hell - dunkel-Paaren an Radiographien ergaben ca. 1,5 mm für Kern LN05 und ca. 1,8 mm für Kern LN03. Die Feinschichtung ist besonders in Kern LN03 abschnittsweise schräggestellt. Die parabelartige Verformung der Basis von LACNE 4 ist ein Artefakt des Kernens. Der Übergang zur nächstjüngeren Fazies, in diesem Kern LACNE 2, ist fließend.

3.1.2. LACNE 3

LACNE 3 wurde an der Basis der Kerne LN01-3 (Abb. 12), im Becken vor Neuchâtel, und LN02 (Abb. 13), im Becken NW La Motte, in 135 und 145 m Wassertiefe, erbohrt. Die Fazies wurde in den Kernen LN05 und LN03 aus geringeren Wassertiefen nicht nachgewiesen. In Kern LN04 wurde die Fazies nicht erfaßt, da dieser Kern bereits in jüngeren Sedimenten endet.

Die schwache (Kern LN01-3) oder fehlende (Kern LN02) Strukturierung des dunkelgrauen, siltigen, sandigen Tones erinnert an das Fließen eines zähflüssigen Gemisches (Abb. 6: 3a und 3b). Bioturbation konnte nicht nachgewiesen werden.



LEGENDE 1 Wechsel (Pfeil) von ± homogener LACNE 1 (unten) zu feingeschichteter LACNE 2. 2 Hell-dunkel-Feinschichtung von LACNE 2. 3 LACNE 3 mit schwach definierter Struktur. 4 Feingeschichtete LACNE 4 mit Sandlagen und Feinkieseln.

Abb. 6: Foto- (a) und Radiographien (b) der 4 Faziestypen.

In Kern LN01-3 folgt auf den Ton eine mehrere cm mächtige, gradierte Sandlage (Abb. 12 ca. 10.40 m) mit Mittelsand an der Basis. Der Sand wird nach oben hin feiner, enthält mehrere Pflanzenhäcksel-Lagen und Reste terrestrischer Mollusken wie z. B. *Cochlicopa sp.*, *Aegopinella nitidula*, *Aegopinella nitens*, *Zonitoides nitidus* und *Lymnaea sp.* (THEW, pers. Mitt. 1992). Den Abschluß bildet ein homogenes Silt-Ton-Gemisch. Die Grenze von Ton zu Sand ist durch Auflast deformiert ("loading"). In Kern LN02 fehlt der Sandhorizont, und LACNE 2 setzt abrupt ein.

Konsistenz, Korngröße (Kap. 9.2., Tab. 25) und Farbe von LACNE 3 erinnern an Tone, die z. B. bei Bohrarbeiten im Mai 1991 im Auftrage des Service Cantonal de la Protection de l'Environnement zur Ausweisung von Wasserschutzgebieten im Champ-du-Moulin abgeteuft, palynologisch in das Glazial gestellt wurden (HADORN, pers. Mitt. 1991) und bereits im letzten Jahrhundert Gegenstand mehrer Untersuchungen waren (DE TRIBOLET 1883, RITTER 1888). Ähnliche Tone waren auch im Mai 1992 in der Autobahnbaustelle der N5 bei Hauterive/Rouges Terres ca. 4 m unter Geländeoberfläche aufgeschlossen.

Zum Vergleich wurden an je drei Proben aus dem Champ-du-Moulin und aus der Fazies LACNE 3 der Kerne LN01-3 und LN02 Korngrößen, Karbonat- und Kohlenstoffgehalt und Mineralverteilung des Gesamtsedimentes bestimmt (Kap. 9.2., Tab. 25). Entsprechende Analysen des Rouges-Terres-Tones liegen z. Z. noch nicht vor. Die Verteilung des gesamten Mineralbestandes der Tone ist in Abb. 7 dargestellt.

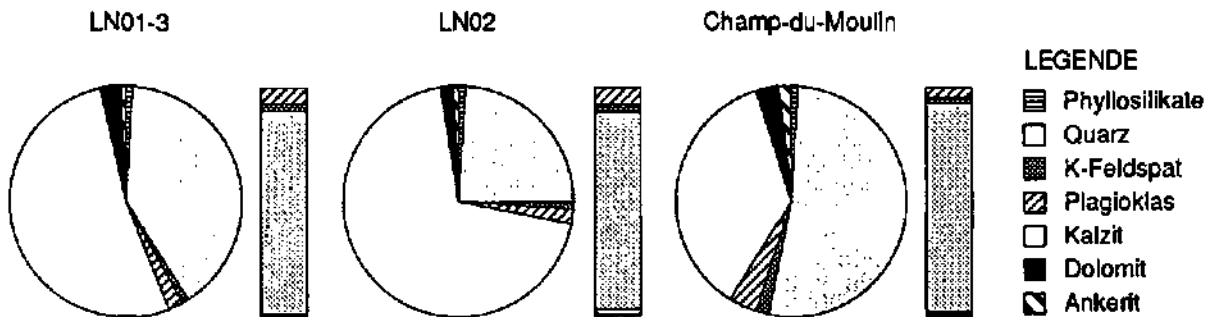


Abb. 7: Mineralverteilung der Gesamtfraktion der Fazies LACNE 3 aus den Kernen LN01-3, LN02 und des Tons aus dem Champ-du-Moulin (Mittelwerte von je 3 Proben). Die Säulendiagramme stellen die Mineralverteilung der Silikate dar.

LACNE 3 unterscheidet sich vom Ton aus dem Champ-du-Moulin durch höhere Karbonat- und niedrigere Quarzgehalte. Der Anteil an Phyllosilikaten, Feldspäten, Dolomit und Ankerit zeigt keine signifikanten Unterschiede und belegt gewisse Parallelen zwischen LACNE 3 und dem glazialen Ton aus dem Champ-du-Moulin.

3.1.3. LACNE 2

Diese Fazies ist in allen Kernen vertreten. LACNE 2 besteht aus hellgrau-dunkelgrau, FeS-pigmentierten, im mm-Bereich laminierten Silten und Tonen. Helle und dunkle Lagen sind nur abschnittsweise deutlich voneinander abzugrenzen. Foto 2a der Abb. 6 stammt z. B. aus einem Kernabschnitt mit besonders gut erhaltener Schichtung. Mit bloßem Auge sind die Grenzen von hellen zu dunklen Laminae besser zu erkennen als im Dünnschliff unter dem Mikroskop.

3.1.3.1. Laminationen

Die Auszählung und Messung von ca. 100 Laminae ergab eine mittlere Dicke der hellen Laminae von 0.7 mm für LN01-3 und 0.4 mm für LN05 und der dunklen Laminae von

Während der letzten Eiszeit wurde das Einzugsgebiet zum letzten Mal glaziär überprägt. Der würmzeitliche Rhonegletscher stieß maximal bis Wangen an der Aare vor (JÄCKLI 1972), und der Jura war von einem lokalen Gletscher bedeckt, der ein Eindringen des Rhonegletschers in den Jura verhinderte (CAMPY & ARN 1991).

GAILLARD & MOULIN (1989) geben für den Rückzug des Rhonegletschers aus dem Bereich des Lac de Neuchâtel ein Alter bis ca. 15'000 BP an. SCHLÜCHTER (1988) vermutet einen zeitgleichen Eiszerfall in den Schweizer Alpen und im Alpenvorland um 14'000 BP, und PUGIN (1991) nimmt ein schnelles Abschmelzen des temperierten Gletschers an.

Nach dem Abtauen des würmzeitlichen Rhonegletschers sollte sich zwischen Solothurn und Yverdon der "Solothurner See" gebildet haben (FAVRE 1883, SCHARDT 1898, LÜDI 1935, SCHWAB & MÜLLER 1973, PORTMANN 1974). Die Existenz dieses Sees, dessen Seespiegel meist mit ca. 450 m ü. NN angegeben wurde, beruht jedoch auf Korrelation unterschiedlich alter Sedimente und nicht datierter Abfolgen (WOHLFARTH-MEYER 1990) und konnte durch den Nachweis des jungpaläolithischen Lagerplatzes in 425 bis 426 m ü. NN am Ufer von Hauterive-Champréveyres widerlegt werden (GAILLARD & MOULIN 1989, EGLOFF 1989, MOULIN 1991). Sedimentologische und palynologische Analysen (BROCHIER 1986, HADORN 1986) an limnischen bzw. Deltasedimenten in Cortaillod-Les Pendantes zeigen möglicherweise ein interglaziales Alter für diesen "Solothurner See" an (MOULIN 1991).

Das Einzugsgebiet gehört zur seismisch aktiven Zone der westlichen Schweiz. Zentren von Beben mit leichten Bauschäden konnten während der letzten 700 Jahre z. B. im Gebiet von Marin/Saint-Blaise beobachtet werden und dürften mit dem N-S verlaufenden Bruchsystem der Vue des Alpes und seiner südlichen Fortsetzung im Zusammenhang stehen (PAVONI 1977). SCHAER (1981) weist auf isostatische Ausgleichsbewegungen im Bereich des ehemals vom Rhonegletscher bedeckten Gebietes nach dem Gletscherrückzug hin.

2.2. Klima, Böden und Vegetation

Das gemäßigte Klima steht unter ozeanischen und kontinentalen Einflüssen, die vom See ausgeglichen werden. Die in Neuchâtel zwischen 1901 und 1980, bzw. für 1990 (Werte in Klammern) gemessenen meteorologischen Parameter (JORNOD 1991) ergaben im Jahresdurchschnitt Temperaturen von 9.2 °C (10.6 °C), mit 18.6 °C (19.7 °C) im Juli und 0 °C (1.0 °C) im Januar. Die Niederschläge betragen 976 mm (1'104 mm), davon evaporieren 380 bis 520 mm (MATHEY 1976). Die Hauptwindrichtungen sind SSW-W, N-NW ("Joran") und E-NNE ("Bise").

Der Fuß des Jurasüdhangs (bis ca. 600 m) ist durch submediterrane Elemente wie z. B. Trockenrasen und Flaumeichenwälder, die z. T. durch Weinreben ersetzt wurden, gekennzeichnet. Die zwischen ca. 600 m und ca. 800 m dominierenden Buchenwälder werden ab ca. 800 m von der Weißtanne abgelöst. Buchen als auch Weißtannen wurden teilweise durch Fichtenforste ersetzt.

Charakteristische Bodentypen sind allochthone Braunerden und Parabraunerden, die sich auf Löß (POCHON 1973) und auf Moränen bildeten. Rendzinen und verbraunte Rendzinen kommen nur auf Kalken ohne Lößbedeckung vor.

Das Molasseplateau mit überwiegend Parabraunerden wird von Buchenwäldern dominiert, die aber heute in weiten Bereichen durch Ackerbau- und Grünlandwirtschaft oder durch Fichtenforste ersetzt wurden.

Das Seeland, ehemals eine Auen- und Sumpfwaldlandschaft, ist heute ein bekanntes Gemüseanbaugbiet und durch hydromorphe Böden gekennzeichnet.

2.3. Besiedlungsgeschichte

Alle in der Westschweiz bekannten prähistorischen Kulturphasen sind im Kanton Neuchâtel an den Ufern oder in unmittelbarer Nähe des Sees vertreten (EGLOFF 1989). Einen bedeutenden Beitrag liefern die seit 1983 im Zuge des Autobahnneubaus der N5 am Seeufer durchgeführten archäologischen Rettungsgrabungen des Service Cantonal d'Archéologie.

Die ältesten Fundorte sind die mittelpaläolithischen Höhlen (Moustérien, ca. 40'000 BP) "Grotte de Cotencher" und "Grotte des Plaints" in der Areuse-Schlucht und im Val-de-Travers im Jura.

In das Jungpaläolithikum (Magdalénien, 12'600 BP) wurden die am Nordufer des Sees gelegenen Lagerplätze und Feuerstätten von Hauterive-Champréveyres und Neuchâtel-Monruz datiert.

Aus dem Spätpaläolithikum (Azilien) stammen Funde von Hauterive-Champréveyres (12'300 BP) und die Höhle von Bichon in der Doubs-Schlucht (12'300 - 12'900 BP), in der ein Cro-Magnon-Skelett gefunden wurde.

Aus dem Endmesolithikum (8'000 - 7'000 BP) und dem Altneolithikum (7. Jahrtausend BP) ist der Zufluchtsort von Col-de-Roches bekannt.

Durch Funde am Seeufer von Auvernier, Hauterive und Saint-Blaise wird die Sequenz des Mittel- bis Endneolithikums von der Cortaillod- (3'900 BC) bis zur Auvemier-Kultur (2'400 BC) fortgesetzt.

Bronzezeitliche (1'600 - 800 BC) Siedlungen sind z. B. aus Cortaillod, Bevaix, Auvernier und Hauterive bekannt.

Nach den Hügelgräbern im Jura aus der Hallstatt-Zeit (800 - 450 BC), der älteren Eisenzeit, folgt mit der Station von La Tène (450 - 50 BC) eine Kultur, die als Namensgeber der europäischen Jüngerer Vorrömischen Eisenzeit diente.

Die keltisch-römische Kultur (50 BC - 476) ist z. B. mit der Villa von Colombier, der Barke von Bevaix und der Villa und dem Mausoleum von Thielle-Wavre und Wavre vertreten und die Zeit der Merowinger (Ende 5. bis Anfang 8. Jhd.) ist mit zahlreichen Friedhöfen, z. B. von Serrières, belegt (EGLOFF 1989).

2.4. Hydrographie des Lac de Neuchâtel

Der Lac de Neuchâtel am Jurasüdostrand im Seeland ist der größte See auf ausschließlich schweizerischem Gebiet. Der basische See hat eine maximale Tiefe von 153 m und eine mittlere Wasseraufenthaltsdauer von 8 Jahren und 82 Tagen. Die hydrographischen Daten sind in Tab. 2 aufgelistet (SOLLBERGER 1974, OFFICE FEDERAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1987).

Tab. 2: Hydrographie des Lac de Neuchâtel.

Geographischer Mittelpunkt: 545,500/184,000.

Schweizer Landeskoordinaten: R: 6 51 36, H: 46 54 23.

Fläche	214.6 km ²
mittlere Höhe	429.31 m
maximale Länge	38.30 km
maximale Breite	8.12 km
mittlere Breite	5.69 km
maximale Tiefe	153 m
mittlere Tiefe	64.2 m
Volumen	13.77 km ³
Umfang	96.6 km
mittlerer Abfluß	53.1 m ³ s ⁻¹
mittlere Aufenthaltsdauer	8 Jahre, 82 Tage

Zum Ausgleich der jahreszeitlichen Seespiegelschwankungen, die zu großen Überschwemmungen des Seelandes führten, wurde in den Jahren 1869 bis 1891 (QUARTIER 1948) die erste Juragewässerkorrektur (JGK) durchgeführt; die Aare fließt seitdem durch den Aare-Hagneck-Kanal in den Bielersee und über den Nidau-Büren-Kanal ab. Auch Broye und Thielle wurden zu Kanälen ausgebaut. Bei der zweiten JGK 1962 bis 1972 (MÜLLER 1973) wurde durch die Vertiefung des Nidau-Büren-Kanals die Abflußkapazität des Bielersees vergrößert und damit die saisonalen Seespiegelschwankungen reduziert.

Durch diese Eingriffe wurden die Seespiegel der drei Seelandseen einander angeglichen, der Seespiegel des Lac de Neuchâtel sank um 2,73 m ab (MOULIN 1991). Seither kommt es zur Strömungsumkehr, die bevorzugt im August (BUWAL 1990), bei geringer Wasserlieferung aus dem Jura, auftritt. Seltener ist die Strömungsumkehr in Richtung Murtensee.

2.5. Morphologie und Entstehung des Seebeckens

Der Lac de Neuchâtel besteht aus zwei SW-NE verlaufenden Becken, die durch den unterseeischen Hügel "La Motte", der sich bis zu 9 m unter die Wasseroberfläche erhebt, getrennt sind und sich vor Neuchâtel zu einer Ebene vereinigen (Abb. 3 und 1). Das "Récif de Marin" mit seinen Untiefen trennt die Bucht von Saint-Blaise vom See ab (ARNOLD, pers. Mitt. 1991).

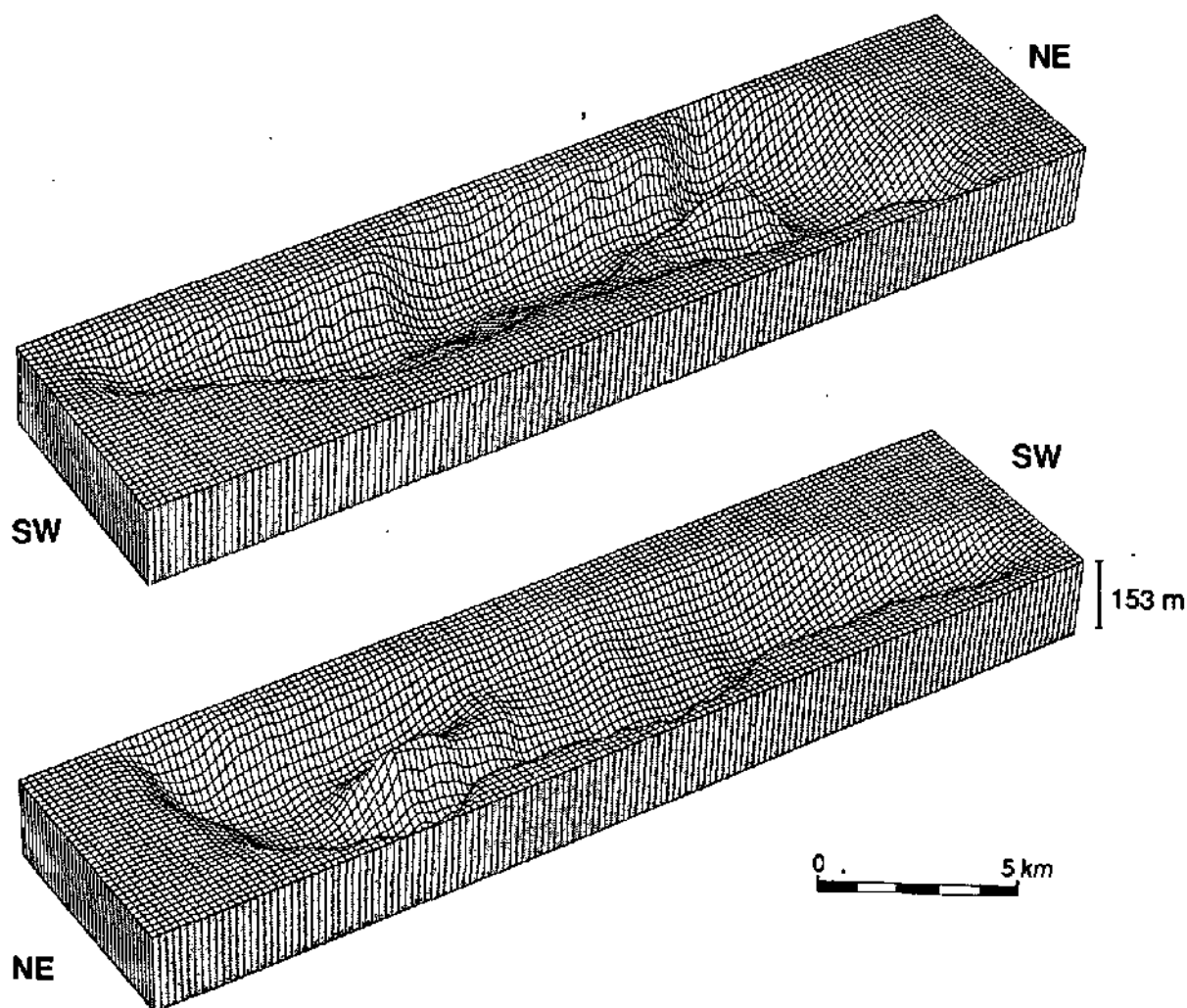


Abb. 3: Morphologie des Lac de Neuchâtel (THUNUS & ZUUR, pers. Mitt. 1992).

Im See können als Sedimentationsräume die noch von der Wellenbewegung beeinflusste Uferbank (0 - 20 m), die Halde und das Profundal (über 100 m) definiert werden (KÜBLER & BETRIX & FAUGUEL 1979).

Seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wird diskutiert, ob das Seebecken infolge fluviatiler Erosion oder/und tektonischer Bewegungen (s. Diskussion in SOLLBERGER 1974) entstanden ist.

Nach QUARTIER (1956) soll ein Flußsystem das vom würmzeitlichen Gletscher modellierte Becken überprägt und in der Nähe von Cudrefin, am SE-Ufer des Sees, das Becken verlassen haben, um sich im Seeland mit der Aare zu vereinigen.

Im Untergrund des Seelandes kommen bis zu 400 m tiefe Rinnen vor (PUGIN 1991). Die Basis einer Rinne bei Neuchâtel liegt bei 0 m NN, steigt nach N an und schließt eine fluviatile Bildung damit aus (PUGIN, pers. Mitt. 1991). Die Rinnen sind durch glaziofluviatile Tiefenerosion entstanden (PUGIN 1991) und können wahrscheinlich mit den elsterzeitlichen Rinnen Norddeutschlands (EHLERS 1983, 1990, SCHWALB 1987), deren Basen bis über 400 m unter NN liegen, verglichen werden.

2.6. Limnologie

Der basische Charakter des Wassers führt zu einer typisch biogenen Kalzit-Präzipitation. Aufgrund des geringen allochthonen Eintrags mangels großer Zuflüsse wird das biogene Karbonat nur unwesentlich verdünnt.

Um die Mitte des 20. Jahrhunderts erreichte die Eutrophierung ein beängstigendes Ausmaß, und sogar das Baden im See mußte verboten werden. Nachdem 1968 die erste Kläranlage in Betrieb genommen und 1986 phosphathaltige Waschmittel verboten wurden, verbesserte sich der Zustand des Sees. Heute sind 90 % der Neuenburger Haushalte an eine der 30 Kläranlagen angeschlossen. Der ehemals eutrophe See ist heute mesotroph, durch geringe Planktonmengen mit großer Diversität gekennzeichnet und dient als Trinkwasserreservoir (SERVICE CANTONAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1991).

Eine große Rolle für den Trophiegrad spielen das im Verhältnis zur Fläche kleine Volumen und die Ausrichtung der Seelängsachse in Hauptwindrichtung, die eine Durchmischung des Wassers favorisieren und zu einer guten, ganzjährigen Sauerstoffversorgung bis in das tiefste Profundal führen. Einen Meter über dem Seeboden beträgt der Sauerstoffgehalt auch im Profundal ständig über 6 mg O₂/l und entspricht damit einer Sauerstoff-Sättigung von ca. 50 % (Abb. 4, POKORNI, pers. Mitt. 1992). Seen mit anderer Geometrie und Orientation litten bei gleichem Nährstoffangebot (Nitrate, Phosphate) im Sommer während mehrerer Monate unter Sauerstoffmangel.

Die Ausrichtung der Längsachse des Sees in Hauptwindrichtung führt außerdem zu einer starken hydrodynamischen Aktivität und Ausbildung von internen Wellen mit Amplituden bis zu 7 m (BESSON & ZUUR 1992) und verhindert ein vollständiges Gefrieren des Sees.

Der einförmige Verlauf der Temperaturkurve (Abb. 5) Anfang März läßt erkennen, daß der See im Winter vollständig durchmischt ist. Die Thermokline kann Anfang September in 10 bis 15 m Wassertiefe lokalisiert werden (s. auch BAPST 1987). Die Temperaturabnahme unterhalb der Thermokline verläuft über Station LN05 kontinuierlich. Über Station LN01 nimmt die Temperatur, vermutlich aufgrund unterschiedlich temperierter Strömungen, treppenartig ab.

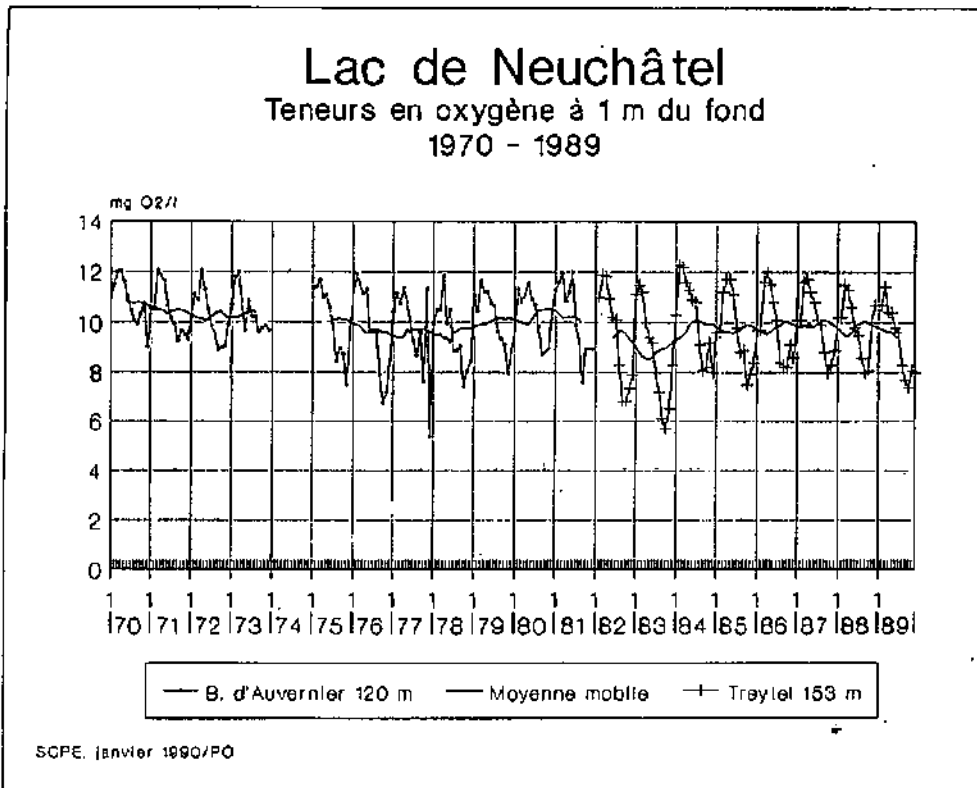


Abb. 4: Sauerstoffgehalt im Wasser (1 m über dem Seeboden) der Jahre 1970 bis 1989 (POKORNI 1992, unveröff.).

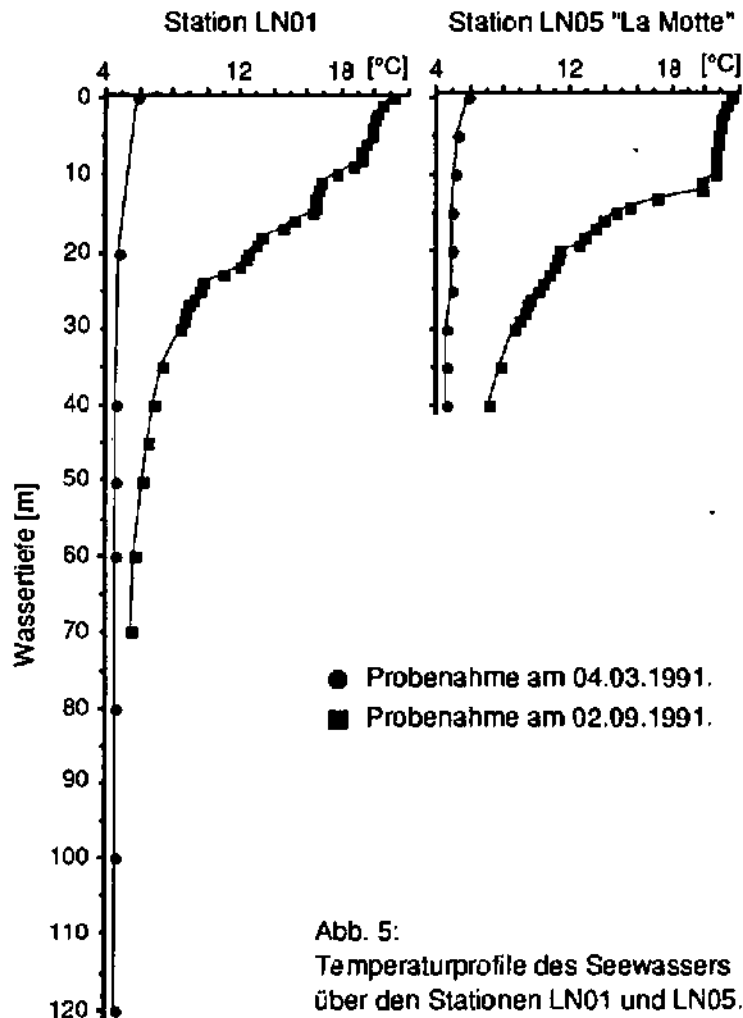


Abb. 5:
Temperaturprofile des Seewassers
über den Stationen LN01 und LN05.

3. Sedimentologie und Stratigraphie

Die Sedimentologie der 5 bearbeiteten Kerne, ihre sediment-physikalischen Eigenschaften, Karbonatgehalte und Stratigraphie in Form von Biozonen sind in den Abb. 6 und 12 bis 16 zusammenfassend dargestellt und beschrieben. Für die Biozonen wurden folgende Abkürzungen benutzt:

ÄD = Älteste Dryas, BØ = Bølling, AL = Allerød, JD = Jüngere Dryas, PBO = Präboreal, BO = Boreal, ÄAT = Älteres Atlantikum, JAT = Jüngeres Atlantikum, SBO = Subboreal, SAT = Subatlantikum.

3.1. Fazies

Zur Vereinfachung von Beschreibung und Interpretation wurden die Sedimente in die Fazies LACNE (LAC de NEuchâtel) 1 bis 4 unterteilt (s. Tab. 3).

Tab. 3: Kurzbeschreibung der vier Fazies.

LACNE 1	LACNE 2	LACNE 3	LACNE 4
Homogener, teilweise schwach geschichteter, hellgrauer bis -brauner, stark toniger Silt.	Hell- und dunkelgrau laminiertes Silt und Ton.	Schwach strukturierter, kompakter, grauer Ton mit Silt- und Sandanteilen.	Sehr schwach laminiertes, sandiger, stark siltiger, grauer Ton mit Sandlagen, vereinzelt Feinkiese.

Repräsentative Ausschnitte im Maßstab 1:1 von Fotografien der einzelnen Fazies sind in Abb. 6 den entsprechenden Radiographien, die Sedimentstrukturen deutlicher erkennen lassen, gegenübergestellt. Im folgenden werden die vier Fazies von unten nach oben vorgestellt.

3.1.1. LACNE 4

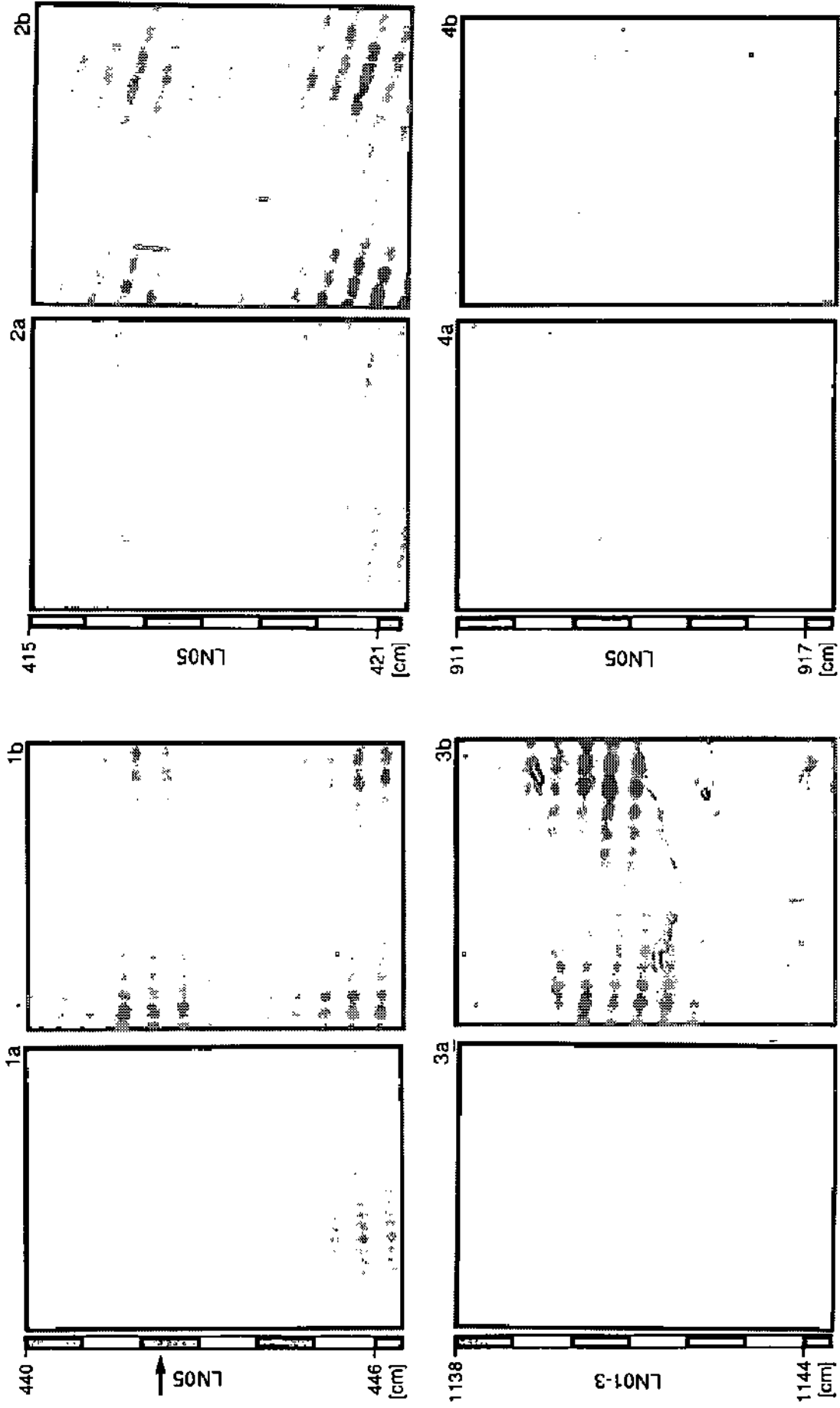
LACNE 4, die älteste Fazies, wurde an der Basis der Kerne LN05 (Abb. 16) von La Motte und LN03 (Abb. 14) SE La Motte, aus ca. 40 bzw. 80 m Wassertiefe, gekernt.

Das Sediment ist ein im 0,5 - 1 mm-Bereich hell - dunkel laminiertes, dunkelgrauer, lagenweise olivfarbener, weicher, seifiger Ton mit wechselnden Silt- und Sandanteilen. In dieser Matrix treten vereinzelt Feinkiese auf. Bioturbationsspuren wurden nicht beobachtet. Die Feinschichtung ist nur in der Radiographie (Abb. 6: 4a und 4b) deutlich zu erkennen, und wahrscheinlich auf Korngrößenunterschiede zurückzuführen. Im Dünnschliff ist sie wegen der Feinkörnigkeit des Sedimentes nicht sichtbar. Messungen der Dicke von hell - dunkel-Paaren an Radiographien ergaben ca. 1,5 mm für Kern LN05 und ca. 1,8 mm für Kern LN03. Die Feinschichtung ist besonders in Kern LN03 abschnittsweise schräggestellt. Die parabelartige Verformung der Basis von LACNE 4 ist ein Artefakt des Kernens. Der Übergang zur nächstjüngeren Fazies, in diesem Kern LACNE 2, ist fließend.

3.1.2. LACNE 3

LACNE 3 wurde an der Basis der Kerne LN01-3 (Abb. 12), im Becken vor Neuchâtel, und LN02 (Abb. 13), im Becken NW La Motte, in 135 und 145 m Wassertiefe, erbohrt. Die Fazies wurde in den Kernen LN05 und LN03 aus geringeren Wassertiefen nicht nachgewiesen. In Kern LN04 wurde die Fazies nicht erfaßt, da dieser Kern bereits in jüngeren Sedimenten endet.

Die schwache (Kern LN01-3) oder fehlende (Kern LN02) Strukturierung des dunkelgrauen, siltigen, sandigen Tones erinnert an das Fließen eines zähflüssigen Gemisches (Abb. 6: 3a und 3b). Bioturbation konnte nicht nachgewiesen werden.



LEGENDE 1 Wechsel (Pfeil) von ± homogener LACNE 1 (unten) zu feingeschichteter LACNE 2. 2 Hell-dunkel-Feinschichtung von LACNE 2.
 3 LACNE 3 mit schwach definierter Struktur. 4 Feingeschichtete LACNE 4 mit Sandlagen und Feinkieseln.

Abb. 6: Foto- (a) und Radiographien (b) der 4 Faziestypen.

In Kern LN01-3 folgt auf den Ton eine mehrere cm mächtige, gradierte Sandlage (Abb. 12 ca. 10.40 m) mit Mittelsand an der Basis. Der Sand wird nach oben hin feiner, enthält mehrere Pflanzhäcksel-Lagen und Reste terrestrischer Mollusken wie z. B. *Cochlicopa sp.*, *Aegopinella nitidula*, *Aegopinella nitens*, *Zonitoides nitidus* und *Lymnaea sp.* (THEW, pers. Mitt. 1992). Den Abschluß bildet ein homogenes Silt-Ton-Gemisch. Die Grenze von Ton zu Sand ist durch Auflast deformiert ("loading"). In Kern LN02 fehlt der Sandhorizont, und LACNE 2 setzt abrupt ein.

Konsistenz, Korngröße (Kap. 9.2., Tab. 25) und Farbe von LACNE 3 erinnern an Tone, die z. B. bei Bohrarbeiten im Mai 1991 im Auftrage des Service Cantonal de la Protection de l'Environnement zur Ausweisung von Wasserschutzgebieten im Champ-du-Moulin abgeteuft, palynologisch in das Glazial gestellt wurden (HADORN, pers. Mitt. 1991) und bereits im letzten Jahrhundert Gegenstand mehrerer Untersuchungen waren (DE TRIBOLET 1883, RITTER 1888). Ähnliche Tone waren auch im Mai 1992 in der Autobahnbaustelle der N5 bei Häuterive/Rouges Terres ca. 4 m unter Geländeoberfläche aufgeschlossen.

Zum Vergleich wurden an je drei Proben aus dem Champ-du-Moulin und aus der Fazies LACNE 3 der Kerne LN01-3 und LN02 Korngrößen, Karbonat- und Kohlenstoffgehalt und Mineralverteilung des Gesamtsedimentes bestimmt (Kap. 9.2., Tab. 25). Entsprechende Analysen des Rouges-Terres-Tones liegen z. Z. noch nicht vor. Die Verteilung des gesamten Mineralbestandes der Tone ist in Abb. 7 dargestellt.

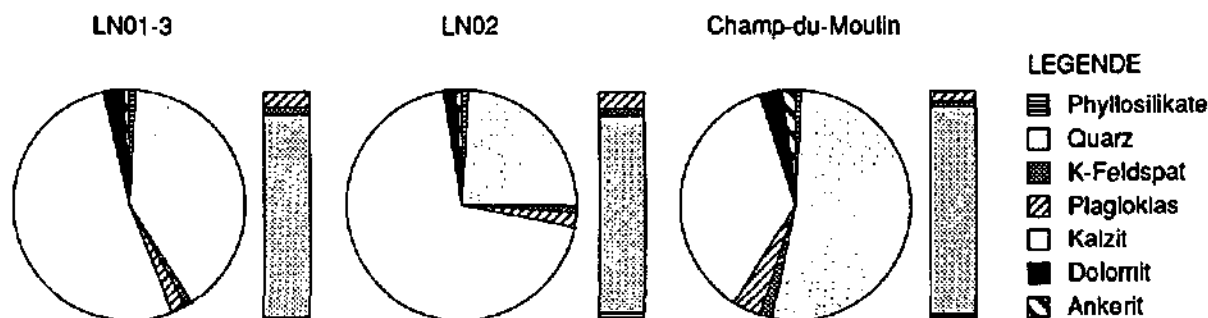


Abb. 7: Mineralverteilung der Gesamtfraktion der Fazies LACNE 3 aus den Kernen LN01-3, LN02 und des Tons aus dem Champ-du-Moulin (Mittelwerte von je 3 Proben). Die Säulendiagramme stellen die Mineralverteilung der Silikate dar.

LACNE 3 unterscheidet sich vom Ton aus dem Champ-du-Moulin durch höhere Karbonat- und niedrigere Quarzgehalte. Der Anteil an Phyllosilikaten, Feldspäten, Dolomit und Ankerit zeigt keine signifikanten Unterschiede und belegt gewisse Parallelen zwischen LACNE 3 und dem glazialen Ton aus dem Champ-du-Moulin.

3.1.3. LACNE 2

Diese Fazies ist in allen Kernen vertreten. LACNE 2 besteht aus hellgrau-dunkelgrau, FeS-pigmentierten, im mm-Bereich laminierten Silten und Tonen. Helle und dunkle Lagen sind nur abschnittsweise deutlich voneinander abzugrenzen. Foto 2a der Abb. 6 stammt z. B. aus einem Kernabschnitt mit besonders gut erhaltener Schichtung. Mit bloßem Auge sind die Grenzen von hellen zu dunklen Laminae besser zu erkennen als im Dünnschliff unter dem Mikroskop.

3.1.3.1. Laminationen

Die Auszählung und Messung von ca. 100 Laminae ergab eine mittlere Dicke der hellen Laminae von 0.7 mm für LN01-3 und 0.4 mm für LN05 und der dunklen Laminae von

0.9 mm für LN01-3 sowie 0.5 mm für LN05. Zur Differenzierung der hellen und dunklen Laminae wurden an 13 klar definierten Laminae Korngrößen- und röntgendiffraktometrische Analysen durchgeführt.

Die Korngrößenanalyse ermöglicht eine Unterscheidung in die Typen A bis E (Abb. 8): Das Korngrößenspektrum der dunklen Laminae liegt überwiegend im Silt- und Tonbereich und hat einen Median von durchschnittlich unter 5 μm (Typ A). In Typ B nimmt der Tonanteil zugunsten des Feinstandes ab, und der Median liegt zwischen 5 und 10 μm .

Die hellen Laminae haben generell ein breiteres Korngrößenspektrum. Typ C hat einen Median unter 5 μm und verfügt neben Silt- und Tonanteilen über geringe Feinstsandanteile. Typ D hat mit 10 bis 30 μm einen hohen Median, der durch niedrige Tongehalte, Silt und bis zu 20 % Feinst- und Feinsand bedingt ist. Der Median von Typ E ist ebenfalls erhöht und auf geringe Tonanteile sowie hohe Grobsiltgehalte zurückzuführen.

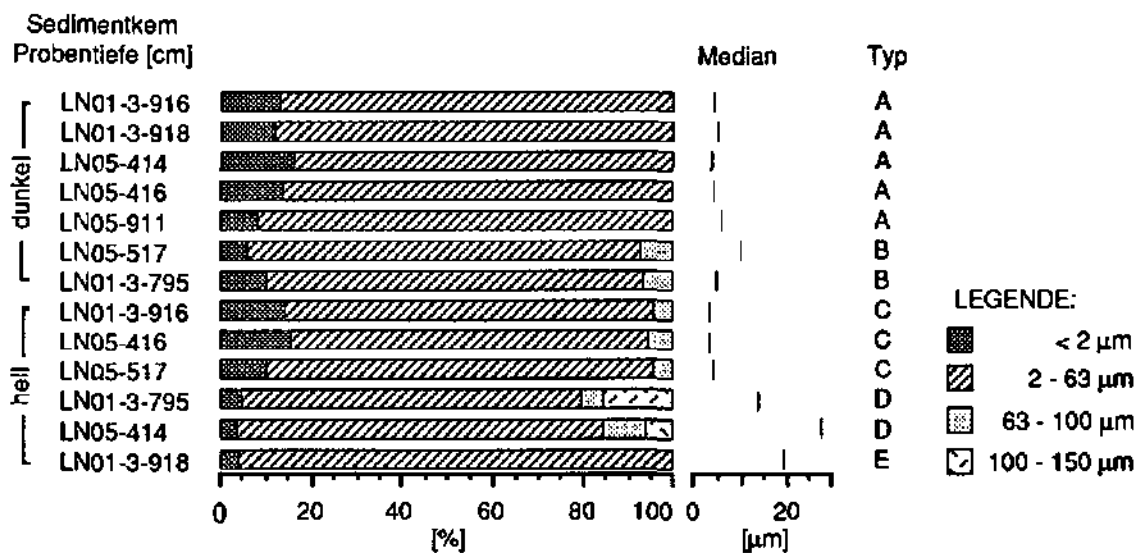


Abb. 8: Korngrößenverteilung und Median heller und dunkler Laminae (Einzelproben).

Die röntgendiffraktometrische Bestimmung des Mineralbestandes (Abb. 9) ergab für die dunklen Laminae hohe Quarz- und niedrige Kalzitgehalte, sowie deutliche Anteile an Feldspäten, vorwiegend Plagioklas, Glimmern und Chlorit/Kaolinit. In den hellen Laminae ist dagegen der Kalzit das dominante Mineral; die Gehalte an Quarz, Glimmer, Chlorit/Kaolinit und Dolomit sind gering, die Feldspäte fehlen ganz.

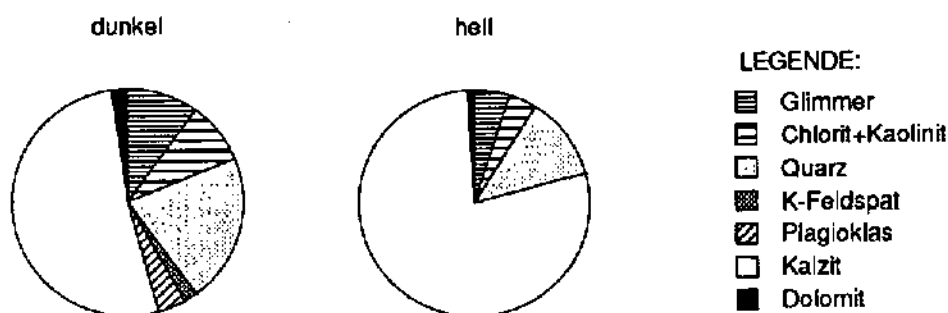


Abb. 9: Mineralverteilung der Gesamtraktion in hellen und dunklen Laminae (Mittelwerte von 6 bzw. 7 Proben).

3.1.3.2. Dunkle Lagen

Als "dunkle Lagen" werden 2 mm bis 2 cm mächtige Lagen im cm- bis dm-Abstand bezeichnet, die überwiegend auf die profundalen Kerne konzentriert sind. Die dunklen Lagen sind an der scharf abgegrenzten Basis häufig durch eine dünne helle Lage charakterisiert. Die Oberfläche ist meist von bis zu 5 mm langen und ca. 1 mm breiten Wühlgängen durchzogen.

In Abb. 10 ist die über die Röntgendiffraktometrie des Gesamtsedimentes bestimmte Mineralverteilung dunkler Lagen aus den profundalen Kernen LN01-3, LN02 und LN04 dargestellt. Die dunklen Lagen zeichnen sich durch hohe Gehalte detritischer Minerale, vor allem Quarz, niedrige Karbonat- und niedrige C_{org} -Werte (Kap. 9.2., Tab. 27) aus und ähneln insgesamt stark den dunklen Laminae.

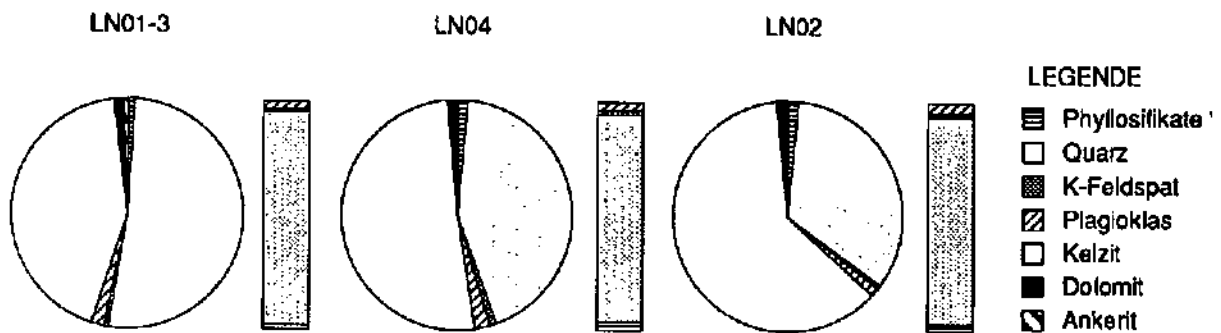


Abb. 10: Mineralverteilung der Gesamtfraktion in dunklen Lagen (Einzelprobe von LN04, Mittelwerte von 2 Proben für LN01-3 und LN02). Die Säulendiagramme stellen die Mineralverteilung der Silikate dar.

Die im Vergleich zu den dunklen Laminae höheren Quarz- und niedrigeren Phyllosilikatanteile sind wahrscheinlich auf die Probenaufbereitung zurückzuführen. Von den dunklen Lagen war ausreichend Material zur Herstellung von Pulverpräparaten vorhanden, die dunklen Laminae mußten dagegen in suspendierter Form überführt und als orientiertes Präparat analysiert werden, das die Reflexe der Phyllosilikate deutlicher hervortreten läßt.

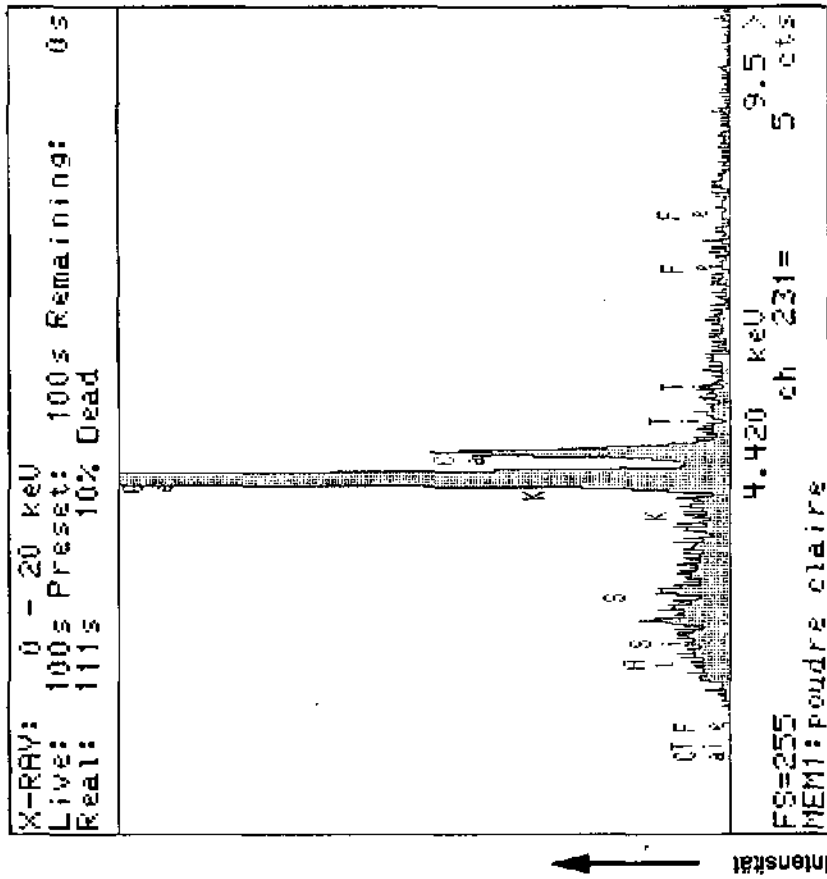
Der Anteil an detritischen Mineralen ist am höchsten im Kern LN01-3 und geht in den Kernen LN04 und LN02 zugunsten des Karbonates zurück. Die Korngrößenverteilung umfaßt den Ton- und Siltbereich, Feinstsand konnte nur in einer Probe aus Kern LN01-3 nachgewiesen werden (Kap. 9.2., Tab. 27).

3.1.4. LACNE 1

Auch diese Fazies ist in allen Kernen vertreten und bildet u. a. die abschließende Sedimentsequenz. LACNE 1 ist ein stark karbonathaltiger, hellbrauner-hellgrauer, toniger Silt. Abschnittsweise ist eine sehr schwache Schichtung zu erkennen, generell ist der Silt homogen und nur selten von einzelnen Pflanzenhäcksel-Lagen durchzogen.

Abb. 6: 1a und 1b stellt die Unterschiede zwischen LACNE 1 und LACNE 2 dar. Lediglich in den Vorlotkernen LN02 und besonders LN04 bringen Sandlagen etwas Abwechslung in die Eintönigkeit. LACNE 1 ist besonders zur Kernoberfläche hin aufgrund der Druckentlastung durch das nach dem Bohrvorgang freiwerdende Gas aus dem Abbau organischen Materials stark zerissen. Das gilt insbesondere für die Keme LN04 (Abb. 15) und LN02 (Abb. 13) in der Nähe des Areuse-Deltas.

Heller Partikel



Dunkler Partikel

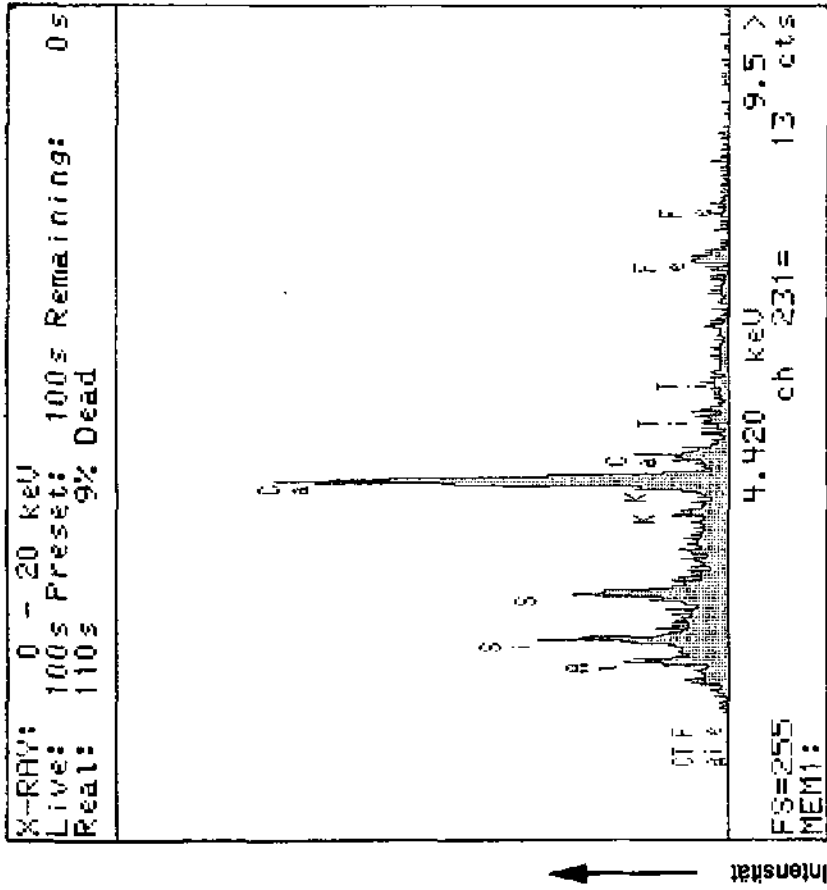


Abb. 11 : Energiedispersive Analyse "heller" und "dunkler" Partikel in einer schwarzen Lage (Kern LN05-812 cm).

LACNE 1 tritt bereits als Einschaltung in LACNE 2 mehrmals kurzzeitig in allen Kernen als ca. 20 bis 38 cm mächtige Doppellage und in den Kernen LN05 und LN03 noch weiter zur Basis hin als einzelne, 34 bzw. 43 cm mächtige Lage auf.

In den LACNE 1-Einschaltungen in LACNE 2 der Kerne LN03 (Abb. 14, ca. 5.50 m, 7.50 m) und LN05 (Abb. 16, 4.50, ca. 6.20) treten schwarze Lagen auf. In den profundalen Kernen sind die Einschaltungen nur schwarz pigmentiert, und im jüngsten LACNE 1-Abschnitt sind schwarze Lagen nur noch in Kern LN03 sehr schwach ausgeprägt. Die schwarzen Lagen sind bis zu 2 mm dick und oxidieren sehr schnell an der Luft. Eine Probe einer schwarzen Lage wurde mit Araldit verfestigt. Die so vor Oxidation geschützte Probe wurde poliert und in einem mit einer Mikrosonde ausgerüsteten Rasterelektronenmikroskop qualitativ untersucht (Abb. 11). Die schwarze Lage besteht aus schwach definierten, dunklen und hellen Partikeln, deren chemische Zusammensetzung mittels energiedispersiver Analyse bestimmt wurde. In den hellen Partikeln dominiert das Ca, in den dunklen Partikeln geht die Ca-Intensität zurück, und die Intensitäten für Si, S, Al, K und Fe treten hervor (s. Kap. 3.8).

3.2. Korrelation von Kolbenlot und Vorlot

Die Korrelation von Vorlot und Kolbenlot, angedeutet in Abb. 20, 21 und 22, war wegen mangelnder oder im Kolbenlot stark komprimierter Leithorizonte der homogenen LACNE 1 am Top der Kerne nur bedingt möglich. Darüber hinaus muß mit erheblichen Kernverlusten gerechnet werden. Das Kolbenlot war absichtlich tief eingestellt, weil wir möglichst alte Sedimente kernen wollten. Die Oberfläche und die jüngsten Sedimente sollten im Vorlot sein. Außerdem war nach dem Kern eine Expansion des Sedimentes zu beobachten, die auf die hohen Gasgehalte profundaler Sedimente zurückzuführen ist.

Für den Kern LN01-3 muß nach Beurteilung der seismischen Profile und der Pollenanalyse mit Sedimentverlusten bis zu 2.5 m gerechnet werden. Verluste bis zu ca. 1 m sind auch für LN04 zu verzeichnen. Von mehreren Turbiditlagen, die im oberen Meter des Vorlotes auftreten, sind nur 1 bis 2 an der stark zerstörten Oberfläche des Kolbenlots erhalten.

3.3. Sediment-physikalische Eigenschaften

In Tab. 4 sind die durchschnittlichen Werte für die Wassergehalte, Porositäten, Korndichten und Feuchtraumdichten der verschiedenen Fazies und Kerne aufgeführt.

Tab. 4: Durchschnittliche Wassergehalte, w [% Feuchtsubstanz], und Porositäten, n [Vol. %], Korndichten, D_g [g/cm^3] und Feuchtraumdichten, γ [g/cm^3], der verschiedenen Fazies.

Kern	LACNE 1				LACNE 2				LACNE 3				LACNE 4			
	Subborcal/Subatlantikum				w	n	D_g	γ	w	n	D_g	γ	w	n	D_g	γ
	w	n	D_g	γ												
LN01-3	50	70	2.3	1.4	43	63	2.5	1.6	33	53	2.6	1.8	-	-	-	-
LN02	43	68	2.8	1.6	35	60	2.5	1.6	33	58	2.5	1.7	-	-	-	-
LN03	40	68	2.9	1.5	35	58	2.8	1.7	-	-	-	-	28	50	2.8	1.9
LN04	48	63	2.3	1.5	35	55	2.5	1.6	-	-	-	-	-	-	-	-
LN05	43	65	2.6	1.5	35	55	2.6	1.7	-	-	-	-	28	48	2.6	1.9

Die Wassergehalte und Porositäten sind am höchsten im jüngsten LACNE 1-Abschnitt und nehmen zur Kernbasis hin ab. Die Kerne aus dem Profundal (LN01-3, Abb. 12, LN02, Abb. 13 und LN04, Abb. 15) haben etwas höhere Wassergehalte und Porositäten als die Kerne von La Motte (LN05, Abb. 16) und aus dem Becken SE La Motte (LN03, Abb. 14). Einzelne Sandlagen, die besonders in LACNE 1 in Kern LN02 (Abb. 13) auftreten, sind durch niedrige Wassergehalte und geringe Porositäten charakterisiert.

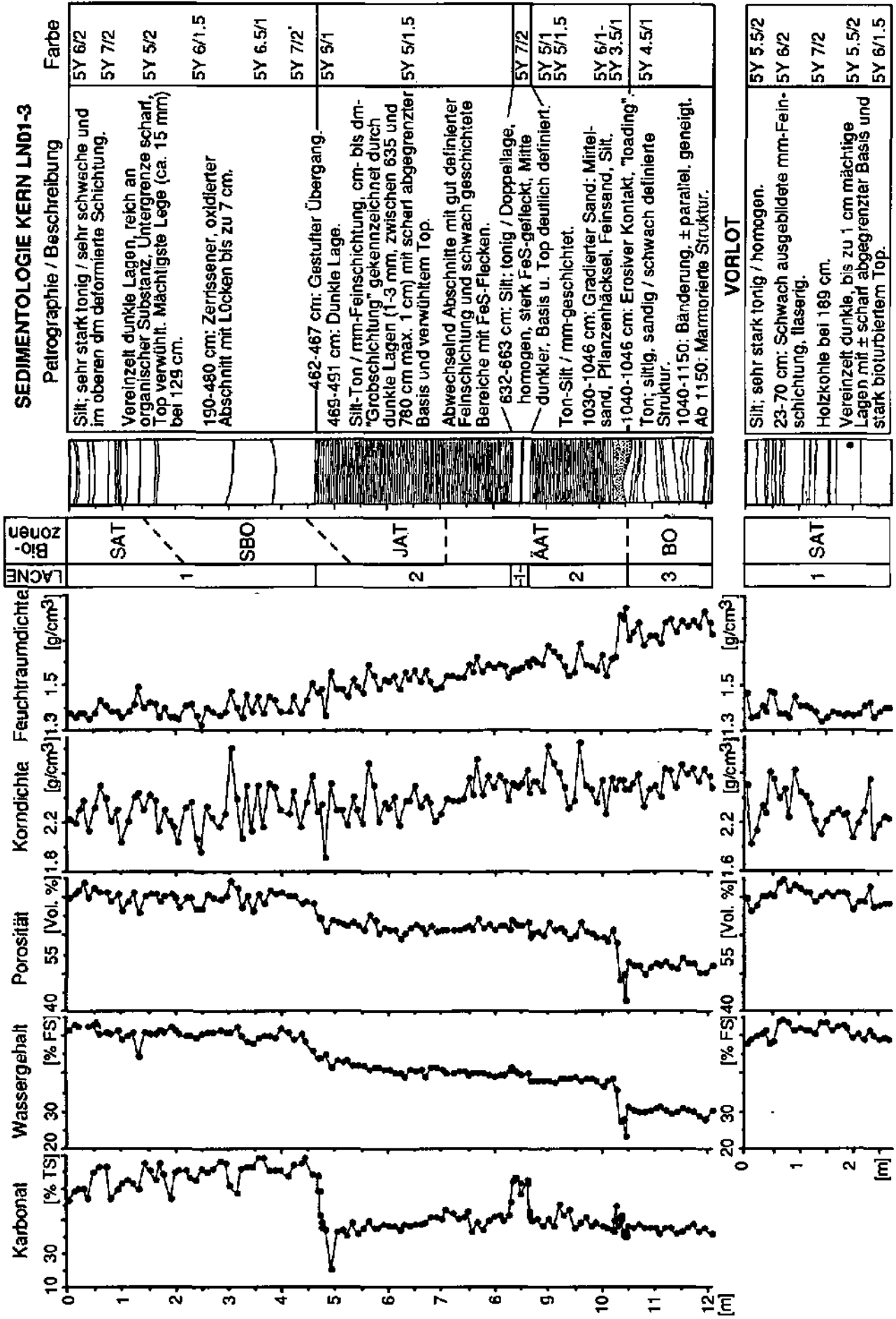


Abb. 12: Kern LND1-3: Karbonatgehalt, sediment-physikalische Eigenschaften, Stratigraphie und Sedimentologie; TS: Trockensubstanz, FS: Feuchtschubstanz.

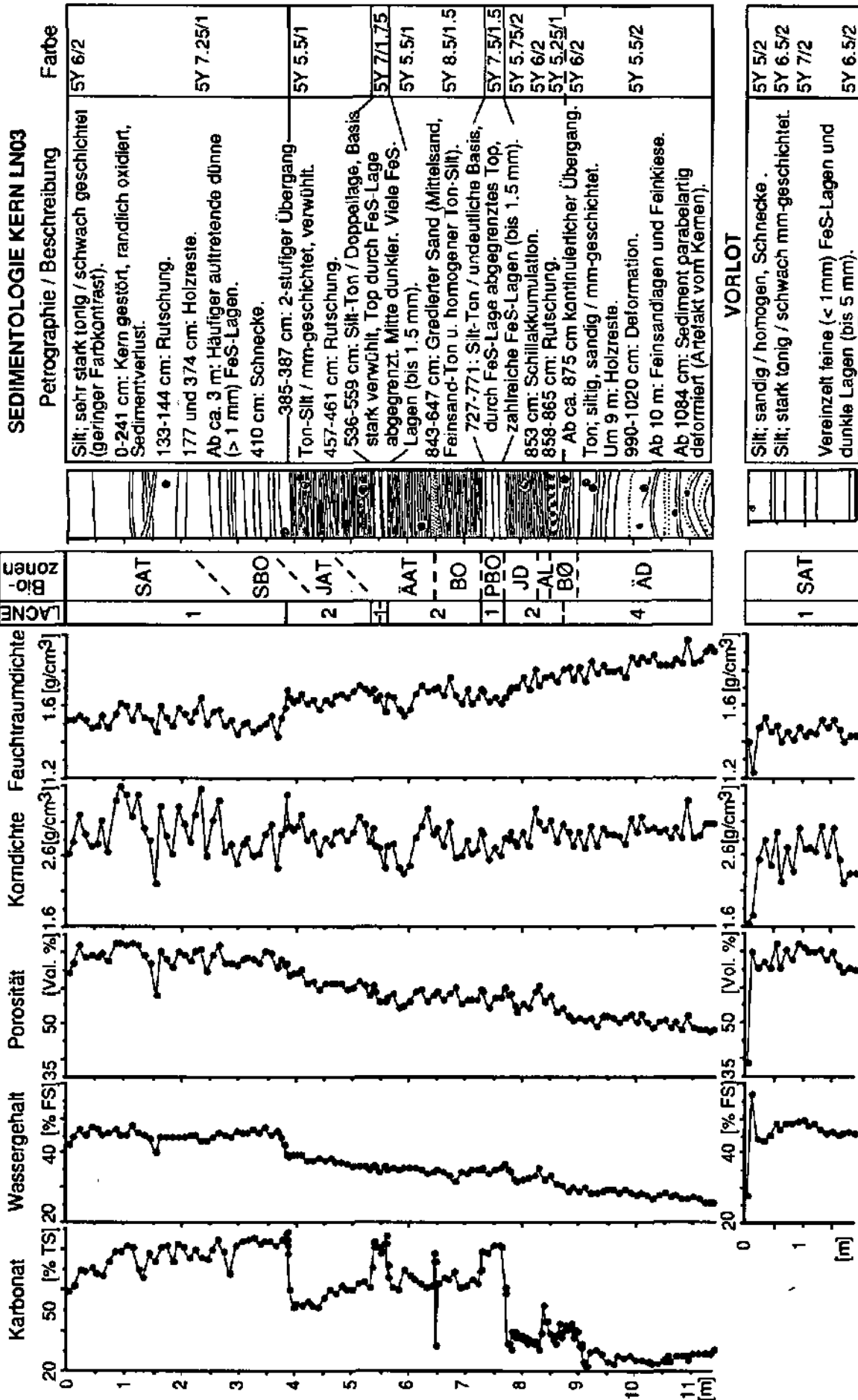


Abb. 14: Kern LN03: Karbonatgehalt, sediment-physikalische Eigenschaften, Stratigraphie und Sedimentologie; TS: Trockensubstanz, FS: Feuchtsubstanz.

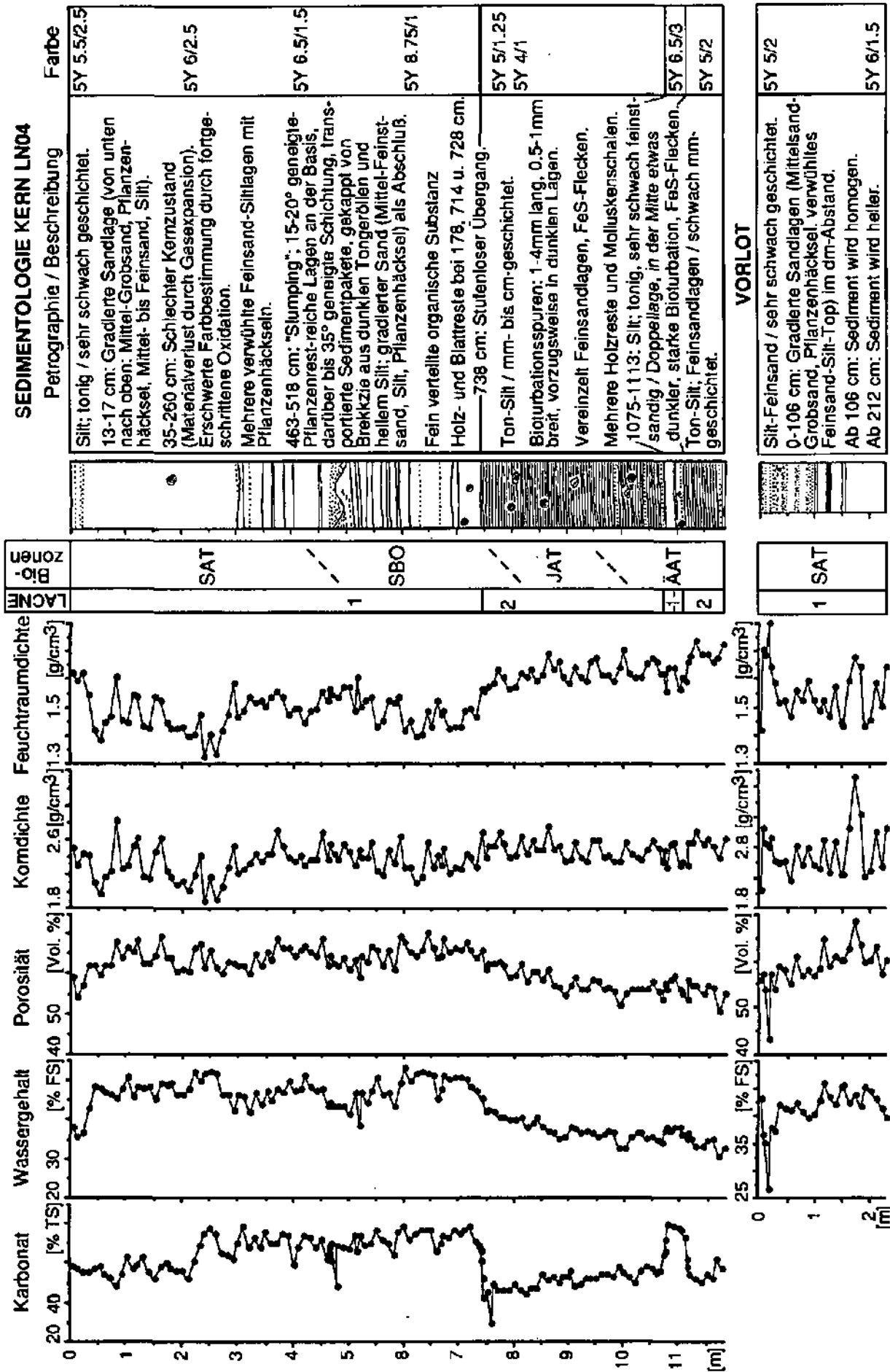


Abb. 15: Kern LN04: Karbonatgehalt, sediment-physikalische Eigenschaften, Stratigraphie und Sedimentologie; TS: Trockensubstanz, FS: Feuchtschubstanz.

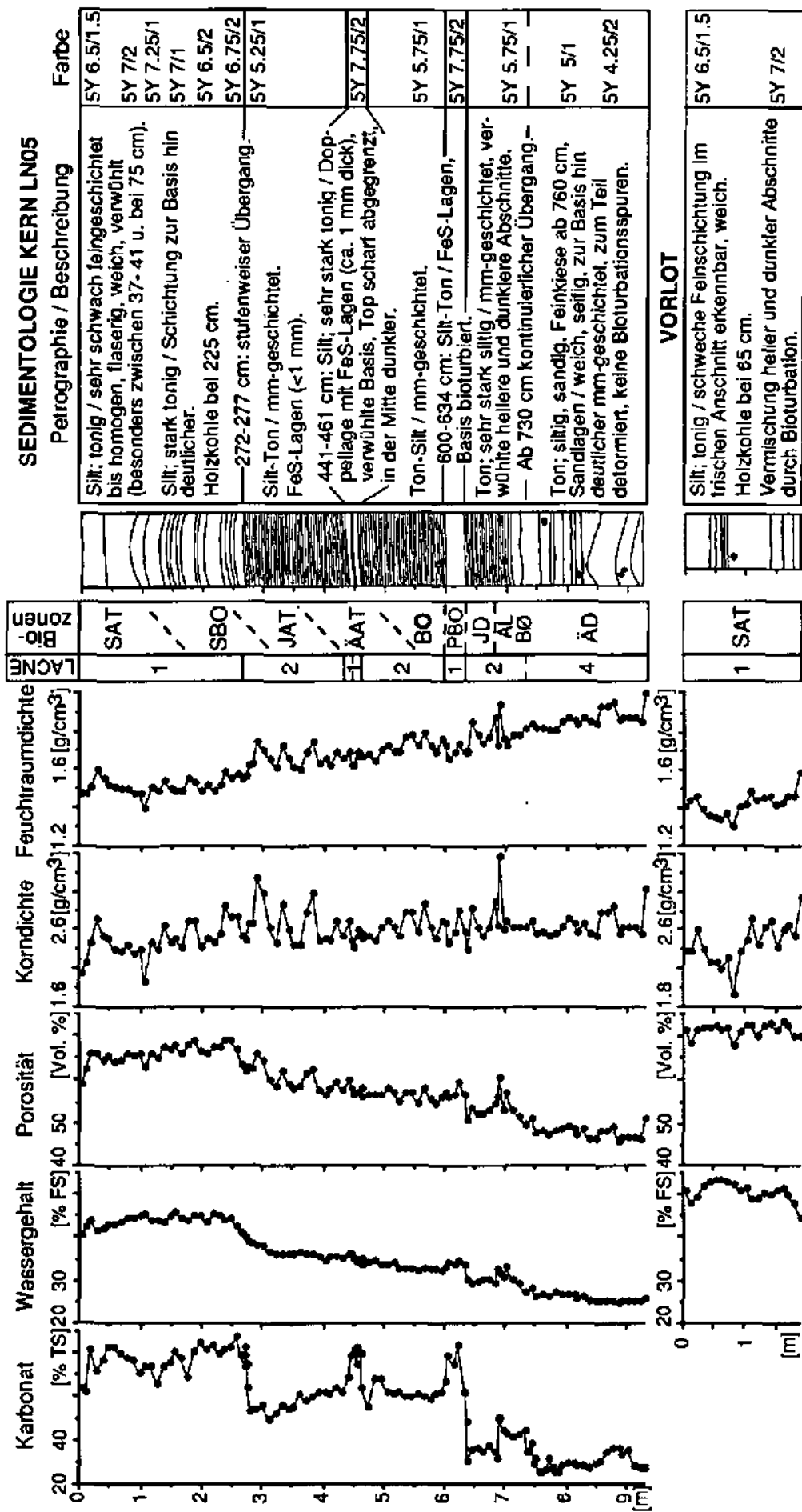


Abb. 16: Kern LN05: Karbonatgehalt, sediment-physikalische Eigenschaften, Stratigraphie und Sedimentologie; TS: Trockensubstanz, FS: Feuchtsubstanz.

Sprunghaft steigende Werte für Wassergehalt und Porosität, sowie geringere Feuchtraumdichten am jüngsten Wechsel von LACNE 2 zu LACNE 1 weisen auf veränderte Sedimentationsbedingungen hin.

LACNE 3 unterscheidet sich deutlich von LACNE 2 durch geringere Wassergehalte und Porositäten, sowie durch höhere Feuchtraumdichten (Abb. 12).

Die Korndichten schwanken sehr stark und zeigen teilweise unrealistisch hohe Werte, die auf Probenahmefehler, vor allem auf eine ungenaue Volumenbestimmung, zurückzuführen sind. Die obersten 2 - 3 m Sediment der Kerne LN02 (Abb. 13) und LN04 (Abb. 15) zeigen sogar zunehmende Dichten. Diese Zunahme beschränkt sich allerdings auf Kernstücke, die stark zerissen waren und somit zusätzlich zu einer fehlerhaften Volumenbestimmung führten. Die Feuchtraumdichten nehmen generell von oben nach unten zu. Abweichungen von dieser Tendenz treten ebenfalls in Bereichen mit stark gestörten Sedimenten auf.

3.4. Karbonatgehalt

Der Karbonatgehalt reflektiert Sedimentwechsel und ermöglicht eine genaue Korrelation der Kerne. Die LACNE 1-Einschaltungen in LACNE 2 dienen dabei als Leithorizonte. In Tab. 5 sind die Karbonatgehalte der vier Fazies zusammengefaßt.

Tab. 5: Karbonatgehalte [%TS] der vier Fazies.

Kern	LACNE 1	LACNE 2	LACNE 3	LACNE 4
LN01-3	60 - 90	45 - 55	45 - 50	-
LN02	55 - 80	40 - 60	50 - 60	-
LN03	60 - 90	50 - 70	-	20 - 40
LN04	50 - 80	40 - 50	-	-
LN05	60 - 85	50 - 60	-	25 - 45

LACNE 1 hat mit 50 - 90 % die höchsten Karbonatgehalte, die besonders in den Kernen LN02 und LN04 zum Top hin abnehmen. LACNE 2 besteht zu 40 - 60 % aus Karbonat. Die höchsten und konstantesten Gehalte treten zwischen den LACNE 1-Einschaltungen auf; oberhalb der LACNE 1-Doppellage nehmen die Werte kontinuierlich ab. Der Karbonatgehalt beträgt ca. 50 % für LACNE 3, 25 - 35 % für LACNE 4 und schwankt im Übergangsbereich von LACNE 4 zu LACNE 2.

Die höchsten Karbonatwerte für LACNE 1 treten im Profundal vor Neuchâtel und im Becken SE La Motte auf, es folgen LN05, LN02 und LN04. Die Gehalte der LACNE 1-Einschaltungen in LACNE 2 erreichen meist die Maximalwerte. LACNE 2 hat in Kern LN03 die höchsten Werte, gefolgt von LN05, LN02, LN04 und LN01-3. LACNE 3 hat in LN02 höhere Karbonatgehalte als in LN01-3 und LACNE 4 hat in LN05 höhere Werte als in LN03.

3.5. Bio- und Chronostratigraphie

Eine Übersicht aller Kerne mit der Einteilung der Sedimente in Fazies, der Pollenstratigraphie und der ¹⁴C-AMS-Datierungen liefert Abb. 17. Die Korrelation der Kerne mittels Karbonatgehalt ermöglicht eine Einteilung in Biozonen und ist zur Orientierung in allen Kernprofilen dargestellt.

3.5.1. Palynologie

Die Sedimente der Kerne LN01-3 und LN03 wurden von Ph. HADORN pollenanalytisch untersucht. Das Pollenprofil von Kern LN03 (Abb. 18) zeigt die Abschnitte von der Ältesten

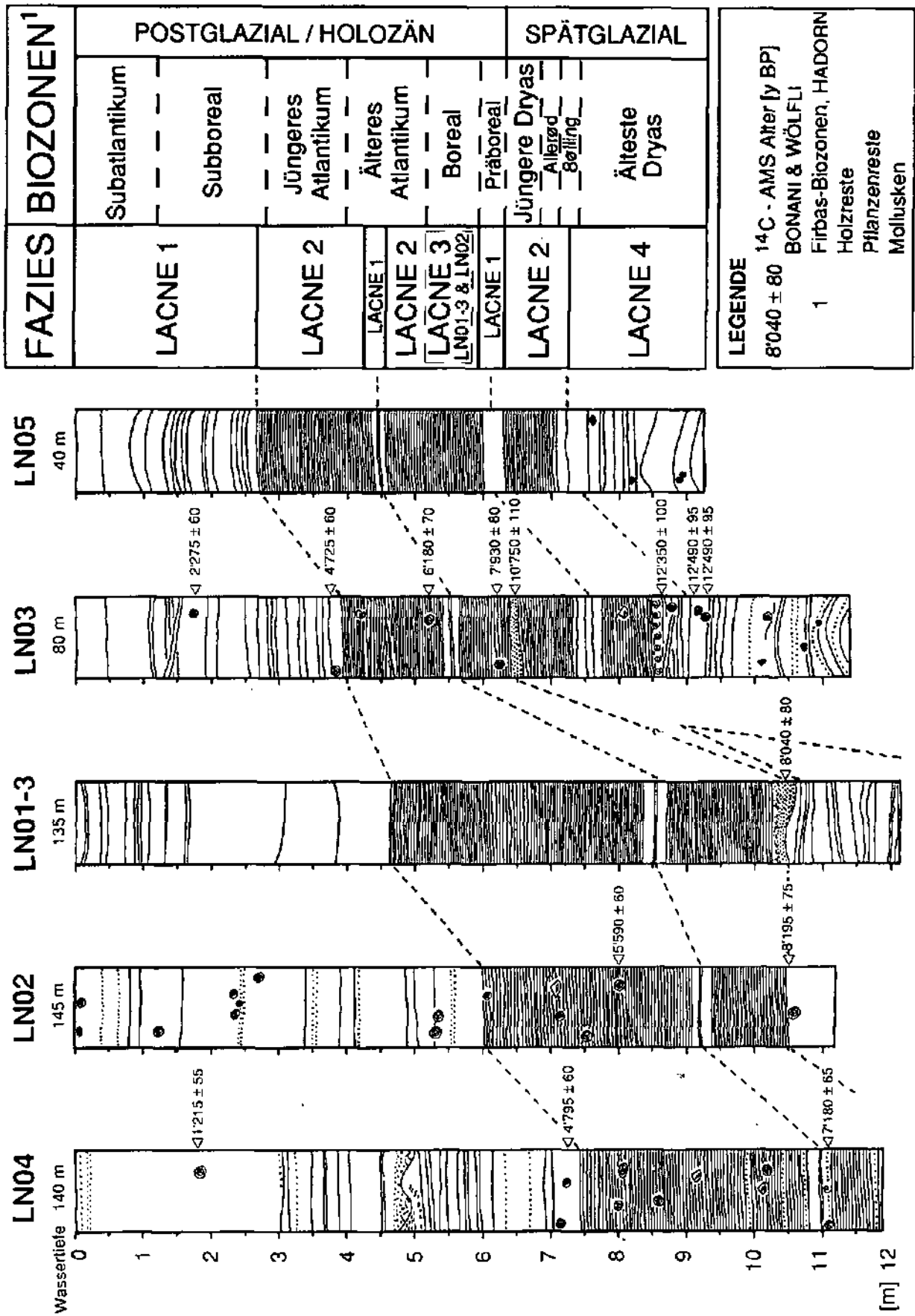


Abb. 17: Korrelation der Sedimentkerne, Fazies, Bio- und Chronostratigraphie.

Dryas bis zum Älteren Atlantikum und im Pollenprofil von Kern LN01-3 (Abb. 19), das sich durch eine hohe Auflösung auszeichnet, sind die Abschnitte Boreal bis Subatlantikum vertreten. Beide Profile sind auf die wichtigsten Diagramme, die lokalen Pollenzonen (LPZ) und die regionalen Pollenzonen nach FIRBAS (1949, 1952) reduziert. Die regionalen Pollenzonen (PZ) sind als Biozonen definiert (LOTTER 1988, AMMANN 1989a). Die vollständigen Analyseergebnisse werden in einer späteren Publikation vorgestellt.

3.5.1.1. Spätglazial

Der spätglaziale Abschnitt des Pollenprofils von Kern LN03 und die Gegenüberstellung von sedimentologischen, geochemischen und mineralogischen Parametern (Abb. 18) sollen veranschaulichen, wie Klimaveränderungen vom Sediment registriert werden. Dazu wurde teilweise die Probenahme auf alle 2 cm verfeinert.

Die Älteste Dryas zeichnet sich durch Kräuterdominanz und eine hohe Anzahl von Pinuspollen aus. Die Pollenkonzentration ist gering, der Pollenerhaltungszustand ist sehr schlecht und spricht für wiederaufgearbeitetes Sediment. Die Älteste Dryas ist durch die Fazies LACNE 4 mit geringen Karbonatgehalten, hohen Medianen und hohen Silikatanteilen (Phyllosilikate, Quarz und Feldspäte) charakterisiert.

Zu Beginn des Bølling, nach 12'490 BP, verbessert sich der Pollenerhaltungszustand, häufige Pollen sind zunächst *Juniperus* und *Hippophaë* (LPZ 2), später *Pinus*, Kräuter und *Salix* (LPZ 3), die zu erwartende *Betula*-Phase fehlt. WICK (1989) begründet die schlechte Repräsentation von *Betula* in den Sedimenten des Lugersees mit Flotations- und/oder Sedimentationsvorgängen. LACNE 4 geht im Bølling kontinuierlich in LACNE 2 über.

An der Grenze Bølling/Allerød nähern sich die sedimentologischen und mineralogischen Analysenwerte wieder denen der Ältesten Dryas an, obwohl keine palynologischen Hinweise auf eine Klimaverschlechterung vorliegen. Zusätzlich kann ein Anstieg des Corg- und des C/N- Verhältnisses beobachtet werden (s. Kap. 3.8). Das Sediment ist an dieser Stelle durch eine Lage aus Schalenbruchstücken von Mollusken sowie durch abgerutschte, mehrere cm mächtige Sedimentpakete gekennzeichnet (vgl. Abb. 14, ca. 8.60 m).

Im Allerød ist *Pinus* dominant, und die Pollenkonzentration nimmt zu. Die Sedimente von Bølling und Allerød zeichnen sich durch höhere Karbonatgehalte, geringere Silikatanteile, niedrigere Mediane und etwas höhere Anteile der Tonfraktion aus. Das Allerød ist durch abschnittsweise homogene Sedimente charakterisiert. Am Ende des Allerød wird ein erstes Karbonatmaximum erreicht.

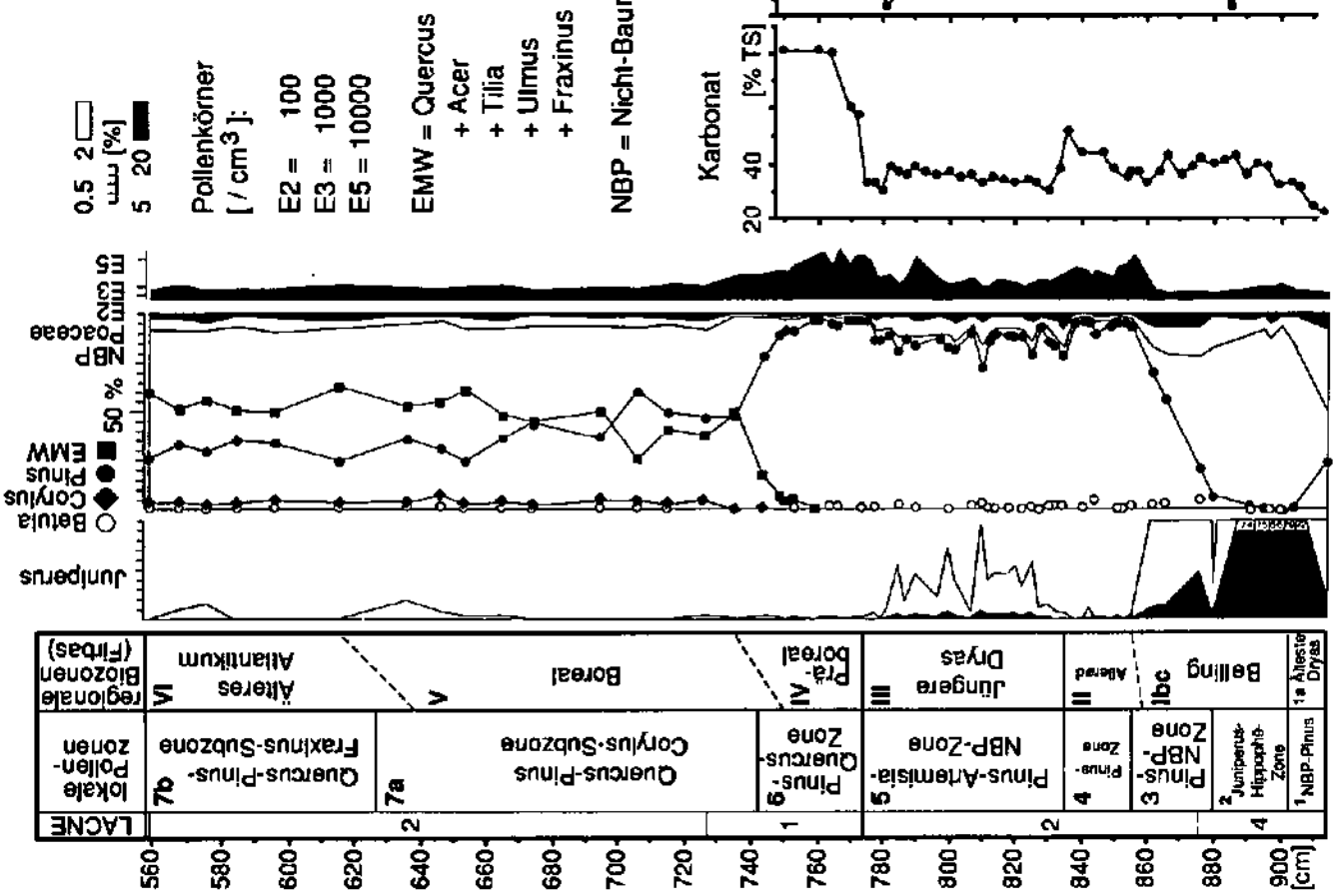
Die Aschenlage vom Ausbruch des Laacher Sees um 11'000 BP (BOGAARD & SCHMINCKE 1988) konnte nicht gefunden werden, wurde jedoch im nur wenige 100 m vom NE-Ufer des Sees entfernten Loclat erbohrt (HADORN 1992).

Karbonatreichere Abschnitte am Ende des Allerød weisen auf einen Rückgang des detritischen Eintrags über einen Zeitraum von ca. 100 bis 150 Jahren mehrmals für jeweils 10 bis 30 Jahre zurück (Abb. 18).

Für die Jüngere Dryas ist der Anstieg der NBP (Nicht-Baum-Pollen), insbesondere *Artemisia*, und von *Juniperus* charakteristisch. Die Pollenkonzentrationen sind wieder geringer, und die Erhaltung der Pollen ist schlechter.

Die Jüngere Dryas hebt sich sedimentologisch durch niedrigere Karbonatgehalte, hohe Silikatanteile und große Mediane deutlich von Allerød und Präboreal ab. Hinweise auf eine interne Gliederung gibt nur der Median. Die undeutliche Schichtung an der Basis zeigt wahrscheinlich Bioturbation an.

Abb. 18: Spätglaziales und frühholozänes Pollenprofil (vereinfacht) von Kern LN03. Der spätglaziale Abschnitt ist einer Auswahl von Sediment-Parametern gegenübergestellt (Analyse: Ph. HADORN).



3.5.1.2. Holozän

Im Präboreal, das durch LACNE 1 vertreten ist, beträgt der Anteil der Pinuspollen über 90 %, NBP und *Juniperus* gehen deutlich zurück, und die Pollenkonzentration ist wesentlich höher als in der Jüngeren Dryas (Abb. 18).

Im Boreal geht *Pinus* in Kern LN03 mit dem Einsetzen von LACNE 2 (Abb. 18, LPZ 7a) zurück, und *Quercus* steigt an. *Corylus* ist in Kern LN03 unterrepräsentiert, in Kern LN01-3 (Abb. 19, LPZ 1) ist das Boreal mit LACNE 3 vertreten und *Corylus* entspricht mit ca. 50 % der Pollen den Werten im Schweizer Mittelland (AMMANN 1989b, HADORN 1992).

Im Älteren Atlantikum ist der Eichenmischwald (EMW) klar dominant und *Corylus* subdominant (Abb. 19, LPZ 2). In der oberen Hälfte dieser Biozone nimmt *Abies* zu, und *Fagus* setzt ein. Die LACNE 1-Doppellage fällt palynologisch nur durch eine schlechte Pollenerhaltung auf.

Das Jüngere Atlantikum und das Subboreal werden in der LPZ 3 zusammengefaßt, die durch die Zunahme von *Fagus* und *Abies* gekennzeichnet ist. Nach dem ersten *Fagus*-Gipfel (Abb. 19, ca. 6.70 m) treten mit den *Cerealien* die ersten Kulturzeiger auf. Der endgültige Wechsel von LACNE 2 auf LACNE 1 drückt sich palynologisch nicht aus.

Das kontinuierliche Auftreten von *Carpinus* und die Zunahme der Kulturzeiger leiten das Ältere Subatlantikum ein, das sich in zwei lokale Pollenzonen unterteilt (LPZ 4 und LPZ 5). Die Zunahme der Kräuter und *Poaceae* signalisiert die zunehmende Rodungstätigkeit des Menschen. In der LPZ 5 verstärkt sich diese Tendenz, und das regelmäßige Auftreten von *Secale* und *Cerealien* sowie *Castanea* und *Juglans* zeigen die Gegenwart der Römer an. Der Kern endet mit der römischen Kulturphase und weist auf einen erheblichen Sedimentverlust hin.

3.5.2. ¹⁴C-AMS-Datierungen

Zur absoluten Datierung der Sedimente wurden terrestrische Makroreste benutzt, die nur selten vertreten und sehr klein waren. In Kern LN05 konnten beim Aufschlännen des Sedimentes nur unbestimmbare mm-große terrestrische Pflanzenreste gefunden werden.

Da die von G. BONANI durchgeführte ¹⁴C-AMS-Datierung im Vergleich zur konventionellen Methode mit sehr kleinen Probenmengen von nur wenigen Milligramm auskommt (LISTER et al. 1984), gelang es, 12 terrestrische Makroreste sowie 2 Pflanzenrestproben aus Sandlagen zu datieren. Die Ergebnisse sind in Abb. 17 dargestellt.

Die gemessenen Alter bestätigen im allgemeinen die palynologische Datierung. Lediglich das auf $10'750 \pm 110$ BP bestimmte Alter einer Sandlage von Kern LN03 erscheint zu alt und sollte nach den sedimentologischen und palynologischen Analysen mit dem Turbidit in LN01-3, der auf $8'040 \pm 80$ BP datiert wurde, korrelieren. Vermutlich enthielt die Probe älteres, umgelagertes Material oder Reste von Wasserpflanzen, die den Hartwassereffekt (s. Kap. 9.1.4.5.) wiedergeben. Außerdem fällt auf, daß die drei spätglazialen Alter von Kern LN03 fast identisch sind.

3.6. Sedimentwachstumsraten

Die Sedimentwachstumsraten wurden mit Hilfe der ¹⁴C-AMS-Datierungen ermittelt (Tab. 6). Die Bestimmung der rezenten Sedimentwachstumsraten mit ¹³⁷Cs, das als Spaltprodukt der in den 50er und 60er Jahren durchgeführten Atombombentests und nach dem Reaktorunfall von Tschernobyl 1986 als atmosphärischer Ausfall auftrat, führte leider nicht

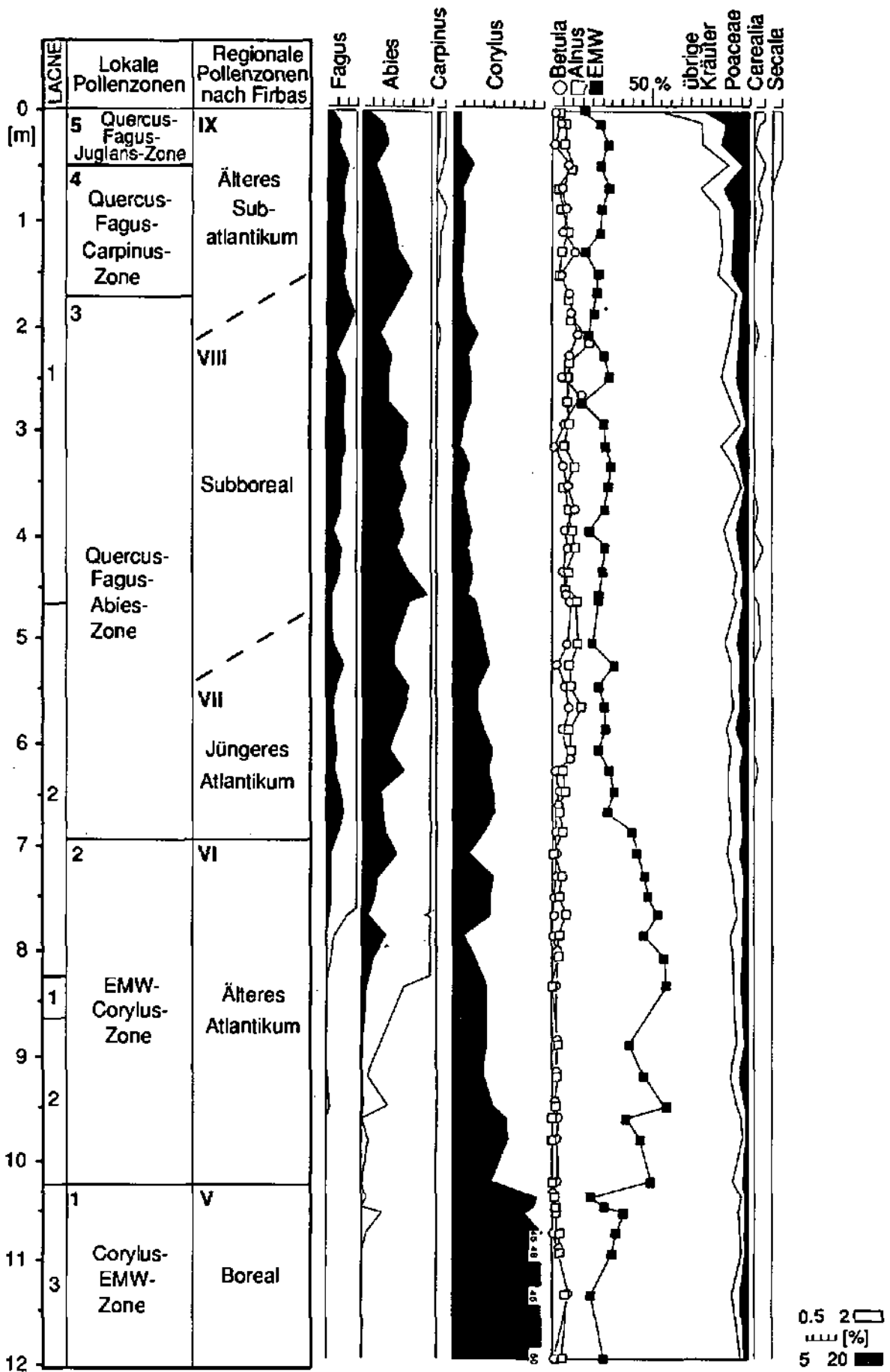


Abb. 19: Holozänes Pollenprofil (vereinfacht) des Kerns LN01-3 (Analyse: Ph. HADORN).

zu den gewünschten Ergebnissen. Die Aktivitäten in den Oberflächensedimenten der untersuchten Vorlotkerne LN05 und LN04 waren zu niedrig und/oder die Sedimentationsraten sehr gering (STURM pers. Mitt. 1991). Wahrscheinlich kam es beim Verschließen des Vorlots zu einer Homogenisierung der Oberflächensedimente.

Leider konnten wir keine Reste der 200 kg Anthrazitstaub finden, die im Sommer 1950 über La Motte verteilt wurden (PORTNER 1951). Wahrscheinlich wurde der Staub mit der geringen spezifischen Dichte (1.5 g/cm^3) sofort von der Wellenbewegung über La Motte erfaßt und über das Becken verteilt.

Tab. 6: Sedimentwachstumsraten für die Fazies LACNE 1 (Subboreal und Subatlantikum) und LACNE 2 (Boreal und Atlantikum) in mm/Jahr in den verschiedenen Kernen.

Fazies	LN01-3	LN02	LN03	LN04	LN05
LACNE 1	?	1.2	0.8	1.5	0.6
LACNE 2	1.9	1.4	0.7	1.6	0.8

Die höchste Sedimentwachstumsrate für LACNE 1 zeigt Kern LN04, der allerdings durch Rutschungen stark beeinflusst ist. Die geringsten Wachstumsraten hat Kern LN05 vom Rücken der La Motte. Die niedrigen Werte für die Fazies LACNE 2 in Kern LN03 sind wahrscheinlich auf Erosion zurückzuführen. Damit liegen die Sedimentwachstumsraten im Bereich der von PORTNER (1951) und BAPST (1987) auf $0.7 \pm 0.3 \text{ mm}$, bzw. 2.25 mm/Jahr bestimmten Werte.

Die Raten für LACNE 2 sind mit ca. 1.9 mm/Jahr am höchsten in Kern LN01-3 und liegen damit in der Größenordnung der 50 ausgezählten hell - dunkel - Paare. Die Dicke eines hell - dunkel - Paares von LN05 stimmt ebenfalls gut mit der berechneten jährlichen Sedimentwachstumsrate überein und weist die hell - dunkel - Paare als Jahreslagen aus.

Ab ca. 5'600 BP setzt verstärkte Detritus-Schüttung ein, die an nach oben abnehmenden Karbonatgehalten der profundalen Kerne zu erkennen ist. In Kern LN02 steigt die Sedimentwachstumsrate zwischen 5'600 BP und dem Sedimentwechsel von LACNE 2 zu LACNE 1 um 4'850 BP auf ca. 2.6 mm/Jahr .

Für LACNE 3 können keine Raten bestimmt werden, der Strukturierung entsprechend muß es sich bei der Ablagerung um ein einziges Ereignis gehandelt haben.

Von der Schichtung, vorausgesetzt ein hell - dunkel Laminae-Paar entspricht einem Jahreszyklus, und den ^{14}C -Daten lassen sich für LACNE 4 Sedimentwachstumsraten von ca. 1.8 bzw. 3 mm/Jahr ableiten. Das absolute Alter der Basis von Kern LN03 dürfte zwischen ca. 13'200 und ca. 14'000 Jahren BP liegen, LN05 ist möglicherweise wenige hunderte Jahre älter.

Für die gut definierte Biozone der Jüngeren Dryas ergibt sich unter Berücksichtigung der LACNE 2-Sedimentwachstumsraten eine Dauer von maximal ca. 800 Jahren.

Die nur selten deutlich ausgeprägte Laminierung erlaubte die Auszählung von nur wenigen hell - dunkel - Paaren und ergab eine jährliche Sedimentationsrate von ca. 1.4 mm/Jahr und damit eine Dauer von ca. 430 Jahren. Der Übergang vom Allerød zur Jüngeren Dryas vollzog sich wahrscheinlich innerhalb von 30 bis 50 Jahren.

Berechnet man mit den subborealen und subatlantischen Sedimentwachstumsraten die Dauer der Präboreal-Biozone, so erhält man ca. 550 Jahre.

3.7. Seismik

Ziel einer 2 $\frac{1}{2}$ -tägigen Hochauflösungsseismik-Kampagne war die Verbindung der Sedimentkerne über die Reflektoren der verschiedenen Sedimenttypen zur Rekonstruktion der räumlichen Verteilung der spät- und postglazialen Sedimente, besonders der nur in zwei

Kernen erbohrten Fazies LACNE 3. Außerdem sollte nachgeprüft werden, ob eine Sedimentzufuhr am NE-Ende des Sees seismisch nachweisbar ist. Der steil aufsteigende unterseeische Hügel, La Motte, und die gasführenden Sedimente des tiefen Beckens, die oft eine Penetration der akustischen Signale verhinderten, zwangen uns, von den geplanten geraden Profillinien abzuweichen, um den Reflektoren ohne Unterbrechung folgen zu können (Abb. 20).

3.7.1. Seismische Profile der Kernstationen

Wechsel im seismischen Charakter werden als Sediment- oder Fazieswechsel interpretiert. Der jüngste LACNE 2 zu LACNE 1-Übergang und der Wechsel von LACNE 3 und LACNE 4 zu LACNE 2 treten, bedingt durch die unterschiedlichen Wassergehalte der Fazies, mit ausgeprägten Reflektoren hervor (Abb. 21 und 22). Die Reflektoren der Station LN05 sind möglicherweise Multiplen (Abb. 22). In LN01-3, LN03 und LN05 sind auch die LACNE 1-Einschaltungen in LACNE 2 erkennbar.

Da Station LN01-3 wegen hoher Gasgehalte im Sediment akustisch taub war, wurde das seismische Profil ca. 2 km SW der Station gefahren. Ähnliche Probleme gab es mit gashaltigen und grobkörnigen Sedimenten vor dem Areuse-Delta und am NE-Ende des Sees.

Zusätzliche Reflektoren innerhalb einer Fazies, wie z. B. in den Kernen LN04 und LN02, sind auf Sandlagen zurückzuführen. Die Sandlage zwischen LACNE 3 und LACNE 2 in Kern LN01-3 verstärkt den Reflektor des Fazieswechsels, der im sandfreien Profil von Kern LN02 wesentlich schwächer ausgeprägt ist.

Im allgemeinen haben die Untersuchungen gezeigt, daß die Sedimente gleichmäßig verteilt sind. Rutschungen konzentrieren sich auf die Bereiche des Arensedeltas, auf die Flanken von La Motte und auf das Becken SE La Motte.

3.7.2. Profil vor der Mündung des Broye-Kanals

Das seismische Profil vor der Mündung des Broye-Kanals läßt zwischen den schwach strukturierten Fazies LACNE X und LACNE 3 im Liegenden und LACNE 1 im Hangenden die Fazies LACNE 2 mit leicht in den See geneigten Strukturen erkennen (Abb. 23). Die Mächtigkeit des Sedimentpakets von LACNE 2 nimmt von NE nach SW ab und zeigt damit einen Sedimenteintrag aus Richtung NE an, der auf den Zufluß der Aare zurückgeführt wird. Die Reflektoren sind allerdings relativ schwach und lassen überwiegend feinkörniges Sediment vermuten. Leider konnten wir uns auch hier mangels Eindringungsvermögens nur bis auf 2 bis 3 km dem Ufer nähern.

Die zwischen LACNE X und LACNE 3 sowie LACNE 3 und LACNE 2 auftretenden stufenartigen Absätze sind Artefakte, die durch plötzlich ändernde Gasgehalte hervorgerufen werden können (LISTER, pers. Mitt. 1992).

3.7.3. LACNE X

Die Schicht LACNE X, die wir mit dem Kolbenlot nicht erfassen konnten, tritt im Liegenden von LACNE 3 als Füllung der tiefsten Beckenbereiche auf, zeichnet sich durch deutliche Reflektoren aus und wurde deshalb zur Digitalisierung ausgewählt, um die räumliche Verteilung darzustellen. Die Schichtobergrenze von LACNE X zeigt Karte 2.

Das Top von LACNE X liegt zwischen ca. 300 m ü. NN im Becken SE und ca. 285 m ü. NN im untersuchten Bereich des Beckens NW La Motte in einer Sedimenttiefe von ca. 11 - 16 m. Die maximale Mächtigkeit (Abb. 24) beträgt ca. 10 m im Becken zwischen Neuchâtel und La Motte. Die Schicht dünnt über dem Delta der Areuse stark aus und nimmt in Richtung SW wieder an Mächtigkeit zu.

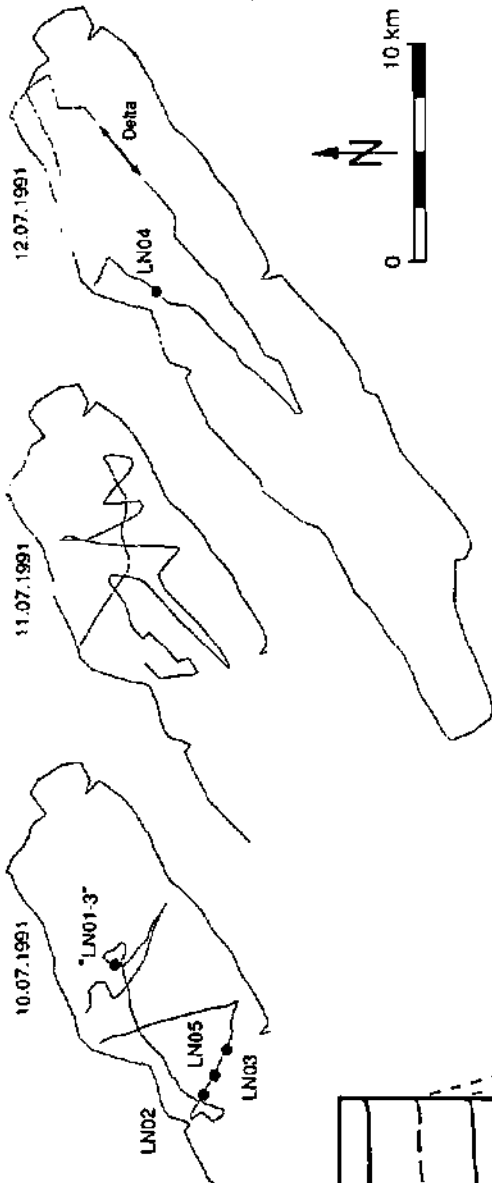


Abb. 20: Lokalisation der präsentierten seismischen Profile der Kernstationen auf den Profilinien der Seismik-Kampagne vom 10. bis 12.07.1991. Kern LN01-3 wurde auf eine der Profilinien projiziert.

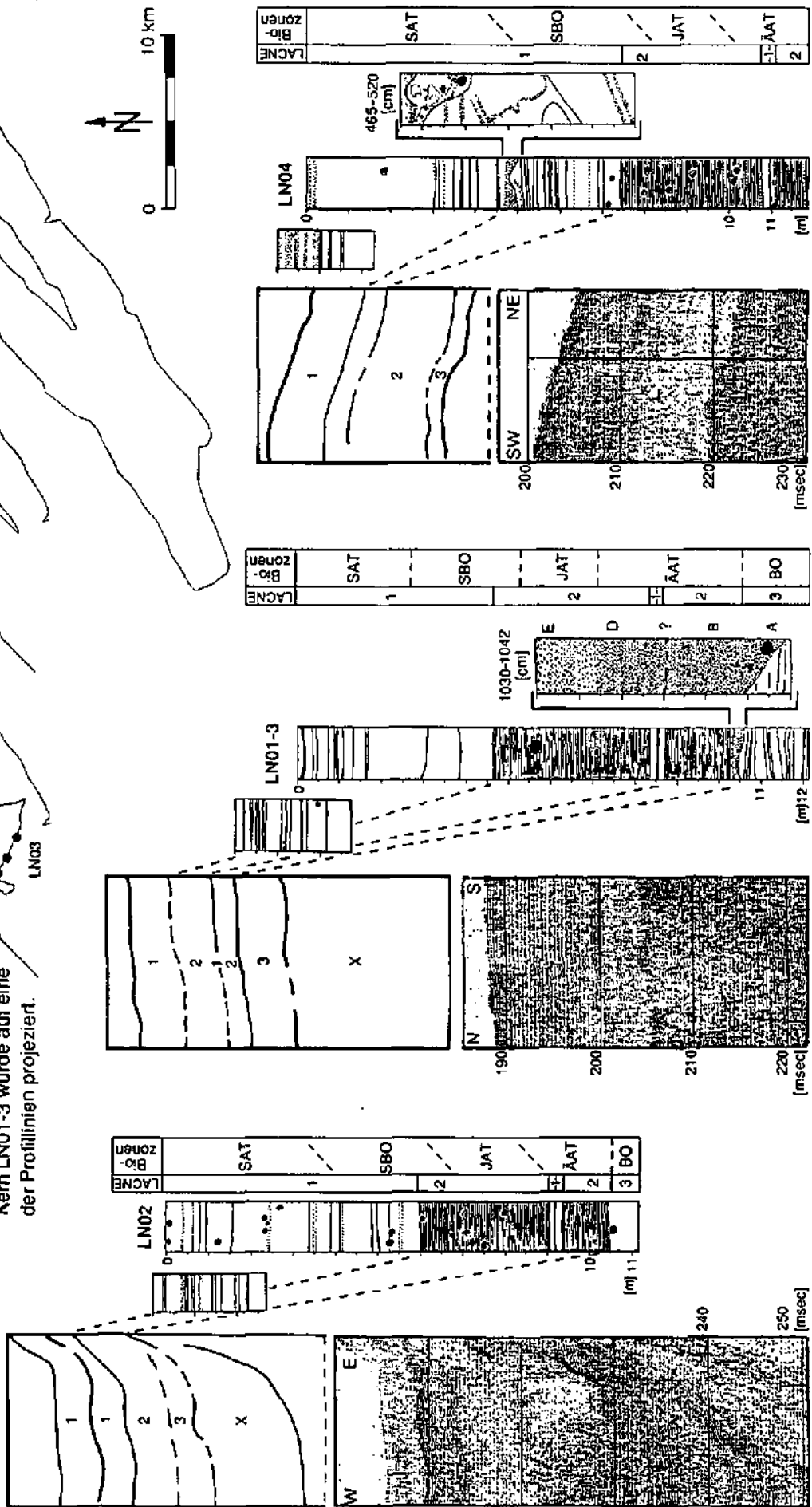


Abb. 21: Korrelation von Vorlot- und Kolbenlot-Kernen. Profile der Kernstationen LN02, LN01-3 und LN04 (unten) und Interpretation (oben). Die Ziffern 1, 2, 3 und X stehen für die verschiedenen LACNE-Fazies (Profil: NIESSEN, LISTER & SCHWALB; Profildicke ca. 400 m).

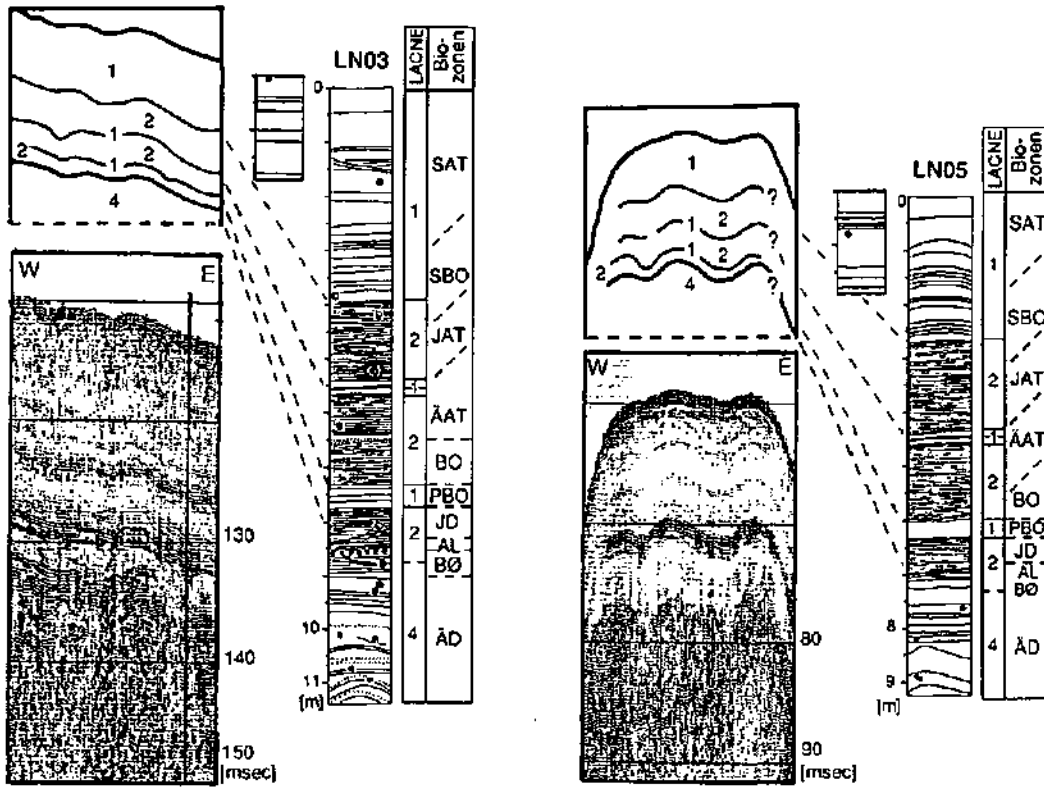


Abb. 22: Korrelation von Vorlot- und Kolbenlot-Kernen. Seismische Profile der Kernstationen LN03 und LN05 (unten) und Interpretation (oben). Die Ziffern 1, 2, 4 und X stehen für die verschiedenen LACNE-Fazies (Profil: NIESSEN, LISTER & SCHWALB).

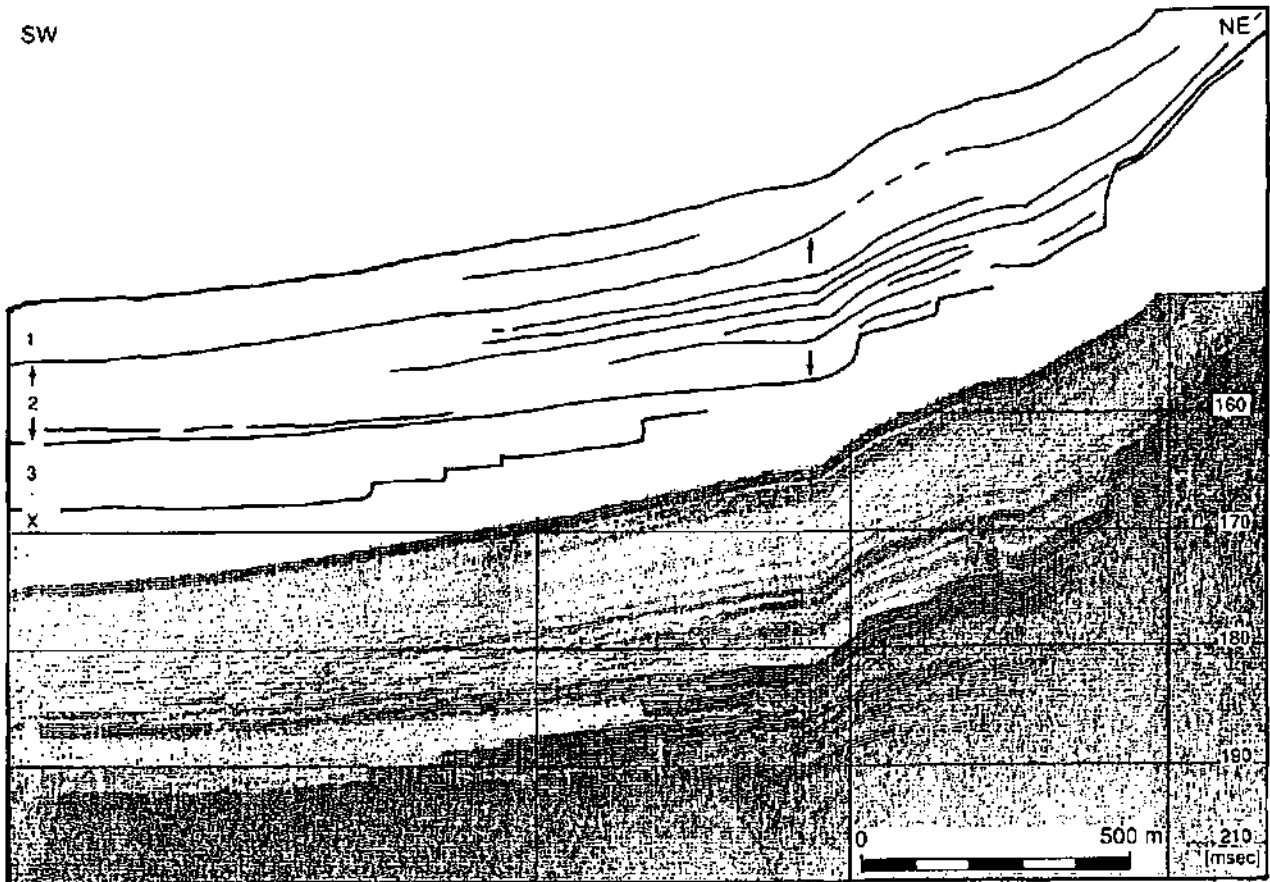
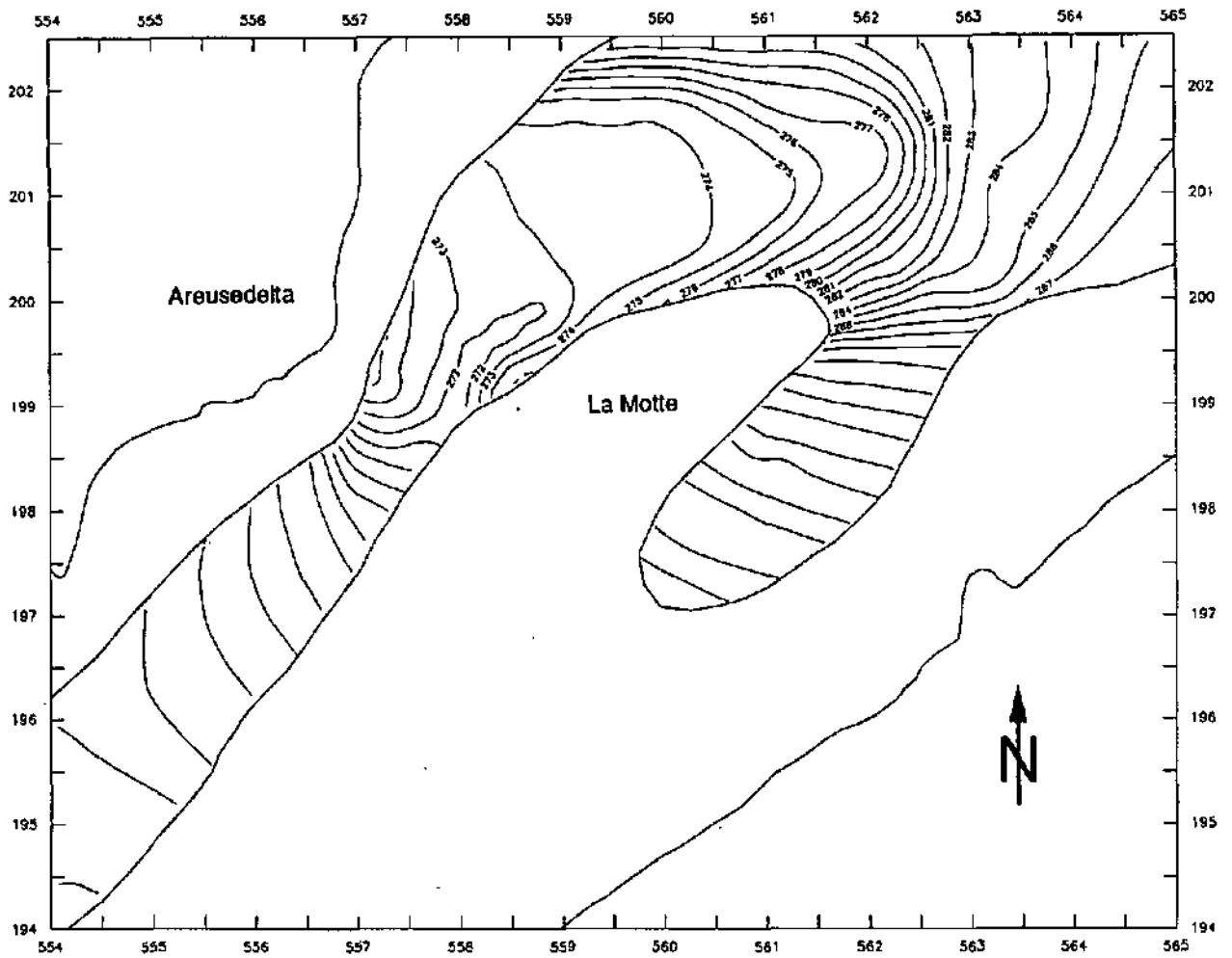


Abb. 23: Profil vor der Mündung des Broye-Kanals (unten) und Interpretation (oben). LACNE 2 keilt von NE nach SW aus. Die treppenartigen Absätze sind Artefakte (Profil: NIESSEN, LISTER & SCHWALB).



Kt. 2: Top von LACNE X (PUGIN & SCHWALB).
Isobathen in [m ü. NN], Schweizer Landeskoordinaten in [km].

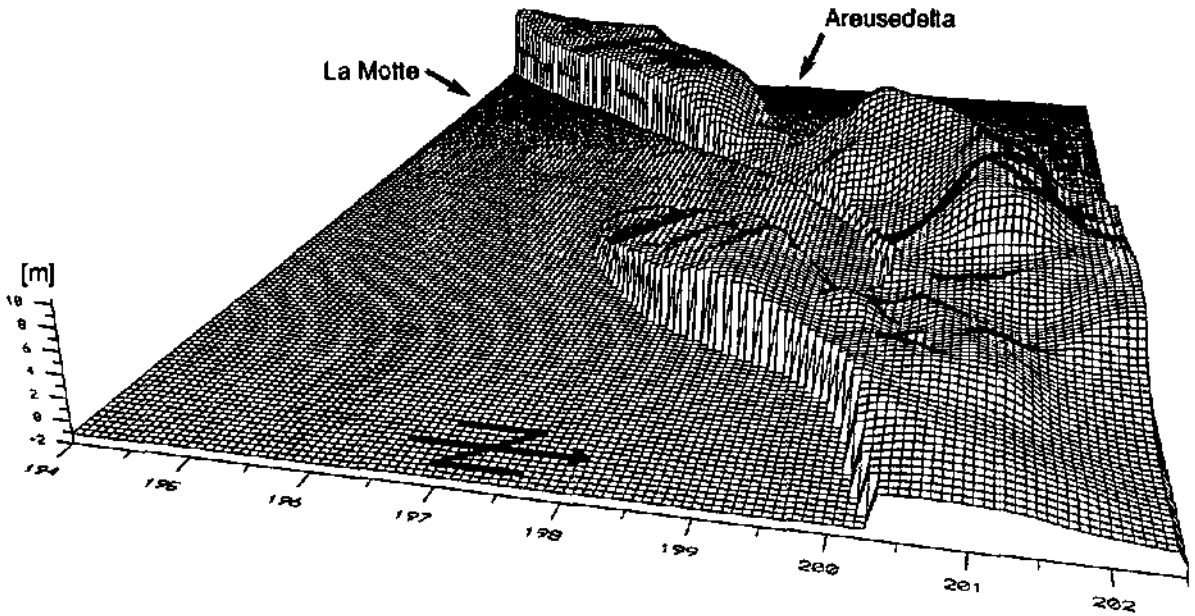


Abb. 24: Schichtmächtigkeit von LACNE X in dreidimensionaler Darstellung (PUGIN & SCHWALB).
Schweizer Landeskoordinaten in [km].

3.8. Diskussion und Interpretation

LACNE 4

Die Feinschichtung von LACNE 4 der Älteren Dryas erinnert an die Ablagerungen von Warven im Sinne von DE GEER (1912) mit gröberen Sommer- und feineren Winterlagen, die auch von LISTER (1985) für den Zürichsee und von NIESSEN & LISTER & GIOVANOLI (im Druck) für den Bodensee beschrieben werden.

Da sich der Gletscher zur Zeit der Sedimentation von LACNE 4 bereits aus dem Seebecken des Lac de Neuchâtel zurückgezogen hatte, können die Ablagerungen nur als Warven-ähnliche Sedimente bezeichnet werden. Die z. T. schlecht definierten Laminae zeigen Bio-turbation, eine sich langsam ändernde Sedimentquelle und möglicherweise Resuspension an.

Die vereinzelt in der feinkörnigen Matrix auftretenden Feinkiese werden als Dropstones interpretiert, die im Eis eingeschlossen durch Eisdrift in den See transportiert wurden. Die Gegenwart eines Gletschers ist dabei nicht zwingend notwendig.

Die deformierte Schichtung von LACNE 4 in den Kernen LN05 und besonders in LN03 deutet auf Rutschungen hin, die im Becken von Kern LN03 SW La Motte häufiger auftraten als auf dem Rücken von La Motte.

Die dunkle Färbung des Sedimentes ist größtenteils ein Effekt der Feinkörnigkeit und nicht auf C_{org} zurückzuführen.

Die drei uniformen spätglazialen ^{14}C -Alter aus Kern LN03 sind entweder das Resultat hoher Sedimentwachstumsraten oder liegen im Bereich des älteren der beiden ^{14}C -Plateaus, die um 12'700 und um 10'000 BP nachgewiesen wurden (LOTTER 1988, 1991b, AMMANN & LOTTER, 1989). Die Plateaus werden durch verstärkte Tiefenzirkulation im Atlantik erzeugt und führen zum Wechsel in der ^{14}C -Konzentration in der Atmosphäre (ZBINDEN et al. 1989, AMMANN et al. 1991). In diesem Fall sollten wir zur Abschätzung der Sedimentwachstumsraten die Warvenschichtung heranziehen. Die geringe Fehlerquote der ^{14}C -AMS-Datierungen spricht für die gute Datierbarkeit von Makroresten aus Sedimenten großer Seen.

LACNE 3

Die an viskoses Fließen erinnernde Struktur von LACNE 3, ihr geringer Wassergehalt und Porosität sowie ihre Beschränkung auf die tiefsten Beckenbereiche weisen auf ein einzelnes Ereignis hin. Möglicherweise kam es im Zuge von Hangrutschungen zu Instabilitäten und zur Erzeugung einer subaquatischen Rutschung während oder gegen Ende des Boreal.

Eine Klappe von *Pisidium casertanum* mit einem Bohrloch einer nur im Litoralbereich auftretenden Fliegenlarve (THEW pers. Mitt. 1992) sowie aerophile Diatomeen (STRAUB pers. Mitt. 1991) unterstützen die Hypothese der Sedimentumlagerung vom Litoral in das Profundal. Die hohe Konzentration von Coryluspollen datiert den Vorgang in das Boreal und könnte auf die Anreicherung mit diesen im Litoralbereich besonders konzentriert auftretenden Pollen zurückgeführt werden.

Die Homogenität von LACNE 3 in Kern LN02 und die dort im Vergleich zu LN01-3 erhöhten Karbonatgehalte sprechen für eine gute Vermischung des Sedimentes mit karbonatreichen, autochthonen Sedimenten und längere Transportwege.

Der Ablagerungsvorgang von LACNE 3 war wahrscheinlich sehr heftig und produzierte möglicherweise eine Flutwelle, die einen Turbidit mit unvollständiger Bouma-Sequenz (BOUMA 1962) auslöste. Auf die gradierte Sandbasis (A) folgen parallelgeschichteter Sand und Silt (B, D) und abschließend massiger, homogener Silt und Ton. Der schräggeschichtete Abschnitt (C) läßt sich nicht genau erkennen, er fehlt oder ist durch "loading" gestört (Abb. 21).

Unvollständige Bouma-Sequenzen werden auf ein schnelles Verlangsamen des Turbidits zurückgeführt (STURM & MATTER 1978), das die Kurzzeitigkeit des Ereignisses unterstreicht. Derartige Turbidite sind auch aus den Sedimenten des Vierwaldstättersees bekannt (SIEGENTHALER et al. 1987).

Der Gehalt an litoralen Mollusken (THEW pers. Mitt. 1992) weist auf eine Destabilisierung des Uferbereichs, möglicherweise als Auswirkung einer Flutwelle, hin.

Der Sandhorizont in Kern LN03 korreliert wahrscheinlich mit dem Sand aus LN01-3, das bedeutet, daß sich diese vermutete Flutwelle bis in das Becken südlich La Motte, wenn auch in abgeschwächter Form, auswirkte. In Kern LN02 folgt dagegen kein Turbidit auf LACNE 3, die hier über höhere Karbonatgehalte verfügt und damit eine größere Entfernung zur Sedimentquelle anzeigt.

Woher kommt LACNE 3?

Es gibt mindestens zwei Theorien, die die Ablagerung von LACNE 3 erklären. Es könnte sich dabei um das Sediment der ehemaligen Seen im Champ-du-Moulin und / oder im Val de Travers (JEANNET 1930, MATTHEY 1971) wenige km oberhalb des Lac de Neuchâtel im Jura handeln, das mit der Areuse in den Lac de Neuchâtel transportiert wurde. Dies setzt aber ein katastrophales Ereignis voraus, und es ist unverständlich, weshalb LACNE 3 des Kerns LN01-3 im Becken vor Neuchâtel besser strukturiert ist als die homogene und karbonatreichere LACNE 3 des Kerns LN02, die näher am Delta der Areuse liegt.

Die zweite Theorie ist die Möglichkeit einer Ufererrutschung am NE-Ende des Sees. Slump-Strukturen kennzeichnen instabile Uferbereiche, sind ausreichend vorhanden und wurden für den Bereich Hauterive-Champveveyres von MOULIN (1991) beschrieben. Das gekoppelte Auftreten von LACNE X und LACNE 3 unterstreicht die Möglichkeit eines genetischen Zusammenhangs und könnte durch ein zweiphasiges Ereignis erklärt werden.

Postglaziale Sedimente und Glazialton rutschten, ausgelöst durch z. B. Seespiegelschwankungen oder isostatische Ausgleichsbewegungen, in den See und flossen bis in das Becken SE La Motte sowie in Richtung SE bis über das Areuse-Delta hinaus. Der Materialunterschied zwischen postglazialen und glazialen Sedimenten erzeugt möglicherweise den Reflektor zwischen LACNE 3 und LACNE X. Durch derartige Rutschungen können Seiches ausgelöst werden (SIEGENTHALER et al. 1987), die möglicherweise zur Destabilisierung der Uferbereiche führten und dadurch nicht nur im Becken vor Neuchâtel, sondern auch im Becken südlich La Motte, Turbidite auslösten.

LACNE 2

Die rhythmisch laminierte LACNE 2 löst im Bølling LACNE 4, um ca. 12'490 BP, ab. Etwa gleichzeitig kam es zur Wassererwärmung (AMMANN & TOBOLSKI 1983) und zum Anstieg der Karbonatproduktion, die auch im Uferbereich beobachtet wurde und dort einen der markantesten spät- und postglazialen Sedimentwechsel hervorruft (MOULIN 1991).

Ältere Dryas?

Die spätglazialen Schwankungen (Kap. 3.5.1.1.) regen zur Diskussion der Älteren Dryas an. Diese Biozone läßt sich palynologisch in den Kernen (HADORN, pers. Mitt. 1992) und am Seeufer (MOULIN 1991) nicht nachweisen, ist im Schweizer Mittelland generell nur selten ausgeprägt entwickelt (RÖSCH 1983, AMMANN et al. 1985) und wird seit WELTEN (1982) meist der Bølling-Biozone zugeordnet (AMMANN 1989b). Im Jura, in Graubünden und in den Sedimenten des Genfer Sees konnte die Ältere Dryas nachgewiesen werden (WEGMÜLLER 1966, 1976, SERRUYA 1969). WEGMÜLLER & LOTTER (1990) beschreiben eine regressive Phase zwischen Bølling und Allerød im Berner Oberland, die sie der Älteren Dryas zuordnen.

Die hohen C/N-Werte an der Grenze von Bølling zu Allerød und am Ende der Jüngeren Dryas (Abb. 18) sind vermutlich auf Einschwemmungen von Landpflanzen zurückzuführen,

die nach UNGEMACH (1960, zitiert in BEHBEHANI 1987) C/N-Werte von 25 bis 40 aufweisen. Das C/N-Verhältnis von Plankton beträgt dagegen nur 5.6 (HÅKANSON & JANSSON 1983).

Der größere Einfluß von allochthonem Material am Übergang Bølling/Allerød beweist keine Klimaverschlechterung im Seeland, belegt aber regressive Tendenzen im entfernteren Einzugsgebiet und bestätigt die Beobachtungen von WEGMÜLLER & LOTTER (1990).

Jüngere Dryas und Präboreal

Die markante sedimentologische und mineralogische Abgrenzung der Jüngeren Dryas weist mit der Verdünnung des Karbonatgehaltes, niedrigem Wassergehalt und geringer Porosität auf erhöhten detritischen Eintrag, erhöhte Sedimentationsraten und auf innerhalb von ca. 30 bis 50 Jahren (s. Kap. 3.6.) stark veränderte Sedimentationsbedingungen hin. Da die Jüngere Dryas in Kern LN03 palynologisch relativ schwach ausgeprägt ist (HADORN, pers. Mitt. 1992) und sich mineralogisch in den Sedimenten des Loclat kaum abzeichnet (ROLLI, pers. Mitt. 1992), wirkte sich die Klimaverschlechterung der Jüngeren Dryas überwiegend auf das entferntere Einzugsgebiet, die Alpen, und nur gering auf das Seeland aus. Eine Zweiphasigkeit der Jüngeren Dryas (MARKGRAF 1969, KÜTTEL 1977) kann nicht sicher nachgewiesen werden.

Die Dauer der Biozonen von Jüngerer Dryas mit um die 430 bis 800 Jahre und Präboreal mit ca. 550 Jahren liegen deutlich unter den auf jeweils 1000 Jahre definierten Chronozonen (MANGERUD et al. 1974). LOTTER (1991a, 1991b) führt die Differenzen auf die Reaktionszeit der Vegetation auf großräumige Klimaveränderungen zurück.

Karbonatgehalt

Der abnehmende Karbonatgehalt oberhalb der LACNE 1-Doppellage ist eher auf eine Verdünnung durch detritisches Material infolge menschlicher Aktivität als auf einen klimatisch bedingten Rückgang der biogenen Karbonatproduktion zurückzuführen, dies wird durch leicht erhöhte Sedimentwachstumsraten bestätigt.

Die geringen Karbonatgehalte von LACNE 2 in Kern LN01-3 spiegeln ebenfalls einen detritischen Einfluß wider und weisen auf die Nähe des Zuflusses hin. Die Kerne LN03 und besonders LN05 stehen unter geringerem detritischen Einfluß und haben relativ hohe Karbonatgehalte.

Bildung rhythmisch laminiertes Sedimente

Die Bildung der rhythmisch laminierten Sedimente der Fazies LACNE 2 kann verschiedene Ursachen haben, von denen einige sofort ausgeschlossen werden können:

Wegen der Altersstellung kann es sich nicht um glaziale Warven im Sinne von DE GEER (1912) handeln. Ein reduzierendes Milieu (MÜLLER 1966) kommt als Verursacher nicht in Frage, da gerade in LACNE 2 besonders viele Ostracoden mit hohem Sauerstoffbedarf (Kap. 5.5.) vorhanden sind. Wegen niedriger C_{org} -Gehalte (Kap. 4.2.2.) sind die Laminationen auch nicht organischer Natur im Sinne von ALLISON & MOELLER (1989).

Der hohe Silikatanteil der dunklen Laminae weist auf ihren detritischen Charakter hin. Die Feinkörnigkeit und gute Sortierung sprechen für eine gewisse Klassierung beim Eintrag in den See. Die dunklen Laminae können durch eine temporäre detritische Sedimentzufuhr entstanden sein. Darüberhinaus müßte diese Sedimentzufuhr überwiegend vom NE-Ende des Sees gekommen sein, da die Feinschichtung und die Übergänge von einem Sedimenttyp zum andern am deutlichsten im Kern LN01-3 im Becken vor Neuchâtel ausgeprägt sind. Die schlechte Definierung der Sedimentwechsel und Feinschichtung in Kern LN02 zeigen eine größere Entfernung zum ehemaligen Zufluß an. Außerdem wurde im seismischen Profil für LACNE 2 ein Sedimenteintrag aus Richtung NE nachgewiesen (Abb. 23).

Der hohe Karbonatgehalt der hellen Laminae zeigt autochthone Sedimente an. Die schlechte Sortierung könnte auf kurze Transportwege und auf starke Korngrößenschwankung infolge einer teilweisen Koagulation der Kalzite (KUNZ 1983) zurückzuführen sein.

Die Untersuchungen von LÜDI (1935), SCHWAB & MÜLLER (1973), MAGNY (1979a) und MEYER-WOHLFARTH (1987) zur spät- und postglazialen Flußgeschichte der Aare von Aarberg aus durch das große Moos, oder Seeland, in den Lac de Neuchâtel machen deutlich, daß sich diese Flußgeschichte auch in den Seesedimenten widerspiegeln muß. Die detritische Sedimentzufuhr könnte somit auf das temporäre Fließen der Aare in den Lac de Neuchâtel zurückgeführt werden. Bereits im Pleistozän war die Aare ein wichtiger Sedimentlieferant für das Seeland und den Lac de Neuchâtel (BETRIX 1985).

Abrupte Sedimentwechsel, die mit Flußeinleitungen in Zusammenhang gebracht werden, sind aus dem Thunersee mit Sedimenten der Turbidit- und Warvenfazies (STURM & MATTER 1972), aus dem Walensee mit dem Einsetzen einer feinblättrigen Wechschichtung (LAMBERT 1978) und aus dem Bielersee bekannt. Dort kam es nach der Einleitung der Aare im Jahre 1878 zur Ablagerung eines hell - dunkel - gefärbten kalkigen Faulschlammes statt "seekreideähnlicher" Sedimente (WEISS 1977, 1979).

Die Bildung der Laminationen läßt sich mit den heute gültigen Prozessen im Lac de Neuchâtel und den beobachteten Strömungs- und Ablagerungsverhältnissen in anderen großen Seen folgendermaßen rekonstruieren:

Die Sedimentation beginnt im April/Mai mit der Ausfällung von Kalzitkristallen, gesteuert von der ersten Planktonblüte (Diatomeen) (BAPST 1987). Die hohen Mediane und die schlechte Sortierung der Korngrößen zeigen die Sedimentation von relativ großen Kalzitkristallen zu Beginn der biologischen Aktivität an und bestätigen die Beobachtungen von KELTS (1978) und KELTS & HSÜ (1978).

Die Kalzite sinken aufgrund ihrer Größe rasch ab und bilden eine helle Lage. Nach einem ca. 2-wöchigen Klarwasserstadium im Juni (POKORNI, pers. Mitt. 1992) führt die Aare wegen der intensiven Gletscherschmelze maximale Wassermengen (LANDESHYDROLOGIE 1986) und damit auch erhöhte Schwebstoffmengen, die z. T. beim Durchfluß von Briener und Thuner See sedimentieren. Die Rhone führt z. B. 80 % der Schwebstoffe während der drei Sommermonate in den Genfersee (DOMINIK & BURRUS & VERNET 1982), allerdings fehlt hier die Filterwirkung durch vorgeschaltete Seen.

Das in den Lac de Neuchâtel einströmende Wasser der Aare war feststoffreicher als das Seewasser und tauchte aufgrund seiner höheren Dichte als "undercurrent" oder "interflow" ab. Ähnliche Vorgänge können aktuell im Bieler See beobachtet werden. Dadurch wurde ein Trübungshorizont oberhalb der im Sommer ausgebildeten und als Sedimentfalle funktionierenden Thermokline (NYDEGGER 1967, STURM & MATTER 1972, REINECK & SINGH 1986) erzeugt. Die feinkörnige Aaresuspension wurde dort teils durch Turbulenzerscheinungen an der Unterseite des Undercurrents an der Grenze von fließendem zu stehendem Wasser und teils aufgrund des Dichteunterschiedes in Schwebelage gehalten und durch die von der Corioliskraft bedingte linksrotierende Strömung über den gesamten See verteilt (STURM 1976a, 1976b, WRIGHT & NYDEGGER 1980). Gleichzeitig setzte mit der Photosynthese der Grünalgen die Ausfällung kleiner Kalzitkristalle ein.

Ab Oktober wird die Thermokline im Lac de Neuchâtel abgebaut (BAPST 1987), und es kam mit der vollständigen Sedimentation der bis dahin überwiegend oberhalb der Thermokline gefangenen Aare-Suspension und der im Laufe des Sommers ausgefallenen, feinkörnigen Kalzite, zur Bildung einer dunklen Lage. Die Vermischung von allochthoner Suspensionsfracht und autochthonen Kalziten erklärt auch die höheren Karbonatgehalte der dunklen Laminae im Vergleich zum niedrigen Kalzitgehalt der Aaresuspension von ca. 20 - 25 % (WRIGHT et al. 1980 und eigene Analysen Kap. 4.1.3.).

Die im Herbst und Winter auftretende, von BAPST (1987) für den Lac de Neuchâtel nachgewiesene lokale Resuspension und Resedimentation ist eine mögliche Ursache der Diskontinuität der Laminae. Außerdem hat sicherlich das Strömungssystem im See eine schnelle und gleichmäßige Sedimentation, wie z. B. die des Laacher Seetuffs, be- und verhindert.

Die Gemeinsamkeiten von dunklen Lagen und dunklen Laminae lassen vermuten, daß die Aare auch als Sedimentlieferant für die mit einer gewissen Periodizität auftretenden dunklen Lagen diene. Eine Erklärung liefern Hochwasserspitzen der Aare, die alle 5 bis 20 Jahre auftreten können (LANDESHYDROLOGIE 1986); sich durch hohe Feststoffkonzentrationen auszeichnen und grundberührende Turbidity Currents auslösen können (STURM & MATTER 1972, LAMBERT 1978, HSÜ & KELTS 1985). Gegen Bodenströmungen dieser Art spricht die gute Erhaltung der dünnen Frühsommer-Kalzitlagen an der Basis der dunklen Lagen. Möglicherweise wären sie in einem dichter am ehemaligen Delta liegenden Kern zu erkennen.

Die geringen Karbonatgehalte am Top von LACNE 2 und unterhalb der LACNE 1-Doppellage sind möglicherweise auf besonders große Aare-Hochwässer zurückzuführen. Da diese Peaks ebenfalls in den Kernen LN02 und LN04 zu erkennen sind, zeigen sie Hochwässer im gesamten Einzugsgebiet an und lassen eine Klimaveränderung als auslösenden Faktor vermuten.

Die meist stark verschwimmenden Grenzen von hellen und dunklen Laminae sowie der Oberflächen der dunklen Lagen sind Ergebnis von Resuspension und Bioturbation durch z. B. Tubificidae, die auch im Bodensee der wichtigste Bioturbation erzeugende Organismus sind (REINECK & SINGH 1986). Wegen der starken Verwühlung der Oberflächen der dunklen Lagen kann angenommen werden, daß die Sauerstoffversorgung des Seebodens nach den Hochwässern besonders gut war, denn die Tubificidae zeigen bei guter Sauerstoffversorgung eine gesteigerte Wühlaktivität (GUERIN 1991). Die FeS-Pigmentierung weist auf lokal hohe Gradienten von O₂-Zehrung aufgrund starker C_{org}-Anhäufung in der Sauerstofffreien Sedimentschicht, vermutlich in ehemaligen Fraßgängen, hin.

LACNE 1

Der hohe Karbonatgehalt von LACNE 1 zeigt autochthone Sedimentation an (Kap. 3.1.4.). Nach BAPST (1987) dominieren im Frühjahr und im Sommer biogene und autochthone Partikel in der Wassersäule, im Herbst herrschen dagegen allochthone feinkörnige Silikate vor. Die Homogenität des Sedimentes ist auf konstante und ruhige Sedimentationsbedingungen und Bioturbation zurückzuführen.

Fe- und S-Gehalte in den schwarzen Lagen weisen auf FeS-Verbindungen und damit auf ein reduzierendes Milieu im Grenzbereich Wasser - Sediment hin, das zur Konservierung von Schichten mit hohen Gehalten an organischer Substanz führt. Die temporäre, kurzzeitige Sauerstoffarmut im Profundal trat nur während der LACNE 1-Sedimentation im Altholozän auf. Im Jungholozän, Subboreal und Subatlantikum konnten schwarze Lagen nicht beobachtet werden, und der Seeboden wurde wieder besser mit Sauerstoff versorgt.

Die relativ niedrigen Karbonatgehalte in LACNE 1 der Kerne LN02 und LN04 resultieren aus der Verdünnung mit detritischem Material, das über die Areuse in den See gelangt. Die im oberen Meter des Vorlotkerns LN04 (Abb. 15) auftretenden Sandlagen weisen vermutlich auf eine erhöhte Bodenerosion infolge verstärkter Rodungstätigkeit des Menschen im Jura mit Beginn des Mittelalters hin.

Die Karbonatgehalte von LACNE 1 sind in Kern LN01-3 aufgrund eines geringeren detritischen Eintrags höher. Zusätzlich führt die starke erodierende Wirkung der Wellen am NE-Ende des Sees zu einer Zufuhr von Seekreide aus den Uferbereichen. Ähnliches gilt auch für Kern LN03.

Abnehmende Karbonatgehalte im oberen Drittel von LACNE 1 sind das Ergebnis zunehmenden detritischen Eintrags und höherer Sedimentationsraten, die nicht unbedingt auf eine Klimaverschlechterung, sondern vielmehr auf höhere Zuflußraten aus dem Jura oder/und auf die zunehmende Tätigkeit des Menschen im Uferbereich infolge menschlicher Rodungsaktivität zurückgeführt werden können. Diese Tendenz kann für Kern LN01-3 wegen des Kernverlustes nicht beobachtet werden.

Aktivitätsphasen der Aare im Großen Moos

Über die zeitliche Einordnung und die Dauer der Aktivitätsphasen des alten Flußsystems der Aare im Großen Moos zwischen Lac de Neuchâtel, Lac de Morât und Bielersee sind sich die Autoren nicht ganz einig. LÜDI (1935) und SCHWAB & MÜLLER (1973) glaubten aufgrund von palynologischen und archäologischen Befunden, Aktivitätsphasen der Aare im Großen Moos noch gegen Ende des Subboreal und am Anfang des Subatlantikum erkennen zu können. Mit dieser Arbeit kann aber nur die Datierung der endgültigen Aufgabe des alten Flußsystems im großen Moos auf den Zeitraum Jüngeres Atlantikum/Subboreal bestätigt werden (MEYER-WOHLFARTH 1987).

Mit den ^{14}C -AMS-Datierungen, den Pollenanalysen und den daraus berechneten Sedimentwachstumsraten und unter Annahme, daß die Sedimentwachstumsrate von LACNE 1 während des Holozäns konstant geblieben sind, können nicht nur das Alter der Aufgabe des Flußsystems auf ca. 4'850 BP bestimmt, sondern auch die Aareabflüsse nach Südwest in den Lac de Neuchâtel oder Nordost datiert und die jeweilige Dauer bestimmt werden.

Die Aare floß während des Spätglazials durch das Große Moos in den Lac de Neuchâtel. Im Präboreal gab sie dieses Flußsystem über einen Zeitraum von ca. 550 Jahren auf und floß von Aarberg aus in Richtung Nordost. Im See kam es zum ersten Mal zur Sedimentation von LACNE 1. Vermutlich hatte die Wasserzufuhr auch schon im Allerød mehrmals kurzzeitig nachgelassen, wie relativ hohe Karbonatgehalte und die Homogenität der Sedimente andeuten. Gegen Ende des Älteren Atlantikum floß die Aare zwischen ca. 7'200 und 6'950 BP zweimal nach Nordost, und es kam zur Bildung der LACNE-1-Doppellage. Die erste Phase betrug ca. 120 Jahre, dann war das Flußsystem im Großen Moos wieder 20 bis 30 Jahre lang aktiv, darauf folgte mit ca. 100 Jahren die zweite Phase des Fließens in Richtung Nordost. Danach floß die Aare wieder in den Lac de Neuchâtel, bis sie um ca. 4'850 BP das Alte Flußsystem im Großen Moos definitiv aufgab (Abb. 25).

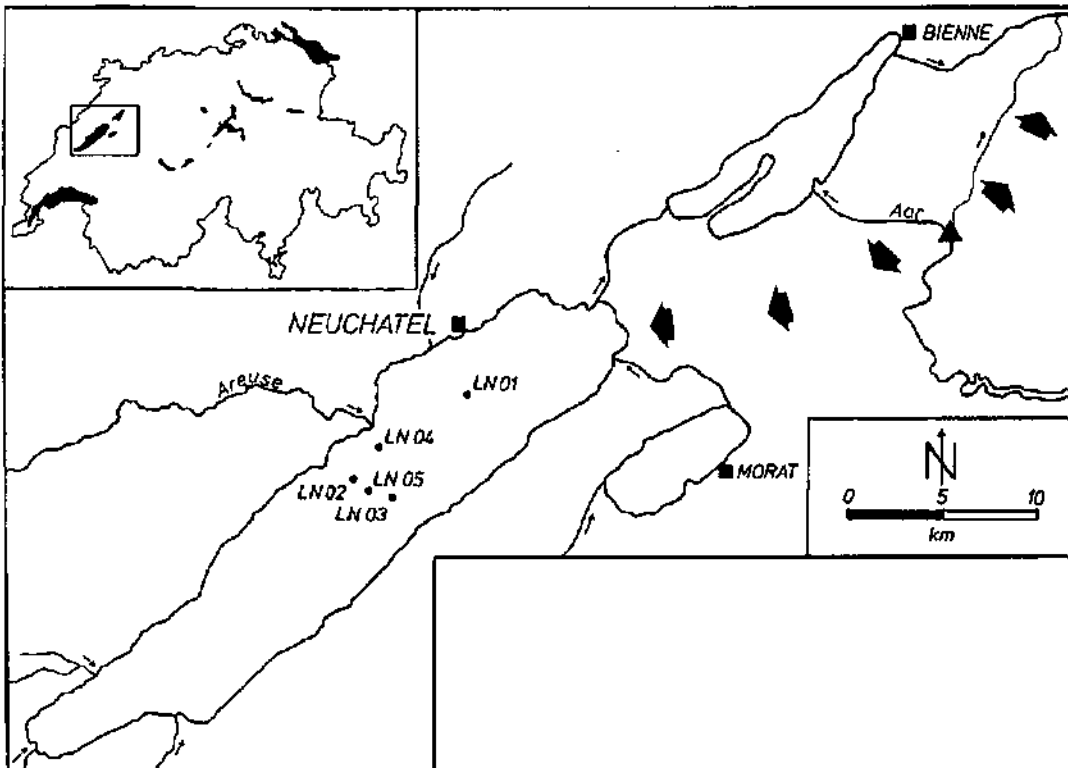


Abb. 25: Karte des Seeländes mit den Kernstationen im Lac de Neuchâtel. Die Pfeile geben die vermuteten Fließrichtungen der Aara von Aarberg (Draieck) aus nach NE und nach SW durch das Große Moos in den Lac de Neuchâtel an (SCHWAB 1991, modifiziert).

4. Mineralogische und chemische Sedimentzusammensetzung

4.1. Mineralogie

Über die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente können die verschiedenen Fazies charakterisiert und der Einfluß unterschiedlicher Liefergebiete abgeschätzt werden. Außerdem dient die Mineralogie zur Überprüfung der in Kap. 3 aufgestellten Hypothese eines temporären Aarezuflusses in den Lac de Neuchâtel.

4.1.1. Gesamtsediment

Mikroskopisch konnten im Dünnschliff in LACNE 1 vereinzelt kleine Quarze, Kalzite, Muskovite, Chlorite und teilweise serizitisierte Feldspäte identifiziert werden, die aus der mikritischen Karbonatmatrix hervortreten. In LACNE 2 und LACNE 4 kommen außerdem noch bis zu 1 mm große Turmaline, Epidote und teilweise chloritisierte Biotite vor. Die Minerale in LACNE 3 sind auffällig grobkörnig und ähneln insgesamt dem Mineralbestand von LACNE 1.

Mit der Analyse der Feinkiese, die in den Sedimenten des Lac de Neuchâtel allerdings nur im Spätglazial in repräsentativer Anzahl vertreten sind, kann die Herkunft der Sedimente grob abgeschätzt werden: Gelbe Kalke zeigen einen jurassischen, dunkle Kalke sowie Magmatite und Metamorphite einen alpinen Eintrag an (CAMPEN, pers. Mitt. 1988). In LACNE 4 dominieren alpine Feinkiese über jurassische Kalke.

Die semiquantitative Mineralzusammensetzung der feinkörnigen Sedimente kann nur über die Röntgendiffraktometrie bestimmt werden. Neben den Karbonaten und Silikaten als Hauptgruppen konnte auch Pyrit nachgewiesen werden. Seine Reflexintensitäten sind aber so schwach und unregelmäßig, daß auf eine graphische Darstellung verzichtet wurde. In Abb. 26 sind typische Diffraktogramme der verschiedenen Fazies zusammengestellt.

4.1.1.1. Karbonate

Der Karbonatgehalt, überwiegend Kalzit, beträgt 50 - 90 % für LACNE 1, 40 - 60 % für LACNE 2, ca. 50 % für LACNE 3 und 25 - 35 % für LACNE 4 (Abb. 27 und 28). Daneben sind Dolomit als Ca-Mg-Karbonat sowie die Ca-Mg-Fe-Karbonate Ankerit und/oder Fe-Dolomit vertreten. Eine Differenzierung zwischen Ankerit mit stöchiometrischer Zusammensetzung und Fe-Dolomit, der die Eigenschaft eines Mischkristalls besitzt, wäre aufgrund der geringen Reflexintensitäten nur beim gemeinsamen Auftreten aller Minerale der Dolomit-Reihe möglich und ist für eine Interpretation in diesem Rahmen unerheblich. Im folgenden werden die Ca-Mg-Fe-Karbonate generell als Ankerite bezeichnet.

Die Minerale der Dolomit-Reihe gelangen über die Zuflüsse und als Aerosole in den See. Ihr Anteil am Gesamtkarbonat ermöglicht eine Abschätzung des allochthonen Sedimenteintrags und wird über die Intensitäten ihrer stärksten Reflexe ermittelt. Die Anteile von Dolomit und Ankerit am Gesamtkarbonat liegen bei ca. 1 - 3 % in LACNE 1, nehmen in LACNE 2 bis auf 5 % zu und erreichen Werte von meist 10 % bis maximal 15 % in LACNE 3 und LACNE 4. In der Dolomit-Reihe variiert der Ankeritanteil zwischen 20 - 70 % für LACNE 1, 10 - 55 % in LACNE 2, 10 - 40 % in LACNE 3 und 30 - 60 % in LACNE 4.

4.1.1.2. Silikate

Die wichtigsten Minerale dieser Gruppe sind die Phyllosilikate, sie werden in Kap. 4.1.2. näher behandelt. Im Gesamtsediment sind die Reflexe der einzelnen Minerale anhand

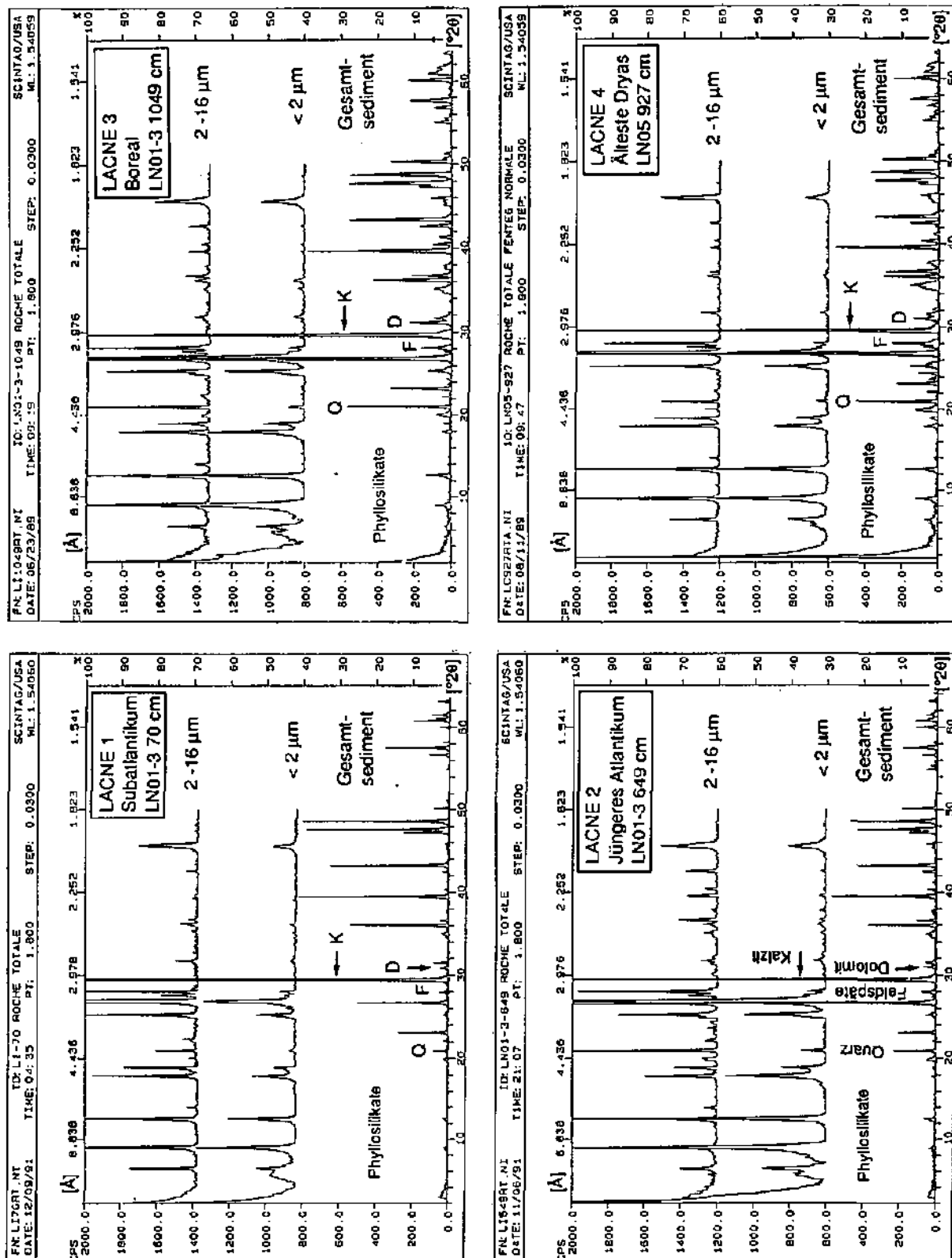


Abb. 26: Diffraktogramme vom Gesamtsediment und den karbonatfreien Feinfraktionen der Fazies LACNE 1, 2, 3 und 4.

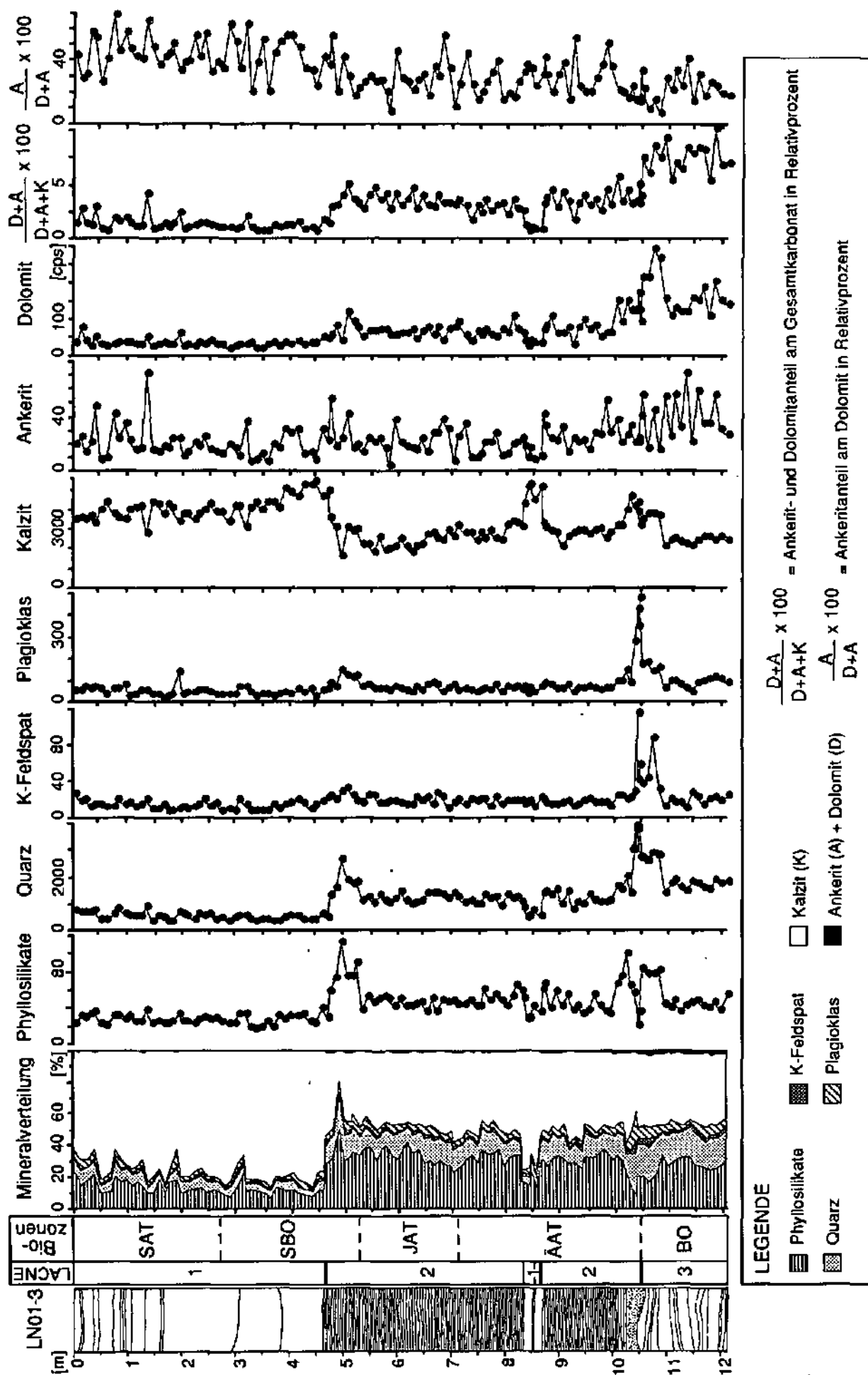


Abb. 27: Prozentuale Mineralverteilung, Reflexintensitäten in [cps, counts per second] und relative Karbonatanteile in Kern LN01-3.

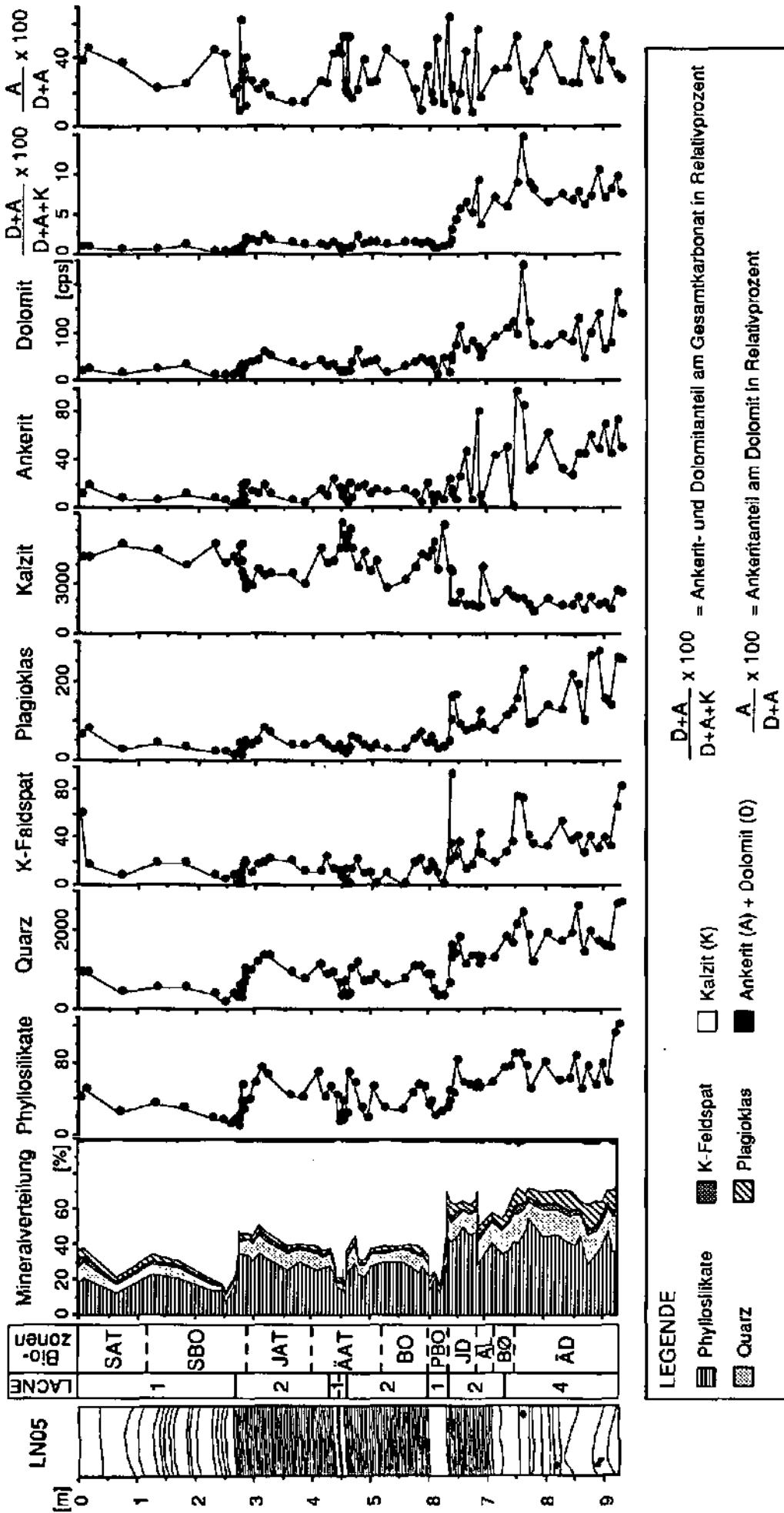


Abb. 28: Prozentuale Mineralverteilung, Reflexintensitäten in [cps] (counts per second) und relative Karbonatanteile in Kern LN05.

dominanter Kalzit-Reflexe unsichtbar. Es folgen Quarz und Feldspäte, vor allem Plagioklas und untergeordnet K-Feldspat.

LACNE 1 enthält mit 15 - 35 % die niedrigsten Silikatanteile. Der Silikatgehalt steigt in LACNE 2 auf 40 - 60 % an und erreicht ein Maximum in LACNE 4 mit 65 - 75 %. In LACNE 3 beträgt der Silikatanteil ca. 50 % und unterscheidet sich von LACNE 2 durch leicht erhöhte Quarzwerte.

4.1.1.3. Mineralverteilung der Kerne LN01-3 und LN05

Der Kern LN01-3 (Abb. 27) beginnt im Boreal mit LACNE 3, gekennzeichnet durch hohe Anteile an Dolomit im Gesamtkarbonat. Zwischen ca. 11 m und 10.50 m nimmt der Gehalt an Phyllosilikaten, Quarz, Feldspäten und Dolomit zu.

LACNE 2 setzt abrupt mit einer Sandlage ein. Im Älteren Atlantikum bleibt die Mineralzusammensetzung von LACNE 2, abgesehen von einigen kleinen Schwankungen, konstant und wird durch eine Einschaltung von LACNE 1 in Form einer Doppellage mit einem Silikatpeak in der Mitte unterbrochen. Im Jüngeren Atlantikum nimmt der Silikatanteil leicht zu, der Gehalt an Karbonat geht entsprechend zurück. Der Silikatgehalt erreicht ca. 20 cm unterhalb des Übergangs von LACNE 2 zu LACNE 1 Spitzenwerte.

LACNE 1 ist durch hohe Karbonatgehalte, hauptsächlich Kalzit, gekennzeichnet. Der Anteil von Dolomit und Ankerit ist gering. Das Verhältnis von Dolomit zu Ankerit verschiebt sich zugunsten des Ankerits und unterscheidet sich dadurch deutlich von LACNE 2 und LACNE 3.

Zum Top des Kerns, besonders im Subatlantikum, nehmen der Karbonatgehalt ab und der Silikatanteil zu. Die mehrmals auftretenden Spitzenwerte für den Silikatanteil sind auf stärker sandige Lagen zurückzuführen.

In Kern LN05 (Abb. 28) beginnt die Faziesabfolge mit LACNE 4 in der Ältesten Dryas, gekennzeichnet durch niedrige Kalzit-, hohe Ankerit- und Dolomitgehalte sowie hohe und ständig schwankende Silikatreflexintensitäten, die am Ende der Ältesten Dryas, kurz vor dem Übergang zu LACNE 2, nochmals maximale Werte erreichen.

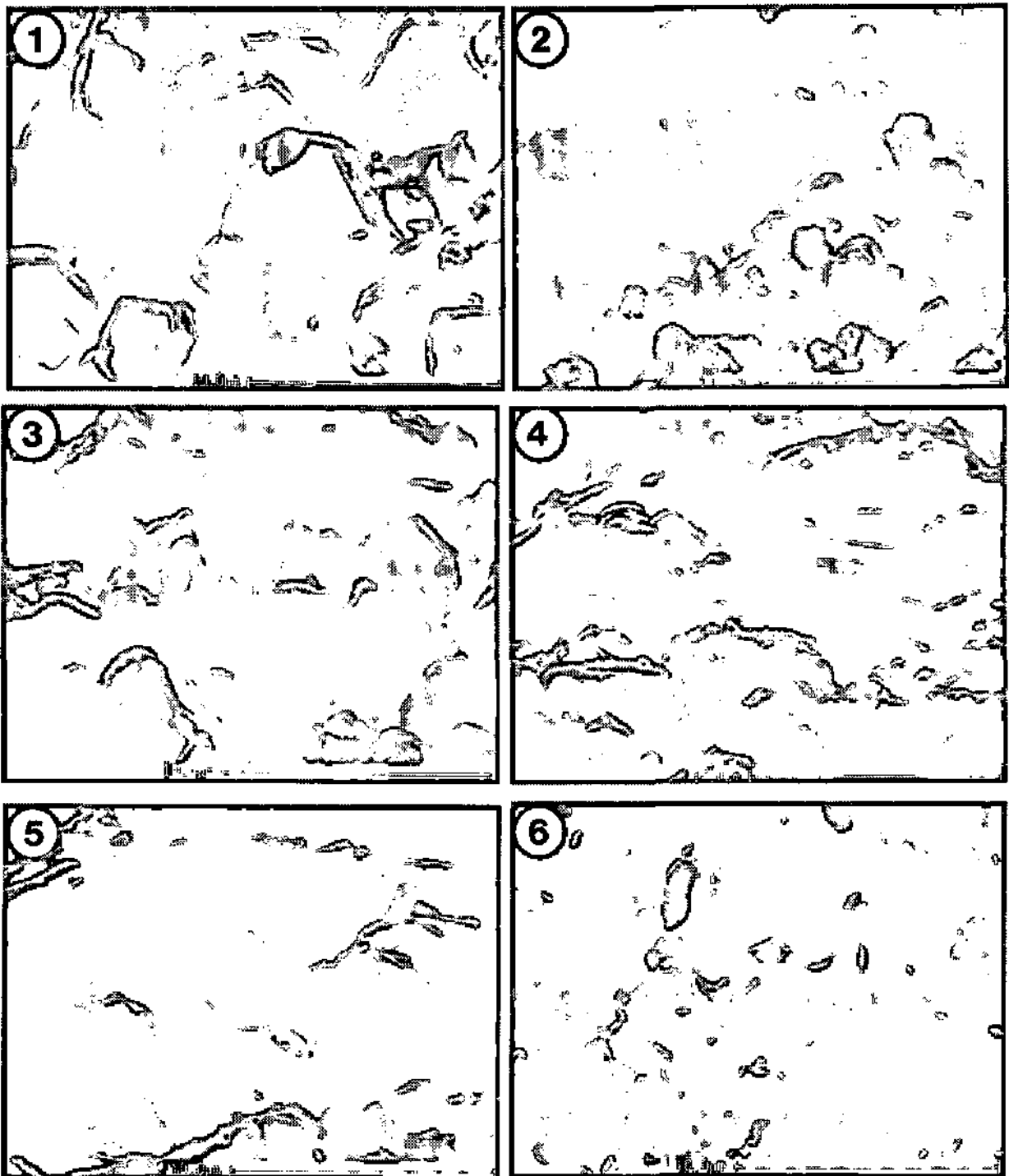
Der Silikatanteil geht in LACNE 2 im Bølling und Alleröd zugunsten des Kalzitgehaltes zurück und erreicht in der durch schnell zunehmende Silikatgehalte scharf abgegrenzten Jüngeren Dryas fast die Maximalwerte der Ältesten Dryas. Das Präboreal ist durch die Einschaltung von LACNE 1 gekennzeichnet, die sich im Älteren Atlantikum als Doppellage im Anschluß an eine Silikatspitze wiederholt. Als Unterschied zu Kern LN01-3 fehlt in LN05 die Fazies LACNE 3 (Kap. 3.1.2.). Der Anteil an Silikaten nimmt im Laufe des Jüngeren Atlantikum wieder zu und erreicht ein letztes Maximum kurz vor dem Übergang zu LACNE 1.

Die Tendenz des Silikatanteils in LACNE 1 ist bis auf einen kurzfristigen Rückgang im Subatlantikum steigend. Auch in diesem Profil wird deutlich, daß LACNE 1 neben den höheren Kalzitgehalten durch etwas höhere Ankeritgehalte in der Dolomit-Reihe von LACNE 2 und LACNE 4 zu unterscheiden ist.

4.1.1.4. Struktur und Textur des Gesamtsedimentes

Die mit einem Rasterelektronenmikroskop aufgenommenen Fotos verschiedener Fazies geben einen Überblick über Struktur und Textur des Gesamtsedimentes (Abb. 29).

LACNE 1 und die hellen Rhythmitlagen von LACNE 2 sind durch endogene, im See gebildete, Kalzite mit fransigen Anwachssäumen gekennzeichnet (Abb. 29; 1, 2, 3). Auffallend sind die unterschiedlichen Kristallgrößen. In der rezenten LACNE 1 beträgt die



LEGENDE

- 1 LACNE 1 (LN03 Vorloberfläche): Große Kalzit Rhomboeder und Polyeder mit Anwachssäumen.
- 2 LACNE 1 (LN03 383 cm, Subboreal): Kleinwüchsige Kalzite.
- 3 LACNE 2 (LN05 435 cm, Älteres Atlantikum): Mittelgroße Kalzite in heller Lamina.
- 4 LACNE 2 (LN05 434 cm, Älteres Atlantikum): Plattige Glimmer in dunkler Lamina.
- 5 LACNE 4 (LN03 829 cm, Jüngere Dryas): Gemisch aus überwiegend detritischen Mineralen.
- 6 LACNE 4 (LN03 959 cm, Älteste Dryas): Große, plattige Glimmer und Chlorite, detritische Silikate.

Abb. 29: Struktur und Textur des Gesamtsedimentes der Fazies LACNE 1, 2 und 4 (REM-Aufnahmen).

Größe der Kalzit-Rhomboeder und Polyeder meist um 5 μm . In einer subborealen LACNE 1-Probe erreichen die Kristalle maximal 3 μm ; die Größen der Kalzite aus den hellen Rhythmitlagen von LACNE 2 liegen dazwischen.

Die dunklen Rhythmitlagen von LACNE 2 sowie die spätglazialen Sedimente von LACNE 2 und LACNE 4 sind durch detritische Silikate, insbesondere plattige Glimmer und Chlorite, charakterisiert (Abb. 29; 4, 5, 6).

4.1.2. Karbonatfreie Feinfraktionen < 2 μm und 2 - 16 μm

Zur Analyse der Phyllosilikate wurden Texturpräparate der karbonatfreien Ton- (< 2 μm) und Feinsiltfraktionen (2-16 μm) benutzt. Die Unterschiede zwischen Gesamtsediment und den karbonatfreien Feinfraktionen werden aus der Zusammenstellung der Diffraktogramme in Abb. 26 deutlich.

Die wichtigsten Phyllosilikate sind Glimmer, Chlorit, Kaolinit und Smektit. Die Zusammensetzung der Glimmer und Chlorite wird in Kap. 4.1.2.2. und 4.1.2.3. behandelt.

Regelmäßige oder unregelmäßige Abfolgen von Schichtpaketen der Phyllosilikate führen zur Bildung von Wechsellagerungsmineralen, deren Anteil mit Hilfe der Illitkristallinität qualitativ abgeschätzt werden kann (Kap. 4.1.2.4.).

Neben den Phyllosilikaten treten in den karbonatfreien Feinfraktionen geringe Mengen Quarz und Feldspat auf. Ihr Anteil nimmt in der Feinsiltfraktion gegenüber der Tonfraktion zu.

Charakteristisch für LACNE 1 sind relativ hohe Smektit-Reflexintensitäten in der Tonfraktion. In der Feinsiltfraktion tritt Smektit dagegen in allen Fazies nur sehr lückenhaft und mit extrem schwankenden Reflexintensitäten auf. Die Glimmer zeigen für LACNE 2 hohe Reflexintensitäten in der Tonfraktion und hohe Reflexintensitäten in der Feinsiltfraktion für LACNE 1. Kaolinit kommt in LACNE 1 mit geringen Reflexintensitäten nur in der Tonfraktion vor. Chlorit, Quarz und Feldspäte haben in LACNE 1 und LACNE 3 geringere Reflexintensitäten als in LACNE 2. Die Feinsiltfraktion zeigt für LACNE 1 im Vergleich zu LACNE 2 und LACNE 3 höhere Chlorit- und K-Feldspat-Reflexintensitäten, sowie geringere Quarz-Reflexintensitäten.

4.1.2.1. Mineralverteilung der Kerne LN01-3 und LN05

Die Reflexintensitäten der beiden Feinfraktionen von LACNE 3 in Kern LN01-3 (Abb. 30 und 31) sind von der Kernbasis bis ca. 11.40 m im allgemeinen gering und weisen in Kombination mit den relativ hohen Intensitäten des Gesamtsedimentes auf eine Dominanz größerer Fraktionen hin. Zwischen 11.40 m und 10.80 m gehen die Intensitäten des Gesamtsediments zurück, und die Intensitäten von Quarz, K-Feldspat und Plagioklas, gefolgt von Chlorit und Glimmer, nehmen in den Feinfraktionen zu. Gleichzeitig wird im Sediment eine regelmäßige und annähernd horizontale Schichtung sichtbar (Kap. 3).

In LACNE 2 gehen alle Intensitäten leicht zurück und schwanken in einem konstanten Bereich. K-Feldspat tritt lückenhaft und mit stark wechselnden Reflexintensitäten in der Tonfraktion auf. Im Jüngerem Atlantikum nehmen die Quarz- und Feldspatintensitäten in der Feinsiltfraktion zu.

In LACNE 1 steigen die Reflexintensitäten von Smektit in der Tonfraktion an, alle anderen Reflexintensitäten gehen zurück. K-Feldspat sowie Glimmer und Chlorit haben in der Feinsiltfraktion höhere Reflexintensitäten als LACNE 2.

Die Quarz-Reflexintensitäten nehmen in der Feinsiltfraktion ab, der Kaolinit fehlt ganz. Die Plagioklas-Reflexintensität bleibt im selben Bereich, und die Reflexintensitäten von Glimmer, Chlorit und K-Feldspat nehmen zu.

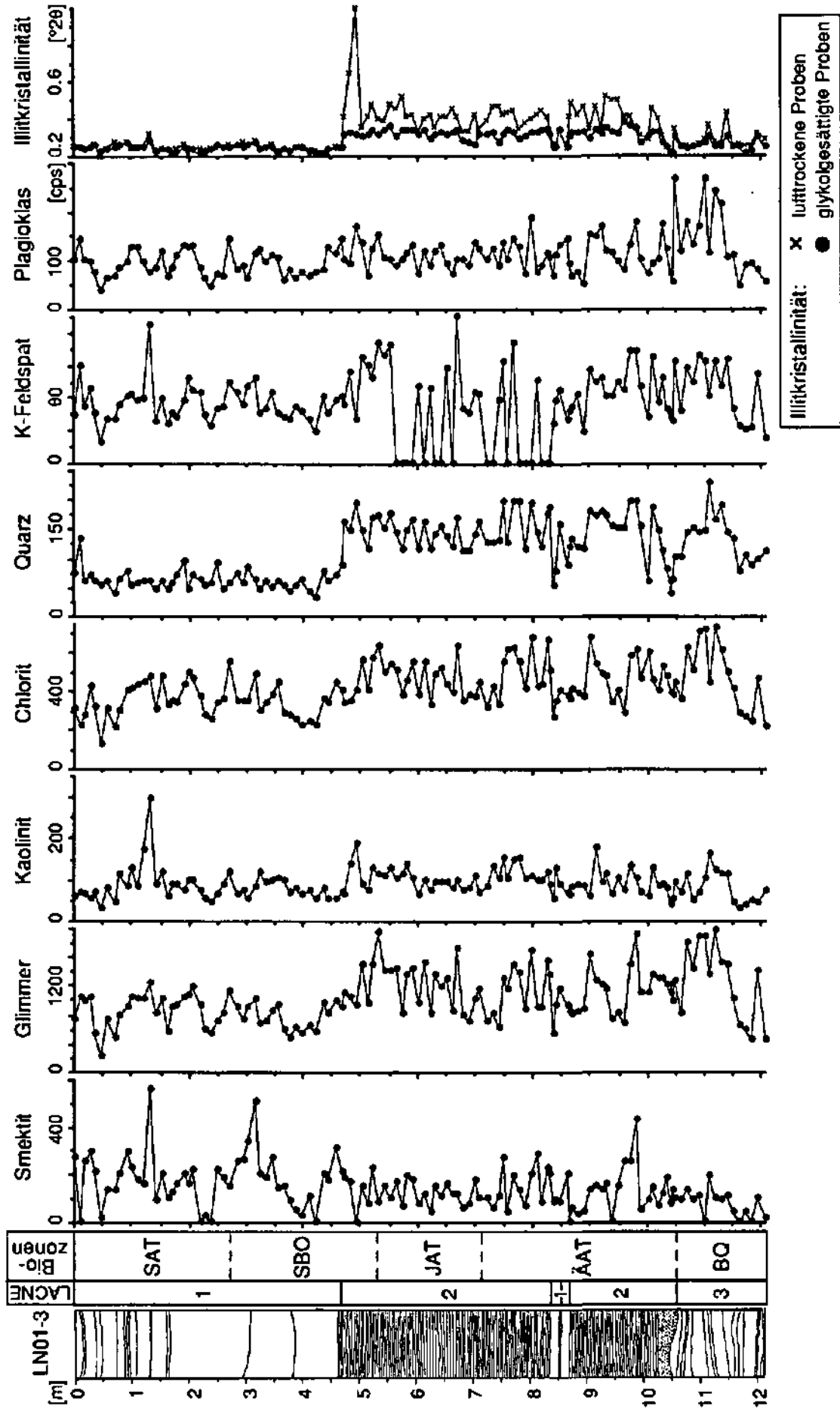


Abb. 30: Reflexintensitäten in [cps] und Illitkristallinität in [°2θ] der karbonatfreien Tonfraktion (< 2 µm) von Kern LN01-3.

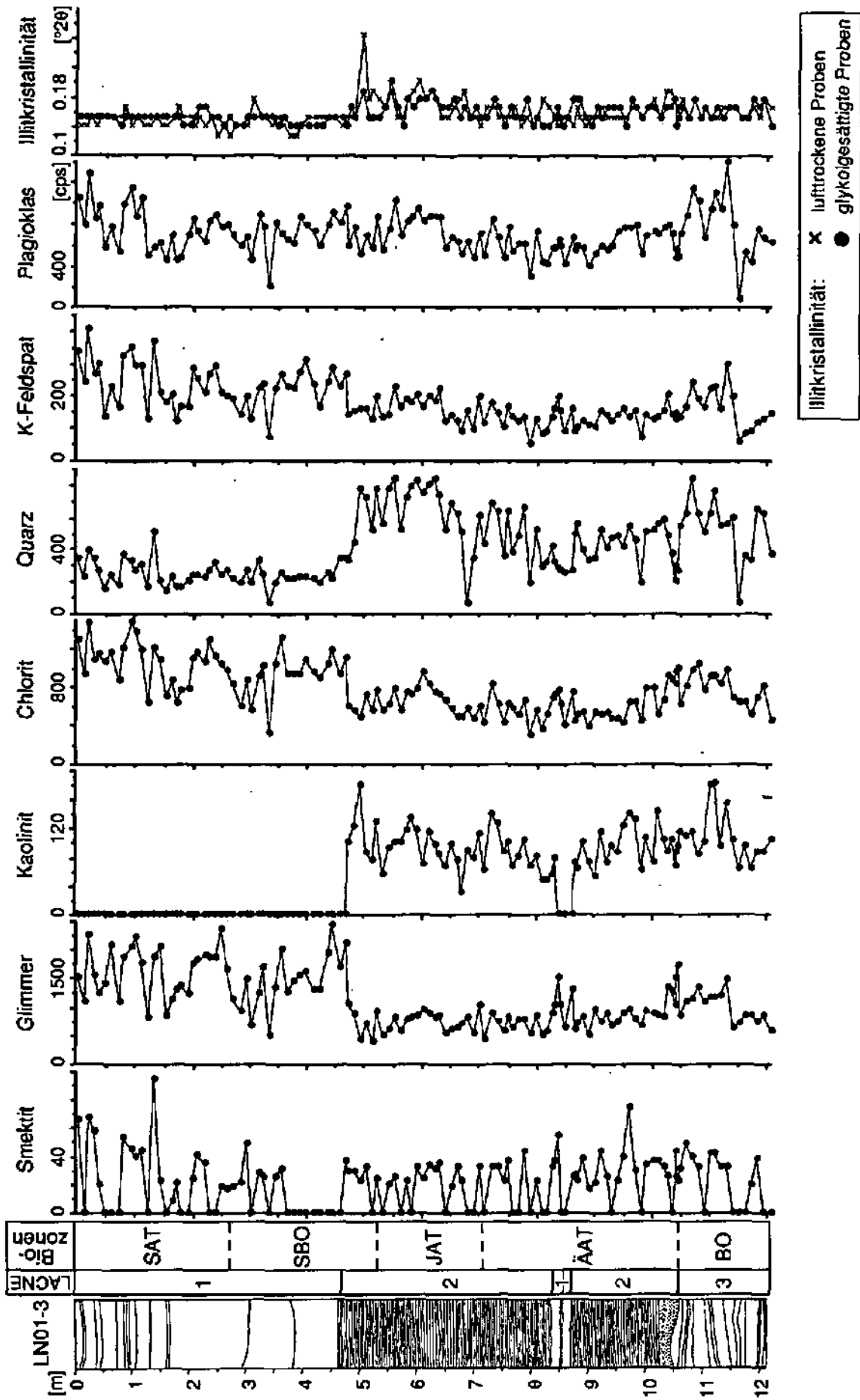
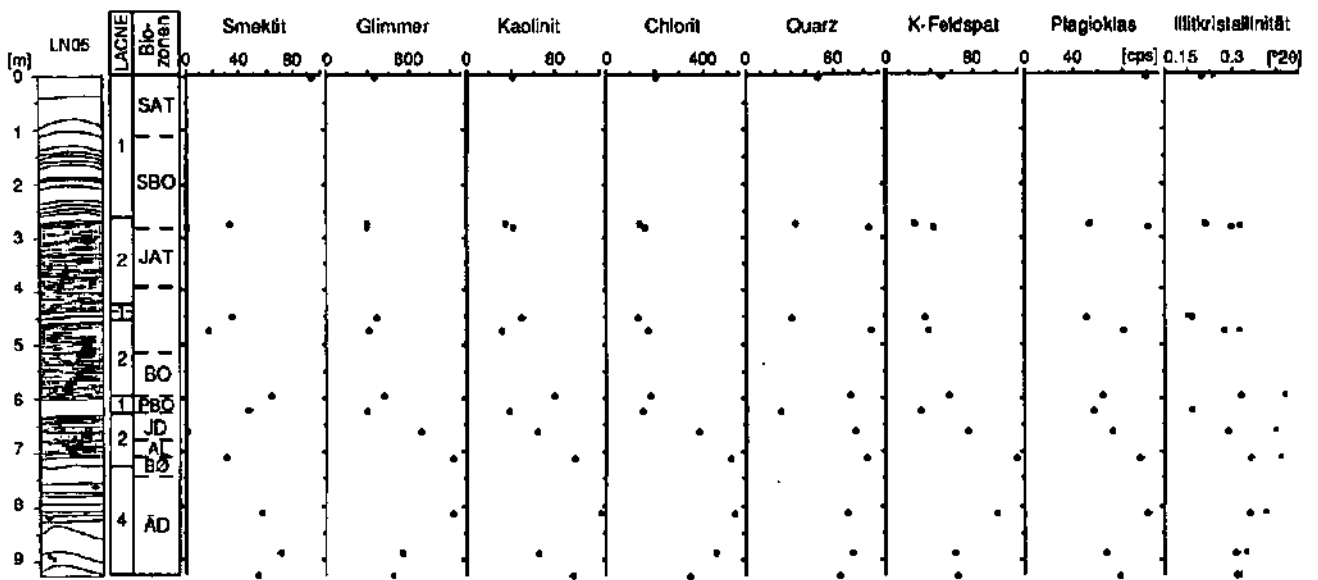


Abb. 31: Reflexintensitäten in [cps] und Illitkristallinität in [°2θ] der karbonatreien Tonfraktion (2 - 16 μm) von Kern LN01-3.

Mineralogie der karbonatfreien Fraktion < 2 µm



Mineralogie der karbonatfreien Fraktion 2 - 16 µm

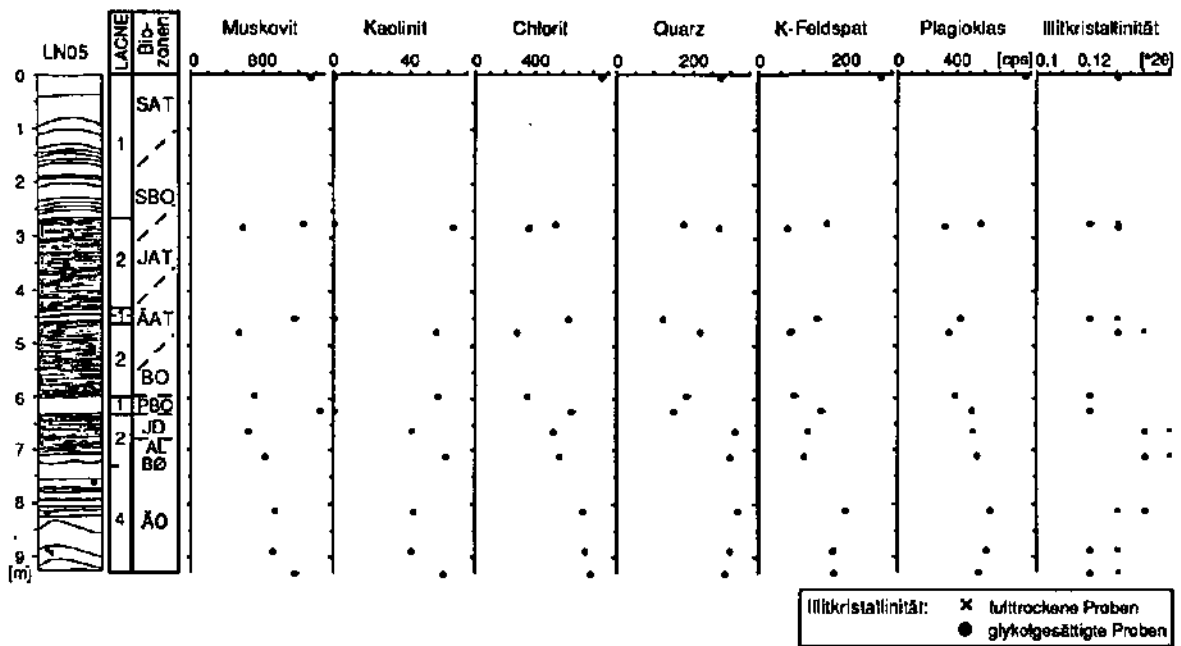


Abb. 32: Reflexintensitäten in [cps] und Illitkristallinitäten in [°2θ] der karbonatfreien Ton- und Feinsiltfraktion (< 2 µm und 2 - 16 µm) von Kern LN05.

Für den Kern LN05 (Abb. 32) liegen nur wenige Analysen vor, die aber die Ergebnisse von Kern LN01-3 bestätigen.

LACNE 4, die in LN01-3 nicht erreicht wird, zeichnet sich besonders durch hohe Glimmer-, Kaolinit-, Chlorit- und K-Feldspat-Reflexintensitäten in der Tonfraktion aus. Die Feinsiltfraktion ist besonders durch hohe Quarz-Reflexintensitäten gekennzeichnet.

Die relativ hohen Intensitäten der detritischen Silikate in der Oberflächenprobe sind wahrscheinlich auf anthropogenen Eintrag zurückzuführen, wie z. B. auf die Bauaktivität am Ufer oder das Versenken von Bauschutt im See.

4.1.2.2. Chlorite

Chlorite sind meist trioktaedrische, gesteinsbildende Zweischichtminerale in metamorphen Gesteinen und bestehen aus abwechselnden Oktaeder- (Talk) und Tetraederschichten (Brucit). Ihre chemische Zusammensetzung kann mit Hilfe der Reflexintensitäten (001) bei 14 Å, (002) bei 7 Å und (003) bei 4.7 Å und den von OINUMA & SHIMODA & SUDO (1972) entwickelten ternären Diagrammen abgeschätzt werden (Abb. 33).

Generell tendieren Mg-Chlorite zum Eckpunkt 14 Å, Fe-Chlorite in Richtung 7 Å und Al-Chlorite in Richtung 4.7 Å. Die Fe-Mg-reichen Chlorite liegen in der Fläche ADBE, die mehr Al-haltigen Chlorite sind in der Fläche BFCG konzentriert.

Alle analysierten Chlorite liegen im Feld ABDE und zeigen damit hohe Fe-Mg-Gehalte an. Die Chlorite der Feinsiltfraktion liegen im ABE-Feld relativ dicht beeinander. Die Chlorite der Tonfraktion sind mehr zum Mg-Pol hin ausgerichtet und liegen auf der Grenze zum ABD-Feld.

Lediglich in der Tonfraktion sind kleine Unterschiede zwischen den Chloriten der verschiedenen Fazies zu erkennen. Die Chlorite von LACNE 1 sind stärker zum Mg-Pol hin ausgerichtet, die Chlorite von LACNE 4 orientieren sich mehr zum Fe-Pol und die Chlorite von LACNE 2 und LACNE 3 (nur ein Punkt) liegen dazwischen.

4.1.2.3. Glimmer

Glimmer sind di- oder trioktaedrische Dreischichtsilikate. Der häufigste Vertreter in den Sedimenten ist der dioktaedrische K-Al-Glimmer Muskovit. Illit, ein Hydromuskovit, ist Bestandteil vieler Tone, und Phengit entsteht durch gekoppelten Ersatz des Al durch Mg, Fe und Si (MATTHES 1983). Ein weiteres sehr verbreitetes gesteinsbildendes Mineral ist der trioktaedrische K-Mg/Fe-Glimmer Biotit.

Die chemische Zusammensetzung der Glimmer läßt sich mit den Reflexintensitäten (001) bei 10 Å, (002) bei 5 Å und (005) bei 2 Å im ternären Diagramm darstellen (Abb. 33) und erlaubt eine Abschätzung der Tendenz der chemischen Zusammensetzung in einer Serie von Proben (REY & KÜBLER 1983).

Die Glimmer der Feinsiltfraktion sind Phengite mit Tendenz zum Illit, die Glimmer von LACNE 4 zeigen im Vergleich zu LACNE 1 und LACNE 2 eine schwache Tendenz in Richtung Muskovit.

Die Glimmer der Tonfraktion liegen zwischen Phengit und Illit; besonders starke Illit-Tendenz zeigen die Glimmer aus LACNE 3 und LACNE 4, während es sich bei LACNE 1 und LACNE 2 eher um Glimmer mit phengitischer Zusammensetzung handelt.

4.1.2.4. Illitkristallinitäten

Die Illitkristallinität, "IC" ("Indice de cristallinité", "Indice d'aigu", "Scherrer width"), wird durch die Breite des Glimmerreflexes auf halber Höhe der maximalen Reflexintensität bei

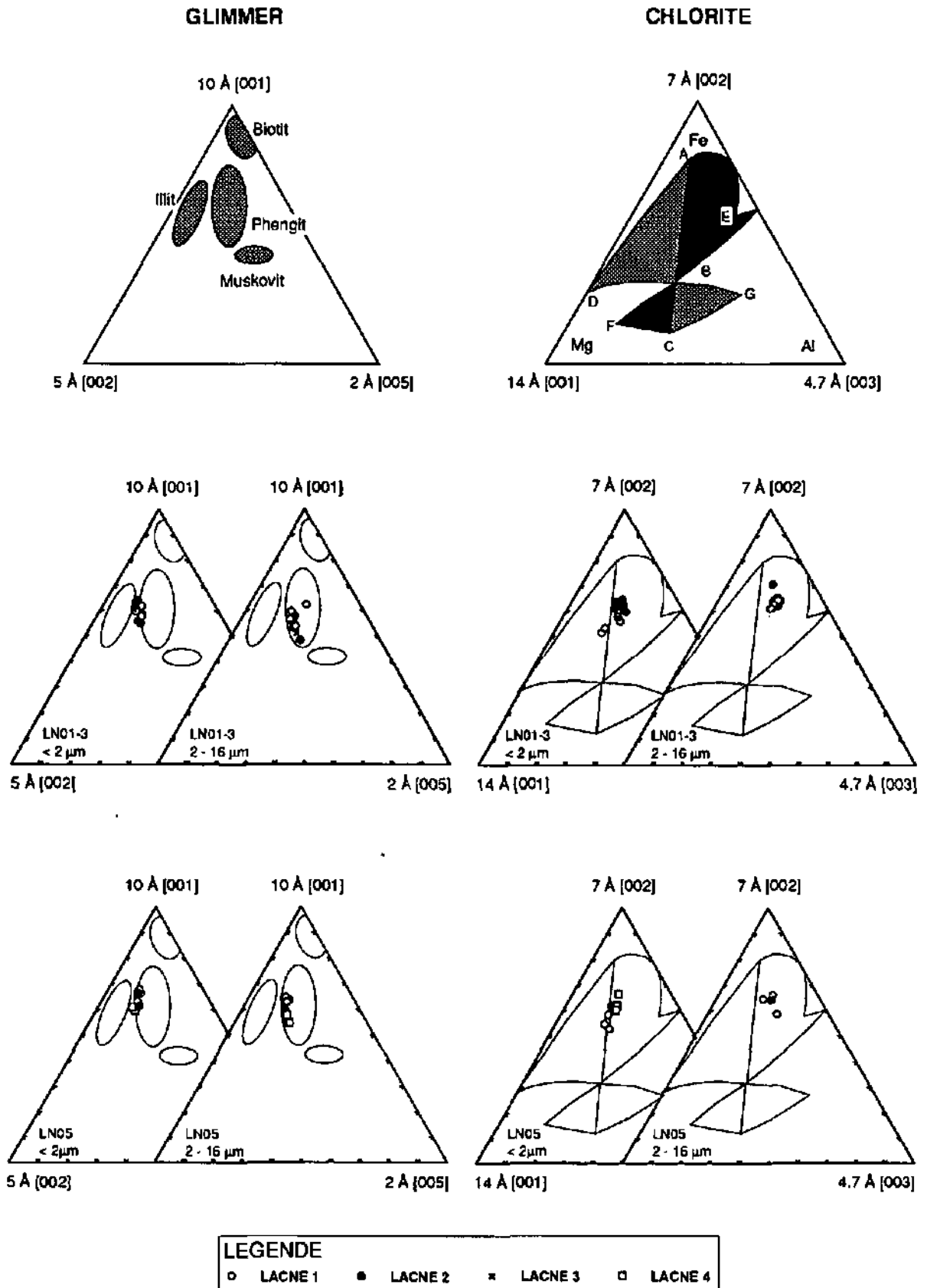


Abb. 33: Chemische Zusammensetzung von Glimmern und Chloriten der Ton- und Feinsiltfraktion (< 2 µm und 2 - 16 µm) der Fazies LACNE 1, 2, 3 und 4.

10 Å in $^{\circ}2\theta$ bei Cu-K α -Strahlung ausgedrückt (KÜBLER 1964, 1967). Die "IC" dient zur Charakterisierung des Metamorphosegrades von Gesteinen und ermöglicht eine Unterteilung in die Bereiche Diagenese, Anchi- und Epizone. Mit steigendem Metamorphosegrad nimmt die Breite des Peaks aufgrund der Transformation der Phyllosilikate ab, und die IC wird besser. Für das SCINTAG-Diffraktometer ergeben sich nach Umrechnung (KÜBLER 1990) folgende 2θ -Werte für die Zonierung:

Diagenese IC > 0.29 $^{\circ}2\theta$, Anchizone IC 0.29-0.17 $^{\circ}2\theta$ und Epizone IC < 0.17 $^{\circ}2\theta$.

Die IC der Feinsiltfraktion sind im allgemeinen besser als die IC der Tonfraktion. KÜBLER (1984) erklärt die bessere IC der Feinsiltfraktion mit dem Einfluß detritisch vererbter Assoziationen.

Der Vergleich zwischen der Reflexbreite lufttrockener und glykolgesättigter Proben (Abb. 30, 31 und 32) ermöglicht gleichzeitig eine qualitative Abschätzung des Gehaltes an vorwiegend in der Tonfraktion auftretenden Wechsellagerungsmineralen (PERSOZ 1982). Sie begleiten den (001)-Glimmerreflex lufttrockener Proben und tragen somit zu größeren Halbwertsbreiten bei. Nach der Glykolsättigung "wandern" sie vom Glimmerreflex weg, seine Halbwertsbreite nimmt ab, und die IC wird "besser".

Die IC beträgt für LACNE 1 in der Tonfraktion maximal 0.2 $^{\circ}2\theta$ und in der Feinsiltfraktion unter 0.15 $^{\circ}2\theta$.

LACNE 2 zeigt für beide Fraktionen höhere Werte; in der Tonfraktion betragen die Werte ca. 0.4 - 0.5 $^{\circ}2\theta$, erreichen jedoch einen Spitzenwert von 1 $^{\circ}2\theta$ wenig unterhalb des Wechsels zu LACNE 1. Die Werte für die Feinsiltfraktion sind geringer (ca. 0.14 $^{\circ}2\theta$) und erreichen ebenfalls unterhalb des Wechsels zu LACNE I ein Maximum (0.25 $^{\circ}2\theta$).

Die IC in LACNE 3 ähnelt der IC in der Tonfraktion von LACNE 1, die Werte für die Feinsiltfraktion sind mit 0.16 $^{\circ}2\theta$ größer als die IC in LACNE 1. Die IC für LACNE 4 entspricht etwa der IC für LACNE 2, maximale IC werden im Bølling und Allerød erreicht.

LACNE 2 und LACNE 4 enthalten erhebliche Anteile an Wechsellagerungsmineralen in der Tonfraktion. Besonders hervorzuheben sind die Spitzenwerte unterhalb des jüngsten Wechsels von LACNE 2 zu LACNE 1. In LACNE 4 nimmt der Gehalt an Wechsellagerungsmineralen von der Ältesten Dryas bis zum Allerød zu, gleichzeitig wird die IC schlechter. In der Feinsiltfraktion konnten keine nennenswerten Anteile an Wechsellagerungsmineralen nachgewiesen werden.

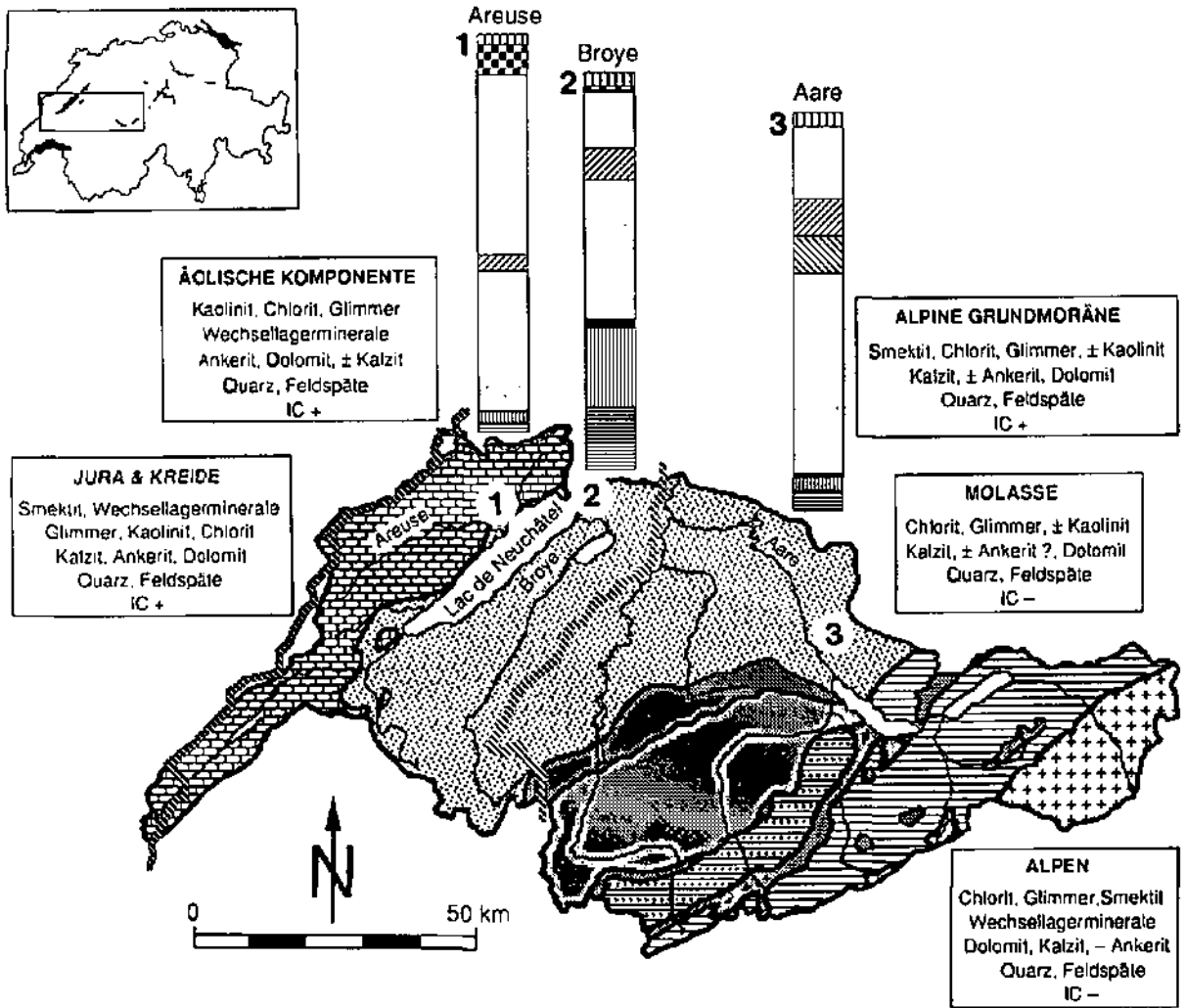
4.1.3. Mineralogie der Suspensionsfracht von Areuse, Broye und Aare

Die Suspensionsfracht von Flußwasser wurde mineralogisch untersucht, um die Herkunft des allochthonen Sedimentanteils zu klären. Es muß hierbei klar betont werden, daß es sich bei den durchgeführten Analysen nur um Stichproben handelt, repräsentative Untersuchungsreihen konnten bisher nicht durchgeführt werden.

Die Analyse der Suspensionsfracht der Areuse bei Boudry (KÜBLER 1992) wurde durch die mineralogischen Untersuchungen von Broye- und Aare-Suspension ergänzt (Abb. 34).

Die Anteile von Ankerit und Dolomit am Gesamtkarbonat betragen in der Suspension der Areuse ca. 18 %, in der Broye 27 % und in der Aare beträgt der Dolomit-Anteil am Gesamtkarbonat ca. 14 %. Diese Werte werden im Seesediment nie erreicht und weisen auf die starke Kalzitproduktion im See hin.

Der Mineralbestand der Areuse-Suspension unterscheidet sich deutlich durch seine hohen Karbonatgehalte (ca. 55 %) von Broye und Aare. Bemerkenswert ist das Ankerit/Dolomit-Verhältnis von ca. 3:1. Kaolinit konnte in diesen Proben nicht sicher nachgewiesen werden. In der Broye-Suspension ist das Verhältnis ca. 2:3, und in der Aare-Suspension konnte Ankerit nicht nachgewiesen werden.



LEGENDE

<p>1. Geologie</p> <ul style="list-style-type: none"> Molassebecken (Sandsteine, Konglomerate, Mergel) Jura (Kalke, Mergel) Ultrahelvetikum und Gurnigel-Flysch (Kalke, Mergel, Flysch) Präalpine Decken, Klippen-Decke (Kalke, Mergel, ± Flysch) Flyschdecken, Niesen-Decke (Sandsteine, Tonschiefer) Autochthon und Helvetische Decken (Kalke, Mergel) Aar-Massiv (Granite, Gneise) <p>3. Mineralassoziationen</p> <p>IC Illitkristallinität + : "gut", - : "schlecht"</p> <p>± selten; - nicht nachgewiesen</p> <p>4. Grenzen</p> <ul style="list-style-type: none"> Grenze Schweiz / Frankreich Grenze des heutigen Einzugsgebietes zum vergrößerten Einzugsgebiet bei Aarezufluß in den Lac de Neuchâtel 	<p>2. Mineralogie (Säulendiagramme)</p> <ul style="list-style-type: none"> Dolomit Ankerit Kalzit Plagioklas K-Feldspat Quarz Kaolinit Chlorit Muskovit
---	---

Abb. 34: Geologie und Mineralogie des bei Aare-Zufluß vergrößerten Einzugsgebietes des Lac de Neuchâtel. Mineralogie der Suspensionsfracht von Areuse, Broye und Aare (1, 2 und 3: Probeentnahmestelle).

Charakteristisch für die Broye-Suspension sind hohe Chlorit- und Glimmeranteile (zusammen ca. 35 %) und Kaolinit, K-Feldspat konnte nicht nachgewiesen werden. Die Aare-Suspension zeichnet sich durch sehr hohe Quarz- (ca. 50 %) und Feldspatgehalte mit gleichen Anteilen an K-Feldspat und Plagioklas (je ca. 9 %) aus.

4.1.4. Diskussion und Interpretation

Für die Abb. 34 wurden Literaturangaben und Ergebnisse eigener Analysen zusammengefaßt. Die Areuse liefert einen Auszug der typischen Mineralassoziationen aus dem Jura, die Broye führt Molassematerial, und die Aare erhält bis zur Probenahmestelle hauptsächlich Minerale aus den Alpen. Es ist zu beachten, daß es überall zur Vermischung mit den quartären Mineralassoziationen kommt.

Für den Jura sind Mineralassoziationen von Smektit, Wechsellagerungsmineralen, Glimmer, Chlorit und Kaolinit sowie untergeordnet Quarz und Feldspäte charakteristisch (PERSOZ 1982, ADATTE & RENZEL & KÜBLER 1991).

In der Molasse dominieren Chlorit und Glimmer sowie Quarz, Kalzit, Feldspäte und Dolomit; Kaolinit konnte bisher nur im Siderolithikum, der eozänen Bohnerzformation im Liegenden der Molasse, nachgewiesen werden (MONNIER 1979).

In der alpinen Grundmoräne sind Smektit, Chlorit und Glimmer vorhanden, Kaolinit fehlt (MONBARON 1973).

Bei diesen älteren Analysen drängt sich die Frage auf, ob z. B. Kaolinit wirklich nicht in Molasse und alpiner Grundmoräne vorhanden ist, oder nur aufgrund Geräte-technischer Voraussetzungen nicht erkannt wurde; denn in rezenten Studien von ROLLI (1991) und WEBER (1992) konnte Kaolinit vereinzelt in der alpinen Grundmoräne nachgewiesen werden. Ähnliche Probleme gibt es auch bei der Identifikation der Minerale der Dolomit-Reihe. Eine zufriedenstellende Lösung kann nur durch eine Neuauflage der Analyse ganzer Probenserien mit der neuen Generation der Röntgendiffraktometer erreicht werden.

Die äolische Komponente des Jurabogens ist besonders durch Kaolinit, Fe-Chlorite, Glimmer sowie Quarz charakterisiert (POCHON 1978).

KÜBLER & JANTSCHIK & HUON (1990) untersuchten in Neuchâtel niedergegangenen "roten Wüstenstaub" und konnten Kalzit, Dolomit, Ankerit, Feldspäte, Quarz, Glimmer, Chlorit, Kaolinit, Smektit und Wechsellagerungsminerale nachweisen.

Alpine Mineralassoziationen sind im Einzugsgebiet des Bodensees durch Quarz, Kalzit, Dolomit, Illit, Chlorit und Feldspäte gekennzeichnet (NIESSEN & LISTER & GIOVANOLI, im Druck).

Die endogenen Kalzitkristalle in LACNE 1 und in den hellen Rhythmitlagen von LACNE 2 sprechen für eine überwiegend autochthone Sedimentbildung (Kap. 3.8.). Die Kalzit-Ausfällung findet hauptsächlich von April bis September statt und ist an das Wachstum der Algen geknüpft, die als heterogene Nukleierungskatalysatoren für das Kalzitwachstum dienen (KUNZ 1983, BAPST 1987).

Die Vergrößerung der Korngröße korreliert positiv mit der Phosphat-Entwicklung im Seewasser (KUNZ 1983, NIESSEN & STURM 1987) und kann somit als Indikator für die Nährstoff- und Produktionsverhältnisse eines Sees verwendet werden. Die Größe der Kalzite in der rezenten LACNE 1 und in den hellen Rhythmitlagen von LACNE 2 könnte auf höhere Nährstoffgehalte hinweisen, dagegen war während der Ablagerung der subborealen LACNE 1 das Nährstoffangebot wahrscheinlich niedriger.

Mit einer detaillierten Studie der Kalzite der letzten Kerndezimeter könnte die Entwicklung des Trophiegrades im Lac de Neuchâtel rekonstruiert werden.

Der hohe Gehalt an detritischen Silikaten in LACNE 4 und in den dunklen Rhythmitlagen von LACNE 2 zeigt eine stark allochthon geprägte Sedimentation an, die es jetzt nach Liefergebieten zu unterscheiden gilt.

Die Areuse ist der wichtigste Zufluß aus dem Jura. Ihre hohen Ankerit-Gehalte bezieht sie wahrscheinlich aus den Ankerit-reichen Schichten der Marnes d'Hauterive (RUMLEY, pers. Mitt. 1992). Vom Jura geprägte Sedimente im Lac de Neuchâtel könnten daher durch die Ankeritdominanz über Dolomit identifiziert werden.

In LACNE 1 zeigen die endogenen Kalzite eine überwiegend autochthone Sedimentation an, der Anteil von Ankerit und Dolomit am Gesamtkarbonat als Indikator für allochthonen Sedimenteintrag ist dementsprechend gering. Der Ankerit ist das dominante Mineral in der Dolomit-Reihe und zeigt an, daß die allochthone Komponente in LACNE 1 vom Jura bestimmt wird, aber sicherlich unter dem Einfluß der Molasse steht, da die Ankerit-Werte für die Sedimente zwischen denen der Areuse- und Broye-Suspension liegen.

Die mineralogischen Indizien für ein temporäres Fließen der Aare in den Lac de Neuchâtel sind vielfältig und stellen sich folgendermaßen dar:

Ankerit- und Dolomitgehalte

In LACNE 2 und LACNE 4 zeigen hohe Ankerit- und Dolomitgehalte eine erhöhte Sedimentzufuhr an, die sich auch in höheren Phyllosilikat-, Quarz- und Feldspatgehalten widerspiegelt. Die Erhöhung des allochthonen Eintrags deutet eine zusätzliche Sedimentzufuhr aus Molasse und Alpen an. Der Einfluß der Molasse führt zu einer Dominanz des Plagioklases über den K-Feldspat, und der Einfluß der Alpen führt zu einer Dolomit-Dominanz über Ankerit.

Illitkristallinitäten und Wechsellagerungsminerale (Tonfraktion)

Die IC in der Areuse-Suspension sind "gut" (KÜBLER 1992). Dieses Ergebnis wird von LACNE 1 bestätigt. Generell wird die IC mit steigendem Karbonatgehalt besser (PERSOZ 1982, JANTSCHIK 1992). Eine Ausnahme stellt allerdings LACNE 3 dar, die bei geringeren Karbonatgehalten im allgemeinen gute IC aufweist. Gute IC finden wir z. B. in mechanisch beanspruchten glaziären Sedimenten (PETERS 1969). In der Molasse liegen die IC zwischen 0.2 - 0.4, teilweise sogar 0.8 °2θ (MONNIER 1979, AESCHLIMANN 1987) und werden allgemein als "schlecht" bezeichnet (PETERS 1969). Schlechte IC wurden auch in geringmächtigen, gut dränierten Bodenhorizonten beobachtet (POCHON 1978). Im alpinen Bereich des Einzugsgebietes der Aare überwiegen flächenmäßig Decken des Diagenesegrades mit ebenfalls "schlechter" IC (BURKHARD 1988). STURM & MATTER (1972) führen das vermehrte Auftreten der Illit-Montmorillonit-Wechsellagerungsminerale in den Sedimenten des Thunersees auf die Zuflüsse aus dem Helvetikum und Ultrahelvetikum zurück.

Die "schlechten" IC der Alpen und der Molasse spiegeln sich in LACNE 2 und LACNE 4 wider. Die Verschlechterung der IC und der steigende Gehalt an Wechsellagerungsmineralen in LACNE 4 von der Ältesten Dryas bis zum Allerød ist wahrscheinlich das Ergebnis zunehmender Bodenalteration. Mit der Klimaverbesserung wird die IC schlechter, und der Gehalt an Wechsellagerungsmineralen nimmt zu. Diese Ergebnisse stehen im Gegensatz zu den Untersuchungsergebnissen an marinen Sedimenten (JANTSCHIK 1992). Der Zusammenhang zwischen Klimaentwicklung und IC sollte daher durch ergänzende Analysen überprüft werden.

Korngröße

In LACNE 2 und LACNE 4 sind Glimmer, Chlorite und Feldspäte in der Tonfraktion, in LACNE 1 dagegen in der Feinsiltfraktion angereichert. Möglicherweise ist diese Korngrößenverteilung von der Entfernung des Liefergebietes abhängig und weist auf längere Transportwege für LACNE 2 und LACNE 4, im Vergleich zu LACNE 1, hin.

Schwerminerale

Die in LACNE 2 und LACNE 4 mikroskopisch bestimmten Schwerminerale Epidot und Turmalin wurden auch in den Sedimenten des Thunersees nachgewiesen. Nach STURM & MATTER (1972) ist Epidot typisch für die Zuflüsse aus Molasse und Quartär, Turmalin zeigt dagegen eine Zufuhr aus dem Helvetikum an. Mit der Aare gelangen diese Schwerminerale auch in den Brienersee (STURM 1976b). AUBERT (1975) beschrieb Turmalin als ein dominantes Schwermineral aus dem Jura und führte Epidot auf alpine Herkunft zurück.

KÜBLER (1962) wies auf einen Rückgang dieser Schwerminerale in den Sedimenten des Tortons von Le Locle (Schweizer Jura) infolge der Abschnürung vom Molassebecken hin. Ein jurassischer Einfluß von LACNE 2 und LACNE 4 kann nicht ausgeschlossen werden, der überwiegende Anteil der Schwerminerale wurde aber wahrscheinlich über die Aare aus Molasse, Quartär und Alpen angeliefert.

Petrographie der Feinkiese

In den spätglazialen Sedimenten dominieren alpine Feinkiese über jurassische Kalke. Da die alpinen Feinkiese in LACNE 1 fehlen, können sie nicht aus der alpinen Grundmoräne kommen und zeigen somit für das Spätglazial eine Sedimentzufuhr aus den Alpen an.

Die Zunahme der Sedimentzufuhr aus Molasse und Alpen im Jüngeren Atlantikum fällt zeitlich mit dem Beginn des Neolithikums zusammen und ist wahrscheinlich eher auf die menschliche Rodungstätigkeit als auf klimatische Verschlechterungen zurückzuführen. Die Sedimentzufuhr gipfelt in einem Silikatpeak im Transitionsbereich von LACNE 2 zu LACNE 1, der von extrem schlechten Werten für die IC und hohen Gehalten an Wechsellagerungsmineralen begleitet wird. Ein kleinerer Silikatpeak ist auch unterhalb der LACNE 1-Doppellage im Älteren Atlantikum vorhanden. Im Bereich der Silikatspitzen wird die Schichtung deutlicher, dunkle Lagen, in Kap. 3.8. als Hochwasserlagen gedeutet, treten hervor.

Im Vorfeld der Richtungsänderung der Aare kam es wahrscheinlich zu Hochwasserlagen mit hohen Silikatgehalten in der Suspensionsfracht. Die schlechten IC weisen entweder auf einen zufälligen Kontakt mit Glimmer mit schlechten IC oder, und das ist wahrscheinlicher, auf eine Erosion von Böden, wobei alterierte Glimmer mit schlechten IC abgespült wurden. Auch der Richtungswechsel der Aare im Älteren Atlantikum wurde wahrscheinlich von Hochwässern eingeleitet.

Der steigende Silikatanteil im Subboreal und Subatlantikum weist auf einen verstärkten Abfluß und/oder auf zunehmende Humidität hin, die einzelnen Silikatspitzen sind wahrscheinlich auch auf Hochwässer zurückzuführen.

Die Genese von LACNE 3 kann auch mineralogisch nicht völlig geklärt werden. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um ein innerhalb kurzer Zeit umgelagertes Sediment (Kap. 3.8.). Nach Ablagerung der gröberen Fraktion (Basis von LN01-3) kommt der Sedimentationsvorgang mit der Ablagerung der Feinfraktion zur Ruhe. LACNE 3 hat im allgemeinen gute IC, die eine starke mechanische Beanspruchung, wie sie z. B. bei Gletscherabrasion auftritt, anzeigen und die möglicherweise auf glaziären Ursprung hinweisen. Die chemische Zusammensetzung der Glimmer in der Tonfraktion entspricht der Zusammensetzung der Glimmer in der spätglazialen LACNE 4.

Die hohen Quarz- und Dolomitgehalte erinnern an den spätglazialen Ton aus dem Champ-du-Moulin (Kap. 3.1.2., 3.8. und Kap. 9.2., Tab. 25). Ankerit ist dagegen in LN01-3 etwas unterrepräsentiert. Zur Lösung dieses Problems sollten weitere mineralogische Analysen an Probenmaterial aus dem Champ-du-Moulin sowie an Proben aus dem Uferbereich des Lac de Neuchâtel durchgeführt werden.

4.2. Chemie

Die chemische Sedimentanalyse wurde zur Verfeinerung der Analyse des Mineralbestandes, der nur begrenzt Klima-Interpretationen ermöglicht, durchgeführt.

Mit Hilfe der Faktorenanalyse (Varimax, orthogonal, Abb. 36a und 36b, S. 62; Kap. 9.2., Tab. 43 und 44) werden die Ergebnisse der chemischen, mineralogischen und isotope-geochemischen (Kap. 6) Analysen mit dem Korngrößen-Median-Wert (Kap. 6, Abb. 44) des Kerns LN05 kombiniert und korreliert, um bestimmte Parameter-Assoziationen voneinander abzugrenzen, und die sedimentologisch definierte Unterteilung in die verschiedenen Fazies (Kap. 3.1.) zu überprüfen.

4.2.1. Elementverteilung im Kern LN05

Kohlenstoff (C_{tot} , C_{min} und C_{org})

Der Gesamtkohlenstoffgehalt (C_{tot}) beträgt zwischen ca. 3 % in LACNE 4 und ca. 11 % in LACNE 1 (Abb. 35a). C_{tot} besteht zu ca. 95 % aus mineralischem Kohlenstoff (C_{min}), der sehr gut mit dem Karbonatgehalt der Sedimente (Kap. 3.4.) korreliert und größtenteils aus dem Karbonat stammt. Hohe C_{min} -Gehalte werden als biogen gefälltes Karbonat interpretiert.

Der organische Kohlenstoff (C_{org}) ist überwiegend auf Biodebris zurückzuführen und steigt von ca. 0.2 % in LACNE 4 auf ca. 0.5 % in LACNE 2 und LACNE 1 an. Der Anstieg ist von leichten Rückgängen in der altholozänen LACNE 1 und durch einen starken Rückgang beim jüngsten LACNE 2-LACNE 1-Übergang charakterisiert.

Hohe C_{org} -Gehalte deuten auf erhöhte Produktion im Freiwasser, auf verminderte C-Mineralisation infolge anaeroben Abbaus oder auf allochthonen Eintrag hin (OSTENDORP & SCHMITZ & STURM 1991).

Organischer Stickstoff (N_{org})

Das N_{org} -Profil (Abb. 35a) korreliert mit dem C_{org} -Profil, nur im Bølling und Allerød schwanken die N_{org} -Gehalte stärker. Die Gehalte betragen ca. 0.03 % in LACNE 4 und steigen bis auf ca. 0.07 % in den rezenten Sedimenten an. Hauptlieferant des N_{org} ist der Biodebris.

C_{org}/N_{org}

Das C_{org}/N_{org} -Verhältnis (Abb. 35a) dient zur Unterscheidung der Herkunft der organischen Substanz. Die Werte sind für LACNE 4 mit 7 - 9 insgesamt gering und nehmen zum Top hin bis auf Werte von ca. 13 zu. Ein Maximalwert von ca. 15 wird zu Beginn des Bølling erreicht. In den letzten ca. 100 Jahren gehen die Werte wieder auf Werte zwischen 7 und 9 zurück.

Nach OCHIAI & NAKAJIMA (1991) erreichen z. B. autochthone Algen Werte bis zu 11. Werte von 12 - 26 sind auf den Einfluß höherer Pflanzen im See oder auf den Eintrag terrestrischer Pflanzen zurückzuführen.

Kalzium (Ca)

Die Ca-Gehalte betragen ca. 15 % für LACNE 4, ca. 15 - 25 % für LACNE 2 und ca. 25 - 35 % für LACNE 1 (Abb. 35a). Das Ca korreliert sehr stark mit dem Karbonatgehalt der Sedimente und weist das Karbonat als Hauptlieferanten des Ca aus.

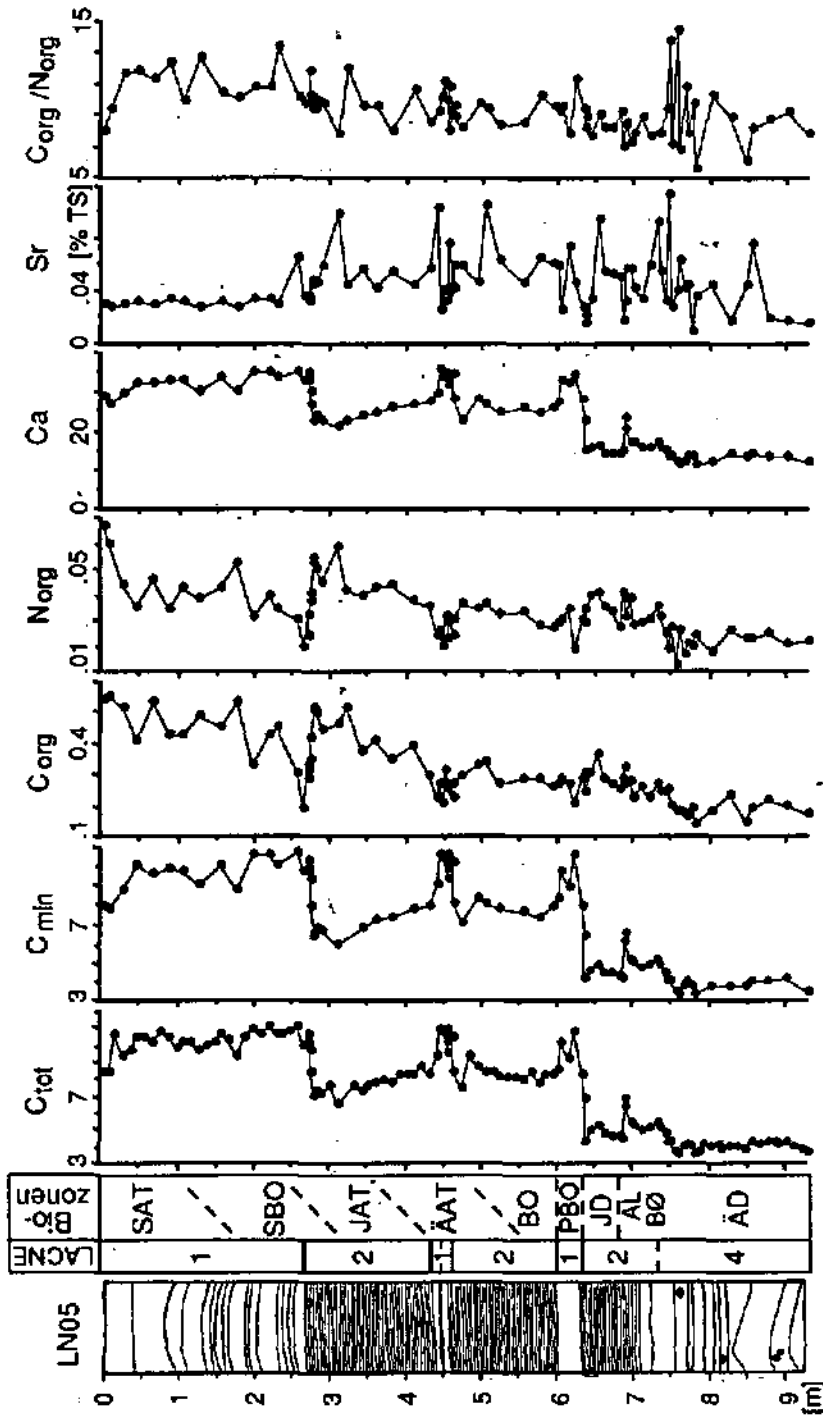


Abb. 35a: Sedimentchemische Parameter [% Trockensubstanz]; Ergebnis der Analyse des in Salzsäure löslichen Sedimentanteils.

C_{min} , C_{org} ; C_{tot} - mineralischer, organischer und Gesamtkohlenstoff, N_{org} - organischer Stickstoff.

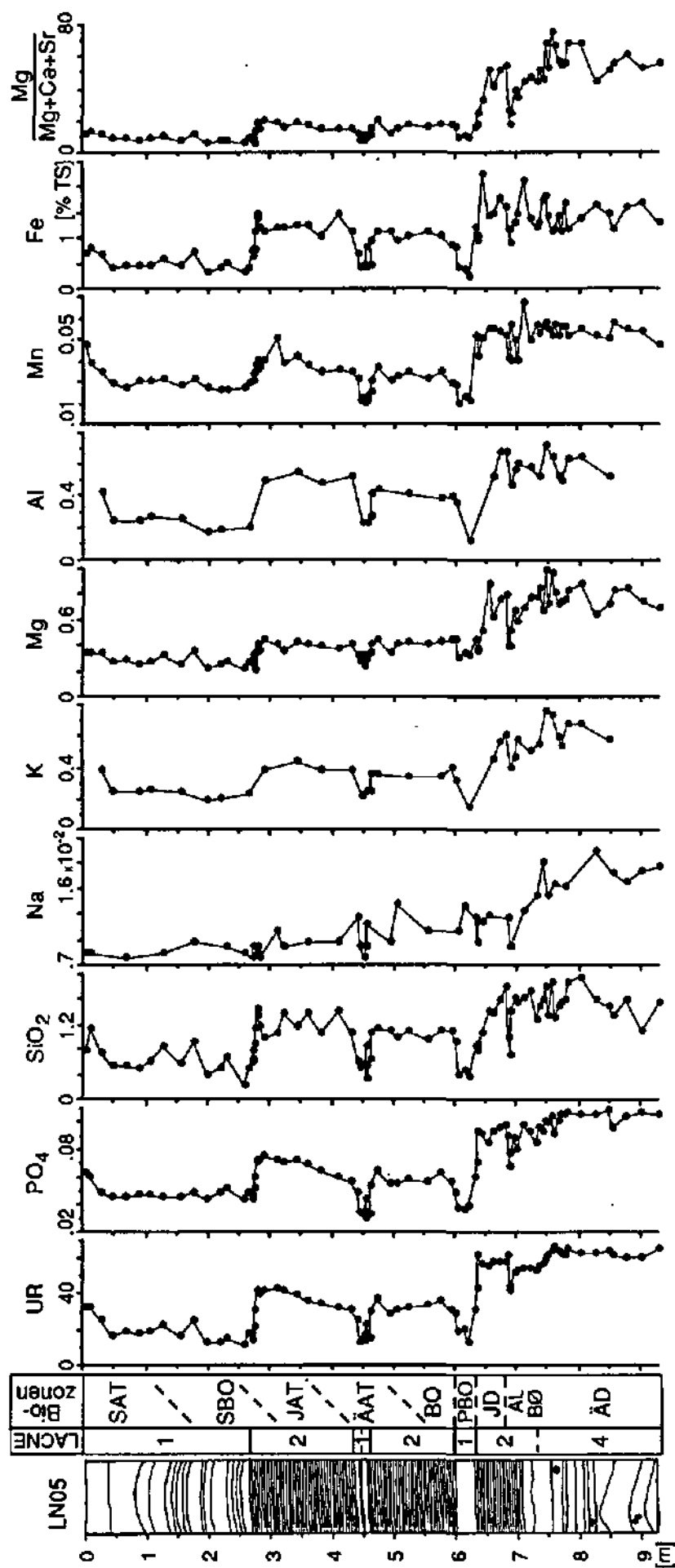


Abb. 35b: Sedimentchemische Parameter [% Trockensubstanz]; Ergebnis der Analyse des in Salzsäure löslichen Sedimentanteils. UR - unlöslicher Rückstand.

Strontium (Sr)

Das Sr ist durch stark schwankende Gehalte in LACNE 4 und LACNE 2 (0.02 - 0.12 %) sowie konstante aber niedrige Gehalte in LACNE 1 (0.02 - 0.03 %) gekennzeichnet (Abb. 35a). Ein Sr-Maximum mit ca. 0.12 % wird vor Beginn des Bølling erreicht. Das Sr kann aus Sulfat, Karbonat oder Tonen stammen. Als einziger Parameter korreliert das Sr weder mit der silikatischen noch mit der karbonatisch-organischen Gruppe.

Unlöslicher Rückstand (UR)

Der UR korreliert negativ mit den Parametern der karbonatisch-organischen Gruppe und nimmt in LACNE 4 Maximalwerte von bis zu ca. 70 % an (Abb. 35b). In LACNE 2 geht der UR auf ca. 30 - 40 % zurück und in LACNE 1 werden Werte zwischen 15 und 30 % erreicht.

Phosphat (PO₄)

Der PO₄-Gehalt beträgt ca. 0.1 % für LACNE 4, 0.06 - 0.1 % für LACNE 2 und 0.04 - 0.06 % für LACNE 1 (Abb. 35b). Die gute Korrelation mit dem UR weist auf den überwiegend detritischen Ursprung des PO₄ hin.

Siliziumdioxid (SiO₂)

Die SiO₂-Werte schwanken zwischen 1.2 und 2 % für LACNE 4, 1 - 2 % für LACNE 2 und 0.3 - 1.2 % für LACNE 1 (Abb. 35b). Als SiO₂-Quellen kommen Diatomeen, Phyllosilikate und Quarz in Betracht. Die gute Korrelation mit dem UR zeigt den überwiegend detritischen Ursprung an. Hohe Quarz-Gehalte deuten auf erhöhten Anteil allochthoner Schwebstoffe bei der Sedimentbildung und damit auf Erosion im Einzugsgebiet hin (OSTENDORP & SCHMITZ & STURM 1991).

Natrium (Na), Kalium (K), Magnesium (Mg), Aluminium (Al)

Die Werte liegen für K, Mg, Al zwischen 0.2 und 1 %, wobei die Gehalte von LACNE 4, über LACNE 2 zu LACNE 1 abnehmen. Die Na-Gehalte sind sehr gering und erreichen maximal 0.03 % in LACNE 4 (Abb. 35b).

Auch diese Elemente korrelieren eindeutig mit dem UR und sind detritischen Ursprungs. Sie stammen überwiegend aus den Silikaten, besonders den Phyllosilikaten. Mg ist außerdem an den Dolomit gebunden.

Mangan (Mn) und Eisen (Fe)

Das Fe erreicht über 2 % in LACNE 4, um 1 % in LACNE 2 und ca. 0.5 % in LACNE 1 (Abb. 35b). Die Werte für das Mn sind mit 0.05 % für LACNE 4, ca. 0.04 % für LACNE 2 und 0.02 - 0.03 % für LACNE 1 deutlich geringer. Maximale Gehalte werden für beide Elemente im Allerød erreicht. Mn und Fe sind wahrscheinlich überwiegend detritischen Ursprungs und können aus Oxiden, Hydroxiden, Sulfiden, Karbonaten und organischen Komplexen stammen.

Mg/Mg+Ca+Sr

Hohe Werte kennzeichnen einen niedrigen Anteil autochthoner biogen gefällter Karbonate am Gesamt-Karbonat (OSTENDORP & SCHMITZ & STURM 1991) (Abb. 35b) und sind charakteristisch für LACNE 4 und für LACNE 2 der Jüngerer Dryas. Im Holozän gehen die Werte stark zurück und erreichen ein Minimum in LACNE 1.

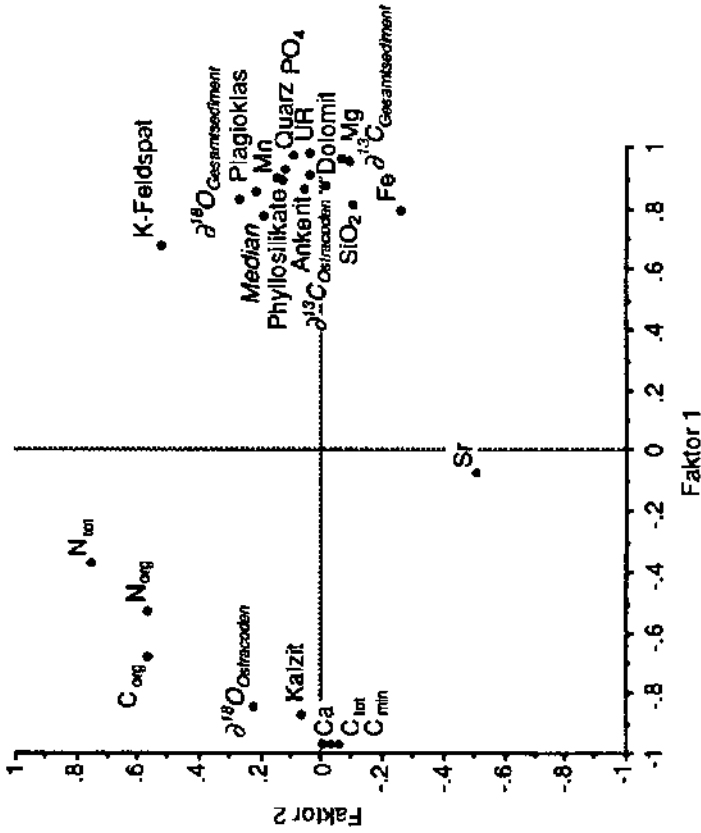


Abb. 36a: Die Faktorenanalyse (Varimax, orthogonal, Kern LN05) der mineralogischen und chemischen Parameter ergibt vier Faktoren mit insgesamt 87 % der Varianz sowie die Gegenüberstellung einer silikatischen (Quadrant III und IV) und einer karbonatisch-organischen Hauptgruppe (Quadrant I und II). Das Sr gehört als einziger Parameter keiner der beiden Gruppen an.

Der Faktor 1 ist mit 69.5 % der Varianz positiv mit den Silikaten, dem Median, dem $\delta^{18}\text{O}$, und negativ mit dem karbonatisch-organischen Sedimentanteil und dem Ostracoden- $\delta^{18}\text{O}$ belegt. Faktor 2 (8.6 % der Varianz) zeigt eine negative Belegung von C_{min} und Sr und eine positive Belegung von C_{org} , N_{tot} , N_{org} und K-Feldspat.

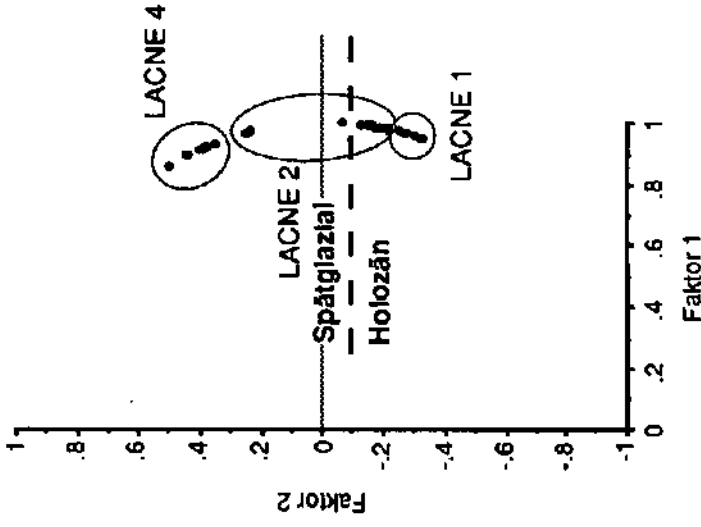


Abb. 36b: Die Analyse von Proben der Fazies LACNE 1, 2 und 4 (Kern LN05) ergibt zwei Faktoren mit zusammen 99.9 % der Varianz. Faktor 1 mit 91.2 % der Varianz ist positiv belegt und umfaßt alle Proben. Faktor 2 (8.7 % der Varianz) ermöglicht die Unterteilung in Spätglazial (Positivbelegung) und Holozän (Negativbelegung) und definiert für jede Fazies einen Bereich.

LACNE 1 ist durch eine negative Belegung für Faktor 2 charakterisiert. Die Negativbelegung für Faktor 2 ist für den holozänen Abschnitt von LACNE 2 geringer. Die spätglaziale LACNE 2 ist bis auf eine Probe aus dem Allerød positiv für Faktor 2 belegt und liegt in der Nähe von LACNE 4, die für Faktor 2 noch stärker positiv belegt ist.

Beim Vergleich der Konzentrationsprofile fällt auf, daß die jüngsten Sedimente, die die letzten 200 - 300 Jahre repräsentieren, abnehmende Tendenzen für das C_{\min} , den Quotienten C_{org}/C_{\min} und zunehmende Tendenzen für das N_{org} sowie z. B. für UR, PO_4 und Mn zeigen.

Unterhalb der LACNE 1- Doppellage und z. T. unterhalb des jüngsten Wechsels von LACNE 2 zu LACNE 1 sind die Gehalte an Ca und C_{\min} gering, sowie höher an UR, PO_4 und Mn. Entsprechendes gilt für den LACNE 2-Abschnitt zwischen der LACNE-1-Doppellage und dem jüngsten LACNE 2 - LACNE 1 Sedimentwechsel.

4.2.2. Diskussion und Interpretation

Ein Teil der mit Salzsäure aus dem Sediment von Kern LN05 herausgelösten und gemessenen Elemente PO_4 , SiO_2 , Na, K, Mg, Al, Mn und Fe kann aus aufgelösten Smektiten, Chloriten, Illiten, Fe- und Al-Hydroxiden, amorphem Si, kristallinem oder hydriertem Schwefel und alterierten Feldspäten kommen. Bis zu 45 % des C_{org} können bereits bei der Entkalkung gelöst werden (KÜBLER & BETRIX & FAUGUEL 1979, BECK 1987).

Die Konzentrationsprofile und die Faktorenanalyse (Abb. 36a und 36b) heben deutlich die Negativ-Korrelation zwischen karbonatisch-organischen und silikatischen Parametern hervor. Ebenfalls detritisch beeinflusst sind die Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope mit Ausnahme des $\delta^{18}O$ des Ostracodenkalzits, das sich eindeutig in die karbonatisch-organische Gruppe einordnen läßt und damit nur von autochthonen Faktoren beeinflusst wird.

Der starke detritische Einfluß von LACNE 4 ist charakteristisch für das Spätglazial und zeigt hohe Erosionsraten der noch spärlich bewachsenen Böden sowie eine geringe Primärproduktion an. In LACNE 2 ging dieser Einfluß im Allerød fast bis auf holozäne Verhältnisse zurück. Möglicherweise nahm der detritische Anteil der Sedimentfracht in der Aare ab, oder der Zufluß war stark reduziert. In der Jüngeren Dryas nahmen die Erosion und damit der detritische Eintrag zu. Die Gehalte an detritischen Elementen erreichte jedoch nicht mehr die Werte der Älteren Dryas.

Im Gegensatz dazu können OSTENDORP & SCHMITZ & STURM (1991) einen Klimarückschlag der Jüngeren Dryas im Bodensee-Untersee sedimentchemisch nicht fassen.

Die hohen $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Werte an der Grenze Bølling/Allerød und am Ende der Jüngeren Dryas sind vermutlich auf Einschwemmungen von Landpflanzen mit $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Werten zwischen 25 und 40 zurückzuführen (UNGEMACH 1960, zitiert in BEHBEHANI 1987). Das $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Verhältnis von Plankton beträgt dagegen nur 5.6 (HÅKANSON & JANSSON 1983).

Das rezente $C_{\text{org}}/N_{\text{org}}$ -Verhältnis liegt im Bereich des von JAQUET et al. (1984) beobachteten Verhältnisses von < 8 in den rezenten autochthon geprägten Sedimenten des Petit Lac und im W-Teil des Genfer Sees.

In der holozänen LACNE 2 ging der detritische Einfluß aufgrund abnehmender Erosionsraten auf ca. die Hälfte und in LACNE 1 bis auf ca. ein Viertel zurück, da die Aare als Silikatlieferant ausfiel.

Die Hypothese des temporären Aarezufusses kann auch anhand eines Vergleichs mit den Sedimenten aus dem Bielersee betätigt werden. SANTSCHI (1975) konnte einen Konzentrationsanstieg von z. B. SiO_2 , Mg, Al, Fe und C_{org} mit Beginn der Einleitung der Aare in den Bieler See im Jahre 1878 nachweisen.

Ein weiteres Argument liefern die Ergebnisse von PITTET (1989), der die Steroidkonzentration in Kern LN01-3 untersuchte und für die autochthone Fazies LACNE 1 Steroide planktonischen Ursprungs und für die detritisch geprägte Fazies LACNE 2 Steroide terrestrischer Pflanzen nachweisen konnte.

Geringe Gehalte an Ca und C_{min} und höhere Gehalte an UR, PO_4 und Mn unterhalb der LACNE 1-Doppellage und unterhalb des Wechsels von LACNE 2 zu LACNE 1 weisen auf einen höheren detritischen Eintrag hin und stimmen mit den in Kap. 3 aufgestellten Hypothese zur Wirkung von Hochwässern auf die Richtungsänderung der Aare überein.

Der abrupte Rückgang des C_{org} an der Wende Jüngerer Atlantikum/Subboreal ist das Ergebnis zurückgehender Produktivität wegen der stoppenden Nährstoffzufuhr infolge der definitiven Aufgabe des Fließens der Aare in den Lac de Neuchâtel.

Der Rückgang des C_{min} in den Oberflächensedimenten wurde wahrscheinlich durch einen stärkeren detritischen Eintrag verursacht, der gleichzeitig die Algen zu einer stärkeren Produktion veranlaßt und sich damit in geringen C_{org}/N_{org} -Werten niederschlägt. Der Auslöser ist wahrscheinlich die anthropogene Aktivität, die den See mit mehr Nährstoffen versorgte und außerdem durch höhere Gehalte an Mn, C_{org} und N_{org} bestätigt wird (s. SANTSCHI 1975).

Die Sonderstellung des Sr kann z. Z. noch nicht zufriedenstellend interpretiert werden. Die gute Korrelation von Sr und Ca in den Sedimenten des Murtensees (DAVAUD 1976) und des Lac de Neuchâtel (KÜBLER & BETRIX & FAUGUEL 1979) gelten nur für rezente Sedimente. Hier sollte die diagenetische Veränderung des Sedimentes näher untersucht werden. Die hohen Sr-Gehalte im Bølling korrelieren mit hohen C_{org}/N_{org} -Werten, die eher einen detritischen Ursprung belegen. Auch RUCH (pers. Mitt. 1992) konnte einen Sr-Exzeß in den Bølling-zeitlichen Sedimenten des Gerzensees beobachten und erklärt den Sr-Exzeß mit atmosphärischen Einflüssen. Diese Hypothese sollte in weiteren Studien überprüft werden.

5. Paläolimnologie

Die Vergesellschaftung und zeitliche Häufigkeitsverteilung von Resten tierischer und pflanzlicher Organismen ermöglicht die Rekonstruktion vergangener Milieubedingungen und bietet eine aufschlußreiche Ergänzung sedimentologischer, mineralogischer und geochemischer Untersuchungen.

5.1. Ostracoden

Ostracoden sind primitive, bis ca. 2 mm große Crustaceen mit einem zweiklappigen, verkalkten, gut erhaltungsfähigen Carapax und einem undeutlich segmentierten Weichkörper. Die meisten Arten leben auf oder in der Sedimentoberfläche in fast allen aquatischen Milieus. Sie sind omnivor und ernähren sich hauptsächlich durch Filtration von Detritus, Bakterien und Algen. Während der zwischen 15 Tagen bis ca. 3 Jahren andauernden Ontogenese (OERTLI, pers. Mitt. 1990) häuten sich Ostracoden bis zu achtmal (WHATLEY 1988). Die dabei unter den alten Klappen gebildeten neuen Klappen werden bei jedem Wechsel um ca. 26 % größer (OERTLI, pers. Mitt. 1990).

Ostracoden vertragen vorübergehendes Austrocknen des Gewässers. Ihre Eier können im feuchten Sediment überdauern. (DE DECKKER 1988). Sie werden durch Vögel, Holz- und Pflanzenreste, Wind, Strömungen und Fische, die neben Chironomiden, Süßwassermilben und Gastropoden zu den Hauptprädatoren gehören, verbreitet (CARBONEL & al. 1988). Limitierende Faktoren sind Temperatur, Sauerstoff-Gehalt, organische Substanz, Wassertiefe, Hydromechanik, Salinität und das Substrat.

Ostracoden sind nach den Foraminiferen die wichtigsten Mikrofossilien. Ihre weite Verbreitung, große Diversität und rasche Entwicklung machten sie zu bedeutenden Leitfossilien paläozoischer bis rezenter Sedimente.

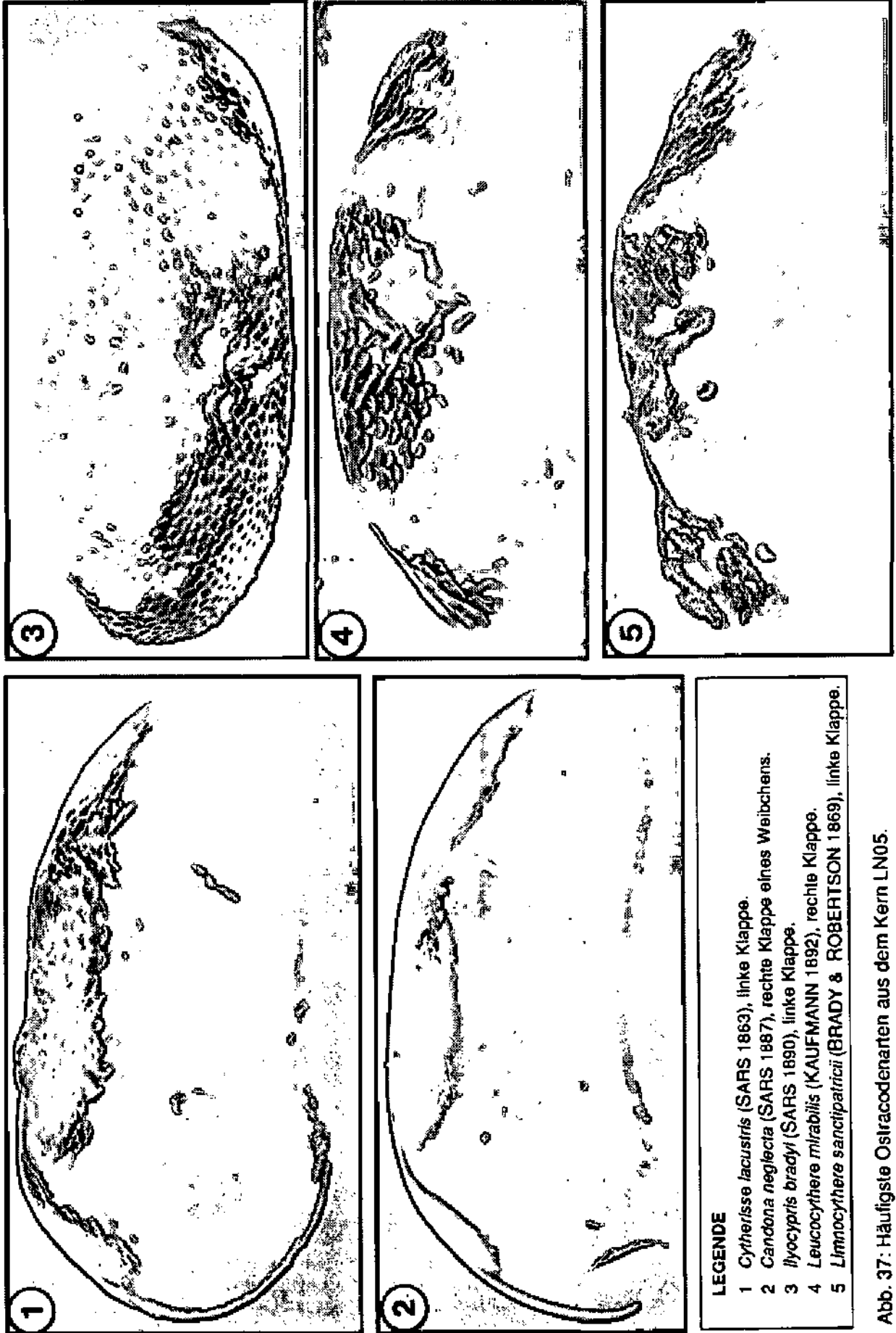
5.1.1. Ostracoden aus den Sedimenten des Kerns LN05

Bei der Separation von Ostracoden-Klappen aus den Sedimenten des Kerns LN05 wurden nicht nur die für die Isotopenanalyse (Kap. 6) nötige Anzahl Klappen aus dem Sediment herauspräpariert, sondern alle Klappen einer Sedimentprobe (35 g Feuchsubstanz) berücksichtigt. Die ca. 9500 separierten Ostracoden-Klappen ermöglichen die Darstellung der Häufigkeits- und Artenverteilung während des Spät- und Postglazials (Abb. 38, S. 68).

Der Kern LN05 liefert eine typische Profundalvergesellschaftung, deren fünf Vertreter in Abb. 37 vorgestellt werden. Die Ostracoden sind mit dem Dorsalrand nach oben orientiert. Die Form der Klappen und die Lage der Muskelansatzabdrücke ermöglichen eine Unterscheidung rechter und linker Klappen. Das Hinterende ist bei adulten Formen breit und hoch, und die Muskelansatzabdrücke liegen meist vor der Mitte der Gehäuselänge. Bei *Ilyocypris bradyi* (Abb. 37; 3) sind sie als in vertikaler Richtung gestreckte, durch Muskelzug erzeugte, Einsenkungen deutlich zu erkennen.

Im folgenden werden die ökologischen Ansprüche der einzelnen Arten in Anlehnung an folgende Arbeiten beschrieben: ABSOLON (1978), DANIELOPOL et al. (1988, 1989, 1990a, 1990b), DIEBEL (1958), DIEBEL & PIETRZENIUK (1975, 1984), GEIGER (1990a, 1990b), GÜNTHER (1986), HILLER (1972), KAUFMANN (1900), KLIE (1938), MANIA (1967), NÜCHTERLEIN (1969), OERTLI (1974, 1985), VESPER (1975).

Alle Arten kommen auch rezent vor. GEIGER (pers. Mitt. 1992) konnte darüber hinaus *Ilyocypris sp.*, wahrscheinlich *Ilyocypris lacustris* und *Candona studeri* - im Profundal nachweisen. Da manche Arten nur anhand der Weichteile bestimmt werden können, aber nur die Klappen fossil erhalten sind, kann eine Verwechslung von Arten einer Gattung oder Gattungsgruppe nicht ausgeschlossen werden.



LEGENDE

- 1 *Cytherissa lacustris* (SARS 1863), linke Klappe.
- 2 *Candona neglecta* (SARS 1887), rechte Klappe eines Weibchens.
- 3 *Ilyocypris bradyi* (SARS 1890), linke Klappe.
- 4 *Leucocythere mirabilis* (KAUFMANN 1892), rechte Klappe.
- 5 *Limnocythere sancipatricii* (BRADY & ROBERTSON 1869), linke Klappe.

Abb. 37: Häufigste Ostracodenarten aus dem Kern LN05.

Cytherissa lacustris SARS 1863

Cytherissa lacustris (Abb. 37; 1) ist marinen Ursprungs, lebt im Profundal oligotropher Seen und hat eine relativ lange Lebensdauer von ca. 2 Jahren. Wegen seiner schweren Schale kann er sich nur im Sediment bewegen und gräbt bis in 2 cm Sedimenttiefe. *Cytherissa lacustris* bevorzugt kaltes Wasser, lockeres, siltig-feinsandiges, mineralisches Sediment und beansprucht Sauerstoffgehalte von mindestens 4 mg/l.

Candona neglecta SARS 1887

Candona neglecta (Abb. 37; 2) ist eine Dauerform mit zwei Generationen im Jahr und wird generell zu den stenothermen Kaltwasserformen gerechnet, obwohl er kurzzeitig hohe Wassertemperaturen toleriert. Er tritt im Profundal und im Litoral stehender und fließender Gewässer auf und kann periodische Austrocknung überstehen. Juvenile Stadien verschiedener Candonen sind kaum nach Art und Geschlecht zu unterscheiden. Die Abb. 1; 2 zeigt die Klappe eines adulten Weibchens. Im Vergleich zur Klappe eines Männchens ist der Ventralrand schwächer eingebuchtet, der Vorderrand ist stärker gewölbt, und die größte Länge liegt beim Weibchen tiefer als beim Männchen.

Ilyocypris bradyi SARS 1890

Ilyocypris bradyi (Abb. 37; 3) ist eine grabende Dauerform, verträgt größere Temperaturschwankungen, kommt auch in fließenden Gewässern vor und bevorzugt mittlere bis hohe Kalkgehalte. Die Unterscheidung von *Ilyocypris lacustris* ist nur anhand der Gliedmaßen möglich, aber hier irrelevant, da beide Arten ähnliche ökologische Ansprüche stellen.

Leucocythere mirabilis KAUFMANN 1892

Limnocythere sanctipatricii BRADY & ROBERTSON 1869

Leucocythere mirabilis und *Limnocythere sanctipatricii* haben ähnliche Umweltansprüche. Sie werden zu den kalt-stenothermen Formen gezählt, haben einen relativ langen Lebenszyklus von bis zu 2 Jahren, sind Schlammgrundbewohner und bevorzugen oligotrophes Wasser, feinkörnige Sedimente und geringe C_{org} -Gehalte. Die beiden Ostracodenarten können z. B. anhand ihrer Klappen-Reticulierung, die in der Fotografie (Abb. 37; 4 und 5) deutlich zu erkennen ist, unterschieden werden: *Limnocythere sanctipatricii* ist doppelt, *Leucocythere mirabilis* dagegen nur einfach reticuliert.

Cypria ophthalmica JURINE 1820

Cypria ophthalmica ist der einzige Schwimmer unter den beobachteten Arten, wird am häufigsten im Litoral und im Sublitoral von Seen gefunden und ist hochgradig anpassungsfähig. Diese Dauerform bildet zwei Generationen im Jahr, ist kälteresistent, tritt selbst bei starker Verschmutzung und auch in periodisch austrocknenden Gewässern auf.

5.1.2. Spät- und postglaziale Häufigkeits- und Artenverteilung

Die Häufigkeits- und Artenverteilung der Ostracoden-Klappen ist in Abb. 38 dargestellt. Da die Häufigkeitsverteilung auch von der Sedimentwachstumsrate abhängig ist, muß sie als beeinflussender Faktor berücksichtigt werden. Neben der tatsächlichen Gesamtanzahl (durchgezogene Linie) ist zusätzlich die hypothetische Anzahl der Ostracoden dargestellt (gestrichelte Linie), die sich aus dem Verhältnis der Sedimentwachstumsraten von LACNE 4 und LACNE 1 zu LACNE 2 ergibt.

Trotz Berücksichtigung hoher Sedimentwachstumsraten ist die Anzahl der Ostracoden in LACNE 4 an der Kernbasis gering. Ihre Hauptvertreter, *Leucocythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii*, nehmen aber im Laufe der Ältesten Dryas kontinuierlich zu. *Candona neglecta* ist nur an der Kernbasis häufig vertreten und fehlt abschnittsweise völlig.

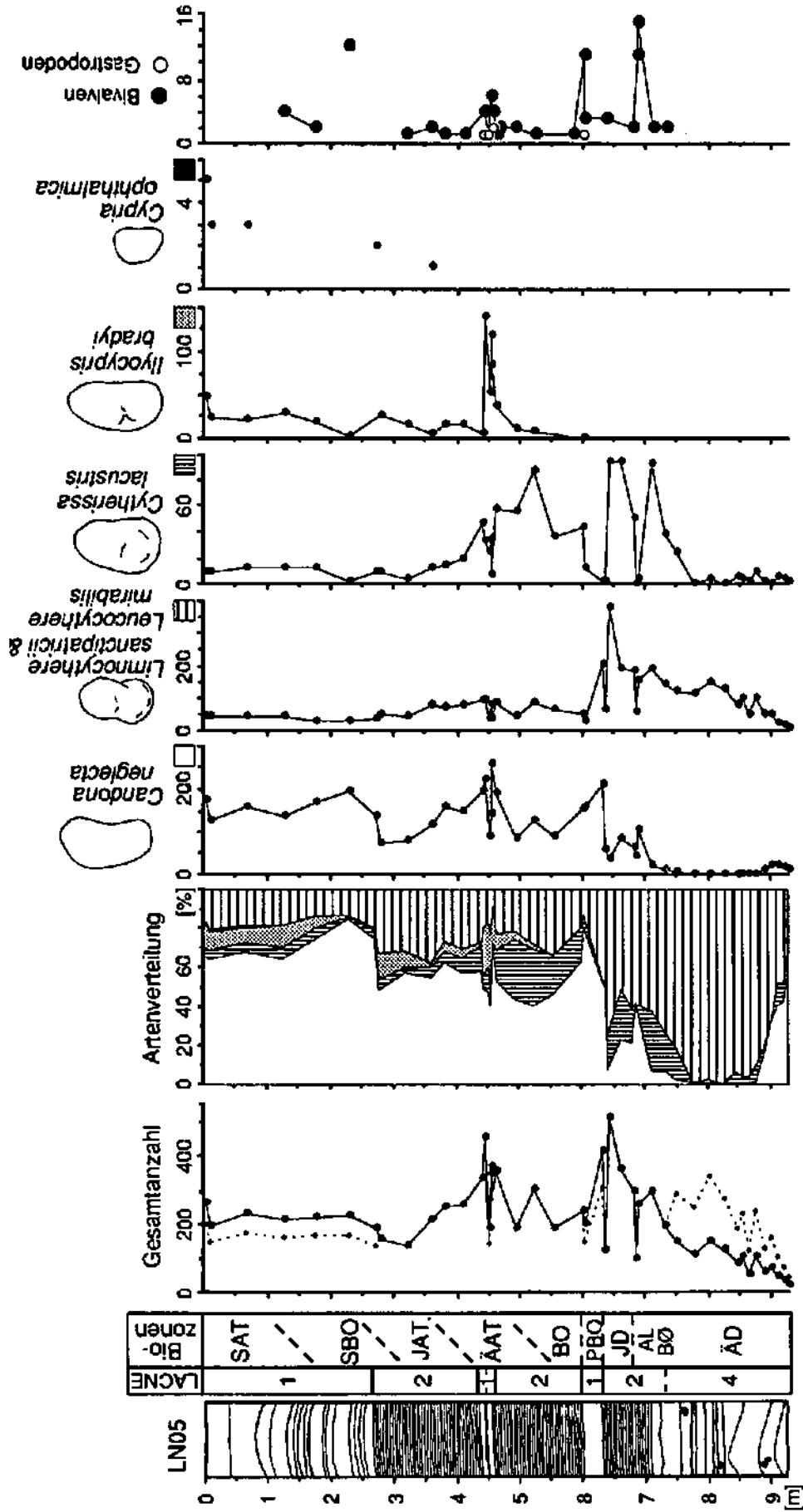


Abb. 38: Häufigkeits- und Artenverteilung der Ostracoden. Anzahl der Bivalven und Gastropoden (THEW, pers. Mitt. 1992).

Die Angaben beziehen sich auf 35 g Feuchtsubstanz.

Gesamtanzahl: Gestrichelte Linie gibt die hypothetische Anzahl bei konstanter Sedimentwachstumsrate an. Als Bezugsfazies dient LACNE 2.

Cytherissa lacustris ist ebenfalls sehr selten, nimmt aber gegen Ende der Ältesten Dryas, im Bølling und im Allerød stark zu und erreicht in diesem Bereich ein erstes Maximum. *Candona neglecta* tritt erst im Allerød wieder in größerer Anzahl auf.

Der Übergang Allerød-Jüngere Dryas ist durch einen drastischen Rückgang der Ostracoden gekennzeichnet, von *Cytherissa lacustris* wurde keine einzige Klappe gefunden. Die Anzahl von *Leucomythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* ging in einer Probe ca. auf ein Drittel zurück, *Candona neglecta* verringerte sich um über die Hälfte.

In der Jüngeren Dryas erreichte die Ostracodenanzahl mit einer starken Präsenz von *Cytherissa lacustris*, *Leucomythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* ihr absolutes Maximum, der Bestand von *Candona neglecta* blieb dagegen stabil.

Der Übergang zur präborealen LACNE 1 ist durch einen Dominanzwechsel charakterisiert: *Leucomythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* gehen deutlich zugunsten von *Candona neglecta* zurück und bleiben danach im holozänen LACNE 2-Abschnitt etwa konstant. Gleichzeitig ist die Gesamtanzahl zunächst stark rückläufig und schwankt nach einer leichten Erholung im Bereich der Werte in der holozänen LACNE 2. Von *Cytherissa lacustris* konnten in der präborealen LACNE 1 nur einzelne Klappen gefunden werden.

Im Boreal und im Älteren Atlantikum bis hin zur LACNE 1-Doppellage ist neben *Candona neglecta* auch *Cytherissa lacustris* der dominante Ostracode.

Ilyocypris bradyi taucht erstmals mit dem Einsetzen von LACNE 2 im Boreal auf. In der LACNE 1-Doppellage des Älteren Atlantikum erreicht *Ilyocypris bradyi* ein Maximum, *Leucomythere mirabilis*, *Limnocythere sanctipatricii* und *Cytherissa lacustris* sind dagegen schwächer vertreten.

Im Jüngeren Atlantikum ist die Anzahl aller Ostracoden rückläufig, neu hinzu kommen vereinzelt Klappen von *Cypria ophthalmica*.

In der abschließenden LACNE 1 ist die Gesamtzahl am geringsten. Die Dominanz von *Candona neglecta* hebt sich noch deutlicher hervor als bereits im holozänen Abschnitt von LACNE 2, und auch *Ilyocypris bradyi* ist stärker vertreten. Die Anteile von *Leucomythere mirabilis*, *Limnocythere sanctipatricii* und *Cytherissa lacustris* sind in LACNE 1 geringer als in LACNE 4 und LACNE 2.

Die Größe der Ostracoden (Kap. 9.2., Tab. 46) nimmt im Laufe des Spät- und Postglazials kontinuierlich zu, die größten Exemplare konnten in den rezenten Sedimenten beobachtet werden. Für den größten Ostracoden, *Candona neglecta*, wurden Längen bis zu 1.5 mm gemessen.

5.2. Diatomeen aus den Sedimenten des Kerns LN03

Diatomeen (Bacillariophyceae, zu deutsch "Kieselalgen") sind einzellige Algen, deren Zellwand aus zwei Schalen besteht, von denen die größere (Epitheka) deckelartig über die kleinere (Hypotheka) greift. Der Hauptbaustoff der Schalen, die Kieselsäure, SiO₂, verleiht ihnen eine gute Erhaltungsfähigkeit, so daß subfossile Diatomeen meist in großer Menge in Sedimenten vertreten sind. Viele Diatomeen haben spezifische ökologische Ansprüche und dienen somit als ausgezeichnete paläolimnologische Indikatoren.

20 Proben aus dem Kern LN03 wurden bisher von F. STRAUB floristisch und algensoziologisch untersucht. Die vorläufigen Ergebnisse sind in Abb. 39 dargestellt.

Die Anzahl der Diatomeen in den Sedimentproben ist insgesamt gering, nur die jüngsten zwei Kernmeter ermöglichen eine sichere Beurteilung. Darunter sind die Sedimente mit 10⁴ Zellen/g Sediment arm an Diatomeen, in LACNE 2 und LACNE 4 liegt die Anzahl der Diatomeen mit teilweise 10³ Zellen nah an der Nachweisgrenze. Gleichzeitig ist die

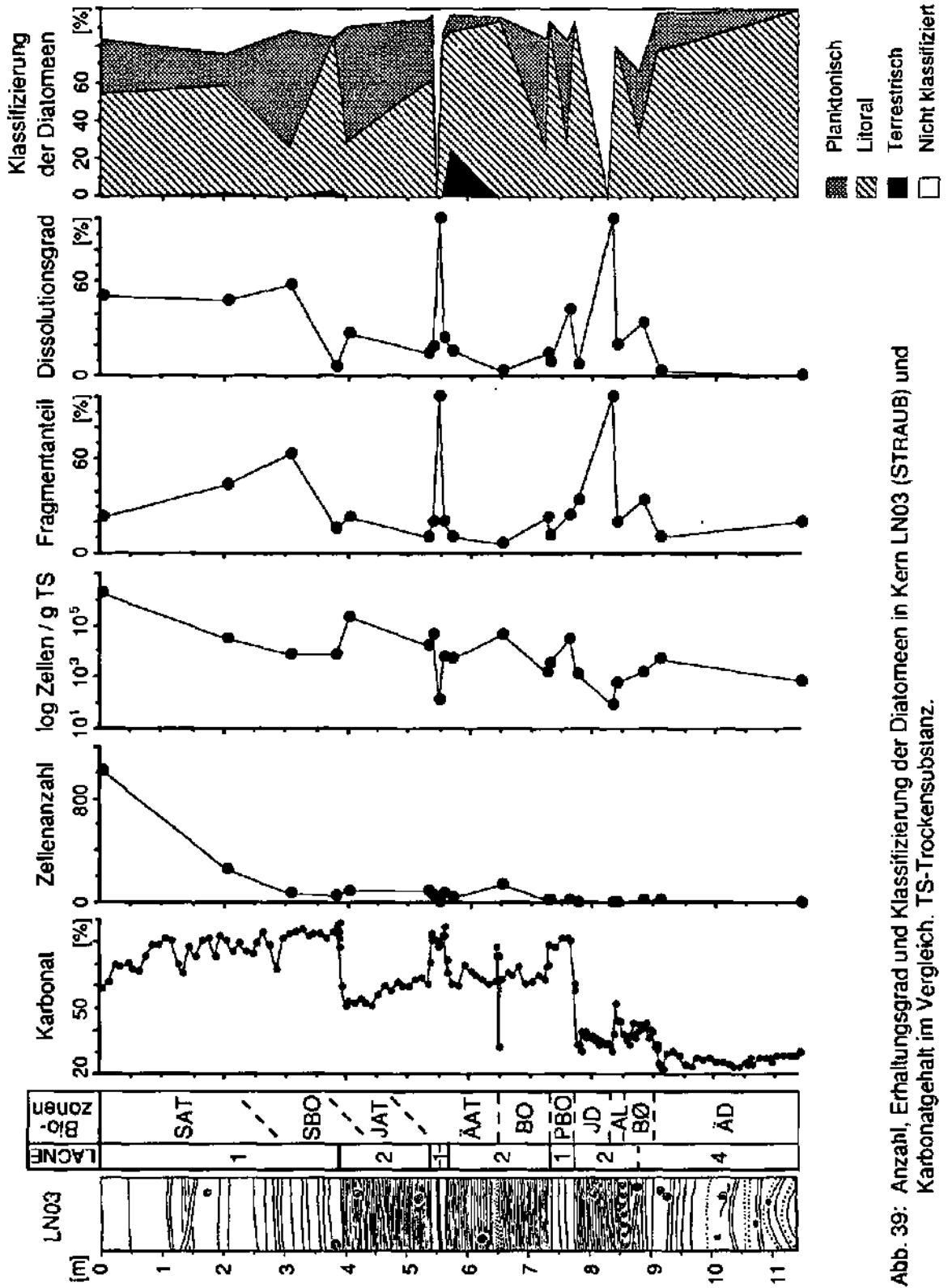


Abb. 39: Anzahl, Erhaltungsgrad und Klassifizierung der Diatomeen in Kern LN03 (STRAUB) und Karbonatgehalt im Vergleich. TS-Trockensubstanz.

Erhaltung, ausgedrückt in Fragmentanteil und Dissolutionsgrad, der überwiegend litoralen Diatomeen von LACNE 4 und LACNE 2 generell besser als die der überwiegend planktonischen Formen von LACNE 1. Im folgenden sollen die Sonderfälle, die von diesem Schema abweichen, betrachtet werden.

Die Anzahl der Diatomeen erreicht in LACNE 2-Proben aus der Jüngeren Dryas (829 cm) und aus dem LACNE 2-Mittelstück der LACNE-1-Doppellage (548.5 cm) Minimalwerte, gleichzeitig sind die Diatomeen schlecht erhalten und schwer bestimmbar.

Die präboreale LACNE 1-Lage (759 cm) ist durch hohe Anteile angelöster aber vollständiger Schalen charakterisiert.

An den Sedimentübergängen von Präboreal zu Boreal und am Ende des Jüngeren Atlantikum zeigt auch LACNE 1 Anteile an litoralen (728.5 cm, 379 cm) und terrestrischen (379 cm) Diatomeen. Diese Aussagen müßten allerdings durch ergänzende Analysen bestätigt werden.

Die Zusammenstellung der Diatomeen und die hohe Individuenanzahl einer Probe aus dem Boreal (649 cm) weisen auf einen starken litoralen Einfluß hin. 97.3 % der Individuen sind litorale Formen, wie z. B. *Cymbella microcephala*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Gomphonema lateripunctatum*, *Gomphonema olivaceum* und die z. T. sessilen *Achnanthes minutissima* und *Cocconeis pediculus*, die ca. 45 % der litoralen Diatomeen ausmachen. In der Sandlage von 643 - 647 cm wird der Anteil sessiler Diatomeen noch deutlicher.

Unterhalb der LACNE 1-Doppellage (569 cm) treten besonders viele (23 %) terrestrische, z. B. auf Moospolstern lebende, Diatomeen auf, unter anderen *Hantzschia amphioxys*, *Navicula mutica* var. *ventricosa* und *Navicula nivalis*.

5.3. Mollusken

Mit den Ostracoden wurden gleichzeitig Molluskenreste separiert. N. THEW konnte die Bivalven *Pisidium casertanum*, *Pisidium conventus* und den aquatischen Gastropoden *Lymnaea* sp. identifizieren. *Pisidium casertanum* kann überall im See angetroffen werden, *Pisidium conventus* ist als Tiefenwasserform auf das Profundal beschränkt, und *Lymnaea* sp. ist charakteristisch für das Litoral (THEW, pers. Mitt. 1992).

Die Häufigkeitsverteilung der Bivalven und der Gastropoden in Kern LN05 ist in Abb. 38 dargestellt. Das Profundal wurde erst im Bølling mit Bivalven besiedelt. Neben zwei Maxima am Übergang Allerød/Jüngere Dryas und zu Beginn des Boreal sind die Bivalven in LACNE 1 generell stärker vertreten als in LACNE 2. Die Übergänge der LACNE 1-Einschaltungen zu LACNE 2 sind durch die Präsenz von *Lymnaea* sp. charakterisiert.

5.4. Makroreste

Die Sedimente sind insgesamt arm an tierischen und pflanzlichen Makroresten. Im Dünnschliff und bei der Separation von Ostracoden-Klappen wurden nur vereinzelt Rotatorien, Samenkörner, Pollen, Chrysophyceenzysten, Statoblasten, Turbellarieneier, Cladoceren- und Insektenreste gefunden. Bei den Holzresten handelt es sich überwiegend um *Salix*, *Corylus*, *Alnus*, *Quercus* und *Betula* (TEGEL, pers. Mitt 1990).

5.5. Diskussion und Interpretation

Die geringe Anzahl der Diatomeen in LACNE 2 und LACNE 4 kann wahrscheinlich mit dem Verdünnungseffekt durch die Aare-Suspension erklärt werden. Die planktonischen Diatomeen von LACNE 1 unterstützen die Hypothese der autochthonen Sedimentation, der höhere Anteil litoraler Diatomeen in LACNE 2 unterstreicht nochmals die temporäre Sedimentzufuhr durch die Aare. Die Dissolution der Diatomeen in LACNE 1 wird durch

langsame Sedimentation, hohe Karbonatgehalte und damit entsprechend hohe pH-Werte gefördert.

Die Dominanz von *Leucocythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* in LACNE 4 während der Ältesten Dryas ist wahrscheinlich auf niedrige C_{org} -Gehalte zurückzuführen. Der relativ hohe Anteil von *Candona neglecta* an der Kernbasis könnte in Zusammenhang mit den leicht erhöhten Karbonatgehalten stehen und vermutlich durch einen vorübergehend gedrosselten Schmelzwasserzufluß bedingt sein.

STRAUB fand in LACNE 4 fast nur Diatomeen der Gattung *Fragilaria* und vermutet, daß der See jährlich über einen längeren Zeitraum zugefroren war und somit, obwohl ausreichend Nährstoffe vorhanden waren, die Entwicklung des Phytoplanktons verhindert wurde. Im Sommer taute das Eis zuerst in den litoralen Bereichen auf, und die einsetzende starke litorale Produktion führte zu einem hohen Anteil litoraler Pionierformen in LACNE 4.

Die Zunahme von *Cytherissa lacustris* und das Auftreten erster Mollusken im Bølling wird vom Anstieg des Karbonat- und C_{org} -Gehalts begleitet und zeigt die Zunahme der biologischen Produktivität an.

Die hohe Anzahl der Mollusken bei gleichzeitiger, drastischer Abnahme der Ostracoden am Ende des Allerød läßt vermuten, daß die Ostracoden von den Mollusken gefressen wurden. Bemerkenswert sind die erhöhten Phyllosilikat- und Feldspat-Gehalte bei gleichzeitigem isotopengeochemisch nachgewiesenem (Kap. 6) Rückgang des detritischen Eintrags. Sollte hier ein Zusammenhang mit dem Ausbruch des Laacher Sees in der Eifel bestehen?

Die starke Präsenz der Kaltwasserformen *Leucocythere mirabilis*, *Limnocythere sanctipatricii* und *Cytherissa lacustris* in der Jüngeren Dryas zeigt neuen Schmelzwasserzufluß und eine optimale Sauerstoff-Versorgung des Profundals an. Die geringe Anzahl und der schlechte Erhaltungszustand von Diatomeen weist auf hohe Sedimentwachstumsraten und bewegte Sedimentationsbedingungen hin. Der schlechte Erhaltungszustand der Pollen (HADORN, pers. Mitt. 1990) unterstreicht diese Annahme. Der hohe Verdünnungsgrad der Diatomeen könnte als Kriterium zur stratigraphischen Abgrenzung der Jüngeren Dryas verwendet werden.

Der Rückgang von *Leucocythere mirabilis*, *Limnocythere sanctipatricii* und *Cytherissa lacustris* am Übergang Jüngere Dryas/Präboreal und im Präboreal ist die Folge steigender C_{org} - und sinkender Sauerstoffgehalte auf unter 4 mg/l, wegen des unterbrochenen Aarezuflusses, der sich auch in der Diatomeenzusammenstellung widerspiegelt. Die Anzahl der Diatomeen steigt mit sinkender Sedimentwachstumsrate, der Anteil der planktonischen Formen, die eine autochthone Produktion anzeigen, nimmt zu und die Fragmentierung geht vermutlich aufgrund ruhigerer Sedimentationsbedingungen mit Stagnationsperioden (Kap. 3.1.4. und 3.8.) zurück.

Der Rückgang von *Leucocythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* im Holozän wurde vermutlich auch durch steigende C_{org} -Gehalte im Seewasser beschleunigt. Ein Rückgang von *Limnocythere sanctipatricii* und *Cytherissa lacustris* wurde auch im Neusiedler See zwischen Allerød und Präboreal beobachtet (CARBONEL et al. 1988).

Das Einsetzen von *Ilyocypris bradyi* im Boreal kann mit der erneut in den See fließenden Aare erklärt werden. Gleichzeitig verbessert sich die Sauerstoff-Versorgung, *Cytherissa lacustris* nimmt wieder zu, und auch für die Mollusken herrschen optimale Bedingungen.

Der hohe Anteil sessiler Diatomeen aus dem Litoral wurde wahrscheinlich durch starke Wasserbewegung oder Strömung verursacht, die die Diatomeen von den Wirt-Objekten abriß. Hier kann ein Zusammenhang mit der Sedimentation von LACNE 3 hergestellt werden. LACNE 3 ist wahrscheinlich das Ergebnis rapider Umlagerungs- und Sedimentationsvorgänge (Kap. 3.1.2. und 3.8.) von glazialen Sedimenten aus dem Uferbereich. Die dabei freigesetzten Energien führten zur Erosion und zum Transport sessiler Diatomeen bis in den Bereich von Kern LN03. Die umgelagerten Sedimente von LACNE 3 konnten dagegen nicht bis dahin transportiert werden und sind weder in Kern LN03 noch in Kern LN05 sedimentologisch nachweisbar.

Die hohe Anzahl terrestrischer Diatomeen unterhalb der LACNE 1-Doppellage bestätigt den erhöhten Oberflächenabfluß im Einzugsgebiet, der sich bereits in niedrigen Karbonatgehalten (Kap. 3.4.) und hohen Silikatgehalten (Kap. 4.1.) ausdrückt.

Die starke Präsenz von *Ilyocypris bradyi* wurde wahrscheinlich durch das karbonatische Milieu während der Sedimentation der LACNE 1-Doppellage im Älteren Atlantikum gefördert. Gleichzeitig weist der Rückgang von *Cytherissa lacustris* wieder auf eine schlechte Sauerstoff-Versorgung hin.

Die geringe Anzahl und der schlechte Erhaltungszustand der Diatomeen im Mittelstück der LACNE 1-Doppellage zeigen erhöhte Sedimentwachstumsraten und bewegte Sedimentationsbedingungen an.

Die Richtungswechsel der Aare verursachten hier, wie auch bereits zu Beginn des Boreal, Seespiegelschwankungen, die zur Erosion des Uferbereichs und zum Eintrag litoraler Gastropoden in das Profundal führten.

Im Jüngeren Atlantikum nahm die Anzahl der Ostracoden ab, da das Wasser infolge der neolithischen Siedlungen am Ufer mit Nährstoffen angereichert wurde, und der See vom oligotrophen in den mesotrophen Zustand überging. Möglicherweise verschlechterte sich gleichzeitig die Sauerstoff-Versorgung im Profundal während der Sommerstagnation.

Die steigende Anzahl litoraler und terrestrischer Diatomeen in LACNE 2 und LACNE 1 seit dem Ende des Jüngeren Atlantikum ist wahrscheinlich auf erhöhten Oberflächenabfluß aufgrund von Rodungen im Uferbereich des Sees zurückzuführen.

Auch im Mondsee (DANIELOPOL et al. 1985), in den österreichischen Voralpen, verschwanden die Ostracoden *Cytherissa lacustris* und *Limnocythere mirabilis* mit einsetzender Eutrophierung, und im Lobsigensee, im Berner Mittelland, zeigt das Verschwinden von *Cytherissa lacustris* und *Limnocythere sanctipatricii* meromiktische Bedingungen an (LÖFFLER 1986).

Candona neglecta baute ihre Dominanz in der jungholozänen LACNE 1 weiter aus, die Anzahl der Klappen nahm zu. Offensichtlich förderten höhere Karbonatgehalte und geringer detritischer Eintrag die Vermehrung dieser Art, denn *Candona neglecta* ist in den LACNE 1-Abschnitten häufiger vertreten als in LACNE 2.

Das Auftreten von *Cypria ophthalmica* bei gleichzeitigem Rückgang der empfindlicheren Arten *Leucocythere mirabilis*, *Limnocythere sanctipatricii* und *Cytherissa lacustris* im Jüngeren Atlantikum bestätigt möglicherweise den sich verschlechternden Trophiegrad des Wassers. KEMPF & SCHARF (1980) finden *Cypria ophthalmica* nur in den jüngsten Sedimenten des Laacher Sees und weisen auf den möglichen Einfluß der schlechteren fossilen Erhaltungsfähigkeit der Klappen hin. Da *Cypria ophthalmica* nicht im Profundal lebt, wurde sie verdriftet und gelangte z. T. schwimmend bis auf den Rücken von La Motte.

Die Größe der Ostracoden korreliert positiv mit dem C_{org} -Gehalt des Seewassers (OERTLI, pers. Mitt. 1990); diese Aussage wird von den Ergebnissen in Kern LN05 bestätigt (Kap. 4.2.); C_{org} -Gehalt und Größe des Carapax nehmen im Laufe des Spät- und Postglazials zu (s. auch Kap. 9.2., Tab. 46).

Der Vergleich von Häufigkeits- und Artenverteilungen der Ostracoden, Diatomeen und Mollusken macht deutlich, daß die klimatischen Wechsel von Ältester Dryas zu Bølling wesentlich einschneidender die Lebensbedingungen veränderten als der Übergang vom Spät- zum Postglazial. Mollusken konnten beispielsweise im Bølling erstmalig das Profundal besiedeln, die Ostracoden *Cytherissa lacustris* und *Candona neglecta* konnten sich etablieren, und planktonische Diatomeen nahmen zu.

Der Übergang vom Spät- zum Postglazial ist dagegen nur durch einen Artenwechsel der Ostracoden gekennzeichnet, die Lebensbedingungen verbessern sich nicht. Im Gegenteil, in der Jüngeren Dryas herrschten für die Ostracoden optimale Lebensbedingungen, die später in dieser Form nicht mehr eintraten.

6. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope

In der Meeresforschung haben stabile Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope des Gehäusekalzits von Foraminiferen wertvolle Hinweise auf die Auswirkung von Klima-Veränderungen, wie z. B. die Fixierung von Meerwasser in den Eiskappen während der Eiszeiten, gegeben (z. B. EMILIANI 1955, SHACKLETON 1967).

In Seen werden die Isotopenverhältnisse durch überwiegend lokale Faktoren, wie z. B. die Hydrologie und die Meteorologie beeinflusst. Ostracoden können im limnischen Milieu die Rolle des Kalzitlieferanten zur Analyse stabiler Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope übernehmen. Mit den Isotopenverhältnissen von $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ im Kalzit können die Isotopenverhältnisse des Seewassers rekonstruiert werden, die Informationen über die atmosphärischen Bedingungen bei der Niederschlagsbildung geben. Das Verhältnis $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ gibt Hinweise auf die Produktivitätsverhältnisse im See (LISTER 1985, 1988a).

Außerdem kann mit den Isotopenverhältnissen die Hypothese des temporären Aarezuflusses (Kap. 3.8.) überprüft werden, der auch isotopisch nachweisbar sein sollte.

Die Verhältnisse der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope werden als relative Abweichung von einem Standard angegeben [‰]:

$$\delta (^{18}\text{O}, ^{13}\text{C}) = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \times 1000 \text{ [‰]}; \quad R = \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}, \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$$

Das $\delta^{18}\text{O}$ und das $\delta^{13}\text{C}$ der Karbonate wird in Bezug auf den PDB-Standard angegeben, und das $\delta^{18}\text{O}$ des Wassers bezieht sich auf den SMOW-Standard (CRAIG 1957)

6.1. Stabile Sauerstoffisotope

Die natürliche Häufigkeit der Sauerstoffisotope beträgt 0.204 ‰ für das ^{18}O und 99.759 ‰ für das ^{16}O . Beim Übergang in einen anderen Phasenzustand, z. B. bei Evaporation und Kondensation, kommt es wegen der unterschiedlichen Dampfdrucke der Isotope zu einer Fraktionierung; das leichtere ^{16}O -Molekül reichert sich in der Gasphase an, das schwerere ^{18}O -Molekül in der flüssigen oder festen Phase.

Der wichtigste Fraktionierungsfaktor bei der Niederschlagsbildung ist die Lufttemperatur. Eine Temperaturabnahme führt zu isotopisch leichteren Niederschlägen mit negativeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten. DANSGAARD (1964) bestimmte eine globale Temperaturabhängigkeit des $\delta^{18}\text{O}$ von 0.7 ‰/°C und SIEGENTHALER & OESCHGER (1980) fanden einen saisonal bedingten Temperatur-Gradienten von 0.45 ± 0.1 ‰/°C für die Schweiz.

Der Temperatureffekt ist in Abb. 40 am Beispiel Bern dargestellt. Im Winterhalbjahr sind die Niederschläge isotopisch leichter als im Sommer, und in kühleren Jahren ist das $\delta^{18}\text{O}$ ebenfalls negativer. Dieser Effekt kann zur Bestimmung der Paläotemperaturen benützt werden (UREY 1947, EPSTEIN et al. 1953, STUIVER 1970).

Darüber hinaus wird das Sauerstoff-Isotopenverhältnis vom Kontinental- und Höheneffekt beeinflusst. Beim Ausregnen wird die Kondensation des isotopisch schwereren Moleküls bevorzugt, und die in der Atmosphäre verbleibende Restfeuchte wird an ^{18}O abgereichert. Somit wird das $\delta^{18}\text{O}$ mit zunehmendem Abstand zur Küste und mit zunehmender Höhe negativer, die Niederschläge werden isotopisch leichter.

Der Höheneffekt ist auch im Flußwasser deutlich ausgeprägt, obwohl dessen ^{18}O -Werte durch Verdunstung bereits modifiziert sind. Bei kontinuierlicher Integration des Abflusses werden mit abnehmender Höhe des Einzugsgebietes das Wasser der Aare isotopisch schwerer und das $\delta^{18}\text{O}$ positiver (Tab. 7).

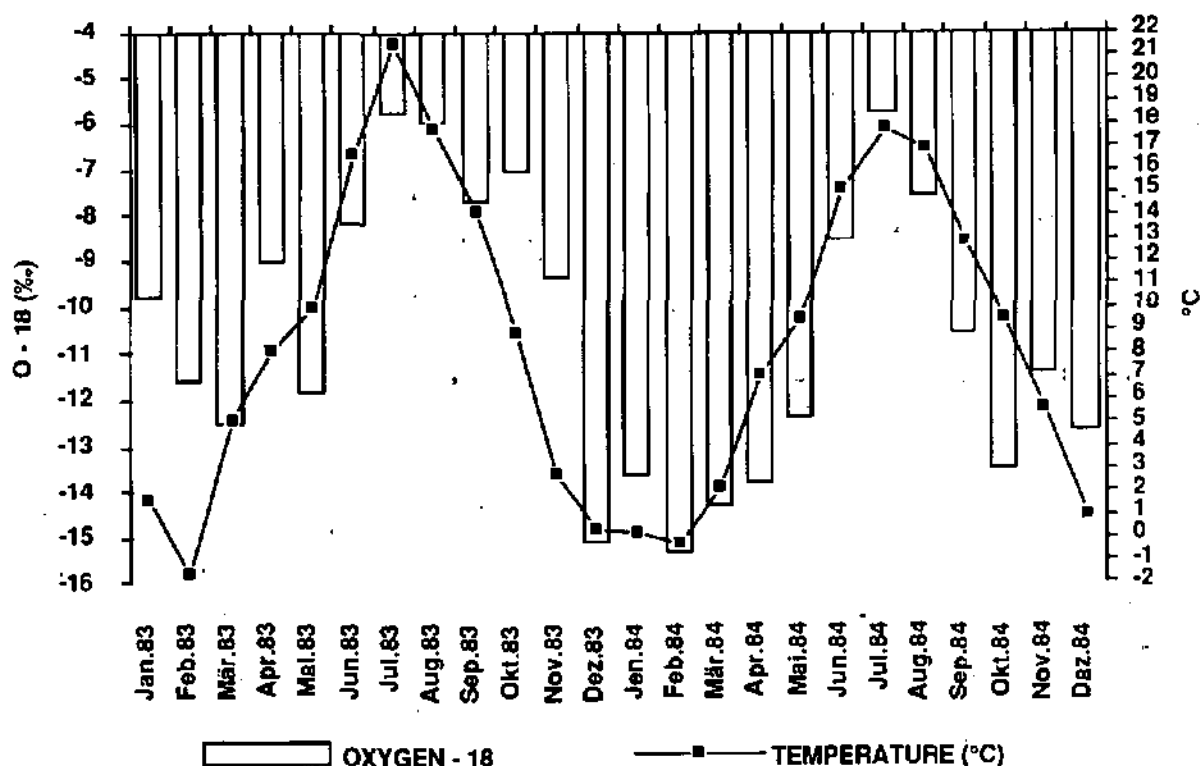


Abb. 40: Temperaturabhängigkeit des $\delta^{18}\text{O}$ im Niederschlag von Bern der Jahre 1983 bis 1984 (PHYSIKALISCHES INSTITUT DER UNI BERN 1992, unveröff.).

Zwischen den Einzugsgebieten der Aare bei Meiringen und Brugg ergibt sich, ohne Berücksichtigung der höhenabhängigen Niederschlagsverteilung, ein Höheneffekt von $-0.29\text{‰}/100\text{ m}$, der nur geringfügig von dem von SIEGENTHALER & OESCHGER (1980) mit $-0.26\text{‰}/100\text{ m}$ angegebenen Gradienten abweicht.

Der überdurchschnittlich hohe Gradient von $-0.44\text{‰}/100\text{ m}$ zwischen Meiringen und Kiesen ist das Ergebnis der Anreicherung des ^{18}O bei der Evaporation während des Aufenthaltes im Briener und Thuner See. Zwischen Kiesen und Brugg geht der Gradient auf $-0.23\text{‰}/100\text{ m}$ zurück, da die Seen im Vergleich zum großen Einzugsgebiet keine Rolle mehr spielen (SCHOTTERER et al. in Vorb.).

Tab. 7: Langjährige Mittelwerte des $\delta^{18}\text{O}$ [‰] der Aare in Abhängigkeit von der durchschnittlichen Höhe ü. NN und Größe des Einzugsgebietes (LANDESHYDROLOGIE 1991) im Vergleich mit dem $\delta^{18}\text{O}$ von Niederschlägen aus entsprechender Höhe (SCHOTTERER, pers. Mitt. 1992).

Aare bei:	Meiringen (~2'100 m) 554 km ²	Kiesen (~1'760 m) 2'490 km ²	Brugg (~1'010 m) 11'750 km ²
	-14.14	-12.65	-10.94
Niederschlag	-14.57 (Grimsel, 1950 m)		-12.37 (Guttannen, 1057 m)

Zwischen Seewasser und auskristallisierendem Karbonat findet eine weitere temperaturabhängige Fraktionierung statt; mit abnehmender Wassertemperatur wird verstärkt das schwerere ^{18}O eingebaut, das $\delta^{18}\text{O}$ wird um ca. $0.25\text{‰}/\text{°C}$ positiver (CRAIG 1965). Dieser Effekt beeinflusst das im Epilimnion ausgefällte Karbonat und gibt die dort herrschenden Temperaturen wieder.

6.2. Stabile Kohlenstoffisotope

Die stabilen Kohlenstoffisotope ^{12}C und ^{13}C treten mit natürlichen Häufigkeiten von 98.89 % und 1.11 % auf. Die wichtigsten Fraktionierungsprozesse im See sind die Photosynthese und die Respiration. In der trophogenen Zone entzieht die photosynthetische Aktivität des Phytoplanktons und der Wasserpflanzen dem Bikarbonatsystem bevorzugt das leichtere ^{12}C und führt somit zu einer relativen Anreicherung des ^{13}C im Wasser, das bei der Kalzitfällung eingebaut wird und mit steigender Produktivität im Kalzit zunimmt.

In der tropholytischen Zone wird infolge der Respiration organischer Substanz an ^{13}C abgereichertes CO_2 wieder frei, wird von den Ostracoden in die Kalzitklappen eingebaut und verschiebt das $\delta^{13}\text{C}$ zu negativeren Werten. Infolgedessen kann das $\delta^{13}\text{C}$ als Indikator für Paläoproduktivität benützt werden (STILLER & HUTCHINSON 1980, LISTER 1985, MCKENZIE 1985).

Darüber hinaus wird das Isotopenverhältnis durch den CO_2 -Austausch mit der Atmosphäre, deren $\delta^{13}\text{C}$ in Abhängigkeit vom anthropogenen Einfluß zwischen -7 und -8 liegt (KEELING & MOOK & TANS 1979), die Vegetation, das Boden- CO_2 im Einzugsgebiet, das gelöste Bikarbonat und die Wassertemperatur bestimmt (MCKENZIE 1985, HÅKANSSON 1985), vorausgesetzt, daß das Bodenwasser nicht durch Bodenströmungen ständig erneuert wird. Der Temperatur-Gradient beträgt allerdings nur 0.035 ‰/°C (EMRICH & EHHALT & VOGEL 1970), so daß dieser Temperatureffekt vernachlässigt werden kann.

Im allgemeinen wird das $\delta^{13}\text{C}$ eher von lokalen Faktoren bestimmt und ist nur indirekt vom Klima abhängig (EICHER & SIEGENTHALER 1983).

6.3. $\delta^{18}\text{O}$ im Einzugsgebiet des Lac de Neuchâtel

Die Studie der modernen Bedingungen und Vorgänge, wie z. B. der heutigen Isotopenzusammensetzung des Seewassers und der verschiedenen Zuflüsse, trägt erheblich zum Verständnis der Paläoisotopenverhältnisse bei und wird deshalb im folgenden vorgestellt.

6.3.1. $\delta^{18}\text{O}$ im Seewasser

In Abb. 41 sind die Wassertemperaturen und das $\delta^{18}\text{O}$ in Abhängigkeit von der Wassertiefe der Stationen LN01 im Profundal vor Neuchâtel und LN05, La Motte, bei Vollzirkulation (März) und bei vollständiger Ausbildung der Thermokline (September), aufgetragen.

Die gemessenen Oberflächentemperaturen schwanken zwischen 5.9 °C im Winter (04.03.91) und 21 - 23 °C im Sommer (05.08.91 und 02.09.91). Das $\delta^{18}\text{O}$ beträgt -8.64 ‰ im Winter und -8.37 ‰ im Sommer. Der Unterschied von ca. 0.3 ‰ ergibt sich aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Anreicherung infolge von Evaporation und/oder den isotopisch schwereren Sommer-niederschlägen.

Über der Kernstation LN05 in 40 m Tiefe ergaben sich Temperaturen von 4.6 °C im Winter und 7.2 °C im Sommer. Die Schwankung des $\delta^{18}\text{O}$ des Wassers zwischen -8.69 ‰ und -8.73 ‰ beträgt lediglich 0.04 ‰ und liegt damit im Bereich des apparativen Fehlers.

Der einförmige Verlauf der Temperatur- und $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven Anfang März läßt erkennen, daß der See im Winter gut durchmischt ist. Die Thermokline kann Anfang September in 10 - 15 m Wassertiefe lokalisiert werden. Darunter nimmt die Temperatur über Station LN05 kontinuierlich, über Station LN01 dagegen treppenartig ab.

Zur Kontrolle der Aufenthaltsdauer des Wassers wurde das Tritium, ^3H , gemessen. Der Wert ist mit 40.9 ± 3.0 TU deutlich höher als die Niederschläge der letzten Jahre im Berner

Mittelland. Wird eine Kontamination durch Industrie-Tritium (die ^3H -Konzentration in Neuchâtel ist davon beeinflusst) ausgeschlossen, dann ergibt sich aus der ^3H -Konzentration des Seewassers ein Altersbereich von 7 bis 12 Jahren (SCHOTTERER, pers. Mitt. 1992), das den berechneten Wert von 8.25 Jahren (OFFICE FEDERAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1987) bestätigt.

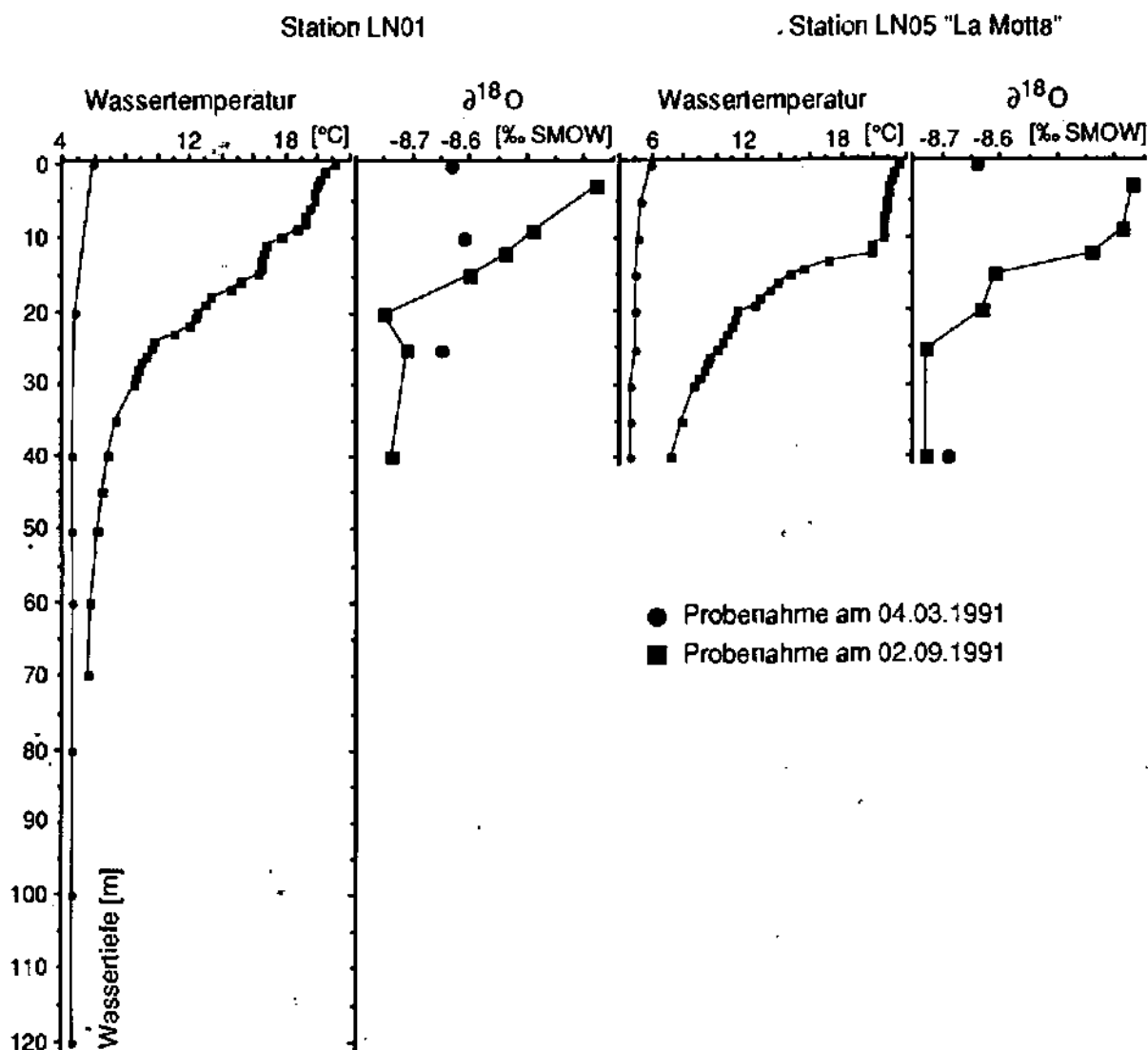


Abb. 41: Temperatur- und $\delta^{18}\text{O}$ -Profile des Seewassers über den Stationen LN01 und LN05.

6.3.2. $\delta^{18}\text{O}$ der Zuflüsse

Das $\delta^{18}\text{O}$ des Seewassers wird überwiegend durch die Isotopenzusammensetzung der Zuflüsse und damit von der Zusammensetzung der Niederschläge und des Grundwassers bestimmt.

In Tab. 8 sind einige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Niederschlag, Zuflüssen und Quellen im Einzugsgebiet des Lac de Neuchâtel und aus dem bei potentiellern Aarezufluß erweiterten Einzugsgebiet aufgelistet. Zusätzlich ist das $\delta^{18}\text{O}$ der Aare bei Hagneck (SANTSCHI 1975) aufgeführt. Der Wert liegt im Bereich des von WRIGHT et al. (1980) bestimmten $\delta^{18}\text{O}$ von -12 ‰ bis -13 ‰ und ist vergleichbar dem langjährigem Mittelwert der Aare bei Kiesen.

Die in der Tab. 8 zusammengefaßten Daten zeigen einerseits die Variabilität der Einzelproben und demonstrieren andererseits, daß das $\delta^{18}\text{O}$ mit zunehmender Höhe negativer wird, und bestätigen den Höheneffekt.

Das $\delta^{18}\text{O}$ der Zuflüsse vom Jura (s. auch BURGER et al. 1971) und von der Molasse liegt mit ca. -10 ‰ über den durchschnittlichen Seewasserwerten von ca. -8.5 ‰. Die Differenz ergibt sich durch den Anreicherungseffekt beim Austausch mit der Atmosphäre und wird durch die relativ lange Aufenthaltsdauer des Wassers im Lac de Neuchâtel noch verstärkt.

Tab. 8: $\delta^{18}\text{O}$ (‰) in Niederschlägen, Grund- und Flußwassers; g. M. = gewichtetes Mittel, a. M. = arithmetisches Mittel. (1) = SCHOTTERER et al. in Vorb., (2) = SIEGENTHALER & SCHOTTERER & MÜLLER 1984, (3) = EISENLOHR, pers. Mitt. 1992, (4) = THIERRIN 1990, (5) = SCHOTTERER et al. (1992), (6) = SANTSCHI (1975).

Art der Wasser	Ort/Höhe ü. NN	$\delta^{18}\text{O}$ [‰ SMOW]	Datum (Referenz)
Niederschlag:	Kl. Scheidegg/2000 m	-6.5 bis -22.5	1982-88 (1)
	Grindelwald/1000 m	-5.2 bis -22	1983-88 (1)
	La Brévine, Jura/1050 m	-5.0 bis -14.5	1977-82 (2)
	Bern/540 m	-3 bis -15.0 -10.31	Sept.84-Dez.88 (4) 1991 (g. M.) (5)
	Payeme/458 m	-3.0 bis -11.7	1987-90 (3)
Grundwasser:	Neuchâtel/430 m	-8.45 ± 3.3	Apr.88-Sept.91 (1)
	Berner Oberland	-13.5	1987-89 (1)
	Areuse/835 m	-9.5 bis -11.5	1978-82 (2)
	Avenches/480 m	-9.98 bis -10.04	1987-89 (4)
	Payeme/458 m	-10.22 ± 0.098	1991 (1) a. M.
Flußwasser:	Broye, Payeme/458 m	-10.01 bis -10.22	Winter 1985, 87, 88-89 (4)
	Aare, Hagneck/450 m	-12.6	Sept. 1975 (6)

Mit dem heutigen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der Aare kann das durchschnittliche $\delta^{18}\text{O}$ der Zuflüsse bei einem potentiellen Fließen der Aare in den Lac de Neuchâtel (Kap. 3.8.) bei heutigen Verhältnissen abgeschätzt werden. In diesem Fall stiege der Wasserzufluß von 59.5 m³/sec um die mittlere Jahresführung der Aare von 174 m³/s, gemessen bei Hagneck vor der Mündung in den Bieler See (LANDESHYDROLOGIE 1991), auf 233.5 m³/s an. Damit beliefe sich der Anteil der Aare mit einem $\delta^{18}\text{O}$ von -12.6 ‰ auf 75 % des Gesamtzuflusses, nur 25 %, ohne Berücksichtigung des direkten Oberflächenabflusses, kämen aus Jura und Mittelland mit Werten von ca. -10 ‰. Das $\delta^{18}\text{O}$ der Zuflüsse nähme insgesamt Werte von ca. -11.7 ‰ an, und es ergäbe sich ein Negativshifft unter heutigen Bedingungen von ca. 1.7 ‰ im Seewasser. Die Wasseraufenthaltsdauer ginge dabei von 8.25 (OFFICE FEDERAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1987) auf ca. 2 Jahre zurück.

Der Negativshifft läßt sich durch die Zunahme der mittleren Höhe des Einzugsgebietes erklären. Die Höhenverteilung ist in Abb. 42 dargestellt und wurde für Tab. 9 in Prozentanteilen berechnet.

Tab. 9: Höhenverteilung im Einzugsgebiet des Lac de Neuchâtel mit und ohne Aarezufluß.

Höhe [m]	heutiges Einzugsgebiet [%]	bei Aarezufluß [%]
400 - 500	28	10
500 - 1000	46	45
1000 - 2000	26	35
> 2000	0	10

Angenommen die Aare flösse in den See, dann verdreifachte sich die Fläche des Einzugsgebietes von 2'672 km² auf knapp 8'000 km², ca. 1/5 der Fläche der Schweiz. Die durchschnittliche Höhe des Einzugsgebietes stiege von 780 m (OFFICE FEDERAL DE LA

PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT 1987) auf ca. 1200 m. Diese Höhendifferenz von ca. 400 m würde nach SIEGENTHALER & OESCHGER (1980) das $\delta^{18}\text{O}$ um ca. 1 ‰ zu negativeren Werten verschieben und läge damit unter dem berechneten Shift von 1.7 ‰. Die Differenz resultiert aus der mengenmäßigen Verteilung der Niederschläge; denn höher gelegene Regionen erhalten überdurchschnittlich hohe Niederschlagsmengen. ;

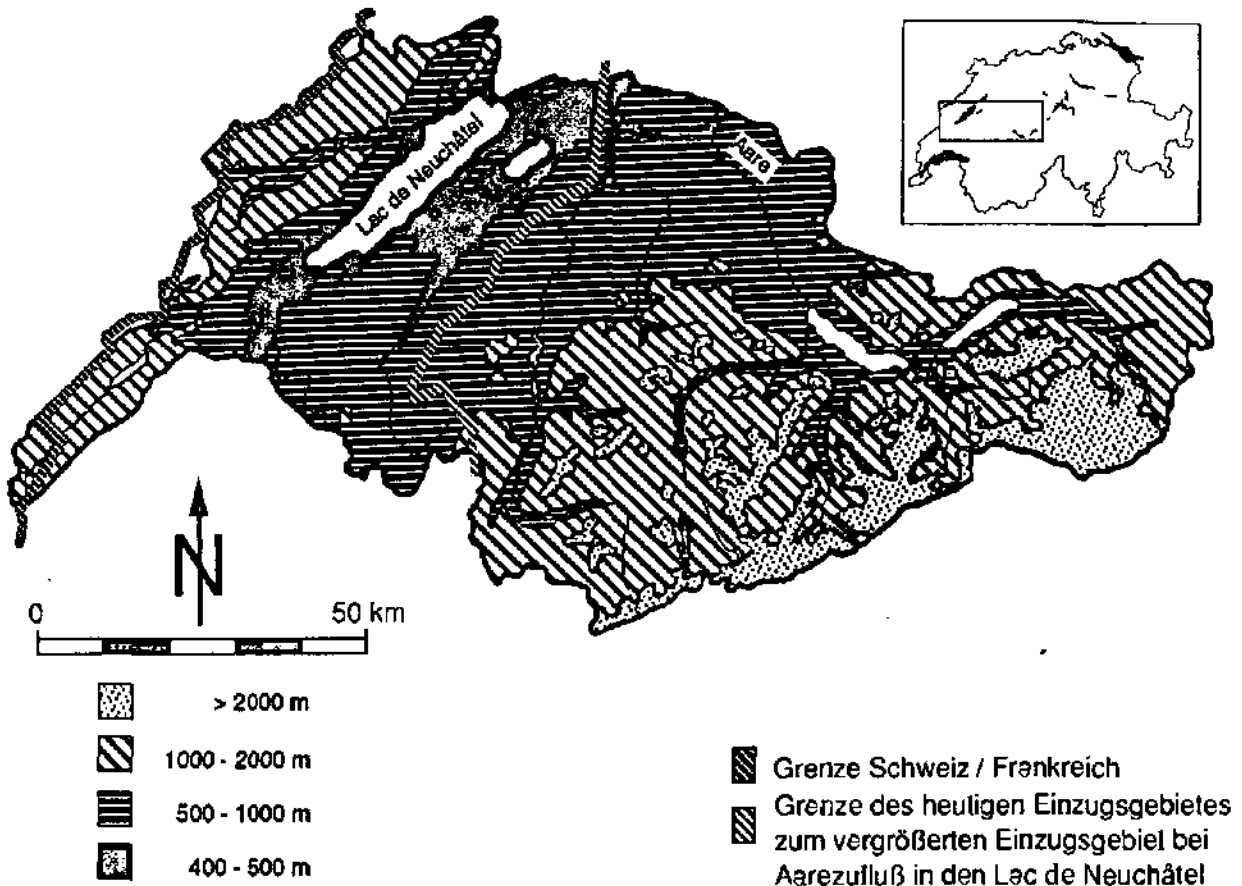


Abb. 42: Höhenverteilung des Einzugsgebietes des Lac de Neuchâtel bei Aare-Zufluß (EIDGENÖSSISCHE LANDESTOPOGRAPHIE 1965, modifiziert).

6.4. Stabile Isotope im Ostracodenkalzit

Für die Analysen wurden benthische Ostracoden-Klappen des Kerns LN05 aus ca. 40 m Wassertiefe ausgewählt, die unter fast konstanten Wassertemperaturbedingungen (vgl. Kap. 6.3.1.) leben. Die Präzipitation des Klappenkalzits steht im Gleichgewicht mit der Isotopenkomposition des Seewassers (LISTER 1985) und wird weder durch wechselnde Wassertemperaturen, noch durch Vitaleffekte (TURPEN & ANGELL 1971) beeinflusst.

Wechsel im $\delta^{18}\text{O}$ sind hauptsächlich auf eine veränderte Isotopenkomposition des Seewassers zurückzuführen und geben paläoklimatische und/oder paläohydrologische Veränderungen im Einzugsgebiet wieder (LISTER 1985, 1989).

Das $\delta^{13}\text{C}$ zeigt die Produktivitätsverhältnisse an, da die Ostracoden das bei der Respiration auf dem Seeboden freiwerdende ^{12}C aus photosynthetisch produzierter organischer Substanz in ihre Kalzitklappen einbauen (Kap. 6.2.).

6.4.1. Artspezifische Fraktionierung

Da keine Art vom Spätglazial bis heute kontinuierlich auftritt, wurden die stabilen Isotope an verschiedenen Spezies gemessen.

Im Spätglazial sind *Leucocythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* dominant (Kap 5.1.1.). Diese Arten wurden jeweils zu einer Probe zusammengefaßt. Zur Untersuchung der holozänen Sedimente diente *Candona neglecta*. Der Bereich des Artenwechsels, die Jüngere Dryas, wurde mit drei Doppelbestimmungen beider Spezies-Gruppen abgedeckt.

In zwei Fällen sind $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ von *Leucocythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* um bis zu 1.2 ‰ negativer, bzw. um bis zu 1.5 ‰ positiver als von *Candona neglecta*. Die Probe vom Übergang Allerød/Jüngere Dryas zeigt inverse Verhältnisse; das $\delta^{18}\text{O}$ von *Leucocythere mirabilis* und *Limnocythere sanctipatricii* ist um 0.7 ‰ positiver als *Candona neglecta* und das $\delta^{13}\text{C}$ ist um 2.1 ‰ negativer. Zum Vergleich wurden auch Klappen von *Cytherissa lacustris* und *Ilyocypris bradyi* analysiert. Das $\delta^{18}\text{O}$ von *Cytherissa lacustris* ist um ca. 1.5 ‰ negativer als von *Candona neglecta*, und das $\delta^{13}\text{C}$ ist um ca. 1.8 ‰ positiver.

Insgesamt können die Unterschiede bis zu ca. +0.7 ‰ und -1.2 ‰ für das $\delta^{18}\text{O}$ und ca. +1.5 ‰ und -2.1 ‰ für das $\delta^{13}\text{C}$ betragen. Ob es sich dabei doch um artspezifische Fraktionierung handeln könnte, ist nicht nachweisbar und sollte nach TURPEN & ANGELL (1971) auszuschließen sein. Die Differenzen im $\delta^{18}\text{O}$ sind möglicherweise ein Effekt des hohen Gradienten von ca. 0.5 ‰/cm am Übergang Allerød/Jüngere Dryas, der innerhalb der 2 cm dicken Probe schon zu Differenzen von 1 ‰ führen kann. Dazu erschwert der gleichzeitig ablaufende Artenwechsel die Interpretation. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen sind möglicherweise auf unterschiedliche Nahrung zurückzuführen und könnten auch vom Zeitraum der Klappenbildung beeinflusst worden sein.

6.4.2. $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$

Das $\delta^{18}\text{O}$ -Profil (Abb. 43) beginnt in der Ältesten Dryas mit stark negativen mit bis zu ca. 2 bis 4 ‰ schwankenden Werten. Zum Ende der Ältesten Dryas und während des Bølling und Allerød wird das $\delta^{18}\text{O}$ kontinuierlich positiver und erreicht holozäne Werte. Die Jüngere Dryas zeichnet sich durch einen Exkurs zu negativen Werten ab, der für das $\delta^{18}\text{O}$ zwischen ca. 1.9 ‰ (*Candona*) und ca. 3.8 ‰ (*Limno-* und *Leucocytheren*) liegt, die maximalen Werte der Ältesten Dryas werden fast erreicht.

Das Holozän ist durch mehrmalige $\delta^{18}\text{O}$ -Wechsel von ca. 1.3 ‰ bis ca. 2 ‰ gekennzeichnet, die jeweils den Wechsel zwischen LACNE 1 und LACNE 2 wiedergeben und im Altholozän stärker ausgeprägt sind als im Jungholozän.

Das $\delta^{13}\text{C}$ schwankt in der Ältesten Dryas parallel zum $\delta^{18}\text{O}$ und wird nach oben zunehmend negativer. Diese Tendenz setzt sich auch im Bølling und Allerød fort. Die Jüngere Dryas zeichnet sich durch einen parallel zur Entwicklung des $\delta^{18}\text{O}$ verlaufenden Wechsel zu um 1 ‰ (*Limno-* und *Leucocytheren*) und 1.5 ‰ (*Candona*) negativeren Werten ab. Im Holozän betragen die $\delta^{13}\text{C}$ -Unterschiede zwischen LACNE 1 und LACNE 2 ca. 0.3 ‰ bis 1.5 ‰.

6.5. $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ im Gesamtsediment

Die Isotopenzusammensetzung des Gesamtsedimentes (Abb. 43) weist auf die detritische Komponente, auf das Ausmaß der photosynthetischen Aktivität und die Temperaturverhältnisse im Epilimnion hin. Die Ostracoden nehmen nur einen sehr kleinen Anteil am Gesamtsediment ein (unter 1 ‰) und können vernachlässigt werden.

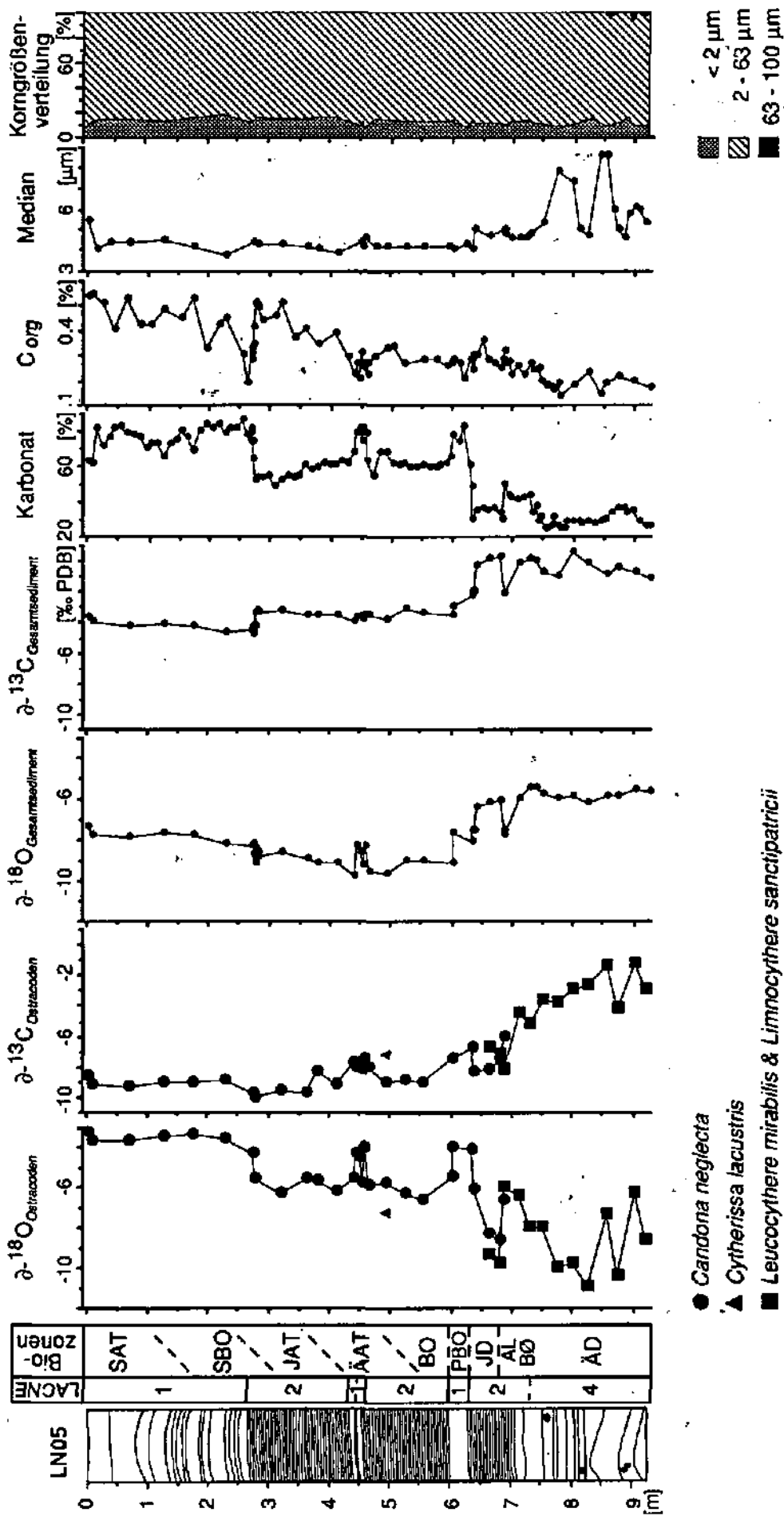


Abb. 43: Stabile Isotope in Ostracodenklappen (SCHWALB & LISTER) und im Gesamtsediment (HUON) im Vergleich mit Karbonat- und Corg-Gehalt, sowie den Ergebnissen der Korngrößenanalyse.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bleiben im Spätglazial konstant, lediglich am Übergang Allerød/Jüngere Dryas kommt es kurzfristig zu einem Sprung von ca. 2 ‰ zu negativeren Werten. Die holozänen LACNE 2-Werte sind um 0.5 bis 1.5 ‰ negativer als LACNE 1, die größten Differenzen treten hier, wie auch für den Ostracodenkalzit, im Altholozän auf.

Das $\delta^{13}\text{C}$ zeigt geringe Variationen im Spätglazial; deutlich tritt der Wechsel von ca. -2 ‰ zwischen Allerød und Jüngerer Dryas hervor. Die holozänen LACNE 2-Werte sind im Präboreal um ca. 0.5 ‰ positiver als LACNE 1, in der LACNE 1-Doppellage nicht zu erkennen und am letzten Sedimentwechsel bis ca. 1 ‰ negativer.

6.6. Ostracodenkalzit und Gesamtsediment im Vergleich

In Abb. 44 sind $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ von Ostracodenkalzit und Gesamtsediment gegeneinander aufgetragen. Dem Ostracodenkalzit von LACNE 1 und dem holozänen Abschnitt von LACNE 2 können gut definierte Bereiche zugeordnet werden:

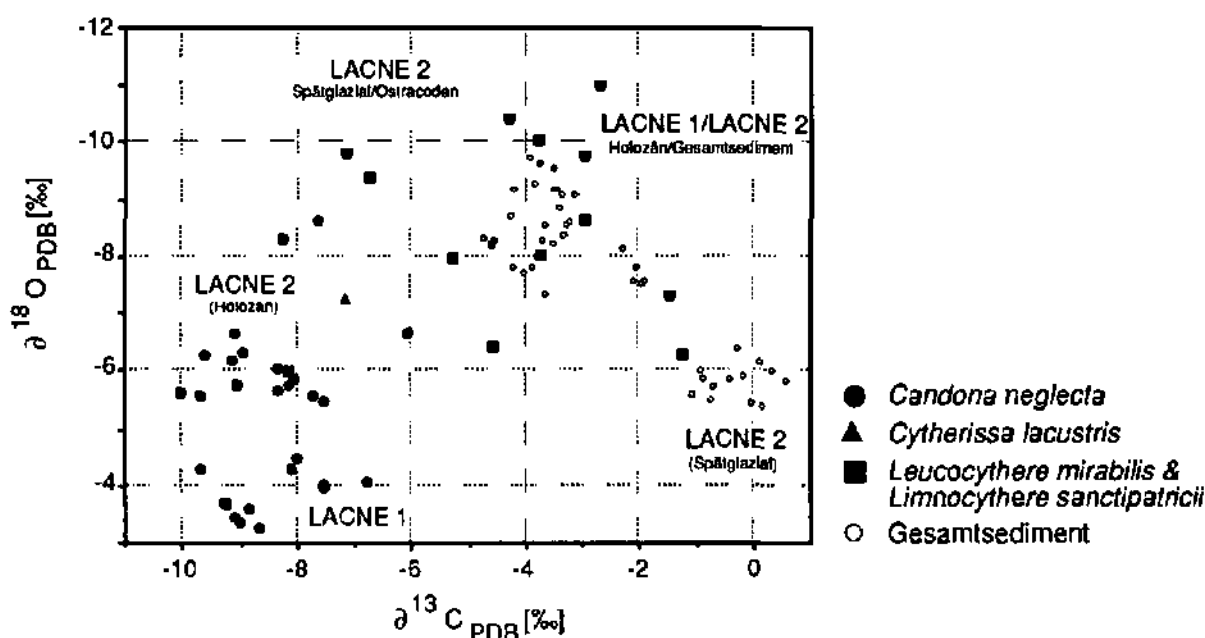


Abb. 44: $\delta^{18}\text{O}$ gegen $\delta^{13}\text{C}$; Gesamtsediment, Ostracodenkalzit und Fazies sind bestimmte Bereiche zugeordnet.

LACNE 1 hat die negativsten $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (-6 bis -10 ‰) und die positivsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (-3 bis -4.5 ‰). Entsprechende $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, aber ein negativeres $\delta^{18}\text{O}$ (-5.5 bis -6.5 ‰), hat die holozäne LACNE 2. Die spätglazialen Proben von LACNE 2 und LACNE 4 sind weit gestreut. Sie haben negativere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (-6 bis -11 ‰) und ein relativ positives $\delta^{13}\text{C}$ (-8 bis -1 ‰).

Die Analysen am Gesamtsediment ergeben für LACNE 1 und den holozänen Abschnitt von LACNE 2 ein $\delta^{18}\text{O}$ von -7 bis -10 ‰, dabei tendiert LACNE 2 zu negativeren Werten, und ein $\delta^{13}\text{C}$ von -3 bis -5 ‰. Die holozänen Werte für das Gesamtsediment liegen somit im Bereich der spätglazialen Ostracodenwerte. LACNE 4 und der spätglaziale Abschnitt von LACNE 2 konzentrieren sich dagegen um $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -5.5 bis -6.5 ‰ und heben sich durch extrem positive $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -1 bis +1 ‰ ab.

6.7. Paläotemperaturen

6.7.1. Wassertemperaturen

Aus der Differenz der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen Ostracodenkalzit und Gesamtsediment können die Temperaturunterschiede zwischen Epilimnion und Tiefenwasser zur Zeit der photosynthetischen Aktivität der Algen abgeschätzt werden. Dies ist allerdings nur für LACNE 1 möglich, da bei LACNE 4 und LACNE 2 mit erhöhten Gehalten an detritischem Karbonat (Kap. 4.1.1. und 4.1.4.) gerechnet werden muß.

Anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen Ostracodenkalzit und Gesamtsediment in LACNE 1 und mit Hilfe der temperaturabhängigen $\delta^{18}\text{O}$ -Karbonat-Beziehung von $0.25\text{‰}/^\circ\text{C}$ (CRAIG 1965) sowie der im Sommer über Station LN05 in 40 m Tiefe gemessen $7.2\text{ }^\circ\text{C}$ (02.09.91) können die in Tab. 10 aufgeführten Wassertemperaturen im Epilimnion abgeschätzt werden.

Tab. 10: Berechnete Wassertemperaturen im Epilimnion zur Zeit der photosynthetischen Aktivität.

Biozone	Temperaturdifferenz zwischen Epi- und Hypolimnion [$^\circ\text{C}$]	Temperatur des Epilimnions [$^\circ\text{C}$]
Rezentes Subatlantikum	14 bis 17	18 bis 24
Ende JAT bis rezent	15 bis 18	19 bis 25
Älteres Atlantikum	15 bis 17	19 bis 24
Präboreal	14 bis 16	18 bis 23

Die Temperaturdifferenzen zwischen den einzelnen Biozonen sind sehr gering. Die höchsten Werte treten am Ende des Jüngeren Atlantikum/Anfang Subboreal und die niedrigsten im Präboreal auf. Es ist anzunehmen, daß sich die Lufttemperaturen im Holozän nicht mehr entscheidend änderten.

6.7.2. Lufttemperaturen

Nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Beziehung zwischen biogenem Kalzit und Wasser (EPSTEIN et al. 1953, CRAIG 1965 zitiert in ANDERSON & ARTHUR 1983) und einer angenommenen, durchschnittlichen Bildungstemperatur der Ostracoden-Klappen von $5.6\text{ }^\circ\text{C}$ ($4.6\text{ }^\circ\text{C}$ im Winter, $7.2\text{ }^\circ\text{C}$ im Sommer, Kap. 6.3.1.) sowie dem gemessenen PDB-Wert des Kalzits kann der SMOW-Wert des Wassers, in dem der Kalzit gebildet wurde, berechnet werden.

Der SMOW-Wert erreichte in der Ältesten Dryas Werte bis zu ca. -14‰ und in der Jüngeren Dryas bis zu ca. -12.5‰ . Da zu dieser Zeit die Aare in den Lac de Neuchâtel floß, müssen wir den heutigen Wert um ca. -1.7‰ korrigieren (Kap. 6.3.2.) und können einen Mindestwert von ca. -10‰ für heutiges Seewasser bei potentielltem Aare-Zufluß ohne Berücksichtigung der Verdunstung annehmen.

Wird die Differenz zwischen dem potentiellen heutigen $\delta^{18}\text{O}$ und den Werten der Ältesten und der Jüngeren Dryas nach DANSGAARD (1964) bzw. SIEGENTHALER & OESCHGER (1980) (Kap. 6.1.) als Änderung der durchschnittlichen Lufttemperatur ausgedrückt, dann ergeben sich für die Älteste Dryas um ca. $6\text{ }^\circ\text{C}$ bzw. ca. $9\text{ }^\circ\text{C}$ und für die Jüngere Dryas um ca. $3.5\text{ }^\circ\text{C}$ bzw. ca. $5.5\text{ }^\circ\text{C}$ tiefere Temperaturen im Einzugsgebiet als heute.

Die absoluten Temperaturen beliefen sich in diesem Fall bei Berücksichtigung der heutigen durchschnittlichen Temperatur von ca. $8\text{ }^\circ\text{C}$ im Schweizer Mittelland (HAEBERLI & PENZ 1985) auf ca. -1 bis $+2\text{ }^\circ\text{C}$ für die Älteste Dryas und auf $+2.5$ bzw. $+4.5\text{ }^\circ\text{C}$ für die Jüngere Dryas.

6.8. Ergänzende Analysen

Die Isotopenschwankungen der Ältesten Dryas finden sich zum Teil in der Korngrößenverteilung wieder (Abb. 43). Größere Mediane und Feinsandanteile korrelieren mit negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, darüber hinaus besteht auch ein Zusammenhang zu höheren Ankeritanteilen am Gesamtkarbonat (Kap. 4.1.1.1.). Der negative $\delta^{13}\text{C}$ -Ausschlag in der Ältesten Dryas korreliert mit einer geringen Zunahme des Karbonatgehaltes.

Der C_{org} -Gehalt steigt zu Beginn des Bølling an und setzt diese Tendenz auch in der Jüngeren Dryas fort. Sedimentwechsel von LACNE 2 zu LACNE 1 unterbrechen die steigende Tendenz, die besonders beim letzten Sedimentwechsel am Übergang Jüngerer Atlantikum/Subboreal deutlich wird.

Die Jüngere Dryas ist durch geringe Karbonatgehalte, die wahrscheinlich aus der Verdünnung mit detritischen Mineralen (Kap. 4.1.4.) resultieren, und mit positiven $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten für das Gesamtsediment gekennzeichnet.

6.9. Diskussion und Interpretation

Das Gesamtsediment besteht aus einem Gemisch detritischer und autochthoner Minerale und unterscheidet sich dadurch vom autochthon gebildeten Ostracodenkalzit. Im Spätglazial (Abb. 43, ca. 9.30 bis 6.40 m) überwiegt der Anteil detritischer Minerale, z. B. mariner Karbonate, und führt zu positiveren $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Gesamtsedimentes (WEISS 1977, WEBER 1981, PIKA 1983). Mit der Abnahme der detritischen Sedimentzufuhr im Holozän (Abb. 43, ab ca. 6.40 m) nehmen $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ negativere Werte an.

Das $\delta^{18}\text{O}$ gibt die bei der Kalzitpräzipitation herrschenden Wassertemperaturen und die Isotopenzusammensetzung im Wasser wieder. Da für die Analysen benthische Ostracoden aus dem Profundal verwendet wurden, können wir davon ausgehen, daß ihr Klappenkalzit unter konstanten Wassertemperaturbedingungen präzipitierte und damit eine Wassertemperatur-abhängige Fraktionierung ausschließen. Das $\delta^{18}\text{O}$ des Ostracodenkalzits überträgt somit direkt das Isotopensignal des Wassers und registriert die Wasserdampfgeschichte, die von der Kondensation der Niederschläge, der Veränderung der durchschnittlichen Niederschlagstemperatur (DANSGAARD 1964) oder von Wechseln im hydrologischen Regime (LISTER 1985) beeinflusst wird. Das $\delta^{18}\text{O}$ des Gesamtsedimentes gibt dagegen das Temperatursignal des Wassers in der trophogenen Zone wieder und weicht bis ca. 4 ‰ von den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten des Ostracodenkalzits ab.

Das $\delta^{13}\text{C}$ des Gesamtsedimentes zeigt positivere Werte als das $\delta^{13}\text{C}$ des Ostracodenkalzits, da die photosynthetische Aktivität der Pflanzen dem Wasser ^{12}C entzieht, und das autochthone Karbonat im nun an ^{12}C -abgereicherten Wasser gebildet wird. Das in den Pflanzen angereicherte ^{12}C wird beim Abbau der organischen Substanz auf dem Seeboden wieder frei, führt zur ^{12}C -Anreicherung des Wassers, wird von den Ostracoden in die Kalzitklappen eingebaut und führt zu den negativeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Ostracodenkalzits.

Die Differenz zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des Ostracodenkalzits und des Gesamtsedimentes ist ein Ausdruck der photosynthetischen Aktivität oder Produktivität, große Differenzen bis zu 6.7 ‰ zeigen eine maximale Produktivität an und können für LACNE 2 des ausgehenden Jüngeren Atlantikum nachgewiesen werden (Abb. 43, ca. 3 m bis 2.70 m). In LACNE 1 sind die Differenzen geringer und zeigen damit niedrigere Produktivitäten an.

Die in der Ältesten und in der Jüngeren Dryas auftretenden markanten Wechsel im $\delta^{18}\text{O}$ des Ostracodenkalzits erfolgen unabhängig von Fazieswechseln oder Umlagerungsprozessen. Neben einer Veränderung der Niederschlagsverhältnisse könnten die Schwankungen im $\delta^{18}\text{O}$ des Ostracodenkalzits (Abb. 43, ca. 9.30 bis 8 m) möglicherweise ein diskontinuier-

liches Abschmelzen der Gletscher andeuten. Auf Tauphasen mit einer starken Produktion isotopisch leichter Schmelzwässer folgten Phasen mit geringerer Schmelzwasserproduktion und daraus resultierenden positiveren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten im See. Während der Abtauphasen stieg die Produktivität an, gekennzeichnet durch ein negativeres Ostracoden- $\delta^{13}\text{C}$ sowie leicht erhöhte C_{org} -Gehalte (Abb. 43, ca. 875 cm).

Positivere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Ostracodenkalzits korrelieren außerdem mit größeren Median-Werten (Abb. 43, ca. 9.30 bis 8 m). Möglicherweise herrschte während dieser angenommenen Phasen geringer Schmelzwasserproduktion ein trocken-kaltes Klima, und es kam zu Windeintrag, der z. B. für den Bodensee bis ca. 14'000 BP nachgewiesen wurde (NIESSEN & LISTER & GIOVANOLI im Druck).

Die abgeschätzten minimalen Jahresmitteltemperaturen der Luft während der Ältesten Dryas liegen mit $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ bzw. $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ um $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ über den von LISTER (1985) für das Einzugsgebiet des Zürichsees bestimmten Temperaturen. Diese Differenz ist wahrscheinlich auf die in den Einzugsgebieten von Zürichsee und Lac de Neuchâtel jeweils unterschiedliche Verteilung von Höhenstufen und Niederschlägen zurückzuführen. Außerdem muß in Betracht gezogen werden, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus einer Mischung von Schmelzwässern, mit Anteilen von Jahrtausende-alten und lokalen Niederschlägen, bestehen können (LISTER 1985).

Im Bereich Bølling/Allerød (Abb. 43, ca. 7 m) schmolzen die Gletscher auf holozänes Ausmaß zurück. Diese Aussage wird durch den Faziesübergang von LACNE 4 zu LACNE 2 bestätigt und deckt sich mit den Untersuchungen von LISTER (1985, 1988a, 1988 b), der die letzte Abschmelzphase stadialen Eises im Einzugsgebiet des Zürichsee auf 12'400 BP datierte.

Am Ende des Allerød nähern sich die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Gesamtsedimentes bereits den holozänen Werten an und belegen einen kurzfristigen Rückgang der detritischen Sedimentzufuhr (Abb. 43, ca. 6.90 m).

In der Jüngeren Dryas wurden annähernd die Verhältnisse der Ältesten Dryas wieder hergestellt. Der erhöhte detritische Eintrag ergibt sich aus erhöhtem Oberflächenabfluß im Einzugsgebiet. Der Negativ-Exzeß des $\delta^{18}\text{O}$ im Ostracodenkalzit in der Jüngeren Dryas belegt isotopisch leichte Niederschläge, die bei ca. 3 bis $4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ niedrigeren durchschnittlichen Lufttemperaturen im Vergleich zu heute und im Vergleich zum Allerød gebildet wurden. Diese Werte stimmen gut mit dem von EICHER (1979) ermittelten Temperaturrückgang zwischen Allerød und Jüngerer Dryas von ca. $3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ in den Alpen und im Schweizer Mittelland überein.

Im Holozän wird der Wechsel des $\delta^{18}\text{O}$ von Sedimentwechseln begleitet. Gleichzeitig ändert sich das $\delta^{13}\text{C}$ im Ostracodenkalzit und im Gesamtsediment.

Das Ausmaß des Wechsels im $\delta^{18}\text{O}$ des Ostracodenkalzits von durchschnittlich $1.5\text{ }_{\text{‰}}$ entspricht ungefähr dem des $\delta^{18}\text{O}$ -Wechsels im Seewasser von ca. $1.7\text{ }_{\text{‰}}$ (Kap. 6.3.2.) bei einem potentiellen Aarezufluß unter heutigen Bedingungen und bestärkt die Hypothese des temporären Fließens der Aare in den Lac de Neuchâtel (Kap. 3).

Im Jüngeren Atlantikum kam es durch erhöhten Oberflächenabfluß infolge von Rodungen und möglicherweise steigender Humidität zur gesteigerten Zufuhr marinen Karbonats und damit zu positiveren $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Gesamtsediment.

Der letzte Übergang von LACNE 2 zu LACNE 1 (Abb. 43, ca. 2.70 m) ist am deutlichsten für den Ostracodenkalzit ausgeprägt. Die Zufuhr isotopisch leichten Aare-Wassers, das immerhin mit ca. 75% zur Wasserbilanz beitrug, setzte aus, und durch die nun von ca. 2 auf über 8 Jahre steigende Wasseraufenthaltsdauer und damit erhöhte Evaporation kam es zur Anreicherung des $\delta^{18}\text{O}$ im Seewasser und zu positiveren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten.

Die während des Jüngeren Atlantikum zunehmend negativeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Ostracodenkalzits korrelieren mit steigenden C_{org} - und PO_4 -Gehalten, gleichzeitig ist das $\text{C}_{\text{org}}/\text{N}_{\text{org}}$ -Verhältnis gering (Kap. 4.2.). Die PO_4 -Gehalte sind in den von der Aare geprägten Fazies deutlich höher als in der autochthonen LACNE 1. Wir können annehmen, daß über die Aare Nährstoffe, z. B. aus der Primärproduktion im Briener und Thuner See, in den See transportiert wurden, dort zu einem erhöhten Algenwachstum führten und sich somit in negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Ostracodenkalzit ausdrücken. Am Beginn des Neolithikums wurde durch Rodungen im Einzugsgebiet ein gesteigerter Oberflächenabfluß ausgelöst, der den Nährstoffgehalt des Aarewassers zusätzlich erhöhte und dadurch die Produktivität im See noch stärker förderte.

Die Rolle der Aare als Nährstofflieferant wird besonders deutlich durch den abrupten Rückgang des C_{org} mit dem Einsetzen der subborealen LACNE 1 (Abb. 43, ca. 2.70 m). Mit stoppendem Aarezufuß nimmt die Nährstoffzufuhr ab, der C_{org} -Gehalt geht zurück und steigt danach nur langsam wieder an.

Für den jüngsten LACNE 1-Abschnitt im Holozän zeigen relativ konstante $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte annähernd konstante Temperaturen und geringere Produktivitäten an.

Die Abschätzung von Paläotemperaturen wird durch verschiedene Faktoren, wie z. B. den unbestimmbaren Anteil an im Eis gespeicherten alten Niederschlägen, die im Spätglazial zum Abfluß kommen, die mögliche Veränderung der Niederschlagsverteilung, veränderte Bedingungen bei der Bildung von Wasserdampf und durch lokale Faktoren (detritischer Eintrag, Erosion, Bioturbation, Wassertemperaturen etc.) erschwert. Um diese Faktoren auf ein Minimum zu reduzieren, sollten Temperatur-Rekonstruktionen nur mit $\delta^{18}\text{O}$ aus benthischem Karbonat, wie z. B. Ostracoden-Klappen, durchgeführt werden. Das $\delta^{18}\text{O}$ der Ostracoden-Klappen gibt mit dem Isotopenverhältnis des Wassers das bei der Niederschlagsbildung herrschende Isotopensignal wieder und erlaubt die Abschätzung der bei der Niederschlagsbildung herrschenden Lufttemperaturen.

Diese Werte können allerdings nur erste Annahmen darstellen, da wir die Wasserdampfgeschichte und den Jahresverlauf der Niederschlagsverteilung der Vergangenheit nicht kennen.

Die Sedimentologie hilft bei der Entscheidung, ob die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Veränderungen direkt auf Klimawechsel zurückzuführen sind oder durch Änderungen im hydrologischen Regime hervorgerufen wurden und nur indirekt klimatisch gesteuert sind. In dieser Studie hat sich gezeigt, daß von einem Sedimentwechsel begleitete $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Veränderungen auf Hydrologiewechsel hinweisen. Ändern sich $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ dagegen unabhängig von der Sedimentologie, wie z. B. in der Jüngeren Dryas oder verändern sie sich kontinuierlich mit der Sedimentologie, wie z. B. am Übergang Älteste Dryas/Bølling, dann ist dieser Wechsel wahrscheinlich klimatisch gesteuert. Auch die Produktivität ist nur ein indirekter Klimaindikator und kann durch die Hydrologie, als einem entscheidenden Faktor für die Nährstoffzufuhr, entscheidend beeinflußt werden.

Die Auswertung rezenter Isotopenverhältnisse in den Gewässern des Einzugsgebietes des Lac de Neuchâtel liefert einen wichtigen Beitrag zur Abschätzung von Auswirkungen möglicher Hydrologiewechsel und trägt neben der Sedimentologie zur Unterscheidung zwischen klimatisch und hydrologisch bedingten Umweltveränderungen bei.

7. Zusammenfassende Diskussion und Interpretation

Die Ergebnisse sedimentologischer, mineralogischer und geochemischer Analysen zeigen an, daß die spät- und postglaziale Entwicklung des Lac de Neuchâtel entscheidend durch den temporären Zufluß der Aare geprägt wurde. Im folgenden soll überprüft werden, ob die Änderungen der Abflußrichtung der Aare in Zusammenhang mit anderen hydrologischen Veränderungen stehen, und wodurch diese gesteuert oder ausgelöst wurden.

7.1. Aktivitätsphasen der Aare im Großen Moos

Die spät- und postglaziale Aktivität der Aare im Großen Moos oder Seeland wurde von LÜDI (1935), SCHWAB & MÜLLER (1973), MAGNY (1979a) und MEYER-WOHLFARTH (1986) untersucht. Anhand von Aktivitäts- und Verlandungsphasen des Aarelaufs im Großen Moos wurden wechselnde Abflußrichtungen der Aare von Aarberg aus entweder nach Nordost oder nach Südwest in den Lac de Neuchâtel unterschieden.

Eine genaue zeitliche Einordnung und eine Bestimmung von Anzahl und Dauer einzelner Aktivitäts- und Verlandungsphasen war bisher aber nicht möglich. Lediglich MEYER-WOHLFARTH (1986) konnte die definitive Aufgabe des Flußlaufes in Richtung Lac de Neuchâtel in den Übergang Jüngerer Atlantikum/Subboreal datieren.

Während der Verlandungsphasen im Großen Moos kam es im See zur Sedimentation von LACNE 1. Der Fazies LACNE 2 zeigt dagegen den Abfluß der Aare durch das Große Moos in den See an. Daraus können wir ableiten, daß die Aare mit Unterbrechungen im Präboreal und im Älteren Atlantikum (zwischen ca. 7'200 und 6'850 BP) bis zum Übergang Jüngerer Atlantikum/Subboreal (ca. 4'850 BP) in den Lac de Neuchâtel floß (vgl. Kap. 3.8.).

Durch Untersuchungen im Gebiet um Aarberg müßte überprüft werden, ob es während der Aktivitätsphasen im Großen Moos gleichzeitig zum Abfluß in Richtung NE kam, oder ob sich die Aare jeweils nur für eine Abflußrichtung entschied.

Die Wechsel der Abflußrichtung wurden auf verschiedene Ursachen zurückgeführt, wie z. B. auf den Auf- und Abbau von Schwemmfächern (LÜDI 1935, SCHWAB & MÜLLER 1973), auf Bergstürze (AMMANN 1982), auf tektonische, hydrodynamische und menschliche Einflüsse (WOHLFARTH & AMMANN 1991) und auf Klimaveränderungen (LÜDI 1935, WOHLFARTH & AMMANN 1991, WOHLFARTH & SCHWALB & SCHNEIDER 1992).

Da die Wechsel der Fließrichtung wiederholt auftraten, können einmalige und nicht reversible Ereignisse wie tektonische Bewegungen oder Bergstürze als Auslöser der Richtungsumkehr ausgeschlossen werden. Menschlicher Einfluß kann erst beim Wechsel am Übergang Jüngerer Atlantikum/Subboreal eine Rolle gespielt haben.

7.2. Seespiegelschwankungen

In Abb. 45 sind die wichtigsten Schlußfolgerungen aus der Entwicklungsgeschichte des Lac de Neuchâtel zusammengefaßt und werden mit den Seespiegelschwankungen des Sees (MOULIN 1991), den Aktivitätsphasen anderer mitteleuropäischer Flüsse (BRUNNACKER 1977, BECKER 1982) sowie mit Gletschervorstoßphasen und palynologisch nachgewiesenen Klimaschwankungen, bzw. -rückschlägen verglichen (MAISCH in FURRER et al. 1987, GAMPER & SUTER 1982, BORTENSCHLAGER 1982).

Zunächst soll untersucht werden, ob und wie sich der Richtungswechsel der Aare auf den Seespiegel auswirkte (Abb. 45). MOULIN (1991) konnte eine markante Regression in der Jüngeren Dryas sowie Transgressionen im Präboreal und zu Beginn des Subboreal nachweisen. Diese Ergebnisse korrelieren z. T. mit den Seespiegelschwankungen des Bieler Sees (AMMANN 1982, WOHLFARTH & SCHNEIDER 1991).

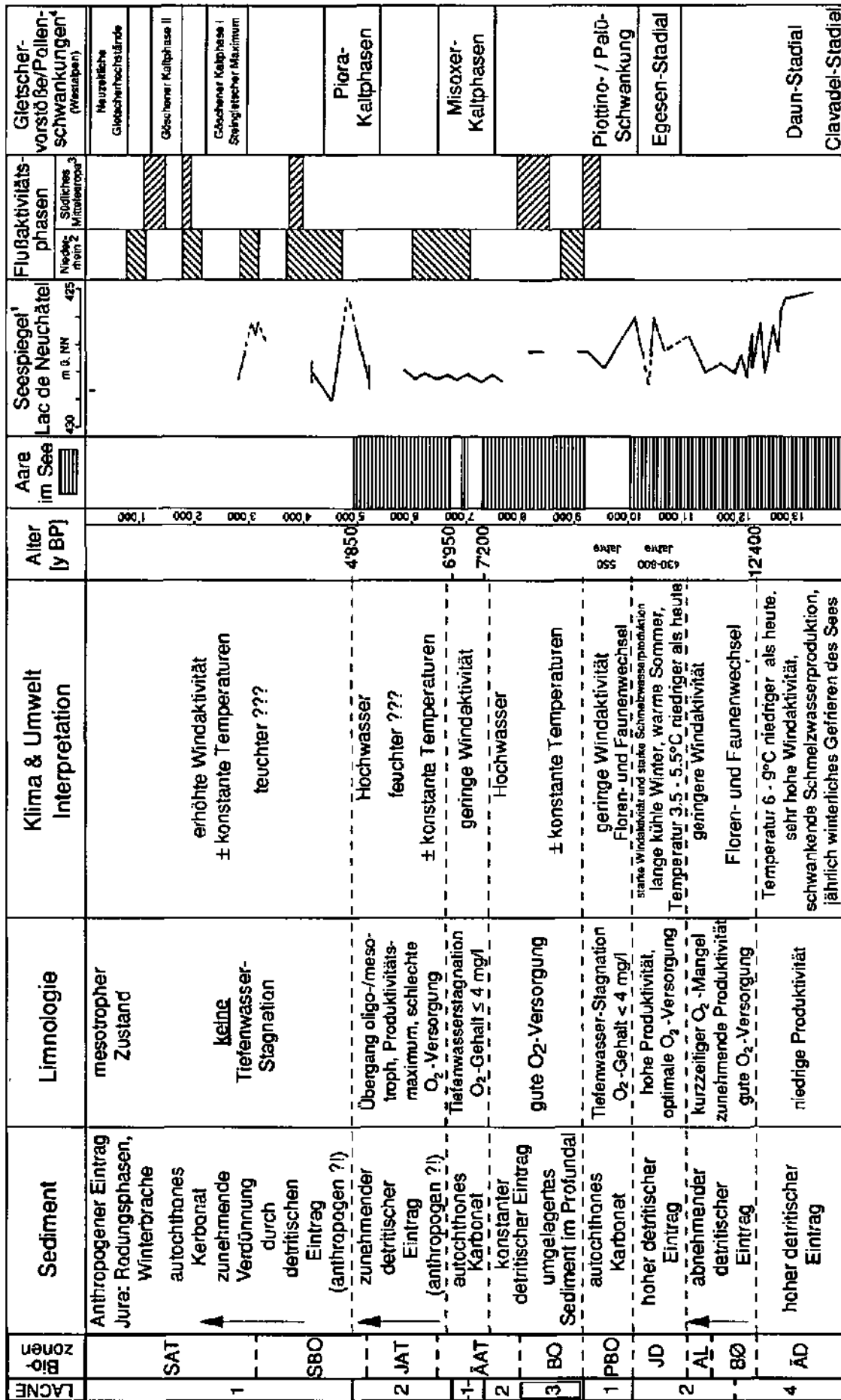


Abb. 45: Haupt-Entwicklungsphasen des Lac de Neuchâtel im Spät- und Postglazial unter Berücksichtigung klimatischer Veränderungen. Vergleich mit Seespiegelschwankungen, Flußaktivitätsphasen (schrattierte Abschnitte), Gletschervorstoßen und Pollenschwankungen. 1: MOULIN 1991, 2: BRUNNACKER 1978, 3: BECKER 1982, 4: MAISCH in FURRER et al. 1987, GAMPER & SUTER 1982, BORTENSCHLAGER 1982.

Wir können daraus schließen, daß das temporäre Fließen der Aare in den Lac de Neuchâtel Regressionsphasen verursachte, während ein Abfluß nach NE zur Transgression des Seespiegels führte. Die Senkung der Seespiegel infolge der Juragewässerkorrekturen nach der künstlichen Einleitung der Aare in den Bieler See unterstützt diese Aussage. Außerdem bestätigt sich die von WOHLFARTH & AMMANN (1991) vertretene Hypothese, daß es beim Abfluß der Aare in Richtung NE in die Zihl, dem Abfluß des Bieler Sees und damit der drei Juraseen, zu einem Rückstau kam, der die Seespiegelanstiege der Juraseen auslöste.

Für das Atlantikum nimmt MOULIN (1991) mehr oder weniger konstante Seespiegel für den Lac de Neuchâtel an. Im Bieler See wurden im Älteren Atlantikum Seespiegelschwankungen und eine starke Erosionsphase nachgewiesen, die durch Klimaschwankungen zwischen erhöhter Trockenheit und humideren Perioden erklärt werden (WOHLFARTH & SCHNEIDER 1991). Möglicherweise besteht ein Zusammenhang mit den kurzzeitigen Unterbrechungen der Flußaktivität im Großen Moos, die zur Sedimentation der LACNE 1-Doppellage führten.

Der Vergleich von Aktivitätsphasen der Aare im Großen Moos mit anderen Flüssen weist auf eine überregionale Steuerung der Flußaktivitäten hin. BECKER (1982) stellte durch Untersuchungen von Flußaktivitäten im südlichen Mitteleuropa eine erste geomorphologisch wirksame Flußbrinnenverlagerung um 9'400 fest. Die erste Aktivierung postglazialer Flußaktivität konnte er anhand fossiler Eichenstämme im Boreal, um ca. 8'500 - 8'000 BP, nachweisen. Im Atlantikum erfolgte eine Tieferlegung der Flußpegel, und ein überregional nachweisbares Anschwellen von Überflutungen und Verlagerungen setzte im mittleren Subboreal (2'000 - 1'800 v. Chr.) ein. Maximale Flußaktivitäten traten zuletzt im mittleren Subatlantikum (100 - 200, 550 - 880 n. Chr.) auf.

Die Veränderungen im Boreal und im frühen Atlantikum werden auf die Klimaentwicklung zurückgeführt, und im mittleren und jüngeren Postglazial wurden die Abflussverhältnisse durch Rodungsphasen ausgelöst (BECKER 1982). Auch SCHREIBER (1985) stellte im Lechtal eine verstärkte Phase postjungneolithischer fluvialer Aktivität fest.

BRUNNACKER (1978) datiert Aktivierungsphasen des Niederrheins auf ca. 9'000 BP, um 7'000 - 6'000 BP, zwischen 5'000 und 4'000 BP, drei weitere in das Subboreal und Subatlantikum und führt sie auf Gletscherrückzüge zurück. Ein Zusammenhang zwischen Gletschervorstößen und Flußaktivitäten in Europa und Nordamerika wurde auch von STARKEL (1991) nachgewiesen.

7.3. Flußaktivitäten, Gletschervorstößphasen und Pollenschwankungen

Die Flußsysteme der Aare im Großen Moos, des Niederrheins und des südlichen Mitteleuropas lassen gemeinsame Aktivitätsphasen zumindest in der ersten Hälfte des Holozäns erkennen und zeigen wahrscheinlich eine klimatische Steuerung an (Abb. 45).

Für die erste Hälfte des Präboreal, vor 9'460 BP, konnten in den Westalpen die Klimarückschläge der Piottino-Schwankung im Tessin (ZOLLER 1960, ZOLLER & KLEIBER 1971, KLEIBER 1974) und der Palü-Schwankung in Graubünden (BEELER 1977, BÜRGA 1979) nachgewiesen werden. Zu dieser Zeit floß die Aare nach NE.

- Am Ende des Boreal und zu Beginn des Älteren Atlantikum kam es in den Schweizer Alpen zu Gletschervorstößen im Wallis und zu Klimarückschlägen im Gotthardgebiet und in Graubünden (GAMPER & SUTER 1982, HEITZ 1975, KING 1974). Möglicherweise stehen diese Vorstöße bereits im Zusammenhang mit den mehrphasigen Misoxyer-Kaltphasen, die zwischen 7'500 und 6'500 BP eingeordnet werden (ZOLLER 1960, KING 1974, VÖGELE 1984, SUTER 1981). In diesem Zeitraum floß die Aare zweimal kurz hintereinander nach NE.

Danach gibt es in den Schweizer Alpen erst ab 5'400 BP Belege für weitere Klimaverschlechterungen. Die Piora-Kaltphasen (ZOLLER 1960, HEITZ 1975, BURGA 1979) setzten ein, und die Aare wechselte definitiv in Richtung NE.

Für das Subboreal sind keine Gletschervorstöße nachgewiesen (GAMPER & SUTER 1982). Zwischen 3'600 BP und heute lösen sich kurze Phasen der Klimaverbesserung und z. T. recht ausgeprägte, intensive Kaltphasen in rascher Folge ab (GAMPER & SUTER 1982).

Der Vergleich der Flußaktivitäten mit Gletschervorstößphasen und Pollenschwankungen (Abb. 45) zeigt an, daß die Aare während der holozänen Gletschervorstößphasen nicht in den Lac de Neuchâtel floß. Zwischen den einzelnen Kaltphasen wurde das Flußsystem im Großen Moos dagegen aktiviert, und auch die anderen Flüsse zeigten erhöhte Aktivitäten.

Wahrscheinlich konnte die Aare nur zu Zeiten hoher Schmelzwasserproduktion den Flußlauf im Großen Moos aktivieren und in den Lac de Neuchâtel fließen.

Im Vorfeld der Richtungswechsel im Älteren Atlantikum und am Ende des Jüngeren Atlantikum kam es zu Hochwässern mit verstärkter Erosion im Einzugsgebiet (Kap. 3.8. und 3.1.4.), die möglicherweise durch kalte Sommer und Jahre mit erhöhten Niederschlägen (STARKEL 1985) oder, wie am Ende des Jüngeren Atlantikum, durch menschlichen Einfluß (Rodungen) verstärkt wurden.

Das Hochwasserereignis an der Wende Jüngeres Atlantikum/Subboreal war wesentlich stärker ausgeprägt als das Ereignis im Älteren Atlantikum und führte zu einem erhöhten Sedimenteintrag in den Lac de Neuchâtel und damit auch in das Große Moos.

Das Gefälle zwischen Aarberg und dem See wurde durch die Auflandung möglicherweise so stark reduziert, daß die erhöhte Wasserführung der Aare nach der Piora-Schwankung nicht mehr zur Aktivierung des Flußsystems im Großen Moos ausreichte.

7.4. Klima- und Umweltrekonstruktion

Im folgenden werden die wichtigsten spät- und postglazialen Entwicklungsphasen des Lac de Neuchâtel unter Berücksichtigung klimatischer Veränderungen, dargestellt in Abb. 45, zusammengefaßt und diskutiert.

Das Klima des Spätglazials in Nord- und Mitteleuropa wird mit kontinental und trocken angegeben (BIRKS 1986). Klima-Modelle, basierend auf dem 22'000 jährigen Zyklus der Präzession ("Milankovitch-Zyklen"), ergaben für das Spätglazial und das frühe Holozän eine um 12 bis 14 % höhere Differenz zwischen Sommer- und Winterinsolation im Vergleich zu heute (KUTZBACH & STREET-PERROTT 1985, NIESSEN 1987).

Im Holozän kam es weltweit zum Klima-Optimum, dessen Ende je nach Lokalität zwischen 5'000 und 2'500 BP angegeben wird (BIRKS 1986).

In Mitteleuropa folgte auf das feucht-warme Klima des Atlantikum der Trend zu feuchtkühleren Klimabedingungen im Subboreal und Subatlantikum (MAGNY 1979b).

Seit dem Neolithikum beeinflußt der Mensch die Vegetationsentwicklung, und es kommt damit zur Überlagerung klimatischer und anthropogener Effekte, die teilweise nur schwer zu unterscheiden sind.

Die spät- und postglazialen Klimaschwankungen werden u. a. auf verstärkte meridionale Zirkulation (FRENZEL 1977), Wechsel der geomagnetischen Dipolintensitäten und Wechsel der Windgeschwindigkeiten (STUIVER et al. 1991) zurückgeführt.

Älteste Dryas

Zur Chronologie des Gletscherrückzugs aus der Westschweiz konnten bisher noch keine genauen Angaben gemacht werden, GAILLARD & MOULIN (1989) nehmen jedoch einen Rückzug bis 15'000 BP an.

Die über die Sedimentwachstumsraten ermittelten maximalen Alter der erbohrten Sedimente ergaben für den Beginn der Ältesten Dryas ein Alter von mindestens 14'000 Jahren. Mit Hilfe der Diatomeen kann ein jährliches winterliches Gefrieren des Sees (Kap. 5.5.) rekonstruiert werden.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Ostracodenkalzits ergaben im Vergleich zu heute um ca. 6 bis 9 °C geringere durchschnittliche Jahrestemperaturen. Da die Temperaturberechnung auf der Rekonstruktion des $\delta^{18}\text{O}$ des Schmelzwassers beruht, das möglicherweise aus einer Mischung spätglazialer und glazialer Schmelzwässer bestand (Kap. 6.9.), stellen die berechneten Werte maximale Temperaturdifferenzen dar.

Die Schwankungen der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Ostracodenkalzits könnten auf eine temporär niedrigere Schmelzwasserproduktion zurückgeführt werden und stehen möglicherweise im Zusammenhang mit den spätglazialen Clavadel- und Daun-Stadialen (MAISCH in FURRER et al. 1987). Während der Stadiale kam es vermutlich zu höherer Windaktivität und Windeintrag in den See, der sich in größeren Median-Werten ausdrückt (Kap. 6.9.).

Bølling, Ältere Dryas und Allerød

An Resten von Käfern aus dem Lobsigensee rekonstruierten ELIAS & WILKINSON (1983) für das Bølling eine Erhöhung der mittleren Julitemperaturen um 4 °C auf heutige Temperaturverhältnisse.

Die Bølling-Biozone, deren Beginn im Lac de Neuchâtel nach 12'490 BP nachgewiesen wurde, markiert wahrscheinlich den für Fauna und Flora einschneidenden Zeitabschnitt der spät- und postglazialen Entwicklung. Mit der kontinuierlichen Erwärmung setzte die Wiederbewaldung ein. Das Profundal wurde erstmals mit Mollusken besiedelt, und die Zunahme des Ostracoden *Cytherissa lacustris* (Kap. 5.1.) zeigt eine gute Sauerstoff-Versorgung des Profundals an.

Die Ältere Dryas konnte palynologisch in den Sedimenten des Lac de Neuchâtel nicht nachgewiesen werden (Kap. 3.8.), auch die Insektenvergesellschaftung in den Sedimenten des Lobsigensees zeigt keine Abkühlung an (ELIAS & WILKINSON 1983).

Da es dennoch einige sedimentologische und mineralogische Hinweise auf eine schwache Klimaverschlechterung, wie z. B. geringere Karbonatgehalte und ein erhöhter Eintrag an silikatischen Mineralen, gibt (Kap. 3.5.1.1.), können wir annehmen, daß die Ältere Dryas zwar nicht das Schweizer Mittelland, aber vermutlich die höher gelegenen Regionen des Einzugsgebietes beeinflusste (Kap. 3.8.).

Im Allerød waren die Gletscher auf holozäne Ausmaße abgeschmolzen (Kap. 6.9.). Während der letzten ca. 100 bis 150 Jahre des Allerød kam es mehrmals für jeweils ca. 10 bis 30 Jahre zu einer reduzierten Schmelzwasserproduktion, die sich in relativ hohen Karbonat- und geringen Silikatgehalten ausdrückt (Kap. 3.8.).

Gleichzeitig nimmt die Anzahl der Ostracoden *Leucocythere mirabilis*, *Limnocythere sanctipatricii* und *Cytherissa lacustris* ab und weist auf eine schlechte Sauerstoffversorgung des Profundals hin. Sie ist vermutlich auf eine veringerte Tiefenzirkulation, bedingt durch die unterbrochene Schmelzwasserzufuhr und eine geringere Windaktivität, zurückzuführen.

Jüngere Dryas

Das Ende des Spätglazials ist in der nördlichen Hemisphäre durch den Kälterückschlag der Jüngeren Dryas gekennzeichnet. Innerhalb weniger Jahrzehnte (DANSGAARD 1987) kam es zur Abkühlung auf fast glaziale Verhältnisse (BROECKER & PETEET & RIND 1985, RUDDIMAN & DUPLESSY 1985, BIRKS 1986). Die Jüngere Dryas wurde vermutlich durch Rückkopplungseffekte zwischen verschiedenen Faktoren, wie z. B. extraterrestrischen Einflüssen, steigender vulkanischer Aktivität und exzessivem Schmelzwasserausfluß (BERGER 1990) verursacht. BROECKER et al. (1988) führen die Jüngere Dryas auf den Abflußwechsel des Laurentischen Eisschildes zwischen ca. 11'000 und ca. 10'000 BP vom Mississippi zum St. Lorenz-Strom und umgekehrt zurück. Mit der Abkühlung des Oberflächenwassers (RUDDIMAN & MCINTYRE 1981) und der Veränderung der Tiefenwasser-Zirkulation im Atlantik wurde der nordwärts gerichtete Transport warmen Wassers unterbunden und löste sinkende Oberflächen- und Lufttemperaturen aus (BOYLE & KEIGWIN 1987).

Im Alpenraum und im Schweizer Mittelland ist die Jüngere Dryas durch einen Temperaturrückgang im Vergleich zum Allerød von 3.5 °C gekennzeichnet (SIEGENTHALER & EICHER 1976, EICHER 1979). Für Norwegen wurden dagegen um 13 °C niedrigere Temperaturen im Vergleich zu heute rekonstruiert (MANGERUD 1987). ELIAS & WILKINSON (1983) führen diese Differenz auf den abnehmenden Einfluß der nordatlantischen Polarströmungen nach Süden und Osten zurück.

KERSCHNER (1980) rekonstruierte für die Zentralalpen im Vergleich zu heute um 2.5 - 3 °C geringere Sommertemperaturen, größere saisonale Kontraste bei gleichzeitig trockenen (70 % des heutigen Niederschlags) und kälteren Bedingungen sowie eine um 200 m tiefer gelegene 0°-Isotherme. In den Bündner und Walliser Alpen lag die Waldgrenze um 200 bis 300 m tiefer als heute (BURGA 1990), und die Schneegrenze lag um 170 bis 240 m unter der heutigen Marke (MAISCH 1982).

AMMANN (1989b) vermutet eine hohe Kontinentalität mit sehr kalten Wintern. MARKGRAF (1969) und KÜTTEL (1977) unterscheiden im Wallis eine feuchte und eine trockene Phase, die aber von GAILLARD (1984) und AMMANN et al. (1983) nicht bestätigt werden. GAILLARD (1984) und RÖSCH (1983) charakterisieren die Jüngere Dryas als allgemein feuchter. AMMANN et al. (1983), GAILLARD (1984) und LOTTER (1988) weisen eine Auflichtung der Kiefern-Birken-Wälder nach, die sich aber im dicht bewaldeten Tiefland schwächer auswirkte als in den alpinen Waldgebieten.

Die Rekonstruktion der durchschnittlichen Juli-Temperaturen an Resten von Käfern aus den Sedimenten des Lobsigensees (ELIAS & WILKINSON 1983) ergab keine Abweichung von den für Bølling und Allerød ermittelten Temperaturen von 14 bis 16 °C.

Am NE-Ufer des Lac de Neuchâtel kam es in der Jüngeren Dryas zur Dünenbildung (MEYER-WOHLFARTH 1987). MOULIN (1991) wies in der zweiten Hälfte der Jüngeren Dryas höhere Erosionsraten infolge der Auflichtung der Vegetationsdecke nach, die mit strengem Permafrost korreliert werden können (HAEBERLI 1983).

Die Sedimente des Lac de Neuchâtel ähneln mit ihren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, ihren hohen Silikat- und niedrigen Karbonatgehalten denen der Ältesten Dryas (Kap. 3.5.1.1.). Die mittels Sedimentwachstumsraten bestimmte Dauer der Jüngeren Dryas liegt zwischen ca. 430 und 800 Jahren.

Die negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Ostracodenkalzits (Kap. 6.4.) und die erhöhten Sedimentwachstumsraten (Kap. 3.6.) könnten auf eine erhöhte Schmelzwasserproduktion zurückgeführt werden (s. SCHWARCZ & EYLES 1991). Diese Interpretation steht nach dem in Kap. 7.3. festgestelltem Zusammenhang zwischen Gletscherrückzügen und temporärem Fließen der Aare in den Lac de Neuchâtel. Während des Gletschervorstoßes des Egesen-Stadials (KERSCHNER 1980, MAISCH 1982) wäre eine Verlandung des Flußsystems der Aare im Großen Moos zu erwarten, dennoch floß die Aare während der Jüngeren Dryas in

den Lac de Neuchâtel. Vermutlich kann nur die rückläufige Schmelzwasserproduktion am Ende des Allerød mit dem Gletschervorstoß in Verbindung gebracht werden.

Steigende C_{org} -Gehalte und relativ negative $\delta^{13}C$ -Werte des Ostracodenkalzits zeigen möglicherweise eine erhöhte Produktivität an und weisen ebenfalls auf warme Sommer mit starker Schmelzwasserproduktion hin, die das alte Flußsystem im Großen Moos mit ausreichenden Wassermengen versorgte. Die Präzipitation müßte dennoch größer gewesen sein als der Schmelzwasserverlust, um den Gletschervorstoß zu ermöglichen. Wir können daher davon ausgehen, daß das $\delta^{18}O$ des Ostracodenkalzits die Niederschläge und damit direkt das Temperatursignal der Jüngeren Dryas wiedergibt.

Die maximale Anzahl der Ostracoden und die hohe Anzahl von *Cytherissa lacustris* zeigen eine optimale Sauerstoffversorgung des Tiefenwassers an, die in diesem Maße einmalig im gesamten Spät- und Postglazial war. Die Dünen am NE-Ufer des Lac de Neuchâtel weisen auf eine starke Windaktivität hin, die wohl zusätzlich die Sauerstoff-Versorgung förderte. Darüber hinaus regte der erhöhte Schmelzwasserzufluß die Tiefenzirkulation an, und lange Winter haben möglicherweise die Dauer der Vollzirkulation verlängert.

Bei der Beurteilung des Klimas als feucht oder trocken muß die Hydrologie der untersuchten Lokalitäten berücksichtigt werden. Im Fall des Lac de Neuchâtel könnte wegen der relativ hohen Schmelzwasserproduktion und der Verbindung zu den vereisten Gebieten über die Aare eine höhere Humidität vermutet werden, die aber von den Schmelzwässern wahrscheinlich nur vorgetäuscht wird. In Sedimenten aus Seen mit einem sehr kleinen Einzugsgebiet, wie z. B. des Loclat in der Nähe des Lac de Neuchâtel (ROLLI, pers. Mitt. 1992), kann ein erhöhter Silikateintrag nicht nachgewiesen werden. Im Gerzensee kam es sogar zur Bildung reiner Seekeiden (RUCH, pers. Mitt. 1992). Beide Lokalitäten würden somit eher ein trockenes Klima anzeigen. Dies belegt die Notwendigkeit der Rekonstruktion des hydrologischen Regimes und den Einsatz der stabilen Isotope.

Da die mit dem $\delta^{18}O$ ermittelten durchschnittlichen Jahrestemperaturen ca. 3.5 bis 5.5 °C unter den heutigen Werten lagen, die durchschnittlichen Julitemperaturen im Schweizer Mittelland aber nicht niedriger waren als während Bølling und Allerød (ELIAS & WILKINSON 1983), können wir vermuten, daß die Winter wesentlich kühler und möglicherweise auch länger waren als heute und während Bølling und Allerød.

Präboreal

Der Jüngeren Dryas, die innerhalb von 20 Jahren endete, folgte ein milderes und trockeneres Klima mit geringerer Sturmneigung (DANSGAARD & WHITE & JOHNSON 1989).

Im Lac de Neuchâtel kam es während des Präboreal mit der Verlandung des Flußsystems der Aare im Großen Moos über einen Zeitraum von nur ca. 550 Jahren zur Sedimentation der autochthonen Fazies LACNE 1. Das Aussetzen des Aarezuflusses und die herabgesetzte Windaktivität führten zeitweise zur Stagnation (Kap. 3.8.). Die fehlende Zufuhr detritischer Minerale löste möglicherweise den Wechsel in der Ostracodenfauna aus, *Limnocythere sanctipatricii* und *Leucomythere mirabilis* geben ihre bis in die Jüngere Dryas dominante Position an *Candona neglecta* ab, und das Verschwinden des Ostracoden *Cytherissa lacustris* weist auf Sauerstoffgehalte von unter 4 mg/l im Profundal hin (Kap. 5.5.).

Boreal und Atlantikum

Mit Beginn des Boreal floß die Aare wieder in See und führte den vor dem Boreal nicht nachgewiesenen Ostracoden *Ilyocypris bradyi* ein. Die Anzahl von *Cytherissa lacustris* nahm zu und zeigt mit steigenden Sauerstoffgehalten eine verbesserte Tiefenwasserzirkulation an.

Vor Beginn des Atlantikum kam es mit der Destabilisierung des Uferbereiches in der Region um Neuchâtel zur Umlagerung vermutlich glazialer Tone und Silte in das Profundal und damit zur Sedimentation von LACNE 3 (Kap. 3.8. und 4.1.4.).

Am Ende des Älteren Atlantikum stoppte der Aarezufluß nach einer Hochwasserlage, und es kam zur Bildung einer LACNE 1-Doppellage. Gleichzeitig nahm die Anzahl von *Cytherissa lacustris* ab und zeigt niedrige Sauerstoffgehalte um 4 mg/l an. Oberhalb der Doppellage ist die Anzahl der Ostracoden zunächst höher, nimmt aber bald kontinuierlich ab. Gleichzeitig weisen zunehmende Produktivitäten (Kap. 6.9.) auf einen Übergang des Sees vom oligotrophen in den mesotrophen Zustand hin, der vermutlich im Zusammenhang mit der im Neolithikum verstärkt einsetzenden Aktivität des Menschen steht. Die gleichzeitig zunehmenden Silikatgehalte sind somit eher auf den menschlichen Einfluß als auf ein zunehmend feuchteres Klima zurückzuführen.

Subboreal und Subatlantikum

Der Übergang von LACNE 2 zu LACNE 1 an der Wende Jüngerer Atlantikum/Subboreal ist das letzte markante Ereignis in der Geschichte des Lac de Neuchâtel. Der definitive Wechsel der Abflußrichtung wurde von einem Hochwasser eingeleitet, das vermutlich durch die Sedimentfracht der Aare zur Verlandung des Flußsystems führte.

Im Gegensatz zum Präboreal und zum Älteren Atlantikum kam es vermutlich durch Wechsel im Windsystem (STUIVER et al. 1991) nicht mehr zur Ausbildung von Stagnationsphasen.

Im Mittelalter führten Rodungen und die Einführung der Winterbrache zu einem verstärkten Sedimenteintrag aus dem Jura. Die Oberflächensedimente sind durch erhebliche Silt- und Sandgehalte geprägt, die durch die anthropogene Veränderung der Uferlinie sowie durch das Versenken von Bauschutt in den See erzeugt werden. Die Temperaturen blieben im Holozän fast konstant.

In der Abb. 46 sind die Szenarien, die sich im Laufe des Spät- und Postglazials im und um den Lac de Neuchâtel abspielten, skizziert.

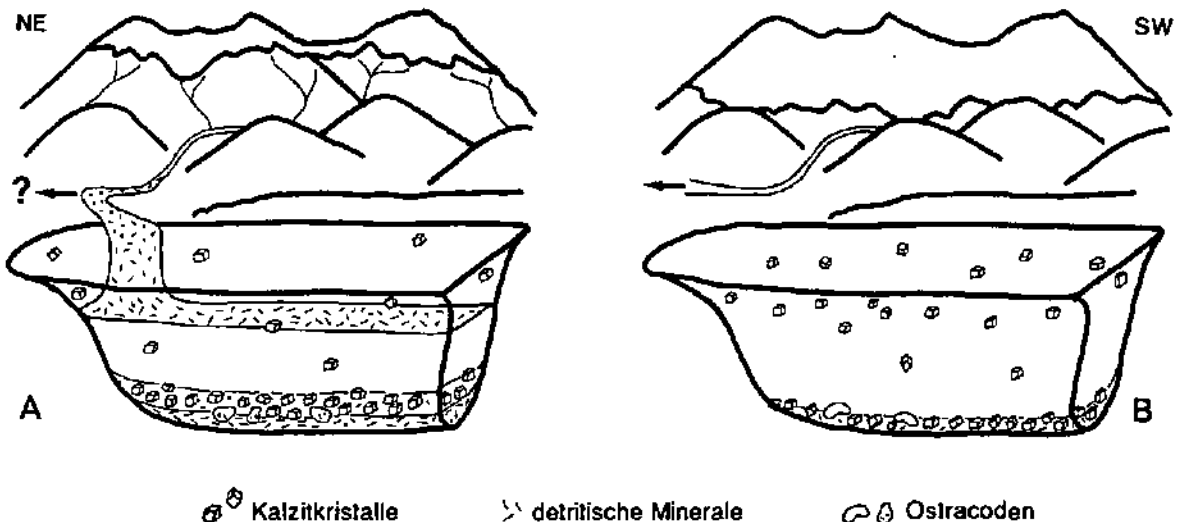


Abb. 46: Szene A stellt die während des Spätglazial, Boreal und Atlantikum herrschenden Verhältnisse dar. Die Gletscher schmolzen, die Aare floß durch das Große Moos, schichtete sich in den See ein, und es kam zur Bildung laminierte Sedimente mit *Cytherissa lacustris* als dominantem Ostracoden.

Szene B zeigt mit den vorstoßenden Gletschern, dem Abfluß der Aare in Richtung NE, der Sedimentation autochthoner Kalzitkristalle und dem dominanten Ostracoden *Candona neglecta* die Situation des Präboreal, des Älteren Atlantikum und die seit dem Übergang Jüngerer Atlantikum/Subboreal herrschenden Verhältnisse.

8. Literatur

- ABSOLON, A. (1978): Die Gattung *Candona* (Ostracoda) im Quartär von Europa.- *ROZPRAVY CSAV*, 88 (5).
- ADATTE, T. & RENTZEL, P. & KÜBLER, B. (1991): Etude minéralogique et sédimentologique du remplissage karstique de la grotte de Cotencher (Jura neuchâtelois, Suisse).- *Eclogae geol. Helv.*, 84 (3): 671-688; Basel (Birkhäuser).
- AESCHLIMANN, N. (1987): Minéralogie des argiles de la Molasse de la région du Guggisberg.- Unveröff. Diplomarb., 2. Teil, Univ. de Neuchâtel; Neuchâtel.
- ALLISON, T. D. & MDELLER, R. E. (1989): Organic laminations and detailed chronology for Holocene sediment at Pout Pond, New Hampshire, U.S.A.- *Arch. Hydrobiol.*, 116 (2): 161-180; Stuttgart (Schweizerbart).
- AMMANN, B. (1982): Säkulare Seespiegelschwankungen: wo, wie, wann, warum?.- *Mit. Naturforsch. Ges. Bern N. F.*, 39: 97-106; Bern.
- (1989a): Periods of rapid environmental change around 12 500 and 10 000 years B. P., as recorded in Swiss lake deposits.- *J. Paleolimnology*, 1: 269-277; Belgium (Kluwer).
- (1989b): Late-Quaternary Palynology at Lobsigensee.- *Diss. bot.*, 137; (Bomtrager).
- AMMANN, B. & TOBOLSKI, K. (1983): Vegetational development during the Late-Würm at Lobsigensee (Swiss Plateau). *Studies in the Quaternary of Lobsigensee 1.- Rev. Paléobiologie*, 2 (2): 163-180; Genève.
- AMMANN, B. & CHAIX, L. & EICHER, U. & ELIAS, S. A. & GAILLARD, M.-J. & HOFMANN, W. & SIEGENTHALER, U. & TOBOLSKI, K. & WILKINSON, B. (1983): Vegetation, insects, molluscs and stable isotopes from Late Würm deposits at Lobsigensee (Swiss Plateau).- *Studies in the Late Quaternary of Lobsigensee 7.- Rev. Paléobiologie*, 2 (2): 221-227, Genève.
- AMMANN, B. & ANDREE, M. & CHAIX, L. & EICHER, U. & ELIAS, S. A. & HOFMANN, W. & OESCHGER, H. & SIEGENTHALER, U. & TOBOLSKI, K. & WILKINSON, B. & ZÜLLIG, H. (1985): Lobsigensee- Late-Glacial and Holocene Environments of a Lake on the Central Swiss Plateau. *Studies in the Late-Quaternary of Lobsigensee 11 (1).*- *Diss. Bot.*, 87: 127-135.
- AMMANN, B. & LOTTER, A. F. (1989): Late-Glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau.- *Boreas*, 18: 109-126; Oslo.
- AMMANN, B. & HAEBERLI, W. & KÜHNE, A. & MERKI, R. & PRESLER, J. & SCHÄLCHLI, U. & WOHLFARTH, B. (1991): Landschaftsentwicklung im Seeland seit der letzten Eiszeit- Modelle und Realität.- *Modelle der Geomorphologie-Beispiele aus der Schweiz*, Ber. u. Forsch., 3: 73-100; Freiburg/Schweiz (Geographisches Institut).
- ANDERSON, T. F. & ARTHUR, M. A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentology and paleoenvironmental problems.- In: ARTHUR et al. [Hrsg.]: *Stable isotopes in sedimentary geology*. SEPM Short Course, 10.
- AUBERT, D. (1975): L'évolution du relief jurassien.- *Eclogae geol. Helv.* 68 (1): 1-64; Basel (Birkhäuser).
- BAPST, A. (1987): Le Lac de Neuchâtel: Physiochimie et Turbidimétrie des Eaux. Concentration, Minéralogie et Granulométrie des Particules en Suspension.- *Diss. Univ. Neuchâtel*; Neuchâtel.
- BECK, C. (1987): Etude des composés humiques et essais de caractérisation de la matière organique dans les sédiments récents (post-glaciaires) du lac de Neuchâtel.- *Diss. Univ. Neuchâtel*; Neuchâtel.
- BECKER, B. (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussablagerungen. Ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa.- *Mitt. Kommiss. Quartärforsch. der Österreichischen Akad. Wiss.*, 5: 120 S. ; (Österr. Akad. Wiss.).

- BEELER, F. (1977): Geomorphologische Untersuchungen am Spät- und Postglazial im Schweizerischen Nationalpark und im Berninapaßgebiet (Südöstliche Alpen).- *Ergebn. wiss. Unters. Schweiz. Nationalpark*, 14: 131-276.
- BEHBEHANI, A.-R. (1987): Sedimentations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials im Bereich der nördlichen Kalkalpen (Salzkammergutseen, Österreich).- *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, 34: 120 S.
- BERGER, W. H. (1990): The Younger Dryas cold spell- a quest for causes.- *Palaeogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*, 89:219-237; Amsterdam (Elsevier).
- BETRIX, M.-A. (1985): Les séquences sédimentaires du Lac de Neuchâtel.- Unveröff. Ms., 24 S.; Pescux.
- BESSON, O. & ZUUR, E. (1992): Simulation numérique des courants dans le lac de Neuchâtel.- Unveröff. Ber. Univ. Neuchâtel.
- BIRKS, H. J. B. (1986): Late-Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments, with particular reference to north-west Europe.- In: BERGLUND, B. E. [Hrsg.]: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 3-65; New York (John Wiley).
- BOGAARD, P. VAN DEN & SCHMINCKE, H.-U. (1988): Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa.- *Die Geowissenschaften*, 6, 3: 75-84; Weinheim.
- BOSSET, J. DE (1988): Carte Marine des lacs de Neuchâtel, Biemme et Morat.
- BOYLE, E. A. & KEIGWIN, L. D. (1987): North Atlantic circulation during the last 20'000 years linked to high- latitude surface temperatures.- *Nature*, 330: 35-40.
- BOUMA, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch Deposits*.- 168 S.; Amsterdam, New York (Elsevier).
- BROECKER, W. S. & PETEET, M. D. & RIND, D. (1985): Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation?- *Nature*, 315: 21-26.
- BROECKER, W. S. & ANDREE, M. & WÖFLI, W. & OESCHGER, H. & BONANI, G. & KENNETT, J. & PETEET, D. (1988): The Chronology of the Last Deglaciation: Implications to the Cause of the Younger Dryas Event.- *Paleoceanography*, 3 (1): 1-19.
- BROECKER, W. S. & KENNETT, J. P. & FLOWER, B. P. & TELLER, J. T. & TRUMBORE, S. & BONANI, G. & WÖFLI, W. (1989): Routing of the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode.- *Nature*, 341: 318-321.
- BROCHIER, J. L. (1986): La séquence sédimentaire lacustre.- *Archéol. neuchâteloise*, 4: 11-34; Saint-Blaise (Editions du Ruau).
- BRUNNACKER, K. (1978): Der Niederrhein im Holozän.- *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, 28: 399-440; Krefeld.
- BURGA, C. A. (1979): Postglaziale Klimaschwankungen in Pollendiagrammen der Schweiz.- *Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 124: 265-283.
- (1990): Vegetationsgeschichte und Paläoklimatologie.- *Vjschr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 135 (1): 17-30.
- BURGER, A. & MARCE, A. & MATHEY, B. (1971): Tritium et Oxygène-18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrière.- *Actes du Colloque d'Hydrologie en pays calcaire, Besançon 8 et 9 oct. 1971*: 79-87.
- BURKHARD, M. (1988): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphisme). - *Eclogae geol. Helv.*, 81 (1): 63-114; Basel (Birkhäuser).
- CAMPY, M. & ARN, R. (1991): The Jura glaciers: paleogeography in the Würmian circum-Alpine zone.- *Boreas*, 20: 17-27.

- CARBONEL, P. & COLIN, J.-P. & DANIELOPOL, D. L. & LÖFFLER, H. & NEUSTRUEVA, I. (1988): Paleocology of limnic ostracodes: A review of some major topics.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Paleocology*, 62: 413-461.
- CRAIG, H. (1957): Isotopic Standards for Carbon and Oxygen and correction factors for Mass-spectrometric analysis of carbon dioxide.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 133-149.
- (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures.- In: TONGIORGI, E. [Hrsg.]: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*: 9-130.
- DANIELOPOL, D. L. & GEIGER, W. & TÖLDERER-FARMER, M. & ORELLANA, C. P. & TERRAT, M.-N. (1988): In Search of *Cypris* and *Cythere*- A Report of the Evolutionary Ecological Project on Limnic Ostracoda from the Mondsee. (Austria).- In: HANAI, T. & IKEYA, N. & ISHIZAKI, K. [Hrsg.]: *Evolutionary Biology on Ostracoda, Proc. Ninth Internat. Symp. Ostracoda*: 485-500.
- DANIELOPOL, D. L. & MARTENS, K. & CASALE, L. M. (1989): Revision of the genus *Leucocythere*, KAUFMANN 1892 (Crustacea, Ostracoda, Limnocytheridae), with the description of a new species and two new tribes.- *Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belgique, Biologie*, 59: 63-94.
- DANIELOPOL, D. L. & OLTEANU, R. & LÖFFLER, H. & CARBONEL, P. (1990 a): Present and past geographical- ecological distribution of *Cytherissa* (Ostracoda, Cytherideidae).- *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, 47: 97-118.
- DANIELOPOL, D. L. & CASALE, L. & ROGULJ, B. & STROBL, J. & MAIER, K. (1990 b): Spatial distribution of *Cytherissa lacustris* living in Mondsee.- *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, 47: 139-165.
- DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation.- *Tellus*, 16: 436-468.
- (1987): Ice core evidence of abrupt climatic change.- In: BERGER, W. H. & LABEYRIE, L. D. [Hrsg.]: *Abrupt Climatic Change* : 223-233; Dordrecht (Reidel).
- DANSGAARD, W. & WHITE, J. W. C. & JOHNSON, S. J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event.- *Nature*, 339: 532-533.
- DAVAUD, E. (1976): Contribution à l'étude géochimique et sédimentologique de dépôts lacustres récents (Lac de Morat, Suisse).-Diss. Univ. Genève, 1745: 129 S.; Genève.
- DECKKER, P. DE (1988): An account of the technics using ostracodes in palaeolimnology in Australia.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 62: 463-475.
- DIEBEL, K. (1958): Ostracoda-Muschelkrebse.- *Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie*, 2: 66-322.
- DIEBEL, K. & PIETRZENIUK, E. (1975): Mittel- und jungpleistozäne Ostracodenfaunen des Raums Potsdam-Brandenburg-Rathenow in stratigraphischer und ökologischer Sicht.- *Z. geol. Wiss. Berlin*, 3 (9): 1197-1233.
- (1984): Jungpleistozäne Ostrakoden aus Sedimenten der Parkhöhlen von Weimar.- *Quartärpaläont.*, 5: 285-319.
- DOMINIK, J. & BURRUS, D. & VERNET, J.-P. (1983): A preliminary investigation of the Rhône river plume in eastern Lake Geneva.- *J. Sed. Petrol.*, 53 (1): 159-163.
- EGLOFF, M. (1989): Des premiers chasseurs au début du christianisme.- In: *Histoire du pays de Neuchâtel*, 1: 11-160; Hautrive (Attinger).
- EHLERS, J. (1983): The Glacial history of north-west Europe.- In: *Glacial deposits in north-west Europe*: 229-238; Rotterdam (Balkema).
- (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete.- *Bremer Beitr. Geogr. Raumplanung*, 19.

- EICHER, U. (1979): Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse.- Diss. Univ. Bern: 205 S. ; Bern.
- EICHER, U. & SIEGENTHALER, U. (1983): Stable Isotopes in Lake Marl and Mollusc Shells from Lobsigensee (Swiss Plateau). Studies in the Late Glacial of Lobsigensee 6.- Rev. Paléobiol., 2 (2): 217-220; Genève.
- EIDGENÖSSISCHE LANDESTOPOGRAPHIE (1965): Atlas der Schweiz.
- ELIAS, S. A. & WILKINSON, B. (1983): Lateglacial insect fossils assemblages from Lobsigensee (Swiss Plateau). Studies in the late Quaternary of Lobsigensee 3.- Rev. Paléobiol., 2 (2): 189-204; Genève.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures.- J. of Geology, 63 (6).
- EMRICH, K. & EHHALT, D. H. & VOGEL, J. C. (1970): Carbon isotope fractionation during precipitation of calcium carbonate.- Earth Planet Sci. Lett., 8: 363-371.
- EPSTEIN, S. & BUCHSBAUM, H. A. & LOWENSTAM, H. & UREY, C. (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale.- Bull. Geol. Soc. America, 64: 1315-1326.
- FIRBAS, F. (1949): Spät- und Nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas, 1; Jena (Gustav Fischer).
- (1952): Spät- und Nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas, 2; Jena (Gustav Fischer).
- FRENZEL, B. (1977): Postglaziale Klimaschwankungen im südwestlichen Mitteleuropa.- Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa, Erdwiss. Forsch., 13: 297-322.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest.- Data of geochemistry. 6th edition. United States Geological Survey, Professional Paper, 440-KK.
- FRITZ, P. (1984): Radiocarbon Dating of Marl deposits.- Can We Assess the Hard Water Effect?.- In: MAHANEY, W. C. [Hrsg.]: Correlation of Quaternary Chronologies: 15-21; Toronto.
- FURRER, G. & BURGA, C. & GAMPER, M. & HOLZHAUSER, H.-P. & MAISCH, M. (1987): Zur Gletscher-Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit.- Geographica Helvetica, 2: 61-91.
- GAILLARD, M.-J. (1984): Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Moyen- Pays romand (Suisse).- Diss. Bot., 77.
- GAILLARD, M.-J. & MOULIN, B. (1989): New results on the Late-Glacial history and environment of the Lake of Neuchâtel (Switzerland). Sedimentological and palynological investigations at the Palaeolithic site of Hauterive- Champréveyres.- Eclogae geol. Helv., 82 (1): 203-218; Basel (Birkhäuser).
- GEER, G. DE (1912): A geochronology of the last 12'000 years.- XI. Internat. Geol. Congr. Stockholm 1910, 1: 241-258.
- GEIGER, W. (1990a): The role of oxygen in the disturbance and recovery of the *Cytherissa lacustris* population of Mondsee (Austria).- Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 47: 167-189.
- (1990b): Field and laboratory studies on the life cycle of *Cytherissa lacustris* (SARS) (Crustacea, Ostracoda) with special emphasis on the role of temperature.- Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux, 47: 191-208.
- GÜNTHER, J. (1986): Ostracod fauna of Duvensee, an ancient lake in Northern Germany.- Hydrobiologia, 143: 411-416; Dordrecht (Junk).
- GUERIN, C. (1991): Rôle de Tubificidae dans le relargage du phosphore par le sédiment. Influence du rythme d'activité des oligochètes.- In: VERNET, J.-P. [Hrsg.]: Hommage à F.-A. Forel: 280-281; Morges.
- HADORN, Ph. (1986): La Palynologie.- Archéol. neuchâtel., 4: 37-45; Saint-Blaise (Editions du Ruau).

- HADORN, Ph. (1992): Vegetationsgeschichtliche Studie am Nord-Ufer des Neuenburger Sees. Pollen-analytische Untersuchungen im Loclat, in der Bucht Hauterive/Saint-Blaise und in der neolithischen Ufersiedlung von Saint-Blaise, Bain des Dames.- Diss. Univ. Bern.
- HAEBERLI, W. (1983): Permafrost-glacier relationships in the Swiss Alps - today and in the past.- Proceedings IV. International conference on Permafrost: 415-420.
- HAEBERLI, W. & PENZ, U. (1985): An attempt to reconstruct glaciological and climatological characteristics of 18 ka BP Ice Age glaciers in and around the Swiss Alps.- *Z. Gletscherk. Glazialgeol.*, 21: 351-361.
- HÄKANSSON, S. (1985): A review of various factors influencing the stable carbon isotope ratio of organic lake sediments by the change from glacial to post-glacial environmental conditions.- *Quaternary Sc. Rev.*, 4: 135-146; (Pergamonn Press Ltd.).
- HEIM, C. & FINCK, P. (1984): Sonic velocity measurements on cores from Zübo.- *Contr. Sedimentology*, 13: 125-134.
- HEITZ, C. (1975): Vegetationsentwicklung und Waldgrenzschwankungen des Spät- und Postglazials im Oberhalbstein (Graubünden/Schweiz) mit besonderer Berücksichtigung der Fichteneinwanderung.- *Beitr. Geobot. Landesaufn. der Schweiz*, 55.
- HILLER, D. (1972): Untersuchungen zur Biologie und zur Ökologie limnischer Ostracoden aus der Umgebung von Hamburg.- *Arch. Hydrobiol./Suppl.* 40 (4): 400-497.
- HSÜ, K. J. & KELTS, K. (1985): Swiss Lakes as a Geological Laboratory, Turbidity Currents.- *Nat.wiss.*, 72: 315- 321; (Springer).
- JÄCKLI, H. (1972): Die Schweiz zur letzten Eiszeit.- *Atlas der Schweiz; Wabern/Bern (Eidgen. Landestopographie)*.
- JANTSCHIK, R. (1991): Mineralogische und geochemische Untersuchungen spätquartärer Tiefsedimente aus dem Westeuropäischen Becken (bei 47°30' N und 19°30' W).- *Diss., Univ. Neuchâtel, Ms.*
- JANTSCHIK, R. & LOHOFF, R. (1987): Sedimentation im Westeuropäischen Becken, Nordostatlantik, bei 47°05' bis 47°30' N, 19°00' bis 20°00' W.- *Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen*: 150 S. ; Göttingen.
- JAQUET, J.-M. & RAPIN, F. & DAVAUD, E. & VERNET, J.-P. (1984): Géochimie des sédiments du Léman.- *Mat. Géol. Suisse- Hydrol.*, 30; Berne (Kümmerly & Frey).
- JEANNET, A. (1930): L'ancien lac du val de Travers.- *Rameau de sapin*, 2 (1).
- JORNOD, G. (1991): Observations météorologiques faites en 1990 à l'observatoire cantonal de Neuchâtel.- *Bull. soc. neuchâtoise sci. nat.*, 114: 149-156; Neuchâtel (Attinger).
- KAUFMANN, A. (1900): Cypriden und Darwinuliden der Schweiz.- *Rev. Suisse Zoologie*, 8 (1): 14-421.
- KEELING, C. D. & MOOK, W. G. & TANS, P. P. (1979): Recent trends in the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric carbon dioxide.- *Nature*, 277: 121-123.
- KELTS, K. (1978): Geological and sedimentary evolution of lakes Zurich and Zug, Switzerland.- *Diss. ETH*, 6146: 250 S. ; Zürich.
- KELTS, K. & HSÜ, K. J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation.- In: LERMAN (Ed.) *Lakes*: 295-323; Heidelberg (Springer).
- KEMPF, E. K. & SCHARF, B. W. (1980): Lebende und fossile Muschelkrebse (Crustacea: Ostracoda) vom Laacher See.- *Mitt. POLLICHA*, 68: 205-236.
- KERSCHNER, H. (1980): Outlines of the climate during the Egesen Advance (Younger Dryas, 11 000 - 10 000 BP) in the central alps of the western Tyrol, Austria.- *Z. Gletscherkunde Glazialgeol.*, 16 (2): 229-240.

- KING, L. (1974): Studien zur postglazialen Gletscher- und Vegetationsgeschichte des Sustenpassgebietes.- Basler Beitr. Geogr., 18.
- KLEIBER, H. (1974): Pollenanalytische Untersuchungen zum Eisrückzug und zur Vegetationsgeschichte im Oberengadin I.- Bot. Jahrb. Syst., 94 (1): 1-53; Stuttgart.
- KLIE, W. (1938): Ostracoda, Muschelkrebsc.- In: DAHL, F. [Hrsg.]: Tierwelt Deutschlands, 34 (3): 230 S.; Jena (Fischer).
- KÜBLER, B. (1962): Etude de L'Oehningien (Tortonian) du Locle (Neuchâtel-Suisse).- Diss. Fac. Sci. Univ. Neuchâtel.
- (1964): Les argiles, indicateurs de métamorphisme.- Rev. Inst. Pétrole, 10: 1093-1113.
 - (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme.- In: SCHAEER, J.-P. [Hrsg.]: Colloque sur les étages tectoniques, à la Baconnière, Neuchâtel: 105-122.
 - (1984): Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétric.- In: LAGACH, M. [Hrsg.]: Thermométrie et barométrie géologiques, Soc. Française Minéral. Cristallogr., 2: 489-517; Paris.
 - (1988): Les sédiments de la Motte, haut-fond au milieu du Lac de Neuchâtel.- Bull. Soc. neuchâtel. sci. nat., 111: 95-98, 1 fig.; Neuchâtel.
 - (1990): "Cristallinité" de l'illite et mixed-layers: brève révision.- Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 70: 89-93.
 - (1992): Crue de l'Areuse, Décembre 1991.- Unveröff. Ms. Etude Lab. Minéral., Pétrogr., Géochim. Univ. Neuchâtel, Inst. Géol., 601.
- KÜBLER, B. & BETRIX, M.-A. & FAUGUEL, P. (1979): Répartition de quelques éléments dans les sédiments de surface du Lac de Neuchâtel, modèle sédimentologique et géochimique.- Bull. Soc. neuchâtel. Sci. natur., 102: 129-148; Neuchâtel.
- KÜBLER, B., JANTSCHIK, R. & HUON, S. (1990): Minéralogie et granulométrie des poussières éoliennes, dites "sahariennes", du 24 avril 1989 à Neuchâtel. Leur importance pour l'environnement, les sols et les sédiments.- Bull. Soc. neuchâtel. Sci. nat., 113: 75-98; Neuchâtel.
- KÜTTEL, M. (1977): Pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen zur Piottino-Schwankung (Jüngere Dryas).- Boreas, 6: 259-274; Oslo.
- KUNZ, B. (1983): Heterogene Nukleierung und Kristallwachstum von CaCO₃ (Calcit) in natürlichen Gewässern.- Diss. ETH, 7355: 159 S. ; Zürich (ADAG Administration & Druck AG).
- KUTZBACH, J.E. & STREET-PERROTT F.A. (1985): Milankovitch forcing of fluctuations in the levels of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP.- Nature, 317: 130-134.
- LAMBERT, A. (1978): Eintrag, Transport und Ablagerung von Feststoffen im Walensee.- Eclogae geol. Helv., 71 (1): 35-52; Basel.
- LANDESHYDROLOGIE (1986): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern.- Mitt., 7 (1).
- (1991): Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz, 1990.
- LISTER, G. (1985): Late Pleistocene Alpine Deglaciation and Post-Glacial Climatic Developments in Switzerland: The record from sediments in a peri-alpine lake basin.- Mitt. Geol. Inst ETH u. Univ. Zürich N. F., 249: 151 S.; Zürich.
- (1988a): Stable isotopes from lacustrine ostracoda as tracers for continental paleoenvironment.- In: DECKKER, P. DE & COLIN, J.-P. & PEYPOUQUET, J.-P. [Hrsg.]: Ostracoda in the Earth Sciences: 201-218.

- LISTER, G. (1988b): A 15 000- Year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland.- *Quaternary Research*, 29: 129-141, Washington.
- (1989): Reconstruction of palaeo air temperature, changes from oxygen isotopic records in Lake Zürich: the significance of seasonality.- *Eclogae geol. Helv.*, 82 (1): 219-234; Basel (Birkhäuser).
- LISTER, G. & KELTS, K. & SCHMID, R. & BONANI, G. & HOFMANN, H. & MORENZONI, E. & NESSI, M. & SUTER, M. & WÖFLI, W. (1984): Correlation of the paleoclimatic record in lacustrine sediment sequences: ^{14}C dating by AMS.- *Nuclear Instruments. Methods Physics Research B*, 5: 389-393; Amsterdam (North-Holland).
- LÖFFLER, H. (1986): An early micromictic stage in Lobsigensee (Switzerland) as evidenced by ostracods and *Chaoborus*.- *Hydrobiologia*, 143: 309-314; Dordrecht (Dr. W. Junk).
- LOTTER, A. (1988): Paläoökologische und paläolimnologische Studie des Rotsees bei Luzern.- *Diss. Botan.*, 124: 187, 62 Abb., 8 Tab.; Stuttgart (Borntraeger).
- (1989): Evidence of annual layering in Holocene sediments of Soppensee, Switzerland.- *Aquatic Sci.*, 51, 1: 19-30; Basel (Birkhäuser).
 - (1991a): Absolute Dating of the Late-Glacial Period in Switzerland Using Annually Laminated Sediments.- *Quaternary Res.*, 35: 321-330; Washington.
 - (1991b): How long was the Younger Dryas? Preliminary evidence from annually laminated sediments of Soppensee (Switzerland).- *Hydrobiologia*, 214: 53-57.
- LÜDI, W. (1935): das grosse Moos im westschweizerischen Seeland und die Geschichte seiner Entstehung.- *Veröff. Inst. Rübel Zürich*, 11: 344 S.; Bern (Huber).
- MAGNY, M. (1979a): Atlantique et Subboréal: Humidité et sécheresse? - *Rev. arch. de l'Est et du Centre-Est*, 30: 57-65.
- (1979b): A propos de l'Aar et les lacs du Seeland: Hasards ou rencontres coherentes?.- *Rev. arch. de l'Est et du Centre-Est*, 30: 177-182.
- MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials.- *Geographica Helvetica*, 2: 93-104.
- MANGERUD J. (1987): The Allerød/Younger Dryas boundary.- In: BERGER, W. H. & LABEYRIE, L. D. [Hrsg.]: *Abrupt Climatic Change*: 163-171.
- MANGERUD, J. & ANDERSEN, S. T. & BERGLUND, B. E. & DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification.- *Boreas*, 3: 109-128; Dordrecht (Reidel).
- MANIA, D. (1967): Pleistozäne und holozäne Ostracodengesellschaften aus dem ehemaligen Ascherslebener See.- *Wiss. Z. Univ. Halle*, 16 (4): 501-550.
- MARKGRAF, V. (1969): Moorkundliche und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an einem Moorsee an der Waldgrenze im Wallis.- *Bot. Jahrb. Syst.*, 89 (1): 1-63.
- MATHEY, B. (1976): Quelques éléments de l'hydrogéologie du canton de Neuchâtel.- In: GIGNON, R. [Hrsg.]: *Inventaire spéléologique de la Suisse*, 1: 13-14.
- MATTHES, S. (1983): *Mineralogie*.- 417 S.; Heidelberg (Springer).
- MATTHEY, F. (1971): Contribution à l'étude de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation dans le Jura central.- *Mat. levé géobotan. Suisse*, 53: 39-41.
- MCKENZIE, J. A. (1985): Carbon Isotopes and Productivity in the Lacustrine and Marine Environment.- In: STUMM, W. [Hrsg.]: *Chemical Processes in Lakes*: 99-118.
- MEISCHNER, D. (1985): Göttinger Tiefsee-Kolbenlot.- *Unveröff. Ber. Uni Göttingen, Inst. Geologie Paläontologie, Abt. Sediment-Geologie*.

- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen.- Arch. Hydrobiol., 69, (82): 145-154; Stuttgart.
- MEYER-WOHLFARTH B. (1986): Das jüngere Quartär im Westschweizer Seeland, erster Teil.- Rev. Paléobiol., 5 (2): 337-374; Genève.
- (1987): Das jüngere Quartär im Westschweizer Seeland, zweiter Teil.- Rev. Paleobiol., 6 (1): 55-80; Genève.
- MONNIER, F. (1979): Correlations minéralogiques et diagenèse dans le bassin molassique Suisse.- Diss. Univ. Neuchâtel.
- MONBARON, M. (1973): Etude roentgénographique d'une moraine de fond (Valangin/NE).- Bull. Soc. Neuchâteloise Sci. Nat., 96: 123-134.
- MOULIN, B. (1991): Hauterive-Champgréveyres, 3. La dynamique sédimentaire et lacustre durant le Tardiglaciaire et le Postglaciaire.- Archéologie neuchâteloise, 9; Saint-Blaise (Editions du Ruau).
- MÜLLER, G. (1966): Die Verteilung von Eisenmonosulfid ($FeSx_nH_2O$) und organischer Substanz in den Bodensedimenten des Bodensees- ein Beitrag zur Frage der Eutrophierung des Bodensees.- GWF, 107: 364-368.
- MUNSELL Soil Color Charts (1954): Munsell Color Co., Inc., Baltimore, 23 S.
- NIESSEN, F. (1987): Sedimentologische, geophysikalische und geochemische Untersuchungen zur Entstehung und Ablagerungsgeschichte des Luganersees (Schweiz).- Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich; 268: 332 S.; Zürich [Dissertation].
- NIESSEN, F. & STURM, M. (1987): Die Sedimente des Baldeggersees (Schweiz) - Ablagerungsraum und Eutrophierungsentwicklung während der letzten 100 Jahre.- Arch. Hydrobiol., 108 (3): 365-383.
- NIESSEN, F. & LISTER, G. & GIOVANOLI, F. (im Druck): Dust transport and palaeoclimate during the Oldest Dryas in Central Europe - implications from varves (Lake Constance).- Climate Dynamics.
- NÜCHTERLEIN, H. (1969): Süßwasserostracoden aus Franken. Ein Beitrag zur Systematik und Ökologie der Ostracoden.- Int. Rev. ges. Hydrobiol., 54 (1): 223-287.
- NYOEGGER, P. (1967): Untersuchungen über Feinststofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienzersee und einigen Vergleichsseen.- Beitr. Geol. Schweiz - Hydrol., 16: 92 S.; Bern (Kümmerly & Frey).
- OCHIAI, M. & NAKAJIMA, T. (1989): Distribution of organic matter and bacteria in river water.- Verh. int. Ver. Limnol., 24 (3): 2040-43; Stuttgart (Schweizerbart).
- OERTLI, H. J. (1974): Ostrakoden- ihr Beitrag zur Urgeschichte der Ufersiedlung Yverdon.- Unveröff. Ms.: 6 S.
- [Hrsg.] (1985): Atlas des Ostracodes de France.- Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine, 9.
- OFFICE FEDERAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT (1987): Lac de Neuchâtel, étude des affluents.- 44 S.; Berne.
- OINUMA, K. & SHIMODA, S. & SUDO, T. (1972): Triangular Diagrams for surveying chemical compositions of chlorites.- J. Tokyo Univ., Tokyo, 1S: 1-13.
- OSTENDORP, W. & SCHMITZ, W. & STURM, M. (1991): Sedimentchemische Untersuchungen zur Umweltgeschichte des westlichen Unterseegebietes (Kern US 8707).- Ber. röm.-german. Kom., 71 (1): 271-279; Frankfurt/M. (von Zabern).
- OVERPECK, J. T. & PETERSON, L. C. & KIPP, N. & IMBRIE, J. & RIND, D. (1989): Climate change in the circum-North Atlantic region during the last deglaciation.- Nature, 338: 553-557.

- PATZELT, G. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen).- *Z. Geomorph. N. F.*, 16: 25-72.
- PAVONI, N. (1977): Erdbeben im Gebiet der Schweiz.- *Eclogae geol. Helv.*, 70 (2): 351-370; Basel (Birkhäuser).
- PERSOZ, F. (1982): Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance.- *Beitr. Geolog. Kt. Schweiz*, 155; Bern (Stämpfli & Cie SA).
- PETERS, T. (1969): Tonmineralogie einiger Glazialablagerungen im schweizerischen Mittelland.- *Eclogae geol. Helv.*, 62 (2): 517-525.
- PIKA, J. (1983): Zur Isotopengeochemie und Mineralogie der lacustrinen Ablagerungen im Zürichsee und im Schwarzen Meer.- *Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich*, 243: 232 S; Zürich.
- PITTET, A. (1989): Caractérisation et signification géochimique des alcools libres, esterifiés et non esterifiés dans le sédiment du Lac de Neuchâtel. Comparaison avec des traceurs organiques d'origine synthétique et des traceurs inorganiques.- *Diss. Univ. Neuchâtel*, Ms.
- POCHON, M. (1973): Apport allochtone dans les sols jurassiens (Jura vaudois et Jura neuchâtelois).- *Bull. Soc. Neuchâtelois Sci. Nat.*, 96: 135-147.
- (1978): Origine et évolution des sols du Haut-Jura Suisse. Phénomènes d'altération des roches calcaires sous climat tempéré humide.- *Mém. Soc. Helv. Sci. Natur.*, 90: 190 S., Ill.; Zürich (Fretz).- [*Diss. Sci.*, Neuchâtel].
- PORTMANN, J.-P. (1974): Pléistocène de la région de Neuchâtel (Suisse).- *Bull. Soc. neuchâtel. Géogr.*, 54 (3): 69-90; Neuchâtel.
- PORTNER, C. (1951): La formation du sédiment calcaire dans le lac de Neuchâtel.- *Diss.*, Univ. Neuchâtel.
- PUGIN, A. (1991): Séquences sédimentaires glaciaires dans le Seeland et le Mittelland bernois et soleurois.- *Eclogae geol. Helv.*, 84 (11): 177-205; Basel (Birkhäuser).
- QUARTIER, A. (1948) Le Lac de Neuchâtel.- *Mém. soc. neuchâteloise géogr.*, 1.
- (1956): La morphologie et l'origine du lac de Neuchâtel telles qu'elles sont révélées par les sondages aux ultra-sons.- *Bull. soc. fribourgeoise sci. nat.*, 46: 5-30.
- (1959): Note préliminaire concernant les sédiments du lac de Neuchâtel.- *Rev. suisse d'Hydrologie*, 21: 1-18; Basel (Birkhäuser).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I. B. (1986): *Depositional sedimentary environments*.- 2. Aufl.; (Springer).
- REY, J.-PH. & KÜBLER, B. (1983): Identification des micas des séries sédimentaires par diffraction X à partir de la série harmonique (001) des préparations orientées.- *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 63, 13-36.
- RICHOZ, I. (1986): Description par l'analyse pollinique de la végétation autour du Lac de Neuchâtel, depuis l'Atlantique récent à nos jours.- *Unveröff. Travail de Licence*: 49 S.; Neuchâtel.
- RITTER, M. G. (1888): Lac glaciaire du Champs-du-Moulin.- *Bull. Sci. Nat. Neuchâtel*, 16: 93-100.
- RÖSCH, M. (1983): Geschichte der Nussbaumer Seen (Kanton Thurgau) und ihrer Umgebung seit dem Ausgang der letzten Eiszeit aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen.- *Mitt. thurg. naturf. Ges.*, 45: 110 S; Frauenfeld.
- ROLLI, M. (1990): Dosage semi-quantitatif sur Scintag, programme Basic sur Macintosh SE.- *Cah. Inst. Géol. Fac. Sci. Univ. Neuchâtel*, A.X., 20.
- (1991): Essais de corrélations entre les données géotechniques, minéralogiques et granulométriques de sédiments quaternaires au bord du Lac de Neuchâtel le long du tracé de la route nationale N5 entre Saint-Blaise et Monruz.- *Unveröff. Diplomarb. Univ. Neuchâtel*.

- RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1981): The North Atlantic during the last deglaciation.- *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 3S: 145-214.
- RUDDIMAN, W. F. & DUPLESSY, J.-C. (1985): Conference on the Last Deglaciation: Timing and mechanism.- *Quaternary Res.*, 23: 1-17.
- RUMLEY, G. & ADATTE, T. (1983): Méthode rapide de séparation des fractions 2 et 16 µm pour analyse par diffraction x.- *Cah. Inst. Géol., Univ. Neuchâtel*: 4 S. ; Neuchâtel.
- RUTTNER, F. (1962): *Grundriß der Limnologie*.- 3. Aufl.: 332 S., 70 Abb.; Berlin (De Gruyter).
- SANTSCHI, P. (1975): *Chemische Prozesse im Bielersee*.- Unveröff. Inauguraldiss. Univ. Bern; Bern
- SCHAER, J. P. (1981): Mouvements verticaux dans le bassin lémanique depuis la fonte des grands glaciers alpins.- *Arch. suisses d'Anthropologie générale*, 4S (2):171-179.
- SCHARDT, H. (1898): Sur l'origine des lacs du pied du Jura.- *Bull. soc. neuchâteloise sci. nat.*, 26: 395.
- SCHARF, B. W. (1984): Lebende und fossile Muschelkrebse (Crustacea, Ostracoda) im Meerfelder Maar.- *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, 65: 81-88.
- SCHLÜCHTER, C. (1988): The deglaciation of the Swiss Alps: a paleoclimatic event with chronological problems.- *Bull. Assoc. franç. étude Quaternaire*, 2 (3): 141-145.
- SCHOTTERER U. & OESCHGER H. & SIEGENTHALER U. & STICHLER W. (1992): Environmental Isotopes in Precipitation and Shallow Aquifers.- *Proceed. Int. Symp. on the Use of Isotope Technics in Water Resources Development*, IAEA; Vienna.
- SCHOTTERER U. et al. (in Vorb.): Ein Isotopenmeßnetz für Niederschlag und Abfluß in der Schweiz: Nationale und internationale Aspekte.
- SCHREIBER, U. (1985): Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial.- *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, 58: 192 S.
- SCHWAB, H. & MÜLLER, R. (1973): Die Vergangenheit des Seelandes im neuen Licht, über die Wasserstände der Juraseen.- 2. Juragewässerkorrektion, *Archäologie*: 179 S.; Freiburg (Universitätsverlag).
- SCHWALB, A. (1987): *Das Quartär des Öring (Landkreis Lüchow-Dannenberg): Stratigraphie, Lagerstätten und Landschaft*.- Unveröff. Dipl.-arb. Univ. Göttingen.
- (1991): Séquences sédimentaires du Tardiglaciaire et de l'Holocène dans le Lac de Neuchâtel.- In: VERNET, J.-P. [Hrsg.]: *Hommage à F.-A. Forel*: 267-269; Morges.
- SCHWANITZ, M. & JANTSCHIK, R. (1988): Bericht über die Sediment-Probenahme mit dem Göttinger Tiefsee-Kolbenlot im Lac de Neuchâtel, Schweiz.- Unveröff. Ber. Univ. Göttingen, Abt. Sediment-Geologie; Göttingen.
- SCHWARCZ, H. P. & EYLES, N. (1991): Laurentide Ice Sheet Extent Inferred from Stable Isotopic Composition (O, C) of Ostracodes at Toronto, Canada.- *Quaternary Research*, 3S: 305-320.
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE GESELLSCHAFT [Hrsg.] (1967): *Geologischer Führer der Schweiz*, 1.
- SERRUYA, C. (1969): Les dépôts du Lac Léman en relation avec l'évolution du bassin sédimentaire et les caractères du milieu lacustre.- *Diss. Fac. Sci. Univ. Genève*, 1439: 254 S. ; Genève.
- SERVICE CANTONAL DE LA PROTECTION DE L'ENVIRONNEMENT NEUCHATEL (1991): *Le SCPE se mouille*.- *Fiche Ecoactive*, 7.
- SHACKLETON, N. (1967): Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures reassessed.- *Nature*, 215: 15-17.
- SIEGENTHALER, U. & OESCHGER, H. (1980): Correlation of ¹⁸O in precipitation with temperature and altitude.- *Nature*, 285: 314-317.

- SIEGENTHALER, U. & SCHOTTERER, U. & MÜLLER, I. (1983): Isotopic and chemical investigations of springs from different Karst zones in the Swiss Jura.- "Isotopic Hydrology 1983", IAEA-SM, 270 (51): 153-172.
- SIEGENTHALER, U. & EICHER, U. & OESCHGER, H. & DANSGAARD, W. (1984): Lake Sediments as Continental $\delta^{18}\text{O}$ Records from the Glacial/Post-Glacial Transition.- *Annals of Glaciology*, 5: 149-152.
- SIEGENTHALER, U. & EICHER, U. (1986): Stable oxygen and carbon isotope analyses.- In: BERGLUND, B. E. [Hrsg.]: *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*: 407-422; New York.
- SIEGENTHALER, C. & FINGER, W. & KELTS, K. & WANG, S. (1987): Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland.- *Eclogae geol. Helv.*, 80 (1): 241-260.
- SOLLBERGER, H. (1974): *Le Lac de Neuchâtel (Suisse). Ses eaux, ses sédiments, ses courants sous-lacustres.*- Diss. Univ. Neuchâtel.
- STARKEL, L. (1985): The reflection of the Holocene climatic variations in the slope and fluvial deposits and forms in the European mountains.- *Ecologia Mediterranea*, 11 (1): 91-97.
- (1991): Long-distance Correlation of Fluvial Events in the Temperate Zone.- In: STARKEL, L. & GREGORY, K. & J. & THORNES, J. B. [Hrsg.]: *Temperate Palaeohydrology*: 473-495..
- STUIVER, M. (1970): Oxygen and Carbon Isotope Ratios of Fresh-Water Carbonates as Climatic Indicators.- *J. Geophysical Res.*, 75 (27): 5247-5257.
- STUIVER, M., BRAZIUNAS, T. F., BECKER, B. & KROMER, B. (1991): Climatic, Solar, Oceanic and Geomagnetic Influences on Late-Glacial and Holocene Atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ Change.- *Quaternary Res.*, 35: 1-24.
- STURM, M. (1976a): Depositional and erosional sedimentary features in a turbidity current controlled basin (Lake Brienz).- *IXth Intern Congress of Sedimentology*, 5 (2): 385-390.
- (1976b): *Die Oberflächensedimente des Brienzersees.*- *Eclogae geol. Helv.*, 69 (1): 111-123; Basel.
- STURM, M. & MATTER, A. (1972): *Sedimente und Sedimentationsvorgänge im Thunersee.*- *Eclogae geol. Helv.*, 65 (3): 563-590; Basel.
- (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents.- *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 2:147-168.
- THIERRIN, J. (1990): *Contribution à l'étude des eaux souterraines de la région de Fribourg (Suisse occidentale).*- Diss. Univ. de Neuchâtel.
- TRIBOLET, M. OE (1883): Notes géologiques et paléontologiques sur le Jura neuchâtelois.- *Bull. soc. sci. nat. Neuchâtel*, 13: 268-282.
- TURPEN, J. B. & ANGEL, R. W. (1971): Aspects of moulting and calcification in the Ostracod *Heterocypris*.- *Biol. Centre Rech. SNPA-Pau*, 5 suppl.: 695-715.
- UREY, H. C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances.- *J. Chem. Soc.*, 98: 562-581.
- VESPER, B. (1975): Ein Beitrag zur Ostracodenfauna Schleswig-Holsteins.- *Mitt. Hamburg. Zool. Mus. Inst.*, 72: 97-108.
- WEAVER, C. E. (1989): Clays, muds and shales.- *Develop. Sed.*, 44: 819; Elsevier.
- WEBER, H. (1981): *Sedimentologische und geochemische Untersuchungen im Greifensee (Kanton Zürich, Schweiz).*- *Mitt. Geolog. Inst. ETH & Univ. Zürich, N. F.*, 237.
- WEBER, I. (1992): *Etude géologique des sédiments quaternaires du Plateau de Bevaix (NE).*-Unveröff. Diplomarb. Univ. Neuchâtel.

- WEGMÜLLER, S. (1966): Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des südwestlichen Jura.- Beitr. Geobot. Landsaufn. Schweiz, 48: 1-143.
- (1976): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kantone Appenzell, St. Gallen, Graubünden/Schweiz).- Bot. Jb. Syst., 97: 226-307; Stuttgart.
- WEGMÜLLER, S. & LOTTER, A. (1990): Palynostratigraphische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der nordwestlichen Kalkvorpalpen.- Botanica Helvetica, 100 (1): 37-73.
- WEISS, H.-P. (1977): Sedimentologische und isotopengeochemische Untersuchung der Lockersedimente im Bielersee.- Unveröff. Lizentiatsarb.: 106 S.; Bern
- (1979): Die Oberflächensedimente des Bielersees.- Eclogae geol. Helv., 72 (2): 407-424; Basel.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis.- Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., 95: 104 S; Basel.
- WERNER, F. (1966): Herstellung von ungestörten Dünnschliffen aus wassergesättigten, pelitischen Lockersedimenten mittels Gefriertrocknung.- In: M cyniana, 16: 107-112, 2 Abb., 1 Taf.; Kiel.
- WHATLEY, R. C. (1988): Population structure of ostracods: Some general principles for the recognition of palaeoenvironments.- In: DECKKER, P. DE & COLIN, J.-P. & PEYPOUQUET, J.-P. (Hrsg.): Ostracoda in the Earth Sciences: 245-256.
- WICK, L. (1989): Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Luganersee (Südtessin, Schweiz).- Eclogae geol. Helv., 82 (1): 265-276; Basel (Birkhäuser).
- WOHLFARTH-MEYER, B. (1990): Der Solothumersee: Ein geologischer Mythos?- Beitr. Archäozool., Archäol., Anthropol., Geol., Paläontol., Festschr. Stampfli: 319-325.
- WOHLFARTH, B. & AMMANN, B. (1991): The History of the Aare River and Forealpine Lakes in Western Switzerland.- Temperate Palaeohydrology: 301-318.
- WOHLFARTH, B. & SCHNEIDER, A.-M. (1991): Late Glacial and Holocene Litho- and Biostratigraphy of Lake Biel, Western Switzerland.- Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 80 (4): 435-457.
- WOHLFARTH, B. & SCHWALB, A. & SCHNEIDER, A. M. (1992): Seen- und Flußgeschichte im Westschweizer Seeland zwischen 5'000 und 12'000 Jahren vor heute.- Mitt. Naturforsch. Ges. Bern, im Druck.
- WRIGHT, R. F. & NYDEGGER, P. (1980): Sedimentation of Detrital Particulate Matter in Lakes: Influence of Currents Produced by Inflowing Rivers.- Water Resources Res., 16 (3): 597-601; (American Geophys. Union).
- WRIGHT, R. F., MATTER, A., SCHWEINGRUBER, M. & SIEGENTHALER, U. (1980): Sedimentation in Lake Biel, an eutrophic, hard-water lake in northwestern Switzerland.- Schweiz. Z. Hydrol., 42 (2): 101-126; Basel (Birkhäuser).
- ZBINDEN, H. & ANDREE, M. & OESCHGER, H. & AMMANN, B. & LOTTER, A. & BONANI, G. & WÖFLI, W. (1989): Atmospheric Radiocarbon at the End of the Last Glacial: An Estimate Based on AMS Radiocarbon Dates on Terrestrial Macrofossils from Lake Sediments.- Radiocarbon, 31 (3): 795-804.
- ZOLLER, H. (1960): Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz.- Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., 83.
- ZOLLER, H. & KLEIBER, H. (1971): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in der montanen und subalpinen Stufe der Tessintäler.- Verhandl. Naturforsch. Ges. Basel, 81 (1): 90-153; Basel.
- ZUUR, E. A. H. & DIETRICH, D. E. (1988): The SOMS Model and its application to Lake Neuchâtel.- Aquatic Sci., 52 (2): 115-129; Basel (Birkhäuser).

9. Anhang

9.1. Methoden

9.1.1. Kernnahme auf dem Lac de Neuchâtel

Mit dem Göttinger Tiefsee-Kolbenlot (Abb. 47) wurden zwischen dem 14. und 27. Juli 1988 insgesamt 7 Kerne von 5 verschiedenen Stationen gezogen. Das Kolbenlot mit 1 t Auflast ist für Rohre von 12 cm Durchmesser ausgelegt und wird mit 6 oder 12-m-Rohren gefahren, eine Verlängerung auf 18 m ist möglich.

In einem Fall wurde die Verlängerung auf 18 m benützt, sonst wurden 12-m-Rohre verwendet. Ein kleines Schwerelot mit einer Auflast von 150 kg und mit 2- und 3-m-Rohren mit Durchmessern von 9 bzw. 12 cm kam als Vorlot zum Einsatz. Die Rohre waren alle mit Kernschneiden und -fängern ausgestattet (JANTSCHIK & SCHWANITZ 1988).

Die Arbeiten wurden von einem Arbeitsfloß (180 t und ca. 200 m² Arbeitsfläche) mit Raupenbagger (Zugkraft 24 t auf zwei Winden) ausgeführt.

Mit einem Sextanten wurde die Position eingemessen, und die Wassertiefe wurde von der Karte (DE BOSSET 1988) abgelesen. Insgesamt wurden ca. 94 m Sediment gezogen. Ca. 67 m wurden davon bearbeitet.

9.1.2. Seismik

Vom 10.07.- 12.07.1991 wurde eine Hochauflösungsseismik-Kampagne mit einem 3.5 khz ORE-System (Ocean Research Equipment) des Geologischen Institutes der ETH Zürich mit maximaler Eindringung bis ca. 40 m und maximaler Auflösung bis ca. 30 cm von Bord des Bootes (13 m Länge) des Service Cantonal de la Protection de l'Environnement durchgeführt. Die Schiffsgeschwindigkeit betrug ca. 7 - 8 km/h. Zur Positionsbestimmung wurde ein GPS (Global Positioning System) eingesetzt.

Zur Identifikation der Reflexe wurde für die Wellengeschwindigkeiten ein Wert von 1.6 km/sec angenommen, der für Sedimente mit Wassergehalten von ca. 25 - 45 % gültig ist (HEIM & FINCK 1984).

Die Digitalisierung des Sedimentpakets LACNE X wurde an der Université de Genève durchgeführt. Die räumliche Darstellung ermöglichte ein von A. PUGIN auf diese Zwecke zugeschnittenes Surfer-Programm.

9.1.3. Bearbeitung der Sedimentkerne

9.1.3.1. Öffnen, Präparation, Foto-Dokumentation und Beschreibung

In Göttingen wurden die auf einer Schiene geführten Aluminiumrohre mit einer fest montierten Kreissäge längs aufgeschnitten, mit einem Draht geteilt und aufgeklappt. Die Sedimentoberfläche einer Kernhälfte wurde mit einem Elektrolyse-Messer gereinigt und geglättet. Nach dieser Präparation treten Sedimentgefüge und Strukturen deutlich hervor.

Die präparierte Kernhälfte wurde dann unter konstanten Belichtungs- und Beleuchtungsbedingungen fotografiert. Zur Eichung der Farb-Negativfotos (Ektachrome 100) wurde eine Kodak-Color-Graukarte benutzt. Für Format ausfüllende Aufnahmen richtete sich die Länge des Kernabschnitts pro Bild nach dem Kernrohrdurchmesser. Die Länge beträgt 14 cm beim 90 mm Rohr und 18 cm beim 120 mm Rohr, bei einer seitlichen Überlappung von ca. 3 bis 5 cm. Für die Negativaufnahmen wurde ein 100 mm Repto-Objektiv (Minolta)

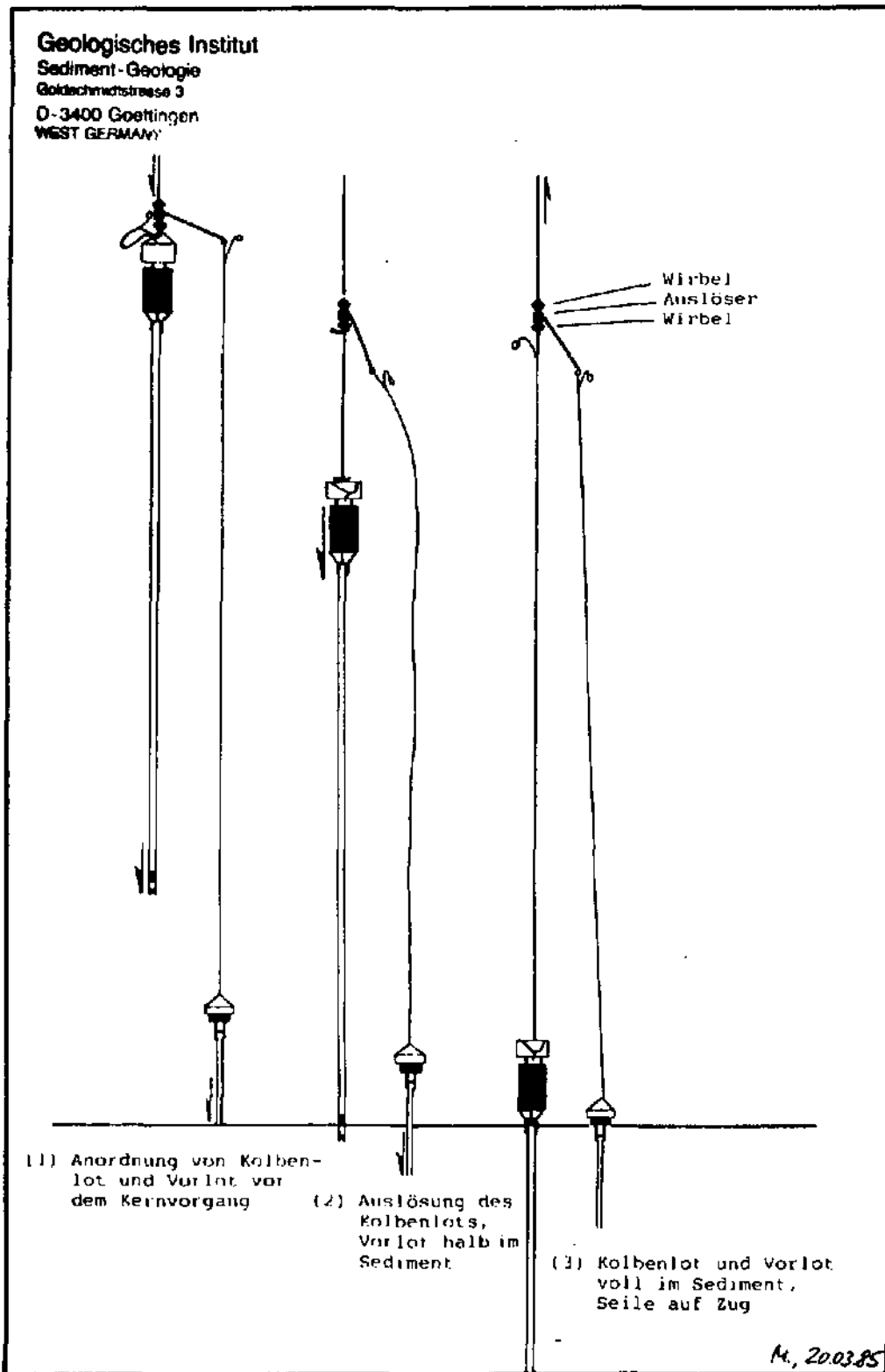


Abb. 47: Phasen beim Kernem (MEISCHNER 1985).

benutzt, Blende 11 und 1/30 s Belichtungszeit gewählt. Die Farb-Negativ-Aufnahmen wurden zur Dokumentation auf Fotopapier Agfa Gevaert (AG-P-90), schwarz/weiß, im Maßstab 1:1 rückvergrößert.

Danach wurden die Kerne beschrieben und im Maßstab 1:5 gezeichnet. Wichtige Kriterien waren Korngröße, Konsistenz, Karbonatgehalt, Gefüge und Sedimentstrukturen sowie Bioturbation und Farbe, die mit der MUNSELL Soil Color Charts (1954) unter konstanten Lichtverhältnissen bestimmt wurde. Anschließend wurden diese Kernhälften verpackt und archiviert (s. JANTSCHIK & LOHOFF 1987).

9.1.3.2. Probenahme

Aus der unpräparierten Hälfte wurden sofort nach dem Öffnen Proben zur Anfertigung von Radiographien genommen. Auf ganzer Kernlänge wurden Sedimentscheiben im Format 20 x 10 x 1 cm und zum Vergleich z. T. auch im Format 20 x 10 x 0.5 cm herauspräpariert. Dazu wurden Polystyrol-Kästchen entsprechenden Formats in das Sediment gepresst, mit einem Stahldraht-Bügel an der Unterseite abgeschnitten und abgehoben.

Die Präparate wurden mit einer Seifert-Durchlicht-Röntgenkamera (Typ ERESCO) auf Agfa Gevaert Strukturix Da abgebildet. Die Belichtungszeit betrug 60 s bei 50 kV und 3 mA. Der Abstand zwischen Röntgenquelle und Probe lag bei 60 cm. Die Negative wurden auf Agfa Gevaert (AG-P-90)-Fotopapier im Maßstab 1:1 positiv reproduziert. Mit den 1 cm dicken Sedimentscheiben wurden die besseren Ergebnisse erzielt.

Im Anschluß an die Radiographie-Beprobung wurden sofort Proben zur Bestimmung der sediment-physikalischen Eigenschaften genommen.

Für weitere Analysen wurde im Bereich dieser Proben eine 2 cm dicke Sedimentscheibe aus dem Kern herausgeschnitten. An den Vorlot-Kernen wurden nur die sediment-physikalischen Eigenschaften bestimmt. Der durchschnittliche Probenabstand betrug 10 cm, an Sedimentübergängen wurde dieser Abstand bis auf 0.5 cm verringert.

9.1.4. Sedimentologie

9.1.4.1. Sediment-physikalische Eigenschaften

Die sediment-physikalischen Eigenschaften wurden mit der Gewicht/Volumen-Methode bestimmt (JANTSCHIK & LOHOFF 1987).

Graduierte 20-ml-Spritzen wurden auf die Kernoberfläche gesetzt, und der Zylinder wurde am Kolben vorbei in das Sediment gedrückt. Die Proben wurden gewogen und bei 105 °C bis zur Gewichtskonstanz getrocknet (ca. 24 Stunden). Nach einer ca. halbstündigen Abkühlung im Exsikkator wurden die Proben nochmals gewogen.

Die Parameter Wassergehalt, Porosität, Korndichte und Feuchtraumdichte wurden mittels den in Tab. 11 aufgelisteten Formeln berechnet. Für die Dichte des Wassers wurde ein Wert von 1 g/cm³ angenommen. Für die Gewicht/Volumen-Methode wurden Fehler von 10 % ermittelt (s. Diskussion in JANTSCHIK & LOHOFF 1987).

Für große Probenserien ist die Gewicht/Volumen-Methode eine schnelle und ausreichend genaue Analyse zur Bestimmung sediment-physikalischer Parameter. Auf die zeitaufwendige Bestimmung der Korndichte mit Hilfe eines Pyknometers wurde verzichtet.

Tab. 11: Berechnung der sediment-physikalischen Eigenschaften.

Gewicht (W_t)	Volumen (V_t)
$W_t = W_w + W_d$	$V_t = V_w + V_d$
W_t, V_t :	Gewicht und Volumen der wassergesättigten Probe.
W_w, V_w :	Teil der wassergesättigten Probe, der von Porenwasser ausgefüllt wird.
W_d, V_d :	Teil der wassergesättigten Probe, der von Mineralkörnern ausgefüllt wird.
.	
Wassergehalt w (water content)	Porosität n (porosity)
$w = \frac{W_w}{W_t} \times 100 \text{ (\%)} $	$n = \frac{V_t - W_d}{V_t} = x \times 100 \text{ (\%)} $
Korndichte D_g (mean grain density)	Feuchtraumdichte γ (saturated bulk density)
$D_g = \frac{W_d}{V_d} = \frac{W_d}{V_t - W_w} \text{ (g/cm}^3\text{)}$	$\gamma = \frac{W_t}{V_t} \text{ (g/cm}^3\text{)}$

9.1.4.2. Herstellung von Dünnschliffen

Aus den verschiedenen Kernen und Fazies wurden mit selbstgefertigten Aluminiumkästen (0.1 mm Wanddicke) 10 x 2.5 cm große Proben aus der Probenhälfte ausgestochen. Die Proben wurden in Stickstoff schockgefroren und wähen 36 h im Vakuum gefriergetrocknet (WERNER 1966, MERKT 1971).

Danach wurden sie im Vakuum mit einer Mischung aus 3 Teilen Harz Araldit XW 396 und 1 Teil Härter XW 397 eingegossen. Die besten Ergebnisse erzielten wir mit einer anschließend langsamen Trocknung bei Raumtemperatur (ca. 24 h), die eine gute Eindringung des Harzes in die Probe gewährleistet.

9.1.4.3. Rasterelektronenmikroskopie

Die Rasterelektronenmikroskopie ermöglicht eine genaue Studie der Kornoberflächentextur und dank einer Mikrosonde eine Analyse der chemischen Komposition einzelner Minerale. Für diese Untersuchungen stand ein Stereoscan 360 (Cambridge Instruments) zur Verfügung.

Die Proben, Ostracoden-Klappen und getrocknetes Gesamtsediment, wurden mit Conductive Carbon Cement, der eine möglichst zähflüssige Konsistenz haben sollte, auf Aluträger aufgeklebt und anschließend mit C bedampft.

Soll die chemische Komposition analysiert werden, dann muß ein Präparat mit einer ebenen Oberfläche angefertigt werden. Hierzu wurde ein Teil einer bereits zuvor mit Araldit gehärteten Sedimentprobe aus einer schwarzen Lage in Harz eingebettet, mit Diamant poliert und mit Kohlenstoff bedampft.

9.1.4.4. Korngrößenanalysen

Korngrößenanalysen mit dem Galai CIS1 ORIEL-Laser wurden bei speziellen Fragestellungen durchgeführt, da im allgemeinen die Fingerprobe ausreichende Aussagen ermöglichte.

Die Untersuchungen an den Sedimenten des Kerns LN05 und an den spätglazialen Sedimenten von Kern LN03 zeigen eine uniforme Korngrößenverteilung. Der Medianwert scheint dagegen sensibler auf Veränderungen zu reagieren.

Zur Charakterisierung der rhythmisch laminierten Silte und Tone wurden in den Kernen LN05 und LN01-3 mit gut ausgebildeter Schichtung, d. h. dort, wo die z. T. unter 1 mm dicken hellen und dunklen Laminationen deutlich abgegrenzt hervortraten, Mikroproben durch Schaben per Skalpell genommen und in destilliertem Wasser (pH 8) in Suspension gebracht.

Helle und dunkle Lagen konnten nicht immer deutlich voneinander unterschieden werden, oft verschwammen die Grenzen sehr stark.

Die Aufbereitung mit Natriumpyrophosphat zur Lösung des Aggregatverbandes sollte in karbonathaltigen Proben vermieden werden, da es innerhalb kürzester Zeit zur Bildung von Ca-Phosphaten kommen kann.

9.1.4.5. ¹⁴C-AMS-Datierungen

Zur Datierung wurden 12 terrestrische Makroreste, meist Holzreste von *Salix*, *Corylus*, *Alnus*, *Quercus*, *Betula* und kleine, nicht mehr bestimmbare, Pflanzenreste aus zwei Sandlagen benutzt. Auf die Datierung von Ostracoden-Klappen wurde verzichtet, da erstens der Hartwassereffekt vermieden werden sollte und zweitens die Aufbereitung von ca. 1'500 Klappen für die zur Datierung nötigen 20 mg Karbonat zu aufwendig gewesen wäre. Beim Hartwassereffekt (FRITZ 1984) kann es zu einer "Überalterung" durch in die Klappen oder in die Wasserpflanzen eingebautes altes ¹⁴C aus gelöstem detritischem Karbonat, z. B. aus dem Jura, der datierten Probe von ca. 1'000 Jahren (ANDREE et al. 1986) oder sogar bis zu 2'000 Jahren (BONANI, pers. Mitt. 1991) kommen.

Die Makroreste wurden mit Salzsäure (10 %) gereinigt, 1 min. im Ultraschall behandelt, mehrmals gewaschen und anschließend bei ca. 105 °C getrocknet. Das Trockengewicht der Makroreste sollte mindestens 5 - 10 mg betragen. Die zur Messung im Beschleuniger nötige Überführung in Graphit wird von LISTER et al. (1984) ausführlich beschrieben.

9.1.4.6. Quantitative Karbonatbestimmung

Der Karbonatgehalt wurde gasvoluminometrisch mit einem Scheibler-Kalzimeter bestimmt (MÜLLER 1967). Für diese Analyse wurde zunächst Sedimentpulver hergestellt. Das bei 105 °C getrocknete Sediment wurde während 30 sec in einer Achat-Scheibenschwingmühle pulverisiert. 200 mg Sedimentpulver wurden mit Salzsäure (20 %) zur Reaktion gebracht. Das dabei freiwerdende Gas verdrängt eine Flüssigkeitssäule aus Silikonöl, das inert ist und im Gegensatz zu Wasser nicht mit CO₂ reagiert. Die Reaktionszeit betrug 2 Minuten. Zur Eichung wurde reines Karbonat (Marmorpulver, Fa. Merck) benutzt. Da die Kalzimeter-Methode temperatur- und luftdruckempfindlich ist, wurden Eichmessungen im Laufe der Probenreihen mehrmals wiederholt. Es wurden generell Doppelbestimmungen durchgeführt. MÜLLER (1967) gibt den absoluten Fehler dieser Methode mit 0.5 % an.

9.1.5. Mineralogie

Alle mineralogischen Untersuchungen wurden mit einem Scintag XDS 2000 durchgeführt. Die Instrumenten-Konstanten waren Cu-K α -Strahlung, 45 kV, 40 mA, von 2° - 50° 2 θ bei einer Meßgeschwindigkeit von 2 °/min für die Tonmineralogie, und 2 - 65 ° 2 θ für das

Gesamtsediment bei einer Meßgeschwindigkeit von 1 °/min. Die Daten werden direkt in einen Computer eingelesen und standen später für die Auswertung zur Verfügung. Alle Peaks wurden manuell überprüft ("deconvolution").

9.1.5.1. Gesamtsediment

Für die Bestimmung der Mineralverteilung des Gesamtsedimentes wurde das Pulver verwendet, das bereits für die Karbonatbestimmung hergestellt wurde. Ca. 250 mg des Sedimentpulvers wurden in einer hydraulischen Presse mit einem Druck von 3'500 kPa während ca. 10 sec gepreßt und anschließend geröntgt. Tab. 12 zeigt die im Gesamtsediment identifizierten Reflexe.

Tab. 12: Reflexe (hkl) der im Gesamtsediment identifizierten Minerale mit Netzebenenabstand (d) in [Å] und in [°2θ].

Mineral	(hkl)	Å	°2θ
Phyllosilikate	(hkl)	4.45	19.8
Quarz	(101)	3.34	26.6
K-Feldspat	(002)	3.24	27.5
Plagioklas	(002)	3.18	27.9
Kalzit	(104)	3.03	29.4
Ankerit	(104)	2.90	30.8
Dolomit	(104)	2.89	30.9
Pyrit	(200)	2.71	33.0

Die Mineralverteilung des Gesamtsedimentes wurde semi-quantitativ, unter Berücksichtigung der verschiedenen Massenabsorptionskoeffizienten der Minerale, berechnet (ROLLI 1990).

9.1.5.2. Flußwassersuspension

10 bzw. 12 l Wasser wurden aus der Aare (19.03.92, Entnahmeort: Straßenbrücke Jaberg, freundlich überreicht durch P. RUCH) und Broye (17.03.92, Entnahmeort: La Sauge, Straßenbrücke) entnommen. Zur Anreicherung der Suspension wurde das Wasser gefiltert (Millipore HV-Filter, 0.45 µm), im Ultraschallbad wieder in Suspension überführt, durch eine Ag-Membran (0.45 µm) filtriert, auf einen Glasträger geklebt und geröntgt.

9.1.5.3. Karbonatfreie Feinfraktionen

Zur Analyse der Feinfraktionen (< 2 µm und 2 - 16 µm) muß der Karbonatanteil, dessen Reflexe die der Phyllosilikate überlagern würde, gelöst werden. Ich arbeitete entsprechend der routinemäßig im Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géologie angewandten, von RUMLEY & ADATTE (1983) beschriebenen und von JANTSCHIK (1992) modifizierten Methode.

Jeweils 5 g bei 105 °C getrocknetes Sediment wurden mit 200 ml verdünnter Salzsäure (10 %) schrittweise in einem Destillierkolben entkalkt. Während der Reaktionszeit wurde vorsichtig Druckluft in die Suspension eingeblasen, um noch vorhandene Aggregate zu zerstören und eine homogene Mischung zu gewährleisten. Jede Probe wurde während der Entkalkung etwa eine Minute im Ultraschallbad disaggregiert. Die karbonatfreie Suspension wurde zentrifugiert und die überstehende Salzsäure abdekantiert. Die Zentrifugation wurde danach etwa 4 - 5 mal mit destilliertem Wasser (mit NH₄OH auf pH 8.3 abgepuffert) wiederholt, um die Suspension frei von Salzsäure zu halten. Die Suspension wurde als dispergiert angesehen, wenn bei geringen Partikelkonzentrationen eine feine, aufsteigende Sedimentfahne in der Flüssigkeit zu erkennen war.

Zur Konzentrationserhöhung wurde das Volumen danach auf 100 ml reduziert, und nach Homogenisierung durch gründliches Schütteln wurden 20 ml für eine Abtrennung der Fraktionen $< 2 \mu\text{m}$ und $2 - 16 \mu\text{m}$ entnommen.

Die Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ erhält man durch Zentrifugation (1 min 28 sec bei 1000 U/min). Für die Präparate wurden jeweils 2 ml auf Glasträger aufpipettiert und bei Raumtemperatur getrocknet. Die Zentrifugation wurde solange wiederholt, bis die Suspension frei von Partikeln $< 2 \mu\text{m}$ war. Die Fraktion $2 - 16 \mu\text{m}$ erhält man durch Sedimentation (4 cm Fallhöhe, 2 min 54 sec). Sie wurde ebenfalls auf Glasträger aufgetragen.

Alle Proben wurden jeweils in unbehandeltem Zustand und ein zweites Mal nach ca. 12 stündiger Behandlung in einer Äthylenglykol-Atmosphäre geröntgt. Die Präparate wurden von $2^\circ - 50^\circ 2\theta$ gemessen. Die danach identifizierten Minerale zeigt Tab. 13:

Tab. 13: Reflexe (hkl) der in den karbonatfreien Fraktionen ($< 2 \mu\text{m}$ und $2 - 16 \mu\text{m}$) identifizierten Minerale mit Netzebenenabstand (d) in [Å] und in [$^\circ 2\theta$].

Mineral	(hkl)	$^\circ 2\theta$	Å
Smektit	(001)	5.2	17.0
Chlorit	(001)	6.2	14.2
	(002)	12.4	7.11
	(003)	18.8	4.72
	(004)	25.1	3.54
Kaolinit	(002)	12.4	7.11
Glimmer	(001)	8.85	9.98
	(002)	17.8	4.98
	(004)	26.8	3.32
	(005)	45.4	1.99
Quarz	(100)	20.8	4.26
K-Feldspat	(002)	27.5	3.24
Plagioklas	(002)	27.9	3.18

Die Kaolinit-Reflexe sind häufig an die Chlorit-Reflexe gekoppelt. Hier wird der Kaolinit (002)-Reflex verwendet, der mit dem Chlorit (004)-Reflex koinzidiert, da dieser deutlicher vom Chlorit-Reflex abzutrennen ist als der (001)-Reflex, der mit dem Chlorit (002)-Reflex koinzidiert.

Smektite sind in lufttrockenen Präparaten durch einen breiten, wenig differenzierten (001)-Basisreflex zwischen 12 und 15 Å gekennzeichnet. Nach Aufweitung des Zwischenschichttraumes durch z. B. Äthylenglykol entsteht der für Smektite typische Reflex bei 17 Å.

Da der stärkste Quarzreflex mit dem Glimmer (003)-Reflex koinzidiert, wird auf den weniger intensiven (100)-Reflex des Quarzes ausgewichen.

9.1.6. Chemie

9.1.6.1. Sedimentchemie

Kohlenstoff, Wasserstoff und Stickstoff wurden in einem Arbeitsgang mit dem Gerät CARLO ERBA EA 1108 analysiert. Als Standard wurde Cyclohexanon-2,4-dinitrophenylhydrazon ($\text{C}_{12}\text{H}_{14}\text{N}_4\text{O}_4$, CARLO ERBA Instruments) verwendet. Der relative Fehler dieser Methode liegt bei 0.2 %.

Mit der Routinemethode des Laboratoire de Minéralogie, Pétrographie et Géologie wurde die chemische Zusammensetzung des in Salzsäure löslichen Rückstandes untersucht (BECK 1987):

1 g getrocknetes Sediment wurde mit 1.25 n Salzsäure versetzt. Die Reaktionszeit und -temperatur betragen 30 min bzw. 80 °C. Die Flüssigkeit wird nach Abkühlen der Lösung filtriert (0.45 µm Millipore HVL P Teflon) und mit destilliertem Wasser auf 100 ml aufgefüllt. Der auf den Filtern zurückbleibende Rückstand (UR) wurde ein zweites Mal auf C, H und N analysiert.

Unter der Annahme, daß sämtlicher Kohlenstoff im UR organisch ist, wurde dann der organische Kohlenstoff des Gesamtsedimentes berechnet. Dabei bleibt der möglicherweise in Salzsäure lösliche Anteil des C_{org} unberücksichtigt.

Die filtrierte Lösung wurde für die Bestimmung der folgenden Elemente, bzw. Oxide verwendet: PO_4 , SiO_2 , Na, K, Mg, Al, Mn, Fe, Ca und Sr. Die Kationen Na, K, Mg, Mn, Fe und Sr wurden mit einem Atomabsorptions-Spektrometer (Perkin Elmer 5100 PC) analysiert. Die Gehalte an PO_4 , SiO_2 und Al wurden spektralphotometrisch bestimmt (PO_4 mit Molybdänblau und Zinnchlorid bei 690 nm, SiO_2 mit Ammoniummolybdat bei pH 1.2 und 695 nm, Al mit Pyrocatecholviolett bei 585 nm; Gerät: FI Astar, Tecator, relative Standardabweichung < 1 %). Ca wurde complexitrimetrisch mit einer spezifischen Ca-Elektrode analysiert (Na_2 EDTA-Titrierlösung bei pH 8.5, Gerät: Metrohm-Titroprozessor, relativer Fehler < 4 %).

9.1.6.2. Stabile Isotope im Ostracodenkalzit

Für die Isotopenuntersuchungen an Ostracoden-Klappen wurde der Kern LN05 von La Motte ausgewählt, der eine vollständige Sedimentsequenz seit dem Spätglazial liefert. Der 2 cm dicke Probenhorizont entspricht ca. einem Zeitraum von 15 bis 25 Jahren und liefert damit eine punktuelle Information.

35 g Frischsubstanz wurden zur Disaggregation zu $2/3$ mit 10 % H_2O_2 bedeckt. Zur Abschwächung der Aggressivität des H_2O_2 wurde der pH-Wert durch die Zugabe von Ammoniakwasser erhöht. Anschließend wurden die Ostracoden mit einem 63 µ Sieb geschlämmt und mit einem Pinsel geputzt. Für die Isotopenanalysen wurden 20 bis 40 Klappen (ca. 200 - 500 µg) ausgewählt, eine Unterscheidung in juvenile oder adulte Exemplare wurde dabei nicht getroffen.

Die Klappen wurden während 1 h auf ca. 450 °C erhitzt, um die organische Substanz zu entfernen. Das CO_2 -Gas wurde mit Hilfe von wasserfreier Phosphorsäure (100 %, Reaktionstemperatur 50 °C) gewonnen, entlang einer Mikrolinie im Vakuum durch N_2 (flüssig) und Trockeneisfallen gereinigt und schließlich im Massenspektrometer (Triple-Collector, VG Micromass 903) gegen einen Laborstandard gemessen. Die Meßdaten werden direkt von einem EPSON-Computer als Abweichung vom Standard in [‰] angegeben. Ein Teil der Analysen wurde in einem vollautomatischem PRISM mit einer Meßgenauigkeit von 0.1 ‰ analysiert.

9.2. Dokumentation

Tab. 14: ^{14}C -AMS-Datierung.

Nr.	Sedimentkern Probeniefe [cm]	Labor Nr.	AMS-Radiokarbon- alter [y BP]	$\delta^{13}C$ [‰]	kalibriertes Alter [BC-AD]
1	LN01-3 1043	ETH-5877	8'040 ± 60	-28.6 ± 1.2	
2	LN03 177	ETH-7261	2'275 ± 60	-25.7 ± 1.0	BC 410-180
3	LN03 374	ETH-7262	4'725 ± 60	-33.8 ± 1.0	BC 3650-3360
4	LN03 516	ETH-7263	6'180 ± 70	-31.4 ± 1.0	BC 5305-4909
5	LN03 620	ETH-7264	7'930 ± 80	-39.4 ± 1.0	
6	LN03 645	ETH-7265	10'750 ± 110	-21.7 ± 1.0	
7	LN03 884	ETH-7267	12'350 ± 100	-29.3 ± 1.0	
8	LN03 908	ETH-7268	12'490 ± 95	-27.8 ± 1.0	
9	LN03 922	ETH-7269	12'490 ± 95	-28.0 ± 1.3	
10	LN02 797	ETH-7434	5'590 ± 60	-30.0 ± 1.0	BC 4651-4344
11	LN02 1049	ETH-7435	8'195 ± 75	-25.6 ± 1.0	BC 7212-6830
12	LN04 180	ETH-7436	1'215 ± 55	-28.0 ± 1.0	AD 674-945
13	LN04 733	ETH-7437	4'785 ± 60	-26.1 ± 1.0	BC 3772-3378
14	LN04 1111	ETH-7438	7'180 ± 65	-25.1 ± 1.0	BC 6171-5849

Tab. 15: Sediment-physikalische Eigenschaften, Karbonat- und C_{min}-Gehalt, Kern LN01-3 (TS/FS: Trocken/Feuchtsubstanz).

SEDIMENTKERN LN01-3 Physikalische und chemische Eigenschaften									
Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% FS]	Na ₂ O-volumen [ml]	Na ₂ O-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Feuchtdichte [g/cm ³]
1	0-2	81.5	7.4	17.92	8.726	51.0	69.7	2.22	1.37
2	9-11	67.3	8.1	18.850	8.950	52.5	70.7	2.18	1.35
3	17-19	66.9	8.3	17.334	11.196	52.0	71.4	2.30	1.37
4	27-29	68.9	8.3	17.835	10.088	53.8	73.4	2.37	1.37
5	38-38	63.1	7.8	16.087	9.634	52.0	69.7	2.12	1.34
6	46-46	78.8	9.4	15.207	9.794	52.4	71.8	2.31	1.32
7	56-58	82.5	9.9	17.209	12.188	49.9	71.3	2.50	1.43
8	68-71	82.1	9.9	11.214	5.529	60.7	71.1	2.39	1.40
9	78-91	62.5	7.6	19.273	9.842	50.0	68.8	2.21	1.38
10	89-91	69.1	8.3	16.056	10.742	51.3	70.7	2.29	1.38
11	98-100	72.2	8.7	16.348	8.377	49.7	65.9	2.04	1.35
12	109-111	74.7	8.9	16.195	11.155	49.5	68.4	2.21	1.38
13	120-122	71.8	8.6	17.888	11.798	50.5	71.1	2.40	1.41
14	128-130	68.8	8.3	19.384	19.852	44.0	65.6	2.43	1.49
15	138-141	64.0	10.0	15.380	7.574	50.4	68.6	2.28	1.39
16	149-151	78.8	9.6	14.933	9.898	49.8	70.7	2.42	1.42
17	159-161	74.7	8.9	15.218	10.583	50.0	70.6	2.38	1.41
18	168-170	84.2	10.1	10.350	6.531	50.9	56.7	2.12	1.35
19	177-179	77.3	9.5	12.644	8.253	50.4	69.9	2.29	1.39
20	189-181	62.8	7.5	16.309	9.753	52.0	79.4	2.20	1.35
21	196-188	79.1	9.5	16.300	6.888	51.3	69.4	2.16	1.35
22	204-206	79.9	9.6	12.082	8.015	50.2	67.2	2.04	1.34
23	216-218	70.9	9.6	11.034	10.621	49.5	69.4	2.31	1.40
24	228-228	75.7	9.1	9.126	6.414	49.4	69.7	2.35	1.41
25	238-238	74.4	8.9	10.401	10.430	48.9	68.5	2.07	1.38
26	246-248	80.8	9.7	19.838	9.862	50.3	68.5	1.96	1.32
27	256-256	78.9	9.5	13.911	8.873	50.6	70.4	2.32	1.39
28	267-269	80.8	9.7	15.630	10.213	50.5	69.4	2.28	1.38
29	280-282	85.2	10.2	18.017	9.241	50.8	69.1	2.16	1.38
30	290-292	84.8	10.2	19.342	9.558	50.5	69.9	2.27	1.38
31	298-301	71.3	8.5	14.545	10.171	50.5	74.1	2.81	1.47
32	312-314	65.9	7.9	16.616	9.994	52.0	72.1	2.39	1.39
33	321-323	81.4	9.8	18.931	9.529	49.7	67.2	2.07	1.35
34	331-333	82.0	9.9	13.054	6.754	48.3	70.0	2.50	1.45
35	341-343	82.3	8.0	17.971	9.381	47.8	68.1	2.13	1.38
36	351-353	87.9	10.5	15.620	11.826	49.0	70.8	2.50	1.44
37	361-363	87.8	10.5	11.059	7.628	49.5	67.9	2.16	1.37
38	372-374	79.5	9.5	12.232	6.679	49.7	71.4	2.52	1.44
39	382-384	80.1	9.6	12.903	6.537	48.3	70.7	2.48	1.43
40	394-398	80.1	9.5	15.122	7.309	51.7	71.8	2.29	1.38
41	409-411	76.9	9.2	15.582	8.178	50.7	70.8	2.27	1.38
42	418-421	83.7	10.0	7.047	5.147	49.8	70.9	2.45	1.44
43	431-433	83.9	10.0	19.150	9.590	49.9	68.3	2.16	1.37
44	441-443	87.3	10.5	15.695	8.174	47.9	68.4	2.35	1.43
45	453-455	77.8	9.3	14.576	8.145	45.5	68.3	2.57	1.50
46	463-465	76.6	9.2	15.047	9.002	43.9	64.0	2.28	1.46
47	465-467	67.8	8.3						
48	467-469	67.0	8.0						
49	468-471	52.9	6.3	20.685	11.690	43.5	64.3	2.34	1.48
50	471-473	47.8	5.7						
51	473-475	44.8	5.4						
52	477-479	44.0	5.3	19.882	6.035	44.5	60.6	1.91	1.36
53	488-491	20.0	2.4	17.048	10.053	41.0	63.6	2.51	1.55
54	492-501	42.6	5.1	16.244	9.265	43.0	63.4	2.30	1.48
55	509-511	43.6	5.2	20.704	11.936	42.5	62.8	2.29	1.48
56	519-521	38.9	4.8	16.090	5.736	43.2	62.2	2.17	1.44
57	529-531	48.8	5.9	22.774	13.280	41.7	63.3	2.41	1.52
58	539-541	41.5	4.9	14.916	6.896	41.7	62.2	2.30	1.49
59	549-551	45.2	5.4	17.530	10.186	41.8	61.2	2.19	1.46
60	559-561	49.9	5.9	17.488	19.345	40.8	54.9	2.88	1.59
61	569-571	45.4	5.4	21.566	12.925	41.4	63.8	4.29	1.54
62	578-581	44.8	5.4	11.800	6.968	41.0	60.4	2.20	1.48
63	589-591	47.4	5.7	18.226	10.834	40.5	61.6	2.35	1.52
64	599-601	46.2	5.5	9.027	5.345	40.8	61.4	2.31	1.51
65	609-611	45.9	5.5	18.502	11.150	39.7	61.3	2.40	1.54
66	618-620	44.2	5.3	11.875	7.183	39.5	58.7	2.17	1.48
67	628-630	46.8	5.6	13.940	8.511	38.9	60.2	2.38	1.56
68	638-640	45.5	5.5	19.241	9.063	40.5	61.8	2.37	1.52
69	648-650	47.5	5.2	23.417	14.019	40.1	62.7	2.50	1.56
70	668-680	47.2	5.7	19.618	11.509	40.8	61.6	2.30	1.51
71	687-689	48.4	5.8	18.707	11.493	38.6	60.1	2.49	1.56
72	676-678	51.2	6.1	18.990	11.585	41.1	62.3	2.36	1.51

SEDIMENTKERN LN01-3 Physikalische und chemische Eigenschaften									
Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% FS]	Na ₂ O-volumen [ml]	Na ₂ O-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Feuchtdichte [g/cm ³]
73	688-688	51.9	6.2	11.162	9.562	41.1	60.6	2.20	1.48
74	696-698	50.5	6.1	11.394	9.682	40.9	61.0	2.26	1.49
75	706-708	56.3	6.8	11.694	10.165	39.9	61.4	2.39	1.54
76	718-720	54.0	6.5	13.817	8.302	39.9	61.3	2.38	1.54
77	728-730	50.6	6.1	11.682	10.121	40.0	61.4	2.38	1.53
78	738-740	51.2	6.1	13.934	11.809	40.3	61.7	2.39	1.53
79	748-750	54.6	6.6	13.692	12.820	39.0	62.1	2.56	1.59
80	755-757	42.9	5.1	23.204	13.995	39.7	61.4	2.42	1.55
81	765-767	47.6	5.7	16.159	9.750	39.7	64.1	2.72	1.62
82	775-777	43.5	5.2	11.691	10.221	39.8	61.5	2.42	1.55
83	785-787	49.5	5.9	11.481	10.603	39.3	62.5	2.57	1.59
84	795-797	51.8	6.2	14.202	13.452	38.9	61.2	2.48	1.57
85	805-807	52.9	6.3	15.206	14.565	39.1	62.3	2.57	1.59
86	815-817	49.9	5.9	16.253	15.418	38.1	62.0	2.53	1.58
87	825-827	62.9	6.3	15.287	13.763	40.1	61.4	2.38	1.53
88	829-831	60.9	7.3	15.278	13.735	41.8	63.6	2.52	1.59
89	831-833	72.7	8.7						
90	833-835	75.8	9.1	16.910	14.903	40.2	62.5	2.49	1.56
91	849-849	75.0	9.0	14.189	13.199	39.7	62.0	2.48	1.56
92	849-849	72.5	8.7						
93	847-849	65.3	7.9	14.221	13.335	39.4	62.0	2.51	1.57
94	858-860	74.5	8.9	14.237	13.629	39.5	63.2	2.69	1.60
95	860-861.5	71.8	8.6						
96	861.5-863	55.8	6.7						
97	863-865	51.8	6.2	13.200	12.668	37.5	59.3	2.43	1.58
98	868-870	49.5	5.8	14.266	14.051	37.6	60.4	2.53	1.61
99	878-880	50.6	6.1	14.243	13.915	37.6	60.7	2.50	1.60
100	888-890	46.6	5.8	11.744	10.803	37.5	59.5	2.45	1.59
101	898-900	50.3	6.0	14.237	14.527	37.9	63.9	2.82	1.67
102	908-910	45.8	5.5	14.232	14.638	37.1	61.4	2.89	1.65
103	918-920	55.6	7.2	15.248	15.028	38.8	61.5	2.60	1.62
104	928-930	53.3	6.4	16.206	15.608	38.3	60.6	2.48	1.58
105	938-940	56.7	6.8	11.691	10.483	38.2	68.8	2.31	1.54
106	949-950	44.9	5.4	13.206	12.423	38.5	59.9	2.38	1.55
107	958-960	47.8	5.7	18.284	18.620	37.6	63.3	2.66	1.68
108	968-970	61.4	6.2	15.284	14.765	38.1	60.5	2.48	1.59
109	978-980	48.6	5.6	16.252	15.680	38.0	60.2	2.46	1.58
110	988-990	48.6	5.6	16.231	15.487	37.9	60.0	2.35	1.56
111	999-1001	46.5	5.6	16.206	16.685	36.2	59.0	2.54	1.63
112	1009-1011	44.9	5.4	16.252	15.271	37.8	58.0	2.27	1.54
113	1019-1021	43.8	5.3	16.270	15.939	38.0	61.0	2.56	1.61
114	1021-1023	42.9	5.2						
115	1023-1025	49.7	5.9						
116	1025-1027	57.9	6.9	15.232	15.686	35.5	57.6	2.46	1.62
117	1027-1029	51.0	6.1						
118	1028-1030	46.1	5.5						
119	1031-1033	49.5	5.9						
120	1033-1035	48.4	5.8	12.216	15.886	28.7	48.1	2.55	1.81
121	1035-1036.5	52.9	6.4						
122	1036.5-1038	50.7	6.1						
123	1038-1040	43.2	5.2	12.438	15.520	27.6	49.3	2.55	1.79
124	1040-1042	40.9	4.9						
125	1042-1044	42.8	5.1						
126	1								

Tab. 17: Sediment-physikalische Eigenschaften, Karbonat- und C_{min}-Gehalt, Kern LN02 (TS/FS: Trocken/Feuchtsubstanz).

SEDIMENTKERN LN02 Physikalische und chemische Eigenschaften										
Nr.	Probenziele (cm)	Karbonat (% TS)	C _{min} (% TS)	N ₂ - volumen (ml)	N ₂ - gewicht (g)	Trocken- gewicht (g)	Wasser- gehalt (% FS)	Porosität (Vol. %)	Korn- dichte (g/cm ³)	Feucht- raumdichte (g/cm ³)
1	0 - 2	85.8	7.9	8	12.198	6.462	47.0	71.7	2.95	1.52
2	2 - 9	85.3	7.8	10	18.812	10.335	38.5	64.8	2.90	1.68
3	18 - 21	59.1	7.1	8	15.717	8.430	40.0	69.9	3.48	1.75
4	29 - 31	58.1	6.9	8	13.279	7.958	40.5	87.8	3.09	1.67
5	39 - 41	54.7	6.6	11	18.080	11.276	37.6	81.8	2.85	1.64
6	49 - 51	55.3	6.6	11	16.745	9.309	44.4	67.8	2.61	1.52
7	62 - 64	55.1	6.6	12	20.426	12.258	40.0	69.1	3.20	1.70
8	72 - 74	52.8	6.3	10	15.993	8.889	44.4	71.0	3.07	1.60
9	82 - 84	57.7	6.9	8	13.088	7.359	43.8	71.6	3.24	1.64
10	92 - 94	53.7	6.4	10	15.475	9.962	42.1	65.1	2.67	1.55
11	102 - 104	58.8	6.8	11	16.851	9.441	44.3	68.3	2.71	1.54
12	112 - 114	55.5	6.7	12	18.946	10.657	43.7	68.1	2.67	1.58
13	122 - 124	61.9	7.4	12	19.265	11.920	42.8	68.7	2.90	1.61
14	132 - 134	74.7	8.9	11	16.797	9.057	48.1	70.4	2.79	1.53
15	142 - 144	73.7	8.8	10	15.470	8.501	45.0	68.7	2.66	1.56
16	152 - 154	65.6	7.8	13	20.088	10.843	43.9	65.9	2.47	1.50
17	162 - 164	57.9	6.8	13	20.088	11.247	44.0	68.0	2.70	1.55
18	174 - 176	64.1	6.5	12	18.468	10.340	44.0	67.7	2.67	1.54
19	184 - 186	60.1	7.2	12	18.280	10.281	43.8	66.7	2.57	1.52
20	192 - 194	64.1	7.2	13	18.905	10.449	44.7	65.1	2.90	1.62
21	204 - 206	68.8	7.8	12	18.444	10.210	44.6	68.6	2.71	1.54
22	214 - 216	69.7	8.4	12	19.088	10.546	44.8	71.2	3.05	1.68
23	219 - 221	67.4	8.1	13	20.216	11.853	41.4	64.3	2.56	1.58
24	223 - 227	67.1	6.7	12	20.102	11.606	42.3	70.8	3.31	1.89
25	237 - 239	61.6	7.4	12	20.359	11.655	37.8	64.2	2.94	1.70
26	239 - 241	47.4	5.7	13	21.131	13.557	35.8	58.3	2.50	1.63
27	244 - 246	70.3	8.4	12	18.551	10.326	44.3	68.5	2.73	1.59
28	254 - 256	63.9	7.7	12	18.632	10.256	45.0	68.8	2.80	1.55
29	264 - 266	67.4	8.1	13	19.578	10.728	45.2	68.1	2.59	1.51
30	274 - 276	75.0	9.0	13	20.272	11.017	45.7	71.2	2.94	1.56
31	285 - 287	66.4	7.2	10	15.163	8.425	44.5	67.6	2.60	1.52
32	297 - 299	71.4	8.6	13	19.640	10.811	45.0	67.8	2.59	1.51
33	309 - 311	72.3	8.7	13	19.433	10.442	46.3	69.2	2.80	1.49
34	311 - 313	68.1	8.2							
35	317 - 319	70.4	8.4	10	15.281	8.398	45.0	68.8	2.69	1.53
36	324 - 323	67.9	6.1	13	18.524	10.480	43.4	61.9	2.11	1.42
37	333 - 336	62.9	7.5	12	17.433	9.518	44.8	65.1	2.30	1.45
38	343 - 345	58.4	7.0	9	14.111	7.878	44.2	68.3	2.85	1.47
39	349 - 351	63.8	7.7	13	19.172	10.709	44.2	65.1	2.36	1.47
40	354 - 356	61.1	7.3	12	19.138	11.524	39.8	63.4	2.63	1.59
41	358 - 358			12	17.819	9.933	44.2	65.7	2.41	1.46
42	363 - 365	67.7	8.1	12	17.508	9.941	44.8	65.6	2.93	1.48
43	371 - 373	68.1	8.2	12	18.240	9.884	45.8	69.6	2.71	1.52
44	379 - 391	74.1	8.9	13	19.872	10.741	45.9	70.2	2.70	1.53
45	399 - 399	70.0	6.4	10	15.058	8.321	44.7	67.4	2.55	1.51
46	399 - 401	62.3	7.5	9	13.843	7.652	44.7	68.8	2.72	1.54
47	409 - 411	59.6	7.2	13	19.552	10.885	44.3	66.7	2.51	1.50
48	419 - 421	60.6	7.3	10	14.700	8.101	44.9	66.0	2.38	1.47
49	426 - 430	66.3	7.9	11	15.997	8.613	45.6	66.2	2.32	1.45
50	438 - 440	72.7	8.7	10	14.855	8.022	48.0	69.3	2.53	1.49
51	445 - 447	78.1	9.4	9	12.774	6.783	46.9	66.5	2.25	1.42
52	454 - 456	75.9	9.1	9	12.654	6.804	46.2	65.0	2.16	1.41
53	471 - 473	73.9	8.9	9	13.778	7.312	46.9	71.6	2.89	1.53
54	482 - 484	76.2	9.1	8	11.458	6.113	46.6	68.8	2.80	1.43
55	489 - 491	78.1	9.4	10	15.458	8.136	47.5	73.8	3.08	1.55
56	499 - 501	77.9	9.3	10	14.270	7.464	47.7	68.1	2.34	1.43
57	511 - 513	75.8	9.1	11	16.823	9.034	45.7	68.0	2.65	1.51
58	519 - 521	70.6	8.5	14	21.643	12.189	43.8	67.8	2.70	1.55
59	529 - 531	74.3	8.9	13	18.749	9.860	47.4	68.4	2.40	1.44
60	539 - 541	75.2	9.0	11	15.878	8.428	46.9	67.7	2.37	1.44
61	548 - 550	75.9	9.1	13	19.020	10.329	45.7	66.9	2.40	1.46
62	551 - 553	67.5	8.3	12	18.533	10.636	42.7	66.0	2.61	1.55
63	559 - 561	74.8	8.8	12	17.503	8.376	46.4	67.7	2.42	1.45
64	569 - 571	74.6	8.9	16	22.394	11.883	46.8	70.0	2.64	1.49
65	579 - 581	78.5	9.4	13	18.589	10.836	46.9	65.6	2.25	1.43
66	589 - 591	75.9	9.1	13	20.965	11.258	44.0	67.9	2.70	1.35
67	599 - 601	74.4	8.8	14	21.305	12.405	41.8	63.8	2.43	1.52
68	601 - 602	74.4	8.9							
69	602 - 603	74.8	8.9							
70	602 - 604	74.4	8.9	11	17.227	10.239	40.6	63.5	2.55	1.67
71	603 - 603.5	75.6	8.2							
72	603.5 - 604	64.2	7.2							
73	604 - 605	69.0	8.3							
74	604 - 606	66.8	8.3	14	21.323	12.452	41.6	63.4	2.43	1.52
75	605 - 606	70.8	8.5							
76	606 - 607	83.4	7.6							
77	607 - 608	56.6	7.0							

Tab. 18: Sediment-physikalische Eigenschaften Kern LN02-Vorlot (TS/FS: Trocken/Feuchtsubstanz).

SEDIMENTKERN LN02 VORLOT Physikalische und chemische Eigenschaften										
Nr.	Probenziele (cm)	N ₂ - volumen (ml)	N ₂ - gewicht (g)	Trocken- gewicht (g)	Wasser- gehalt (% FS)	Porosität (Vol. %)	Korn- dichte (g/cm ³)	Feucht- raumdichte (g/cm ³)		
1	0 - 2	8	11.635	6.104	47.5	69.1	2.47	1.45		
2	4 - 6	10	13.226	6.412	51.5	68.1	2.01	1.32		
3	9 - 11	10	13.309	6.550	50.9	67.9	2.04	1.30		
4	19 - 21	9	14.449	8.206	43.2	69.3	2.98	1.81		
5	29 - 31	9	13.856	7.893	43.0	66.3	2.60	1.54		
6	39 - 41	9	13.633	7.685	43.6	66.1	2.52	1.51		
7	49 - 51	11	15.801	8.884	43.8	62.9	2.18	1.44		
8	60 - 62	10	14.902	8.362	43.9	65.4	2.42	1.49		
9	70 - 72	11	17.353	10.884	38.4	60.6	2.47	1.58		
10	70 - 81	12	16.080	11.243	41.1	65.4	2.71	1.60		
11	89 - 97	10	15.517	7.944	48.8	75.7	3.27	1.55		
12	99 - 101	11	15.630	8.188	48.2	69.4	2.43	1.44		

SEDIMENTKERN LN02 VORLOT Physikalische und chemische Eigenschaften										
Nr.	Probenziele (cm)	N ₂ - volumen (ml)	N ₂ - gewicht (g)	Trocken- gewicht (g)	Wasser- gehalt (% FS)	Porosität (Vol. %)	Korn- dichte (g/cm ³)	Feucht- raumdichte (g/cm ³)		
13	113 - 115	12	18.475	10.809	41.5	69.9	2.49	1.54		
14	124 - 126	10	14.603	7.846	46.3	62.6	2.42	1.46		
15	134 - 136	10	14.661	7.567	48.4	70.9	2.89	1.47		
16	144 - 146	12	17.302	9.067	47.5	68.5	2.40	1.44		
17	154 - 156	12	16.178	9.645	46.9	71.3	2.78	1.51		
18	164 - 166	11	16.355	8.796	46.2	68.7	2.56	1.49		
19	174 - 176	11	16.264	8.238	49.3	73.0	2.77	1.48		
20	184 - 186	11	17.282	8.637	48.9	76.8	3.46	1.57		
21	194 - 196	9	15.772	7.214	46.9	70.8	2.73	1.51		
22	204 - 206	12	17.757	9.142	48.5	71.8	2.70	1.48		
23	214 - 216	13	18.812	9.891	47.5	69.1	2.47	1.45		
24	224 - 226	9	14.007	7.558	46.0	71.7	2.96	1.56		

Tab. 19: Sediment-physikalische Eigenschaften, Karbonat- und C_{min}-Gehalt, Kern LN03 (TS/FS: Trocken/Feuchtsubstanz).

SEDIMENTKERN LN03										
Physikalische und chemische Eigenschaften										
Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% FS]	NaB-volumen [ml]	NaB-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Korn-dichte [g/cm ³]	Feuch-t-raumdichte [g/cm ³]
1	0-2	58.9	7.1	8	12.100	8.999	42.2	63.8	2.42	1.51
2	9-11	61.6	7.4	8	12.111	8.775	44.1	65.7	2.54	1.51
3	19-21	68.2	8.3	9	13.824	7.400	46.5	71.4	2.97	1.54
4	29-31	68.8	8.3	11	16.257	9.263	44.7	68.1	2.64	1.52
5	41-43	69.3	8.4	10	14.650	7.755	47.1	69.0	2.50	1.47
6	49-51	67.4	8.1	12	17.764	9.557	46.2	68.4	2.52	1.48
7	59-61	68.4	8.0	11	18.929	9.321	44.9	69.2	2.80	1.54
8	69-71	73.5	8.8	12	17.689	8.657	45.4	66.8	2.43	1.47
9	81-83	78.3	9.4	9	12.993	7.478	46.6	72.4	3.01	1.55
10	91-93	78.1	8.4	11	17.723	8.770	44.8	72.3	3.20	1.61
11	101-103	80.7	8.7	7	11.142	6.125	45.0	71.7	3.09	1.59
12	111-113	79.9	9.6	12	18.136	9.459	47.8	72.3	2.84	1.51
13	121-123	68.4	8.3	12	19.099	10.454	45.2	71.7	3.08	1.59
14	131-133	66.1	7.8	12	18.256	10.095	45.0	68.9	2.79	1.53
15	141-143	76.6	9.2	13	19.791	11.140	43.7	68.6	2.56	1.52
16	161-163	73.4	8.8	12	17.429	10.513	39.7	67.6	3.07	1.48
17	181-183	79.7	9.6	13	20.660	11.569	44.0	69.9	2.96	1.69
18	171-173	81.5	9.9	12	18.349	10.281	44.1	67.4	2.62	1.53
19	181-183	73.0	8.8	12	17.799	9.924	44.3	65.7	2.41	1.48
20	191-193	81.8	9.6	12	18.995	10.565	44.4	70.2	2.96	1.58
21	201-203	80.3	9.8	10	15.463	8.578	44.5	68.8	2.75	1.55
22	211-213	75.6	9.1	13	19.563	10.831	44.6	67.2	2.54	1.50
23	221-223	79.1	8.5	12	18.727	10.323	44.9	70.0	2.87	1.56
24	232-234	75.2	8.0	9	14.738	8.388	43.1	70.8	3.17	1.64
25	241-243	74.8	8.0	13	19.372	10.980	43.3	64.5	2.38	1.49
26	251-253	79.5	8.5	11	17.171	9.625	44.0	68.6	2.79	1.60
27	261-263	84.1	10.1	10	15.746	8.582	45.5	71.8	3.03	1.57
28	271-273	78.3	9.4	10	14.841	8.209	44.7	66.2	2.44	1.48
29	283-285	67.3	8.1	10	15.088	8.426	44.2	56.6	2.52	1.51
30	293-295	80.7	8.7	14	20.778	10.954	45.7	65.9	2.29	1.44
31	303-305	62.8	8.8	11	18.409	8.953	45.4	67.8	2.53	1.49
32	313-315	63.8	10.1	14	21.047	11.490	45.4	68.3	2.59	1.50
33	323-325	64.8	10.2	13	18.879	10.072	46.7	67.8	2.40	1.45
34	333-335	62.1	9.9	11	16.196	8.883	45.1	68.5	2.41	1.47
35	343-345	82.7	9.8	13	19.390	10.318	46.8	69.8	2.63	1.49
36	353-355	63.5	10.0	10	15.430	8.482	45.0	68.5	2.74	1.54
37	363-365	81.1	9.7	14	19.995	10.795	48.8	65.7	2.25	1.43
38	373-375	84.1	10.1	13	19.849	11.039	44.4	67.8	2.63	1.53
39	378-380	83.8	10.1	13	20.521	11.926	41.9	66.1	2.71	1.58
40	380-381	83.1	10.0							
41	381-382	85.1	10.2							
42	383-385	87.2	10.5							
43	383-384	87.8	10.6							
44	385-385	84.0	10.1	13	22.030	13.381	39.4	66.7	3.09	1.89
45	384-385	83.7	10.0							
46	385-386	81.5	9.8							
47	386-387	76.8	9.2							
48	387-389	99.9	7.2	11	18.098	11.098	58.5	63.1	2.73	1.64
49	390-395	50.6	8.1	13	21.016	12.750	39.3	63.5	2.89	1.62
50	398-400	53.0	6.4	13	21.165	12.896	39.1	63.6	2.73	1.63
51	408-410	51.8	6.2	13	21.610	13.216	38.8	64.6	2.87	1.66
52	418-420	53.4	8.4	12	19.353	12.070	37.6	60.7	2.56	1.61
53	428-430	51.8	6.2	13	21.242	13.239	37.7	61.8	2.66	1.63
54	438-440	50.6	6.1	9	14.141	8.795	37.8	59.4	2.41	1.57
55	448-450	55.3	6.6	12	19.557	12.299	37.3	60.7	2.60	1.63
56	458-460	69.9	7.2	10	16.813	9.940	37.5	50.7	2.53	1.60
57	468-470	67.7	6.8	11	18.178	11.468	36.9	61.0	2.67	1.69
58	478-479	61.5	7.4	11	18.820	11.508	38.8	61.0	2.68	1.66
59	488-490	59.1	7.1	12	19.828	12.513	36.2	59.3	2.56	1.64
60	408-410	59.5	7.1	10	16.720	10.754	35.7	58.7	2.67	1.67
61	508-510	62.6	7.5	11	18.778	12.038	35.9	61.3	2.83	1.71
62	518-520	63.0	7.6	12	20.305	13.088	35.6	60.1	2.74	1.69
63	520-530	60.1	7.2	10	16.363	10.806	34.8	57.6	2.55	1.66
64	533-535	70.5	8.5	13	21.831	13.977	35.8	60.3	2.71	1.68
65	535-536	80.6	9.7							
66	536-537	82.3	9.8							
67	537-539	83.0	10.0	12	19.521	12.494	36.0	58.6	2.51	1.63
68	545-546	80.8	9.7							
69	548-547	79.0	9.5							
70	546-548	77.5	9.3	13	21.458	14.181	33.9	55.9	2.46	1.65
71	547-548	77.4	9.3							
72	548-550	76.9	9.2							
73	540-551	77.7	9.3							
74	555-557	82.0	9.8	8	12.467	8.019	35.7	55.6	2.26	1.56
75	557-558	85.7	10.3							
76	558-560	82.5	9.9							
77	569-560	82.3	9.9							
78	559-581	65.4	7.8	9	14.842	9.705	34.6	57.1	2.51	1.65
79	560-561	70.8	8.5							
80	569-570	60.7	7.3	10	18.399	10.691	35.4	58.1	2.53	1.64
81	578-580	59.3	7.1	9	14.140	8.260	34.5	54.2	2.25	1.57
82	588-590	69.2	8.3	10	18.414	9.958	35.4	54.8	2.18	1.54
83	588-800	66.0	7.9	7	10.686	7.097	35.4	55.6	2.29	1.57
84	808-810	64.2	7.7	11	18.305	11.883	35.1	58.4	2.60	1.66
85	618-620	62.6	7.5	9	15.347	10.017	34.7	58.2	2.73	1.71
86	628-630	80.7	7.3	11	18.305	12.250	33.3	56.9	2.92	1.67
87	638-640	61.1	7.3	11	18.624	12.261	34.2	57.8	2.84	1.69
88	642-643	61.9	7.4							
89	643-645	76.9	9.2							
90	644-644.5	73.1	8.8							
91	644.5-645	73.7	8.8							

SEDIMENTKERN LN03										
Physikalische und chemische Eigenschaften										
Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% FS]	NaB-volumen [ml]	NaB-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Korn-dichte [g/cm ³]	Feuch-t-raumdichte [g/cm ³]
92	645-648	31.8	3.8							
93	648-650	62.0	7.4	11	18.749	12.272	34.5	58.9	2.71	1.70
94	658-660	65.3	7.8	12	19.857	13.078	34.1	56.9	2.50	1.65
95	668-670	63.9	7.8	10	17.498	11.707	33.1	57.9	2.78	1.75
96	678-680	87.9	8.1	8	13.257	8.084	31.8	59.8	2.37	1.65
97	688-690	60.5	7.4	10	16.145	10.601	34.3	55.4	2.38	1.61
98	698-700	81.8	7.3	10	16.827	11.167	33.6	56.6	2.57	1.68
99	708-710	64.1	7.7	12	19.373	12.611	34.9	56.4	2.41	1.61
100	718-720	62.7	7.5	11	18.005	11.822	34.4	56.2	2.46	1.64
101	724-726	68.3	8.2	12	20.315	13.228	34.8	58.1	2.69	1.68
102	728-727	69.3	8.3							
103	727-729	78.1	9.4	13	21.783	14.125	35.1	58.8	2.63	1.67
104	738-740	78.7	9.2	10	16.154	10.759	34.4	54.0	2.34	1.62
105	748-750	80.7	8.7	12	19.635	12.800	34.8	57.0	2.46	1.64
106	758-760	80.9	9.7	12	19.276	12.477	35.3	56.7	2.40	1.61
107	763-764	80.5	9.7							
108	768-770	60.1	7.2	12	19.712	12.565	36.8	59.6	2.59	1.64
109	771-772	57.6	6.9							
110	773-775	33.2	4.0	19	21.710	14.249	34.4	67.4	2.57	1.87
111	776-777	33.3	4.0							
112	778-780	30.3	3.6	13	22.141	14.801	34.1	58.0	2.67	1.70
113	781-782	39.2	4.7							
114	783-785	36.7	4.4	12	20.453	13.914	32.6	54.5	2.55	1.70
115	786-787	35.7	4.3							
116	788-790	36.5	4.6	12	20.421	14.023	31.3	53.3	2.50	1.70
117	792-793	36.3	4.4							
118	795-797	35.5	4.3							
119	798-800	36.7	4.4	12	20.951	14.314	31.7	55.3	2.67	1.75
120	802-803	34.8	4.2							
121	805-808	35.6	4.3							
122	808-810	32.5	3.8	13	21.946	14.882	32.2	54.3	2.51	1.69
123	812-813	35.2	4.2							
124</										

Tab. 20: Sediment-physikalische Eigenschaften Kern LN03-Vorlot (TS/FS: Trocken/Feuchtsubstanz).

SEDIMENTKERN LN03 VORLOT								SEDIMENTKERN LN03 VORLOT									
Physikalische und chemische Eigenschaften								Physikalische und chemische Eigenschaften									
Nr.	Probentiefe [cm]	NaB- volumen [ml]	NaB- gewicht [g]	Trocken- gewicht [g]	Wasser- gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raum-dichte [g/cm ³]	Nr.	Probentiefe [cm]	NaB- volumen [ml]	NaB- gewicht [g]	Trocken- gewicht [g]	Wasser- gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raum-dichte [g/cm ³]
1	0-2	8	11.133	8.064	27.4	38.1	1.63	1.39	11	99-101	13	18.618	8.474	49.1	70.3	2.46	1.49
2	8-11	12	14.625	8.302	56.9	69.4	1.71	1.29	12	109-111	12	17.441	9.136	47.6	69.2	2.47	1.45
3	19-21	9	13.246	7.426	43.9	64.7	2.34	1.47	13	119-121	12	17.320	9.020	47.9	69.2	2.44	1.44
4	29-31	13	18.933	11.313	43.2	66.3	2.58	1.53	14	129-131	11	18.642	8.823	48.4	70.2	2.72	1.51
5	39-41	11	15.918	8.303	44.7	64.7	2.27	1.46	15	139-141	13	19.046	10.353	45.6	66.9	2.40	1.47
6	49-51	12	17.222	9.156	48.3	71.4	2.67	1.48	16	149-151	8	12.164	8.806	45.7	69.6	2.71	1.52
7	59-61	13	18.049	9.640	46.6	64.7	2.10	1.39	17	159-161	12	17.571	9.713	44.7	65.5	2.35	1.46
8	69-71	11	15.919	8.212	48.4	70.1	2.49	1.45	18	169-171	12	18.739	9.107	45.8	63.6	2.06	1.39
9	79-81	15	20.947	10.906	47.9	66.8	2.20	1.40	19	179-181	12	17.014	9.234	45.7	64.8	2.19	1.42
10	89-91	10	14.744	7.562	48.7	71.9	2.70	1.47	20	189-191	11	15.631	8.567	45.2	64.2	2.18	1.42

Tab. 21: Sediment-physikalische Eigenschaften, Karbonat- und C_{min}-Gehalt, Kern LN04 (TS/FS: Trocken/Feuchtsubstanz).

SEDIMENTKERN LN04									SEDIMENTKERN LN04													
Physikalische und chemische Eigenschaften									Physikalische und chemische Eigenschaften													
Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% TS]	NaB- volumen [ml]	NaB- gewicht [g]	Trocken- gewicht [g]	Wasser- gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raum-dichte [g/cm ³]	Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% TS]	NaB- volumen [ml]	NaB- gewicht [g]	Trocken- gewicht [g]	Wasser- gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Korn- dichte [g/cm ³]	Feucht- raum-dichte [g/cm ³]	
1	0-2	57.7	6.9	13	21.024	13.076	37.6	61.1	2.59	1.62	70	639-641	75.9	9.2	12	17.816	9.316	47.7	70.8	2.66	1.48	
2	9-11	86.1	6.7	16	23.789	15.245	35.9	57.0	2.36	1.59	71	649-651	76.4	9.2	14	20.024	10.577	47.2	67.5	2.32	1.43	
3	19-21	54.1	6.5	15	24.264	15.356	36.7	59.4	2.52	1.62	72	659-661	65.8	7.9	15	22.731	12.950	43.0	68.2	2.48	1.52	
4	29-31	54.3	8.5	12	18.478	10.857	41.2	63.5	2.48	1.54	73	668-668	69.6	8.4	13	19.098	10.584	44.6	65.5	2.36	1.47	
5	39-41	56.2	6.7	11	15.506	8.506	45.1	68.6	2.13	1.41	74	668-671	73.5	8.8	12	17.737	9.372	47.2	69.7	2.58	1.48	
6	49-51	57.8	6.9	13	17.923	9.810	44.7	61.6	1.99	1.38	75	679-681	72.4	9.7	12	17.099	9.133	46.6	66.4	2.28	1.42	
7	59-61	53.8	6.5	11	15.854	8.659	44.1	63.6	2.21	1.44	76	689-691	76.0	9.1	13	18.621	9.990	46.9	67.2	2.32	1.43	
8	69-71	51.3	6.2	10	14.825	8.241	43.7	63.8	2.28	1.46	77	699-701	74.7	9.0	15	21.466	11.404	46.9	67.1	2.31	1.43	
9	79-81	47.8	5.7	11	17.635	10.073	42.9	68.8	2.03	1.60	78	709-711	78.2	8.1	15	22.142	11.874	46.4	68.5	2.51	1.48	
10	89-91	54.0	6.5	11	15.987	8.831	44.8	65.1	2.30	1.45	79	719-721	78.4	8.4	14	20.816	11.442	45.0	67.0	2.47	1.49	
11	99-101	62.6	7.5	11	15.810	8.384	47.0	67.5	2.35	1.44	80	729-731	70.0	8.4	12	17.552	9.735	44.5	65.1	2.33	1.46	
12	109-111	59.3	8.8	11	16.530	9.617	43.2	66.5	2.61	1.54	81	737-738	68.3	8.2								
13	119-121	56.6	7.0	13	19.903	10.938	45.0	69.0	2.71	1.63	82	738-739	66.9	8.0								
14	129-131	62.8	7.5	12	17.217	9.512	44.8	64.2	2.21	1.43	83	738-741	65.8	7.9	14	21.806	12.954	43.0	67.0	2.99	1.56	
15	139-141	54.7	6.6	12	17.038	9.340	45.2	64.1	2.17	1.42	84	741-742	60.9	7.3								
16	149-151	52.0	8.2	11	16.796	9.578	43.0	68.6	2.50	1.63	85	742-743	51.8	8.2								
17	159-161	57.0	6.9	8	12.182	6.582	45.8	68.6	2.72	1.52	86	744-745	41.7	5.0	16	24.782	14.705	40.6	62.9	2.47	1.55	
18	169-171	59.1	7.1	12	17.310	9.460	45.3	65.4	2.39	1.44	87	749-751	44.2	5.3	14	22.045	13.055	40.8	64.2	2.61	1.57	
19	179-181	56.2	6.7	11	15.815	8.455	45.9	65.1	2.20	1.42	88	756-758	28.9	3.5								
20	189-191	55.5	6.7	11	15.614	8.799	43.6	62.2	2.11	1.42	89	759-761	48.5	5.8	17	26.897	16.037	40.4	63.9	2.61	1.58	
21	199-201	55.7	6.7	11	15.739	8.958	43.7	62.5	2.15	1.43	90	769-771	45.2	5.4	17	27.777	16.824	39.4	64.4	2.78	1.63	
22	209-211	52.0	6.2	13	18.114	10.011	44.7	62.3	2.04	1.39	91	778-781	45.6	5.5	16	25.510	15.466	39.6	63.4	2.64	1.60	
23	219-221	60.5	7.3	8	11.225	5.852	47.9	67.2	2.23	1.49	92	789-791	45.4	5.4	17	26.587	16.193	39.1	61.1	2.45	1.56	
24	229-231	68.2	8.2	15	22.080	11.671	46.2	68.1	2.48	1.47	93	798-801	48.5	5.8	17	26.696	16.227	39.2	61.0	2.48	1.57	
25	239-241	74.5	8.9	10	13.226	8.916	47.7	63.1	1.87	1.32	94	808-811	45.2	5.4	14	22.738	13.752	39.5	64.2	2.74	1.62	
26	249-251	77.2	9.3	11	15.382	7.998	48.0	67.1	2.21	1.40	95	818-821	44.0	5.3	13	20.802	12.997	37.5	60.0	2.50	1.60	
27	259-261	74.5	8.9	10	13.311	8.977	47.6	63.3	1.89	1.33	96	829-831	46.2	5.5	12	19.585	12.080	38.3	62.5	2.68	1.63	
28	269-271	64.7	7.8	11	15.941	8.731	43.8	61.9	2.08	1.41	97	839-841	48.3	5.8	12	19.077	11.572	39.3	62.5	2.57	1.59	
29	279-281	63.5	7.8	13	19.158	10.764	43.8	64.6	2.34	1.47	98	849-851	53.1	6.4	14	22.809	14.131	37.9	60.6	2.58	1.61	
30	289-291	81.0	7.2	15	23.637	14.014	40.7	64.2	2.81	1.58	99	858-861	50.8	6.1	14	23.723	14.954	37.0	62.5	2.86	1.69	
31	299-301	89.4	8.3	13	18.868	10.701	43.6	63.5	2.26	1.46	100	869-871	52.3	6.3	14	22.844	14.509	36.5	59.5	2.56	1.63	
32	309-311	77.8	9.3	13	19.175	10.878	43.3	63.8	2.21	1.48	101	879-881	50.0	6.0	14	23.282	15.007	35.5	59.1	2.66	1.66	
33	319-321	67.2	8.1	14	21.405	12.729	40.5	62.0	2.39	1.53	102	889-891	52.9	6.3	15	23.971	15.357	35.9	57.4	2.40	1.60	
34	329-331	71.9	8.6	14	21.082	11.795	44.1	66.3	2.50	1.61	103	899-901	62.1	6.3	13	20.584	12.873	37.5	59.3	2.43	1.58	
35	339-341	57.0	8.0	12	16.229	10.611	41.8	63.5	2.42	1.52	104	904-904.5	55.9	6.6								
36	349-351	74.9	9.0	14	21.051	11.737	44.2	68.5	2.50	1.50	105	909-911	47.5	5.7	14	22.995	14.451	37.2	61.0	2.65	1.64	
37	359-361	89.5	8.3	14	21.598	12.310	42.5	64.0	2.51	1.53	106	919-921	48.2	5.8	13	20.848	13.214	36.6	58.7	2.46	1.60	
38	369-371	69.2	8.3	14	21.788	12.060	44.6	68.3	2.91	1.59	107	929-931	51.4	6.2	14	22.209	13.984	37.0	60.7	2.42	1.59	
39	379-381	73.8	8.9	12	18.332	10.263	44.0	67.2	2.81	1.53	108	939-941	51.5	6.2	15	24.635	15.629	36.5	60.7	2.69	1.68	
40	389-391	73.7	8.6	14	20.553	11.086	46.1	67.6	2.45	1.47	109	949-951	51.5	6.2	14	23.384	14.970	36.0	60.1	2.68	1.67	
41	399-401	58.4	7.0	14	20.791	11.607	44.2	65.6	2.41	1.49	110	959-961	53.9	6.5	16	25.881	16.245	36.4	58.4	2.45	1.61	
42	409-411	67.8	8.1	14	20.881	11.507	44.8	65.8	2.48	1.49	111	969-971	53.2	6.4	16	25.695	16.243	36.8	59.1	2.48	1.61	
43	419-421	73.5	8.8	13	18.715	9.878	47.2	68.0	2.37	1.44	112	979-981	52.1	6.3	15	23.879	15.164	36.5	58.1	2.41	1.59	
44	429-431	72.4	8.7	13	19.225	10.588	44.9	68.4	2.43	1.48	113	989-991	57.2	6.9	15	24.533	16.234	33.8	58.3	2.42	1.64	
45	439-441	66.8	8.0	14	20.887	11.663	44.2	65.9	2.44	1.48	114	999-1003	54.9	6.6	14	23.292	15.739	33.8	57.5	2.65	1.70	
46	449-451	71.2	8.5	12	18.606	10.279	44.8	69.4	2.80	1.55	115	1009-1011	52.6	6.3	14	22.741	14.599	36.0	58.4	2.50	1.62	
47	459-471	81.8	7.4	12	18.293	10.678	41.6	63.5	2.43	1.52	116	1019-1021	49.4	5.9	16	25.823	16.249	36.6	58.6	2.45	1.60	
48	464-466	66.9	8.0	12	18.725																	

Tab. 22: Sediment-physikalische Eigenschaften Kern LN04-Vorlot

SEDIMENTKERN LN04 VORLOT							
Physikalische und chemische Eigenschaften							
Nr.	Probentiefe [cm]	Naß-volumen [ml]	Naß-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Feuchtraumdichte [g/cm³]
1	0-2	8	11,259	8,408	43.1	60.6	2.03
2	5-7	10	17,031	10,840	35.4	61.9	2.05
3	9-11	11	18,498	12,062	34.8	58.5	2.64
4	16-18	8	14,559	10,721	26.4	49.0	2.58
5	19-21	9	14,794	9,202	37.8	62.1	2.70
6	24-26	10	16,793	9,927	37.4	59.7	2.40
7	34-36	10	15,080	8,747	42.0	63.4	2.30
8	44-46	10	16,240	8,979	41.7	62.7	2.41
9	55-57	12	17,532	10,343	41.0	59.9	2.15
10	65-67	10	16,470	8,908	42.4	66.7	2.60
11	75-77	11	16,717	9,955	40.5	61.5	2.35
12	85-87	12	19,096	11,562	39.5	62.8	2.55
13	95-97	11	16,745	9,995	40.3	61.4	2.35
14	105-107	11	16,286	9,344	42.5	63.1	2.30
15	113-117	9	13,678	7,448	45.6	69.2	2.68
16	125-127	10	14,801	8,261	43.4	63.4	2.26
17	135-137	9	14,114	8,217	41.8	65.5	2.65
18	145-147	7	10,532	5,911	45.2	64.9	2.24
19	150-152	7	10,928	5,498	45.3	64.9	2.23
20	159-161	9	14,241	8,261	42.4	67.6	2.63
21	169-171	7	11,897	6,576	43.8	73.2	3.50
22	179-181	8	13,152	7,786	41.4	68.1	3.02
23	189-191	10	14,326	7,897	44.9	64.3	2.21
24	199-201	9	13,090	7,261	44.5	64.8	2.29
25	209-211	11	17,345	9,886	43.0	67.8	2.79
26	219-221	10	15,030	8,848	41.1	61.8	2.32
27	225-227	11	16,067	10,934	39.5	64.6	2.63

Tab. 23: Sediment-physikalische Eigenschaften Kern LN05-Vorlot

SEDIMENTKERN LN05 Vorlot							
Physikalische und chemische Eigenschaften							
Nr.	Probentiefe [cm]	Naß-volumen [ml]	Naß-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Feuchtraumdichte [g/cm³]
1	0-2	13	18,165	8,935	50.9	71.0	2.37
2	9-11	13	18,673	9,829	47.4	68.0	2.37
3	19-21	15	21,830	11,148	46.9	71.2	2.58
4	29-31	14	19,492	8,470	51.4	71.8	2.38
5	39-41	14	18,898	8,979	52.7	71.6	2.26
6	48-51	13	17,573	8,227	53.2	71.9	2.25
7	56-61	15	20,129	9,486	52.8	71.0	2.38
8	69-71	12	16,396	7,810	52.3	71.5	2.29
9	79-81	14	19,158	8,660	51.2	67.6	1.92
10	89-91	14	19,595	9,705	50.5	70.6	2.35
11	99-101	16	22,614	11,072	51.0	72.1	2.48
12	109-111	14	20,690	10,626	48.6	71.9	2.70
13	119-121	16	22,962	11,807	48.6	60.7	2.44
14	129-131	12	17,352	8,868	49.9	72.1	2.60
15	139-141	14	20,437	10,304	48.9	72.4	2.67
16	149-151	13	18,268	9,023	50.9	71.1	2.40
17	159-161	15	21,393	10,443	51.2	73.8	2.68
18	169-171	14	20,365	10,290	49.5	72.1	2.64
19	179-181	14	20,469	10,720	47.6	69.8	2.52
20	186-190	11	17,382	8,704	44.2	69.8	2.92

Tab. 24: Sediment-physikalische Eigenschaften, Karbonat- und C_{min}-Gehalt, Kern LN05 (TS/FS: Trocken/Feuchtsubstanz)

SEDIMENTKERN LN05									
Physikalische und chemische Eigenschaften									
Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% TS]	Naß-volumen [ml]	Naß-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Feuchtraumdichte [g/cm³]
1	0-2	62.6	7.5	12	17,618	10,576	40.0	58.7	2.13
2	8-10	61.6	7.4	12	17,679	10,241	42.1	62.0	2.25
3	15-17	81.2	9.9	11	16,505	9,290	43.7	65.6	2.45
4	25-27	71.3	8.8	11	17,447	10,221	41.4	65.7	2.11
5	35-37	75.9	9.1	11	18,999	9,915	41.7	64.4	2.59
6	45-47	81.9	9.0	11	16,756	9,509	42.7	65.0	2.50
7	55-57	82.5	9.9	12	18,005	10,348	42.5	63.8	2.38
8	65-69	78.0	9.5	11	16,339	8,256	43.3	64.4	2.36
9	75-77	77.5	9.3	11	16,402	9,166	44.1	65.8	2.44
10	85-87	73.9	9.1	11	18,112	8,964	44.4	69.0	2.33
11	95-97	70.1	8.4	12	17,690	9,825	44.6	65.5	2.36
12	105-107	73.0	8.8	12	16,696	9,174	45.1	62.7	2.05
13	115-117	72.8	8.7	10	14,898	8,438	43.7	65.6	2.46
14	125-127	65.6	7.9	12	17,911	10,034	43.7	64.8	2.38
15	137-139	73.2	8.8	11	16,962	8,644	43.4	66.9	2.64
16	146-148	74.8	9.0	11	16,365	8,047	44.7	66.5	2.46
17	154-156	80.0	9.6	11	16,316	8,881	45.6	67.6	2.49
18	164-166	76.9	9.2	12	17,788	9,907	44.3	65.6	2.41
19	174-178	68.7	8.2	12	18,696	10,492	43.6	67.5	2.69
20	184-188	80.0	9.8	11	18,601	9,275	44.8	68.4	2.67
21	194-196	83.7	10.0	11	18,281	9,828	44.5	69.9	2.41
22	206-208	80.8	9.7	12	18,157	10,295	43.4	65.6	2.49
23	216-218	83.5	10.0	12	17,753	9,707	45.3	67.1	2.46
24	226-228	79.4	9.5	12	18,101	10,049	44.5	67.1	2.55
25	235-237	81.2	9.7	11	17,323	9,773	43.6	66.6	2.83
26	244-246	81.7	9.8	11	16,994	9,475	44.2	68.4	2.72
27	255-257	86.8	10.4	11	17,310	9,961	42.3	68.8	2.72
28	264-266	78.1	9.4	11	17,093	10,125	40.8	63.3	2.51
29	268-270	73.7	8.9						
30	270-272	81.7	9.8	11	17,165	10,379	39.6	61.7	2.47
31	271.5-272.5	78.9	9.4						
32	272-274	74.4	8.0	12	19,439	11,012	39.7	62.7	2.86
33	274-276	63.8	7.7						
34	276-278	52.5	6.3						
35	278-279	52.1	6.3						
36	279-281	53.5	6.4	12	19,523	12,068	38.2	62.1	2.66
37	289-291	53.2	6.4	10	17,389	10,851	37.6	65.4	3.13
38	299-301	55.0	6.6	10	17,043	10,614	37.7	64.3	2.97
39	309-311	48.4	5.8	10	16,521	10,540	36.2	69.8	2.62
40	319-321	51.6	6.2	9	14,530	9,311	35.9	68.0	2.48
41	329-331	56.0	6.6	11	18,872	12,103	35.9	61.6	2.86
42	339-341	53.4	6.4	10	16,532	10,652	35.6	68.8	2.59
43	349-351	54.6	6.8	10	16,094	10,323	35.9	57.7	2.44
44	359-361	60.4	7.2	12	19,127	12,142	36.9	58.2	2.42
45	369-371	57.5	6.8	11	18,625	11,619	36.0	61.0	2.78
46	379-381	58.0	7.1	10	17,418	11,169	35.8	62.3	2.97
47	389-391	61.6	7.4	12	19,579	12,891	35.2	57.4	2.48
48	399-401	61.0	7.3	11	18,117	11,698	34.3	56.5	2.49
49	409-411	60.2	7.2	11	17,840	11,501	35.5	57.8	2.47
50	418-421	63.1	7.6	10	16,810	10,887	35.3	59.3	2.68
51	429-431	61.4	7.4	10	16,495	10,766	34.7	57.3	2.52
52	439-441	67.8	8.1	11	18,474	11,903	35.6	57.9	2.69
53	442-444	78.5	9.4	12	19,441	12,506	35.7	57.6	2.47
54	448-450	79.0	9.5	11	17,798	11,621	34.7	56.2	2.41
55	450-452	80.9	9.7						
56	452-454	73.8	8.8	12	20,190	13,372	33.7	58.7	2.58
57	454-455	79.7	9.5						
58	455-457	61.8	6.8	12	18,880	13,091	34.1	56.6	2.51
59	459-461	79.2	9.5	13	21,540	14,358	34.7	57.8	2.55
60	462-464	62.9	7.9	14	23,241	15,459	30.5	55.6	2.49

SEDIMENTKERN LN05										
Physikalische und chemische Eigenschaften										
Nr.	Probentiefe [cm]	Karbonat [% TS]	C _{min} [% TS]	Naß-volumen [ml]	Naß-gewicht [g]	Trocken-gewicht [g]	Wasser-gehalt [% FS]	Porosität [Vol. %]	Korn-dichte [g/cm³]	Feuchtraumdichte [g/cm³]
61	472-474	54.7	5.6	12	20,013	13,276	33.7	56.1	2.52	1.67
62	482-484	67.5	8.1	10	16,440	10,822	34.2	56.2	2.47	1.64
63	492-494	67.5	8.1	12	20,359	13,888	33.3	56.4	2.60	1.70
64	502-504	61.4	7.4	13	22,317	14,837	33.5	57.5	2.69	1.72
65	512-514	63.8	7.3	14	23,629	15,657	33.7	56.9	2.60	1.69
66	522-524	61.4	7.4	14	23,550	15,896	32.5	64.7	2.51	1.68
67	532-534	59.6	7.2	12	21,888	14,251	32.4	57.0	2.76	1.76
68	542-544	59.8	7.2	11	19,455	13,223	32.1	58.7	2.78	1.77
69	552-554	60.1	7.2	12	20,824	14,108	31.6	54.3	2.57	1.72
70	562-564	59.5	7.1	13	23,253	15,731	32.3	57.9	2.87	1.79
71	572-574	58.7	7.0	13	22,415	15,227	32.1	55.3	2.62	1.72
72	582-584	60.2	7.2	13	21,833	14,755	32.4	54.4	2.49	1.68
73	592-594	61.6	7.4	13	22,705	15,473	31.9	59.8	2.92	1.75
74	600-601	66.0	7.8	13	22,355	14,995	33.0	56.7	2.68	1.72
75	601-603	78.0	8.4	13	21,419	14,199	33.8	55.6	2.46	1.65
76	611-613	74.6	9.0	10	16,902	11,287	39.2	56.2	2.57	1.68
77	621-623	82.8	9.9	19	22,542	14,862	34.1	58.1	2.79	1.73
78	631-633	61.0	7.3	8	15,169	10,133	39.3	56.2	2.57	1.66
79	633-635	47.8	5.7							
80	635-637	30.2	3.6	8	15,224	10,710	29.7	50.2	2.39	1.6

Tab. 25: LACNE 3 aus den Kernen LN01-3 und LN02 im Vergleich mit dem Ton aus dem Champ-du-Moulin.

Nr.	Sedimentkern	Korngrößenanalyse				Mineralbestand des Gesamtsedimentes										% relativ	
		Proben-tiefe [cm]	< 2 μm [%]	2 - 63 μm [%]	Median [μm]	Phyllosilikate [%]	Quarz [cps]	K-Feldspat [cps]	Plagioklas [cps]	Kalzit [cps]	Dolomit [cps]	Ankerit [cps]	D+A D+A+K x100	A D+A x100			
Champ-du-Moulin																	
1	CM 1550	15.08	84.92	4.35	42.2	5.1	4.9	-0.2	44	2006	30	172	1252	153	114	17.5	43
2	CM 1900	13.10	86.90	5.10	41.1	4.9	4.7	-0.2	55	1037	23	81	1114	111	94	16.8	46
3	CM 3400	9.23	90.77	5.58	42.6	5.1	5.0	-0.1	41	1649	80	94	1583	140	98	13.1	41
∅		12.47	87.53	5.01	41.9	5.0	4.9	-0.2	% relativ: 1	52	2	4	36	3	2		
LN02																	
4	1050	11.14	88.86	4.53	55.9	6.7	7.7	1.0	35	1164	20	72	3297	55	24	2.3	30
5	1060	7.11	92.89	5.44	59.7	7.2	7.0	0.6	31	825	22	55	2589	61	49	4.0	45
6	1113	9.45	90.55	5.29	58.8	7.0	7.7	0.7	28	890	15	63	2782	58	19	2.7	25
∅		9.23	90.77	5.10	58.1	7.0	7.7	0.7	% relativ: 1	24	1	2	70	2	1		
LN01-3																	
7	1059	7.29	92.71	6.36	44.7	5.4	6.5	1.1	76	2541	51	174	3574	207	16	17.0	7
8	1129	6.45	90.55	7.42	45.1	5.4	6.6	1.2	41	1436	9	49	1965	110	70	8.3	39
9	1205	8.44	90.56	5.51	41.5	5.0	5.9	0.9	52	1775	28	77	2175	134	25	8.8	16
∅		7.73	92.27	6.40	43.8	5.3	6.3	1.1	% relativ: 1	40	1	2	53	3	1		

Tab. 26: Korngrößenanalyse und Mineralbestand heller und dunkler Laminae.

Nr.	Sedimentkern	Korngrößenanalyse					Mineralbestand							Ankerit+	
		Proben-tiefe [cm]	< 2 μm [%]	2 - 63 μm [%]	63 - 100 μm [%]	106 - 150 μm [%]	Median [μm]	Typ	Glimmer [cps]	Chl-Kao [cps]	Quarz [cps]	K-Feldspat [cps]	Plagioklas [cps]		Kalzit [cps]
Dunkle Laminationen															
1	LN05	916	13.68	86.92	0	0	4.49	A							
2	LN01-3	918	12.14	87.86	0	0	4.96	A	226	209	464	20	77	717	54
3	414		16.11	83.89	0	0	3.92	A	85	78	203	17	39	452	17
4	416		13.37	86.63	0	0	4.31	A							
5	911		8.34	91.66	0	0	6.08	A							
6	517		5.69	94.31	7.26	0	10.53	B	113	87	170	26	31	899	28
7		795	10.29	89.71	6.54	0	5.32	B							
Helle Laminationen															
8	LN05	918	14.08	85.92	4.64	0	4.15	C							
9	416		15.50	84.50	5.33	0	4.06	C	59	65	229	0	0	1623	72
10	517		10.03	89.97	4.38	0	4.66	C							
11		795	4.95	95.05	4.41	15.76	14.65	D							
12	414		3.52	96.48	9.18	6.44	28.96	D	70	55	110	0	0	1308	0
13	LN01-3	918	3.86	96.14	0	0	19.98	E	43	37	121	0	0	443	0
Durchschnittswerte							Median [μm]	% relativ							
Dunkle Laminationen							5.20	Glimmer	Chl-Kao	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Dolomit	
Helle Laminationen							12.74	10	9	21	2	4	52	2	

Tab. 27: Korngrößenanalyse, Karbonat- und C-Gehalt sowie Mineralbestand dunkler Lagen.

Nr.	Sedimentkern	Korngrößenanalyse				Mineralbestand des Gesamtsedimentes										% relativ			
		Proben-tiefe [cm]	< 2 μm [%]	2 - 63 μm [%]	63 - 100 μm [%]	Median [μm]	Karbonat [%]	C min [%]	C tot [%]	C org [%]	Phyllosilikate [cps]	Quarz [cps]	K-Feldspat [cps]	Plagioklas [cps]	Kalzit (K) [cps]	Dolomit (D) [cps]	Ankerit (A) [cps]	D+A D+A+K x100	A D+A x100
LN01-3																			
1	489 - 491	10.34	89.66	0	5.23	20.0	2.4	3.08	0.68		29	1463	21	62	585	32	15	7.4	32
2	667 - 669	8.84	85.89	5.47	5.63	48.4	5.8	6.80	1.00		52	2057	17	60	3271	52	50	3.0	47
										% relativ: 1.0	51.4	0.6	2.0	43	1.4	0.8			
LN02																			
3	753 - 755	9.82	90.18	0	5.56	44.3	5.3	6.42	1.12		36	912	12	32	1492	35	8	2.8	19
										% relativ: 1.4	33.7	0.5	1.3	61.4	1.4	0.3			
LN04																			
4	756 - 758	10.32	89.68	0	5.09	28.9	3.5	3.64	0.14		76	1958	26	111	1368	41	17	4.1	28
5	903 - 905	7.80	92.20	0	5.83	55.3	6.6	7.07	0.47		68	1502	16	72	3050	57	35	2.9	38
										% relativ: 1.5	43	0.8	2.2	51	1.0	0.5			

Tab. 28: C, H, N, Korngrößenverteilung und Mineralbestand spätglazialer Sedimente aus Kern LN03.

Nr.	Sedimentkern LN00	Problemefete [cm]	[Karbonat: C tot, C mini, C org, H, N, %]	Korngrößenverteilung		Mineralbestand des Gesamtsedimentes						relativ %							
				pm [%]	µm	Physikalische	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Dokmit	Ankerit	Pyrit	D _{st} A	D _{st} A/K x 100				
1	748-750	80.7	10.18	9.7	0.5	0.18	0.04	9.1	91.0	20-10.0	313-5.2	12-1.5	22-2.3	4582-80.7	12-0.3	3-0.0	6	0.3	20.0
2	758-760	80.9	9.7	9.7															
3	768-764	80.5	9.83	9.7	0.1	0.22	0.05	6.0	92.0	17-9.7	318-4.9	8-0.9	36-3.5	4037-80.5	17-0.4	4-0.0	0	0.5	19.0
4	768-770	80.1	7.2	7.2				14.6	85.4										
5	771-773	57.8	5.9	5.9															
6	773-775	33.2	4.78	4.0	0.8	0.37	0.00	11.4	88.6	4.7	41-43.7	24-2.1	116-8.4	1627-33.2	55-1.0	15-0.1	0	4.1	21.4
7	778-777	33.3	4.0	4.0				9.4	90.6	5.1									
8	778-780	30.3	3.6	3.6															
9	781-782	39.2	4.54	4.7	-0.2	0.30	0.00	10.2	89.8	5.5	38-43.8	20-1.7	63-4.4	1202-39.2	50-0.9	12-0.1	5	4.8	19.4
10	783-785	36.7	4.4	4.4															
11	785-787	35.7	4.3	4.3				12.4	87.7	4.8									
12	788-790	38.5	4.8	4.8															
13	791-790	36.3	4.4	4.4				11.0	89.0	5.1									
14	794-795	35.5	4.3	4.3				12.8	87.2	4.7									
15	798-800	36.7	4.71	4.4	0.3	0.24	0.00	12.0	88.0	4.8	61-40.5	24-2.1	80-8.5	1617-36.7	57-1.0	19-0.2	0	4.5	25.0
16	802-803	34.6	4.2	4.2															
17	805-809	35.8	4.3	4.3				13.8	86.2	4.6									
18	808-810	32.5	4.44	3.9	0.5	0.32	0.04	15.4	84.6	4.5	76-32.1	42-3.7	108-8.0	1981-32.5	80-1.7	10-0.1	5	4.8	10.0
19	812-813	35.2	4.2	4.2															
20	815-816	33.7	4.0	4.0				10.9	89.1	5.3									
21	818-820	32.9	3.9	3.9															
22	822-823	33.7	4.0	4.0				12.8	87.2	4.9									
23	825-826	32.6	3.9	3.9															
24	828-830	29.9	4.04	3.6	0.4	0.42	0.04	11.4	86.6	4.9	52-48.7	30-2.5	107-7.4	1140-29.9	55-0.9	10-0.1	4	5.4	15.4
25	832-833	37.9	4.5	4.5															
26	835-836	51.7	6.45	6.2	0.3	0.26	0.03	14.1	85.9	4.4	45-34.7	12-1.1	49-3.7	1723-51.7	28-0.5	19-0.2	8	2.7	40.4
27	838-840	44.1	5.60	5.3	0.3	0.32	0.03	17.1	83.0	4.0	61-30.0	25-2.4	62-4.9	2401-44.1	78-1.5	4-0.0	9	3.3	4.9
28	845-846	43.9	5.56	5.3	0.3	0.29	0.02	17.2	82.6	4.1	48-37.0	14-1.3	64-4.8	1794-43.9	67-1.2	19-0.2	11	4.6	22.1
29	848-850	37.9	4.5	4.5				13.0	87.0	4.5									
30	852.5-853	34.6	4.80	4.2	0.8	0.44	0.05	12.6	87.4	4.6	41-49.9	19-1.1	65-4.7	1226-34.6	61-1.1	25-0.2	7	8.8	28.1
31	853-854	36.8	4.94	4.4	0.5	0.27	0.03												
32	856-857	36.5	4.4	4.4				13.6	86.2	4.6									
33	858-860	32.5	4.50	3.9	0.6	0.37	0.03	13.1	86.9	4.7	48-46.0	34-2.9	63-5.9	1343-32.5	87-1.2	40-0.3	6	7.4	37.4
34	862-862.5	36.5	4.62	4.4	0.2	0.37	0.00	14.0	86.0	4.4	52-47.8	13-1.1	58-4.1	1183-36.5	63-1.2	23-0.2	7	7.2	25.0
35	865-866	43.1	5.2	5.2															
36	868-870	35.5	4.3	4.3				13.8	86.2	4.6									
37	872-873	38.9	4.7	4.7															
38	875-878	41.9	5.0	5.0				14.9	85.1	4.5	58-34.5	21-1.8	90-6.5	1696-41.9	94-1.7	23-0.2	11	6.5	19.7
39	878-880	40.1	5.25	4.8	0.4	0.29	0.00	13.3	86.7	4.6	44-46.7	10-0.8	40-2.8	1056-40.1	135-2.3	21-0.2	4	12.8	13.5
40	882-883	41.0	4.9	4.9															
41	885-886	42.3	4.95	5.1	-0.2	0.32	0.00	17.9	82.1	4.0	28-39.2	12-1.0	64-4.6	1489-42.3	78-1.4	47-0.4	0	7.7	37.6
42	898-899	35.7	4.3	4.3															
43	892-893	40.2	4.8	4.8				15.8	84.2	4.4									
44	895-896	38.1	4.7	4.7															
45	898-900	32.1	4.34	3.9	0.5	0.39	0.03	14.1	85.9	4.5	39-51.5	16-1.3	73-5.1	1050-32.1	75-1.3	10-0.1	4	7.5	11.8
46	902-903	32.7	3.9	3.9															
47	905-906	31.0	4.06	3.7	0.4	0.43	0.00	12.7	87.3	4.9	62-43.9	29-2.5	95-6.7	1962-31.0	71-1.2	30-0.2	6	8.9	29.7
48	908-910	23.7	2.8	2.8															
49	912-913	22.0	3.10	2.6	0.5	0.48	0.03	11.8	88.2	5.2	58-48.2	37-3.0	145-9.8	1018-22.0	70-1.2	21-0.2	7	8.2	23.1
50	915-916	22.2	2.7	2.7															
51	918-920	28.8	3.88	3.5	0.4	0.32	0.00	14.9	85.1	4.5	54-35.8	40-3.5	151-11.0	1789-28.8	105-2.4	51-0.4	0	9.4	27.4
52	928-930	29.9	3.6	3.6															
53	938-940	27.9	3.3	3.3				12.4	87.6	5.0									
54	948-950	24.1	2.9	2.9															
55	958-960	23.1	3.26	2.8	0.5	0.37	0.00	13.9	86.1	4.8	66-47.9	21-1.7	131-9.0	1174-23.1	94-1.6	136-0.3	12	10.0	27.7

Tab. 29a: Mineralbestand des Gesamtsedimentes und relative Karbonatanteile, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT [cps]										relativ %	
Sedimentkern LN01-3										$\frac{D_{-A}}{D_{+A+R}} \times 100$	$\frac{A}{D_{-A}} \times 100$
Nr.	Probantiefe [cm]	Phytosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalziz (K)	Ankerit (A)	Dolomit (D)	Pyrit		
1	0 - 2	21	685	28	45	3234	18	25	4	1.3	41.9
2	10 - 12	29	507	18	42	3334	24	68	7	2.6	26.7
3	17 - 19	26	665	22	65	3301	13	31	7	1.3	29.5
4	27 - 29	31	640	11	53	3439	19	19	0	1.0	55.9
5	36 - 38	34	709	14	59	3050	47	42	4	2.8	52.8
6	46 - 48	22	378	14	54	3788	7	21	0	0.7	25.0
7	56 - 58	19	342	11	24	4124	9	14	4	0.6	39.1
8	69 - 71	30	549	11	52	3558	41	20	0	1.7	67.2
9	78 - 80	30	759	20	53	3423	22	28	0	1.4	44.0
10	89 - 91	25	566	14	66	3250	33	25	3	1.8	55.9
11	98 - 100	30	456	15	19	3749	21	25	4	1.2	45.7
12	109 - 111	24	477	10	29	3832	14	20	4	0.9	41.2
13	120 - 122	23	457	14	41	3912	15	23	7	1.8	39.5
14	128 - 130	35	849	21	46	2650	70	40	0	4.8	63.6
15	138 - 140	21	310	9	29	4102	14	18	5	0.7	46.7
16	149 - 151	24	499	7	30	4080	12	21	0	0.8	36.4
17	159 - 161	21	431	14	8	3599	17	29	12	1.2	39.5
18	168 - 170	20	289	5	20	4075	16	21	3	0.9	43.2
19	177 - 179	23	275	4	22	3832	22	23	0	1.2	48.9
20	189 - 191	31	597	7	130	3181	23	50	0	2.2	31.5
21	196 - 198	24	541	10	38	3576	10	17	0	0.7	37.0
22	204 - 206	26	510	7	38	3575	13	21	7	0.9	38.2
23	216 - 218	21	356	11	35	3259	19	16	0	1.1	54.3
24	226 - 228	25	557	14	43	3608	17	25	5	1.2	40.5
25	236 - 238	28	484	20	42	3777	24	20	3	1.2	54.5
26	246 - 248	25	555	11	31	4041	14	31	4	1.1	31.1
27	256 - 258	27	372	16	28	3670	19	22	5	0.9	37.1
28	267 - 269	23	425	4	30	3712	11	22	0	0.9	33.3
29	280 - 282	20	311	7	27	3183	18	11	0	0.9	62.1
30	290 - 292	20	401	5	24	3996	15	19	0	0.7	50.0
31	300 - 302	32	523	28	60	3912	16	20	0	0.8	33.3
32	311 - 313	31	498	12	51	2896	35	22	0	2.0	61.4
33	320 - 322	17	337	4	32	3859	6	25	6	0.8	19.4
34	331 - 333	14	266	6	17	4138	7	12	8	0.5	36.8
35	341 - 343	16	355	6	22	3752	11	10	0	0.6	52.4
36	351 - 353	23	335	6	22	4174	5	21	3	0.6	19.2
37	361 - 363	16	267	13	16	4195	18	24	8	1.0	42.9
38	372 - 374	28	300	9	26	3899	15	15	0	0.8	50.0
39	382 - 384	25	402	12	34	4824	29	25	3	1.1	53.7
40	394 - 396	29	514	17	29	4673	26	22	3	1.6	54.2
41	409 - 411	30	496	20	49	4428	29	33	5	1.4	45.8
42	419 - 421	31	325	19	39	5014	11	22	6	0.7	33.3
43	431 - 433	23	324	7	50	4982	12	26	10	0.8	31.6
44	441 - 443	21	331	12	19	5179	7	25	6	0.6	21.8
45	453 - 455	37	553	19	46	4433	30	43	10	1.6	41.1
46	463 - 465	27	441	23	55	4729	21	37	8	1.2	36.2
47	469 - 471	56	1292	27	75	3374	52	45	5	2.8	53.6
48	477 - 479	72	1544	22	65	2874	17	73	19	3.8	18.9
49	489 - 491	111	2625	31	139	1456	23	34	12	3.8	40.4
50	499 - 501	74	1799	37	115	2896	41	108	10	4.9	27.5
51	509 - 511	73	1674	26	103	2735	16	82	7	3.5	16.3
52	519 - 521	89	1746	19	114	2752	18	69	6	3.1	20.7
53	529 - 531	36	1073	15	59	2011	13	40	7	2.6	24.5
54	539 - 541	50	1159	25	71	2049	23	59	8	3.8	28.0
55	549 - 551	44	977	27	54	1630	19	58	0	4.5	24.7
56	559 - 561	48	1265	15	56	2374	22	64	2	3.5	25.6
57	569 - 571	50	1058	17	49	1782	15	62	6	4.1	19.5
58	579 - 581	48	1810	19	48	1817	3	45	12	2.6	6.9
59	589 - 591	39	1101	18	61	1845	36	45	8	4.0	44.4
60	589 - 601	49	1418	17	57	2336	19	52	11	2.9	26.8
61	609 - 611	40	1040	12	48	1891	17	52	6	3.5	24.6
62	618 - 620	41	901	14	38	1625	16	63	12	4.8	20.9
63	628 - 630	43	1003	24	61	1929	14	39	9	2.7	26.4
64	638 - 640	45	1873	19	47	2053	23	57	4	3.8	28.8
65	648 - 650	34	1354	23	72	2529	13	68	4	3.8	16.9
66	656 - 660	48	1313	13	76	2605	26	48	9	2.8	35.1
67	667 - 669	33	1335	30	73	2353	26	65	6	3.8	28.3
68	678 - 678	46	1260	23	35	2192	37	32	9	3.1	53.8
69	686 - 688	45	1149	9	57	2729	36	61	6	3.2	33.0
70	696 - 698	46	1356	18	72	2460	6	71	18	3.8	7.8
71	706 - 708	43	1175	20	48	2958	24	82	8	3.5	22.6

Tab. 29b: Mineralbestand des Gesamtsedimentes und relative Karbonatanteile, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT (cps)											relativ %	
Sedimentkern LN01-3											D+A D+A+R x 100	A D+A x 100
Nr.	Probentiefe [cm]	Phyllosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit (K)	Ankerit (A)	Dolomit (D)	Pyrit			
72	716-720	43	1008	12	54	2853	34	48	8	2.9	42.5	
73	728-730	46	1040	22	47	2597	9	31	9	1.5	22.5	
74	738-740	41	887	18	39	2209	9	56	7	2.9	13.8	
75	748-750	39	935	20	44	2565	11	46	0	2.2	19.3	
76	755-757	59	1244	21	54	2322	20	65	4	3.5	23.5	
77	765-767	47	1104	10	43	2699	20	45	6	2.4	30.8	
78	775-777	53	1222	24	71	2357	27	44	4	2.9	36.0	
79	785-787	46	842	14	39	2202	10	61	6	3.1	14.1	
80	795-797	41	1250	18	80	3023	11	53	3	2.1	17.2	
81	805-807	51	1135	18	54	3221	18	100	6	3.5	15.3	
82	815-817	63	1172	18	65	3077	20	65	9	2.7	20.5	
83	825-827	57	990	19	47	2898	22	50	11	2.4	30.6	
84	829-831	48	795	13	58	4091	17	30	3	1.1	36.2	
85	834-836	26	381	15	28	4954	8	16	6	0.5	33.3	
86	840-842	27	478	18	52	4996	15	30	6	0.9	33.3	
87	847-849	41	888	10	38	4293	7	29	4	0.7	21.9	
88	858-860	33	521	23	58	4922	10	25	3	0.7	28.6	
89	860-863	50	1356	21	67	3115	41	52	7	3.2	39.9	
90	868-870	66	1399	16	81	2854	32	76	5	3.6	29.6	
91	878-880	37	1264	14	68	2726	22	100	0	4.3	18.0	
92	888-890	56	1443	14	57	2672	21	52	6	2.8	28.8	
93	898-900	40	895	16	53	1903	31	53	7	4.2	36.9	
94	898-910	52	1383	19	70	2407	12	71	6	3.3	14.5	
95	918-920	36	870	11	38	2644	23	20	8	1.6	53.5	
96	928-930	39	966	12	55	2733	20	71	8	3.2	22.0	
97	938-940	31	891	18	57	2700	21	68	5	3.9	19.3	
98	948-950	36	1292	21	65	2501	14	64	6	3.0	17.9	
99	958-960	53	1071	17	56	2718	26	72	10	3.5	26.5	
100	968-970	41	959	17	41	2768	25	44	0	2.4	36.2	
101	978-980	33	963	17	50	2277	51	54	0	4.4	48.6	
102	988-990	31	1018	10	51	2581	27	50	0	2.9	35.1	
103	998-1004	65	1602	25	86	2999	36	142	15	5.6	20.2	
104	1009-1010	73	1496	27	86	2967	20	83	8	3.4	19.4	
105	1019-1021	99	1973	20	139	3730	25	142	2	4.3	15.0	
106	1025-1027	63	1355	24	80	4482	32	114	0	3.2	21.9	
107	1033-1035	54	2928	31	275	3973	19	116	9	3.0	14.1	
108	1036-1040	33	3729	139	421	4190	20	117	11	3.2	14.6	
109	1040-1042	19	3869	48	343	3653	23	165	15	4.0	12.2	
110	1042-1044	34	3963	69	480	3004	39	84	5	3.9	31.7	
111	1048-1050	80	2646	42	160	3294	55	206	0	7.3	21.1	
112	1058-1060	76	2541	51	174	3574	16	207	0	5.9	7.2	
113	1068-1070	76	2810	104	134	3590	43	286	0	8.4	13.1	
114	1078-1080	81	2733	34	148	3457	14	256	6	7.3	5.2	
115	1088-1090	43	1362	11	53	1969	54	145	12	9.2	27.1	
116	1098-1100	37	1694	21	90	2174	24	83	7	5.3	19.7	
117	1108-1110	47	1813	16	92	2335	55	119	5	6.9	31.6	
118	1118-1120	34	1514	15	72	2104	31	112	0	6.4	21.7	
119	1128-1130	41	1436	9	49	1985	70	110	7	8.3	38.9	
120	1138-1140	45	1755	29	39	1967	20	145	0	7.7	12.1	
121	1149-1151	47	1712	23	83	2202	58	140	8	8.3	29.3	
122	1159-1161	40	1557	13	91	2414	34	179	0	8.1	16.0	
123	1169-1171	37	1489	22	98	2098	34	101	8	5.3	25.2	
124	1169-1181	44	1650	24	105	2243	55	193	7	10.0	22.2	
125	1189-1191	36	1696	18	94	2430	29	144	12	6.6	16.8	
126	1204-1206	52	1775	26	77	2175	25	134	3	8.8	15.7	

Tab. 30a: Mineralbestand des Gesamtsedimentes in [%], Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT [%]									RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT [%]								
Sedimentkern LN01-3									Sedimentkern LN01-3								
Nr.	Probentiefe [cm]	Phyllosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Ankerit	Dolomit	Nr.	Probentiefe [cm]	Phyllosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Ankerit	Dolomit
1	0-2	22.8	8.8	2.7	3.6	81.5	0.2	0.5	12	109-111	14.7	8.6	1.0	2.6	74.7	0.1	0.4
2	10-12	18.1	7.9	1.8	3.4	87.3	0.2	1.3	13	120-122	16.2	8.3	1.5	3.8	71.8	0.2	0.5
3	17-19	14.4	8.5	2.1	5.3	68.9	0.1	0.6	14	128-130	14.2	10.2	1.9	3.5	68.8	0.6	0.8
4	27-29	16.8	8.4	1.1	4.4	68.9	0.2	0.3	15	136-140	8.4	4.4	1.0	2.6	83.2	0.1	0.4
5	36-38	20.8	8.9	1.3	4.7	63.1	0.4	0.8	16	148-151	9.4	7.0	0.7	2.7	79.6	0.1	0.5
6	46-48	9.7	5.1	1.4	4.6	78.8	0.1	0.4	17	159-161	16.7	5.8	1.4	0.7	74.7	0.2	0.5
7	56-58	8.9	4.9	1.2	2.2	82.5	0.1	0.3	18	168-170	8.8	4.1	0.5	1.8	84.2	0.2	0.5
8	69-71	10.2	6.8	1.0	4.0	77.2	0.4	0.4	19	177-179	15.9	3.8	0.4	1.9	77.3	0.2	0.5
9	78-80	19.5	9.9	2.0	4.4	83.5	0.2	0.6	20	189-191	17.5	7.5	0.7	10.3	82.8	0.2	1.0
10	89-91	16.2	7.2	1.4	5.3	69.1	0.3	0.5	21	196-198	9.7	7.2	1.0	2.5	79.1	0.1	0.4
11	99-100	17.7	6.2	1.5	1.8	72.2	0.2	0.5	22	204-206	9.1	8.9	0.7	3.0	79.9	0.1	0.4

Tab. 30b: Mineralbestand des Gesamtsedimentes in [%], Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT [%] Sedimentkern LN01-3									RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT [%] Sedimentkern LN01-3								
Nr.	Probentiefe [cm]	Phyllosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Ankerit	Dolomit	Nr.	Probentiefe [cm]	Phyllosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Ankerit	Dolomit
23	216-218	11.1	4.6	1.1	2.9	29.9	0.2	0.3	75	746-750	29.3	11.1	1.8	3.3	54.6	0.1	0.9
24	226-228	11.2	7.4	1.4	3.6	75.7	0.2	0.5	76	755-757	35.7	14.3	1.8	3.9	42.9	0.2	1.2
25	236-238	12.7	6.6	2.1	3.6	74.4	0.2	0.4	77	765-767	33.8	13.3	0.9	3.3	47.8	0.2	0.8
26	246-248	9.0	7.6	1.2	2.8	78.0	0.1	0.7	78	775-777	34.1	14.1	2.1	5.2	43.5	0.2	0.8
27	256-258	11.5	5.0	1.8	2.4	78.9	0.1	0.5	79	785-787	35.8	9.7	1.2	2.8	49.5	0.1	1.1
28	287-289	10.1	5.7	0.4	2.6	80.6	0.1	0.5	80	295-297	25.3	15.4	1.7	4.7	51.8	0.1	1.0
29	280-282	7.6	4.0	0.7	2.2	85.2	0.2	0.2	81	805-807	29.9	11.0	1.3	3.3	52.9	0.1	1.5
30	290-292	7.4	5.5	0.5	2.1	84.0	0.2	0.3	82	815-817	32.7	11.2	1.3	3.9	49.9	0.1	1.0
31	300-302	13.8	7.2	2.3	5.2	71.2	0.1	0.4	83	825-827	32.7	9.3	1.4	2.8	52.9	0.2	0.7
32	311-313	21.4	6.1	1.1	4.7	65.9	0.3	0.4	84	829-831	25.4	8.3	1.0	3.8	60.9	0.1	0.5
33	320-322	10.2	4.8	0.4	2.8	81.4	0.1	0.5	85	834-836	16.1	4.4	1.3	2.0	75.8	0.1	0.3
34	331-333	11.4	3.8	0.7	1.5	82.3	0.1	0.9	86	840-842	13.7	5.4	1.5	3.7	75.0	0.1	0.5
35	341-343	10.1	4.8	0.6	1.9	82.3	0.1	0.2	87	847-849	23.3	7.4	0.6	2.6	66.5	0.1	0.4
36	351-353	8.3	4.6	0.7	1.9	84.0	0.1	0.5	88	858-860	13.1	5.9	2.0	4.1	74.5	0.1	0.4
37	361-363	5.9	3.8	1.4	1.5	66.7	0.2	0.5	89	863-865	28.7	12.9	1.5	4.0	51.6	0.3	0.9
38	372-374	12.7	4.2	0.9	2.2	78.6	0.2	0.3	90	868-870	30.4	12.9	1.1	4.8	49.5	0.2	1.1
39	382-384	11.3	4.5	1.0	2.4	80.1	0.2	0.4	91	873-880	25.8	15.1	1.3	6.1	50.6	0.2	1.9
40	394-396	10.2	5.7	1.4	2.0	80.1	0.2	0.4	92	888-890	29.8	17.0	1.2	4.2	46.8	0.2	1.0
41	409-411	12.0	5.4	1.6	3.3	76.9	0.2	0.6	93	898-900	33.5	10.0	1.4	3.7	50.3	0.2	0.8
42	419-421	9.2	3.7	1.3	2.8	82.5	0.1	0.4	94	908-910	30.1	18.0	1.7	5.1	45.8	0.1	1.3
43	431-433	7.7	3.7	0.6	3.6	83.9	0.1	0.5	95	918-920	28.0	8.1	1.0	2.7	59.6	0.2	0.4
44	441-443	6.5	3.8	1.1	1.4	86.7	0.1	0.5	96	928-930	28.0	11.9	1.1	4.2	53.3	0.2	1.3
45	453-455	10.6	6.0	1.8	3.1	77.8	0.2	0.7	97	938-940	24.8	10.7	1.6	4.3	56.7	0.2	1.6
46	463-465	12.0	4.9	1.9	3.8	78.6	0.2	0.6	98	948-950	32.1	15.1	1.9	4.8	44.9	0.1	1.2
47	469-471	28.9	12.6	2.0	4.6	52.9	0.4	0.7	99	958-960	32.0	12.9	1.5	4.3	47.8	0.2	1.3
48	477-479	31.3	14.4	1.6	3.8	47.8	0.1	1.1	100	968-970	31.2	11.6	1.6	8.1	51.4	0.2	0.8
49	489-491	48.9	21.4	1.9	7.2	20.0	0.1	0.4	101	973-980	35.8	11.1	1.5	3.7	46.6	0.4	1.0
50	488-501	29.6	16.7	2.6	6.7	42.6	0.3	1.6	102	988-990	33.5	12.1	0.9	3.8	48.6	0.2	0.9
51	508-511	32.0	15.3	1.8	6.0	43.6	0.1	1.2	103	999-1001	29.3	15.1	1.8	5.1	46.5	0.2	2.1
52	519-521	35.1	16.0	1.3	8.6	39.9	0.1	1.0	104	1009-1010	32.7	14.0	1.9	5.1	44.9	0.1	1.2
53	529-531	32.9	12.0	1.3	4.2	48.8	0.1	0.7	105	1019-1021	29.7	16.2	1.2	7.2	43.8	0.1	1.8
54	539-541	37.2	13.0	2.1	5.0	41.5	0.2	1.0	106	1020-1027	22.5	11.9	1.6	4.4	57.9	0.2	1.5
55	549-551	37.2	10.6	2.2	3.7	45.2	0.1	1.0	107	1033-1035	11.5	23.4	1.9	13.9	47.7	0.1	1.5
56	559-561	28.7	14.6	1.3	4.1	49.9	0.2	1.2	108	1038-1040	7.7	26.8	7.5	18.9	37.9	0.1	1.3
57	569-571	37.0	11.8	1.4	3.4	45.4	0.1	1.1	109	1040-1042	7.1	30.2	2.8	16.9	40.9	0.1	2.0
58	579-581	38.4	11.1	1.6	3.3	44.8	0.0	0.8	110	1042-1044	6.7	27.4	3.6	21.0	40.2	0.2	0.9
59	589-591	33.5	12.3	1.5	4.3	47.4	0.3	0.8	111	1048-1050	19.8	20.9	2.5	8.1	45.9	0.3	2.5
60	599-601	30.8	16.3	1.5	4.1	46.2	0.2	0.9	112	1059-1060	20.3	20.4	3.1	8.8	44.7	0.1	2.6
61	609-611	37.2	11.5	1.0	3.4	45.9	0.1	0.9	113	1058-1070	15.8	22.1	6.1	8.6	45.7	0.2	3.5
62	618-620	41.1	9.8	1.2	2.6	44.2	0.1	1.1	114	1028-1080	21.1	21.8	2.0	7.4	44.4	0.1	3.2
63	628-630	35.0	11.2	2.0	4.3	46.8	0.1	0.7	115	1088-1090	32.5	15.2	0.9	3.7	44.7	0.4	2.5
64	638-640	38.2	12.1	1.6	3.3	45.6	0.2	1.0	116	1058-1100	26.1	19.0	1.8	6.4	44.9	0.2	1.7
65	648-650	27.9	15.9	2.0	5.3	47.6	0.1	1.2	117	1128-1110	28.7	20.7	1.4	8.8	42.1	0.4	2.1
66	658-660	28.4	15.5	1.2	5.7	47.2	0.2	0.9	118	1118-1120	30.0	17.0	1.9	5.1	44.5	0.2	2.0
67	667-669	26.9	15.4	2.6	5.3	48.4	0.2	1.2	119	1128-1130	32.2	16.0	0.8	3.5	45.1	0.6	1.9
68	676-678	29.1	14.4	2.0	2.5	51.2	0.3	0.6	120	1138-1140	31.1	19.4	2.4	2.3	42.1	0.2	2.5
69	688-688	27.8	13.8	0.8	4.3	51.9	0.3	1.1	121	1149-1151	27.5	19.3	2.0	5.9	42.4	0.5	2.5
70	696-698	25.7	15.8	1.4	5.3	50.5	0.1	1.3	122	1159-1161	25.8	17.9	1.1	8.6	45.1	0.3	3.2
71	708-708	22.0	14.5	1.9	3.6	56.3	0.2	1.6	123	1169-1171	24.6	18.9	1.9	7.1	47.4	0.3	1.8
72	718-720	27.7	12.0	1.1	4.1	54.0	0.3	0.9	124	1169-1181	22.8	20.9	2.0	7.5	43.0	0.4	3.4
73	728-730	30.9	12.4	2.0	3.5	50.6	0.1	0.6	125	1189-1191	24.4	19.5	1.6	6.8	44.9	0.2	2.6
74	738-740	33.2	10.2	1.6	2.8	51.2	0.1	1.0	126	1204-1206	28.4	19.9	2.2	5.5	41.5	0.2	2.3

Tab. 31a: Mineralbestand und Illitkristallinität der karbonatfreien Fraktion < 2 µm, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION < 2 µm (cps) Sedimentkern LN01-3														Illitkristallinität [°2θ]			
Nr.	Probentiefe [cm]	Smekite [001]	Chlorit				Kaolink [002]	Glimmer				Quarz [100]	K-Feldspat [002]	Plagioklas [002]	luft-trocken	glykol-gesättigt	Δ
			[001]	[002]	[003]	[004]		[001]	[002]	[004]	[005]						
1	0-2	273	288	514	163	307	58	745	306	39	146	60	58	100	0.257	0.259	0.004
2	10-12	0	158	673	135	225	67	1047	225	49	127	107	119	144	0.251		
3	17-19	251	341	646	202	274	83	990	391	44	190	47	88	100	0.241	0.228	0.013
4	27-29	297	390	731	222	423	57	1037	390	49	198	55	90	97	0.237	0.241	-0.004
5	36-38	210	208	386	132	316	87	529	261	30	141	48	60	77	0.269	0.297	0.012
6	46-48	21	136	210	67	130	32	230	59	19	48	42	25	37	0.200	0.222	-0.022
7	56-58	134	333	506	184	310	78	743	319	43	163	47	52	62	0.239	0.225	0.014
8	69-71	138	190	334	106	210	45	491	216	30	117	30	52	87	0.280	0.246	0.034
9	28-80	201	350	811	168	292	114	792	325	34	147	52	70	84	0.244	0.257	-0.013
10	89-91	294	393	671	203	397	85	893	398	48	187	63	82	99	0.283	0.269	0.014
11	86-100	229	368	685	221	414	129	1040	392	39	199	43	84	127	0.244	0.244	0.000
12	109-111	178	396	731	218	430	84	1014	386	48	177	45	75	125	0.246	0.237	0.009

Tab. 31b: Mineralbestand und Mikristallinität der karbonatfreien Fraktion < 2 µm, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION < 2 µm [cps]														Mikristallinität [°2θ]			
Sedimentkern LN01-3														luft- trocken	glykol- gesättigt	Δ	
Nr.	Probenziele [cm]	Smekite [001]	Chlorit [001] [002] [003] [004]				Kaolinh [002]	Glimmer [001] [002] [004] [005]					Quarz [100]				K-Feldspat [002]
13	120 - 122	158	415	753	234	439	172	1014	432	43	206	47	78	97	0.264	0.251	0.013
14	128 - 130	558	357	853	232	473	257	1231	493	69	264	47	170	78	0.324	0.283	0.041
15	139 - 141	64	295	571	186	306	90	603	308	42	149	38	50	85	0.225	0.216	0.009
16	149 - 151	203	368	758	231	474	119	1025	427	53	204	47	78	120	0.237	0.232	0.005
17	160 - 162	105	207	458	154	324	60	588	249	22	122	38	47	67	0.232	0.225	0.007
18	168 - 170	128	312	601	58	352	89	888	329	40	155	45	62	84	0.218	0.214	0.004
19	177 - 179	159	341	618	169	342	89	827	335	47	160	55	57	109	0.239	0.218	0.021
20	189 - 191	207	370	731	210	436	73	1047	412	44	190	75	75	132	0.274	0.244	0.030
21	196 - 198	162	401	793	222	494	97	1079	447	41	239	38	105	125	0.209	0.232	-0.023
22	204 - 206	216	515	622	252	461	99	1174	473	47	238	55	89	132	0.241	0.225	0.016
23	216 - 218	0	352	636	207	367	75	907	383	48	175	50	85	85	0.251	0.214	0.037
24	226 - 228	27	160	434	138	274	52	578	255	31	120	43	58	65	0.228	0.216	0.010
25	236 - 238	0	189	409	130	251	45	534	217	30	119	45	45	47	0.239	0.232	0.007
26	246 - 248	223	267	533	150	339	65	708	312	28	169	72	67	72	0.241	0.255	-0.014
27	256 - 258	168	343	588	172	359	90	822	324	40	175	38	68	68	0.257	0.244	0.013
28	267 - 269	154	495	780	280	554	116	1131	513	73	286	45	99	145	0.289	0.251	0.018
28	280 - 282	252	390	653	195	349	62	888	349	40	164	58	87	60	0.257	0.255	0.002
30	290 - 292	282	347	593	200	344	72	741	329	38	183	45	72	90	0.276	0.239	0.037
31	300 - 302	338	394	636	190	351	55	895	340	40	156	66	94	62	0.284	0.255	0.009
32	312 - 314	306	545	817	248	488	85	1023	437	58	204	52	104	115	0.292	0.269	0.023
33	321 - 323	200	287	538	176	292	120	670	310	40	177	37	80	122	0.251	0.234	0.017
34	331 - 333	182	395	543	171	342	85	708	319	36	177	47	65	97	0.251	0.251	0.000
35	341 - 343	270	388	650	179	382	100	642	323	36	168	40	87	109	0.271	0.239	0.032
35	351 - 353	145	312	685	210	448	104	930	370	53	179	48	60	104	0.232	0.214	0.016
37	361 - 363	153	242	458	145	288	100	590	248	25	126	42	55	60	0.232	0.225	0.007
38	372 - 374	96	194	382	131	279	70	486	231	43	128	33	53	60	0.225	0.218	0.007
39	382 - 384	47	255	453	151	251	78	606	248	34	121	42	58	65	0.244	0.237	0.007
40	394 - 396	25	204	381	131	225	65	526	241	28	128	59	63	77	0.255	0.251	0.004
41	408 - 411	107	228	431	132	239	72	638	219	27	103	35	53	67	0.232	0.221	0.011
42	419 - 421	0	179	389	120	217	55	564	223	27	105	25	36	75	0.225	0.210	0.015
43	431 - 433	199	405	681	222	357	78	955	349	52	165	61	81	82	0.216	0.214	0.002
44	441 - 443	181	220	608	175	341	53	815	308	49	171	47	62	125	0.221	0.228	-0.007
45	453 - 455	311	363	706	206	439	54	995	385	50	192	55	75	114	0.264	0.239	0.025
46	463 - 465	212	268	683	216	404	67	890	373	57	206	70	62	145	0.239	0.244	-0.005
47	469 - 471	182	268	715	193	337	65	1088	438	47	150	129	71	101	0.411	0.306	0.105
48	477 - 479	170	278	651	188	350	137	1045	454	49	202	119	112	94	0.653	0.320	0.333
48	489 - 481	0	127	671	152	404	189	919	420	48	227	155	52	167	1.000	0.308	0.692
50	499 - 501	153	333	657	265	556	89	1488	655	75	315	119	129	137	0.363	0.297	0.066
51	509 - 511	79	205	655	192	399	72	954	438	49	226	94	119	68	0.407	0.310	0.097
52	519 - 521	231	394	980	296	571	127	1490	669	78	296	134	104	123	0.476	0.331	0.145
53	529 - 531	82	360	1152	353	639	112	1951	865	72	377	139	149	150	0.402	0.313	0.089
54	539 - 541	153	319	920	282	494	107	1403	688	67	284	122	132	104	0.369	0.343	0.046
55	549 - 551	99	346	974	287	536	127	1408	669	78	292	142	145	100	0.478	0.388	0.119
56	559 - 561	170	333	918	256	508	104	1429	599	64	257	115	0	90	0.457	0.301	0.156
57	569 - 571	68	188	579	178	376	115	620	424	45	218	82	0	100	0.531	0.326	0.205
58	579 - 581	191	344	903	245	459	139	1359	902	80	245	119	0	112	0.414	0.328	0.065
59	589 - 591	178	360	985	270	549	105	1448	637	71	299	132	0	130	0.416	0.340	0.076
60	599 - 601	77	199	616	194	381	62	849	456	46	221	94	95	72	0.340	0.313	0.027
61	609 - 611	116	375	1014	282	546	98	1523	688	56	326	129	0	119	0.398	0.333	0.065
62	619 - 620	41	164	554	153	329	72	818	295	39	195	82	92	89	0.432	0.294	0.138
63	639 - 630	152	337	910	231	487	94	1358	495	46	222	112	0	120	0.361	0.306	0.055
64	638 - 640	108	245	883	233	516	95	1181	547	53	281	125	0	129	0.405	0.315	0.090
65	648 - 650	162	327	644	220	428	93	1298	602	42	198	110	117	92	0.405	0.306	0.099
66	658 - 660	119	200	641	195	396	81	850	404	50	200	87	0	72	0.464	0.324	0.140
67	667 - 669	115	310	1124	380	638	97	1705	686	64	323	134	179	100	0.409	0.336	0.073
68	676 - 678	58	184	593	178	349	75	787	366	46	169	90	67	100	0.340	0.278	0.062
69	686 - 688	75	158	513	152	378	78	708	339	34	187	90	60	99	0.343	0.274	0.069
70	686 - 698	180	246	711	188	374	110	1022	443	51	221	114	87	135	0.416	0.257	0.159
71	706 - 708	98	272	725	199	442	68	1141	447	47	192	128	64	122	0.349	0.306	0.043
72	718 - 720	104	150	496	146	312	85	708	330	47	162	100	0	100	0.393	0.306	0.067
73	729 - 730	59	157	564	174	420	131	818	430	43	240	130	0	122	0.471	0.320	0.151
74	738 - 740	106	141	494	151	323	102	606	307	43	185	104	75	90	0.471	0.274	0.197
75	746 - 750	269	258	685	234	549	153	1284	534	68	265	159	125	134	0.434	0.313	0.121
76	755 - 757	42	213	630	262	615	104	1154	685	71	354	102	0	100	0.441	0.343	0.098
77	765 - 787	195	282	1022	280	618	150	1495	649	62	302	159	147	142	0.446	0.320	0.126
78	775 - 777	136	255	642	254	552	153	1368	643	75	323	157	0	127	0.354	0.294	0.060
79	765 - 787	68	203	673	213	417	104	885	445	45	209	64	0	73	0.379	0.299	0.080
80	795 - 797	200	301	1138	284	679	108	1690	763	70	362	155	0	164	0.400	0.320	0.080
81	805 - 807	289	340	646	200	423	98	908	416	42	223	115	102	77	0.416	0.322	0.094
82	815 - 817	85	179	610	194	428	101	903	464	50	229	95	0	90	0.447	0.330	0.117
83	825 - 827	230	413	140	329	669	120	1561	662	62	305	140	0	112	0.412	0.331	0.081
84	829 - 831	206	334	929	273	503	87	1346	559	68	239	148	0	104	0.347	0.309	0.038
85	833 - 835	87	207	368	123	287	53	528	222	21	100	42	47	67	0.265	0.242	0.023

Tab. 31c: Mineralbestand und Illitkristallinität der karbonatfreien Fraktion < 2 µm, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION < 2 µm [cps]															Illitkristallinität [°2θ]		
Sedimentkern LN01-3																	
Nr.	Probentiefe [cm]	Smektit [001]	Chlorit				Kaolinit [002]	Glimmer				Quarz [100]	K-Feldspat [002]	Plagioklas [002]	luft- trocken	glykol- gesättigt	Δ
			[001]	[002]	[003]	[004]		[001]	[002]	[004]	[005]						
86	840 - 842	94	358	691	215	346	129	837	346	43	152	62	77	109	0.250	0.242	0.008
87	847 - 848	87	351	765	208	403	87	1186	439	45	176	127	88	130	0.339	0.330	0.009
88	858 - 860	208	321	649	197	385	80	917	353	38	154	70	52	142	0.250	0.250	0.000
89	863 - 865	0	171	618	170	351	82	838	385	41	171	95	64	94	0.410	0.295	0.115
90	868 - 870	56	178	816	179	407	83	808	400	31	172	107	66	66	0.486	0.324	0.162
91	878 - 880	33	183	661	188	392	88	852	426	42	181	87	84	78	0.419	0.324	0.095
92	888 - 890	45	211	643	195	373	84	890	407	44	172	92	36	50	0.471	0.324	0.147
93	898 - 900	137	345	1088	321	681	59	1622	682	86	315	145	115	154	0.354	0.294	0.060
94	908 - 910	148	305	910	266	534	129	1279	584	71	288	109	99	147	0.471	0.332	0.139
95	918 - 920	136	312	840	244	482	93	1204	480	51	241	144	104	167	0.354	0.309	0.045
96	928 - 930	158	324	835	228	473	113	1146	474	48	188	139	82	120	0.530	0.354	0.176
97	938 - 940	0	274	678	201	343	68	743	322	27	141	126	80	114	0.501	0.316	0.185
98	948 - 950	152	195	803	160	405	104	812	360	34	153	122	100	97	0.500	0.309	0.191
99	958 - 960	251	223	506	131	281	74	678	275	35	123	120	89	82	0.405	0.376	0.029
100	968 - 970	251	328	1045	289	582	133	1505	826	78	294	157	137	133	0.405	0.361	0.044
101	978 - 980	429	427	1059	309	608	103	1929	786	77	320	157	137	176	0.354	0.353	0.001
102	988 - 990	50	335	830	232	463	67	1097	510	47	213	124	95	100	0.305	0.272	0.033
103	998 - 1001	92	389	648	297	603	60	1089	590	51	245	47	55	72	0.287	0.302	-0.015
104	1009 - 1011	144	302	988	208	455	127	1351	540	43	221	150	129	94	0.463	0.323	0.140
105	1019 - 1021	67	287	815	218	401	85	1294	476	39	176	119	74	101	0.397	0.324	0.073
106	1025 - 1027	121	326	910	264	526	87	1304	538	57	237	88	105	174	0.310	0.265	0.045
107	1033 - 1035	183	270	895	211	476	78	1214	500	63	228	65	67	122	0.249	0.235	0.014
108	1039 - 1040	75	189	848	165	387	38	1089	442	55	259	47	55	72	0.206	0.206	0.000
109	1048 - 1042	86	228	720	213	396	49	1207	515	59	270	39	60	70	0.207	0.197	0.010
110	1042 - 1044	133	238	803	181	381	53	974	384	44	217	52	50	57	0.213	0.207	0.006
111	1048 - 1050	105	243	730	216	443	95	1261	499	60	224	82	124	255	0.347	0.295	0.052
112	1058 - 1060	89	145	569	159	359	69	830	385	52	197	82	63	119	0.264	0.205	0.059
113	1068 - 1070	138	341	1111	319	621	113	1789	743	87	336	115	117	179	0.257	0.229	0.028
114	1078 - 1080	92	317	932	248	509	49	1448	573	65	256	122	100	132	0.249	0.237	0.012
115	1088 - 1090	108	414	1181	345	703	68	1884	736	85	335	115	132	167	0.266	0.260	0.006
116	1098 - 1100	0	334	1232	359	715	102	1890	811	74	380	117	125	265	0.288	0.272	0.016
117	1108 - 1110	193	391	919	250	441	183	1349	540	50	232	184	81	112	0.374	0.302	0.072
118	1118 - 1120	100	391	1219	344	729	125	1967	833	98	358	132	125	240	0.280	0.243	0.037
119	1128 - 1130	93	331	563	289	609	112	1535	698	75	303	153	84	214	0.272	0.250	0.022
120	1138 - 1140	107	283	855	202	499	113	1505	817	57	266	115	127	105	0.435	0.302	0.133
121	1149 - 1151	44	157	633	177	417	43	1024	456	55	247	107	67	110	0.250	0.236	0.014
122	1160 - 1182	0	159	459	149	286	31	641	290	27	109	62	45	47	0.272	0.241	0.031
123	1170 - 1172	42	89	394	125	282	39	596	286	36	140	85	40	87	0.258	0.206	0.052
124	1180 - 1182	0	29	359	113	247	48	464	220	24	134	70	42	84	0.259	0.221	0.038
125	1190 - 1192	105	247	838	203	460	45	1411	547	52	211	78	109	82	0.322	0.295	0.027
126	1204 - 1206	13	150	362	105	201	72	449	211	23	83	90	30	57	0.285	0.235	0.050

Tab. 32a: Mineralbestand und Illitkristallinität der karbonatfreien Fraktion 2 - 16 µm, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION < 2 - 16 µm [cps]															Illitkristallinität [°2θ]		
Sedimentkern LN01-3																	
Nr.	Probentiefe [cm]	Smektit [001]	Chlorit				Kaolinit [002]	Glimmer				Quarz [100]	K-Feldspat [002]	Plagioklas [002]	luft- trocken	glykol- gesättigt	Δ
			[001]	[002]	[003]	[004]		[001]	[002]	[004]	[005]						
1	0 - 2	66	421	1548	498	1294	0	1525	754	109	541	339	339	1044	0.140	0.149	-0.009
2	10 - 12	0	291	1065	393	840	0	1877	564	93	408	230	244	297	0.140	0.152	-0.012
3	17 - 19	67	572	1979	618	1501	0	2271	1061	172	688	399	404	1281	0.145	0.145	0.000
4	27 - 29	59	494	1603	505	1071	0	1546	703	82	413	336	269	845	0.143	0.154	-0.011
5	38 - 38	20	307	1222	435	1139	0	1242	657	115	455	261	299	964	0.147	0.147	0.000
6	46 - 46	0	425	1261	392	1057	0	1409	810	95	380	147	130	568	0.154	0.147	0.007
7	56 - 56	0	591	1747	509	1162	0	2067	833	113	481	209	230	773	0.152	0.152	0.000
8	69 - 71	0	283	970	332	869	0	1106	488	78	326	182	167	528	0.149	0.140	0.009
9	78 - 80	53	504	1779	526	1196	0	1882	798	125	538	367	322	977	0.156	0.147	0.009
10	89 - 91	45	603	2002	832	1471	0	2046	912	135	623	334	351	1136	0.138	0.145	-0.007
11	98 - 100	40	615	1921	578	1365	0	2229	899	135	591	272	291	875	0.145	0.147	-0.002
12	109 - 111	44	532	1663	529	1186	0	1767	746	118	475	301	284	1052	0.140	0.150	-0.010
13	120 - 122	0	186	738	261	640	0	825	400	81	285	164	129	498	0.138	0.145	-0.007
14	129 - 130	95	405	1713	547	1207	0	1854	547	134	569	508	367	578	0.147	0.147	0.000
15	139 - 141	23	534	1535	448	1073	0	2054	783	119	459	199	210	605	0.140	0.145	-0.005
16	149 - 151	0	211	795	271	705	0	857	427	76	317	144	177	463	0.140	0.147	-0.007
17	160 - 162	8	291	1029	356	872	0	1114	540	92	420	225	204	881	0.154	0.149	0.005
18	169 - 170	21	370	1004	288	641	0	1298	515	70	319	170	119	448	0.138	0.154	0.016
19	177 - 179	0	349	1117	332	766	0	1364	539	83	349	169	169	464	0.147	0.143	0.004
20	189 - 191	0	263	992	306	791	0	1222	542	85	411	197	164	590	0.147	0.140	0.007
21	196 - 198	24	425	1491	491	1092	0	1782	769	119	497	240	286	840	0.140	0.145	-0.005
22	204 - 206	41	492	1573	503	1159	0	1842	775	121	520	237	256	730	0.152	0.159	-0.007

Tab. 32b: Mineralbestand und Illitkristallinität der karbonatfreien Fraktion 2 - 16 µm, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION < 2 - 16 µm [cps]																		
Sedimentkern LN01-3																		
Nr.	Probentiefe [cm]	Smeksite [001]	Chlorit				Kaolinit [002]	Glimmer				Quarz [100]	K-Feldspat [002]	Plagioklas [002]	Illitkristallinität [%2θ]			
			[001]	[002]	[003]	[004]		[001]	[002]	[004]	[005]				luft-trocken	glykol-gesättigt	Δ	
23	216 - 218	35	484	1506	458	1053	0	1902	742	119	490	227		207	636	0.143	0.161	-0.018
24	226 - 228	0	499	1598	513	1287	0	1862	832	116	543	288		269	823	0.149	0.154	-0.005
25	238 - 238	0	421	1505	453	1122	0	1854	809	121	563	322		291	897	0.133	0.147	-0.014
26	246 - 248	19	517	1541	461	1042	0	2358	910	135	564	235		209	763	0.138	0.140	-0.002
27	258 - 258	17	406	1348	438	964	0	1655	711	102	487	262		199	783	0.133	0.152	-0.019
28	267 - 269	18	233	898	318	821	0	1126	559	100	421	215		190	685	0.140	0.140	0.000
29	280 - 282	21	244	823	271	597	0	922	445	73	297	190		142	600		0.138	
30	290 - 292	49	387	1308	375	866	0	1471	606	82	405	264		197	678	0.143	0.149	-0.006
31	300 - 302	0	179	625	222	544	0	891	333	52	258	184		124	458	0.166	0.147	0.019
32	312 - 314	28	345	1189	389	912	0	1231	562	93	416	331		220	882	0.147	0.152	-0.005
33	321 - 323	25	354	1318	399	1008	0	1895	708	108	514	240		235	772	0.154	0.147	0.007
34	331 - 333	0	125	376	126	320	0	496	226	37	158	67		68	190	0.140	0.145	-0.005
35	341 - 343	26	301	1094	364	1030	0	1326	621	101	508	192		224	817	0.147	0.140	0.007
36	351 - 353	31	522	1712	530	1317	0	2024	894	137	594	254		267	718	0.138	0.154	-0.016
37	361 - 363	0	321	1119	364	930	0	1258	588	83	398	217		229	852	0.133	0.148	-0.003
38	372 - 374	0	339	1192	380	937	0	1430	675	109	423	220		220	806	0.133	0.140	-0.007
39	382 - 384	0	386	1321	426	934	0	1555	718	108	485	232		274	863	0.140	0.136	0.004
40	394 - 396	0	365	1348	483	1083	0	1615	734	124	539	225		312	793	0.149	0.138	0.011
41	409 - 411	0	324	1214	378	951	0	1314	639	102	442	210		234	720	0.147	0.138	0.011
42	419 - 421	0	326	1106	382	877	0	1319	603	94	403	185		182	586	0.145	0.136	0.009
43	431 - 433	0	550	1833	458	1038	0	1844	743	88	444	249		240	782	0.145	0.147	-0.002
44	441 - 443	0	580	1742	571	1180	0	2422	958	150	600	219		286	912	0.152	0.149	0.003
45	453 - 455	0	427	1353	449	932	0	1703	705	107	445	336		229	803	0.143	0.145	-0.002
46	463 - 465	36	485	1578	485	1096	0	2118	851	126	538	347		266	885	0.145	0.140	0.005
47	469 - 471	29	281	858	230	600	100	1062	412	69	240	324		137	600	0.147	0.158	-0.009
48	477 - 479	29	184	665	207	550	125	890	408	67	279	448		155	778	0.152	0.147	0.005
49	489 - 491	22	113	628	130	476	180	428	243	54	218	775		161	509	0.237	0.177	0.060
50	499 - 501	39	178	825	277	724	87	715	307	62	287	720		157	698	0.170	0.154	0.018
51	509 - 511	0	94	496	179	543	75	389	267	51	242	519		129	564	0.177	0.154	0.023
52	519 - 521	24	216	898	291	771	139	808	477	90	403	778		199	877	0.158	0.147	0.021
53	529 - 531	0	130	564	189	541	55	478	280	58	247	554		132	554	0.163	0.159	0.004
54	539 - 541	20	177	715	240	605	84	609	379	85	305	775		140	752	0.177	0.186	-0.009
55	549 - 551	25	210	855	297	784	101	799	488	90	374	833		227	1034	0.152	0.156	-0.004
56	559 - 561	0	137	579	206	543	100	581	313	54	251	523		165	691	0.152	0.143	0.009
57	569 - 571	22	204	863	270	731	117	768	422	71	346	720		190	827	0.172	0.166	0.006
58	579 - 581	0	199	893	247	726	135	818	460	70	346	290		177	860	0.177	0.159	0.018
59	589 - 591	32	233	969	335	779	118	860	447	72	369	823		204	947	0.188	0.188	0.018
60	589 - 601	24	286	1166	373	941	71	965	501	81	357	748		164	830	0.170	0.172	-0.002
61	609 - 611	34	241	1062	303	815	115	867	442	75	344	793		195	870	0.184	0.179	0.005
62	616 - 620	31	194	890	288	738	99	825	434	86	320	836		185	873	0.166	0.170	-0.004
63	628 - 630	35	210	893	284	727	85	837	443	80	343	741		220	863	0.152	0.159	-0.007
64	638 - 640	0	121	616	221	663	69	543	318	56	278	516		122	571	0.154	0.156	-0.002
65	648 - 650	19	167	860	192	564	98	595	356	71	286	688		142	665	0.159	0.170	-0.011
66	658 - 660	32	143	631	204	490	75	635	336	80	237	618		119	636	0.170	0.152	0.018
67	667 - 669	23	161	683	197	487	30	701	293	50	204	501		90	504	0.175	0.156	0.019
68	676 - 678	0	211	803	230	572	88	827	446	58	295	60		149	635	0.152	0.154	-0.002
69	686 - 688	0	118	503	165	467	78	514	260	46	202	336		97	486	0.152	0.159	-0.007
70	696 - 698	33	178	711	230	588	112	1022	405	79	322	613		195	706	0.143	0.152	-0.009
71	706 - 708	0	98	481	151	422	63	418	234	50	199	438		114	488	0.159	0.154	0.005
72	716 - 720	32	213	972	324	818	140	880	527	80	410	685		179	853	0.159	0.168	-0.007
73	728 - 730	32	157	711	237	618	127	738	419	71	325	628		147	890	0.149	0.161	-0.012
74	738 - 740	22	114	518	159	414	88	566	287	46	204	357		104	478	0.154	0.140	0.014
75	748 - 750	38	177	825	243	604	101	825	371	58	286	630		165	760	0.152	0.159	-0.007
76	755 - 757	0	126	620	198	565	88	648	324	44	298	379		135	534	0.159	0.145	0.014
77	765 - 767	0	159	670	189	504	82	788	376	52	278	479		120	605	0.140	0.152	-0.012
78	775 - 777	44	196	823	255	857	105	778	413	88	357	656		134	821	0.152	0.188	-0.016
79	785 - 787	0	105	429	128	264	69	539	228	47	152	190		48	294	0.138	0.140	-0.002
80	795 - 797	23	179	725	236	545	83	843	377	56	251	519		125	725	0.154	0.152	0.002
81	805 - 807	0	110	469	154	349	47	499	236	45	163	286		82	429	0.169	0.144	0.025
82	815 - 817	0	121	569	182	500	49	568	305	47	219	317		89	411	0.157	0.137	0.020
83	825 - 827	32	218	855	251	872	58	887	451	66	323	419		134	581	0.151	0.151	0.000
84	829 - 831	36	265	854	271	713	78	1016	474	76	393	322		157	676	0.144	0.155	-0.011
85	833 - 835	55	415	1274	349	788	0	1500	597	89	375	281		195	648	0.140	0.148	-0.008
86	840 - 842	0	250	883	304	617	0	1017	448	69	279	271		154	586	0.148	0.140	0.008
87	847 - 848	0	154	593	194	408	0	620	265	46	187	257		87	412	0.151	0.147	0.004
88	858 - 860	26	321	1134	347	746	0	1286	612	83	352	267		159	661	0.144	0.165	-0.021
89	863 - 865	27	149	828	195	443	72	581	283	40	187	494		90	544	0.160	0.173	-0.013
90	888 - 890	23	156	660	193	513	64	681	358	58	253	559		104	601	0.147	0.170	-0.023
91	878 - 880	38	201	731	204	532	100	798	389	88	230	394		120	578	0.144	0.152	-0.008
92	888 - 890	17	101	444	141	373	74	493	234	53	192	326		105	389	0.147	0.136	0.011
93	898 - 900	21	241	802	232	533	53	960	397	43	232	341		88	516	0.148	0.155	-0.007
94	908 - 910	44	175	640	186	505	115	741	363	66	266	521		152	585	0.162	0.147	0.015
95	918 - 920	25	225	825	230	533	72	895	382	64	252	406		137	544	0.147	0.158	-0.011

Tab. 32c: Mineralbestand und Mikristallinität der karbonatfreien Fraktion 2 -16 µm, Kern LN01-3.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION < 2 - 16 µm [cps]																	
Sedimentkern LN01-3																	
Nr.	Probentiefe [cm]	Smekite	Chlorit			Kaolinit	Glimmer			Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Mikristallinität [°2θ]				
			[001]	[002]	[004]		[001]	[002]	[004]				[005]	[100]	[002]	[002]	luft-trocken
96	928-930	0	145	611	177	457	97	680	353	66	250	463	122	598	0.151	0.162	-0.011
97	938-940	20	192	715	189	469	89	723	350	50	233	488	139	723	0.152	0.159	-0.007
98	948-950	40	175	631	157	428	123	880	379	70	266	418	159	777	0.147	0.140	0.007
99	958-960	74	275	1032	248	635	141	962	406	50	240	549	130	768	0.155	0.189	-0.014
100	968-970	30	214	880	266	641	133	788	382	51	236	454	150	790	0.156	0.155	0.001
101	978-990	0	143	581	172	444	63	676	289	48	187	194	72	521	0.151	0.145	0.006
102	988-990	34	275	1057	305	779	108	919	437	67	300	513	142	696	0.162	0.155	0.007
103	999-1001	37	253	1062	315	796	72	863	389	56	276	523	125	721	0.165	0.162	0.003
104	1009-1011	36	188	726	218	516	143	855	425	75	304	556	130	711	0.150	0.154	-0.004
105	1019-1021	33	206	858	229	637	103	812	368	59	271	598	155	772	0.177	0.162	0.015
106	1025-1027	26	313	1348	364	919	88	1349	587	84	353	476	202	792	0.176	0.162	0.014
107	1039-1035	0	371	1348	404	876	105	1261	524	66	287	364	139	711	0.186	0.165	0.001
108	1039-1040	26	259	1025	304	830	68	1012	466	57	265	209	128	469		0.144	
109	1040-1042	43	452	1488	428	952	86	1515	602	73	325	296	144	558	0.151	0.158	-0.007
110	1042-1044	23	490	1813	438	1003	83	1738	672	74	350	266	130	498	0.159	0.151	0.008
111	1048-1050	31	201	873	236	635	115	850	435	72	282	548	134	715	0.170	0.162	0.008
112	1058-1060	49	224	1070	287	909	111	1106	517	92	385	625	162	888	0.148	0.154	-0.006
113	1068-1070	40	298	1266	388	965	116	1131	583	90	410	833	244	1134	0.173	0.173	0.000
114	1078-1080	32	325	1331	371	1043	85	1328	619	109	424	620	192	1017	0.151	0.151	0.000
115	1088-1090	0	286	1112	323	787	100	1109	483	71	297	503	162	675	0.155	0.162	-0.007
116	1098-1100	42	264	1107	302	902	181	1186	503	74	338	621	224	852	0.151	0.147	0.004
117	1108-1110	42	272	1057	323	898	183	1156	621	99	478	755	230	1111	0.154	0.158	-0.004
118	1118-1120	33	289	1177	337	924	95	1184	536	81	348	546	159	950	0.162	0.160	0.012
119	1128-1130	32	344	1261	370	973	154	1478	630	94	428	553	296	1383	0.155	0.158	-0.003
120	1138-1140	0	138	673	228	686	104	630	387	82	336	590	197	787	0.162	0.159	0.003
121	1148-1151	0	199	416	242	628	66	716	375	56	270	67	57	75	0.152	0.152	0.000
122	1158-1162	0	216	695	272	644	97	828	437	72	286	361	82	534	0.148	0.151	-0.003
123	1170-1172	20	219	777	234	508	96	843	357	49	209	324	89	434	0.158	0.173	-0.014
124	1180-1182	38	185	870	227	666	88	731	396	63	288	650	112	750	0.150	0.161	-0.011
125	1190-1192	0	202	1037	296	797	87	848	419	70	301	835	127	670	0.170	0.173	-0.003
126	1204-1206	0	127	506	175	443	104	576	312	56	248	372	144	625	0.155	0.143	0.012

Tab. 33: Chloritzusammensetzung, Kern LN01-3, < 2 µm.

CHLORITZUSAMMENSETZUNG			
Sedimentkern LN01-3			
Nr.	Probentiefe [cm]	< 2 µm [cps]	
		[001]	[002]
1	120-122	486	779
2	128-130	316	782
3	267-269	482	860
4	372-374	171	408
5	549-551	312	932
6	569-571	188	566
7	696-698	218	712
8	728-730	176	529
9	748-750	259	915
10	928-930	308	686
11	968-970	417	1100
12	1009-1011	300	892
13	1204-1206	161	387

Tab. 34: Chloritzusammensetzung, Kern LN01-3, 2 - 16 µm.

CHLORITZUSAMMENSETZUNG			
Sedimentkern LN01-3			
Nr.	Probentiefe [cm]	2 - 16 µm [cps]	
		[001]	[002]
1	120-122	186	738
2	128-130	405	1713
3	267-269	233	898
4	372-374	339	1192
5	453-455	427	1353
6	477-479	218	801
7	489-491	139	712
8	738-740	143	645
9	808-810	193	738
10	928-930	186	681
11	948-950	214	672
12	968-970	238	1022
13	1204-1206	151	571

Tab. 35: Glimmerzusammensetzung, Kern LN01-3, < 2 µm und 2 - 16 µm.

GLIMMERZUSAMMENSETZUNG						
Sedimentkern LN01-3						
Nr.	Probentiefe [cm]	< 2 µm [cps]			2 - 16 µm [cps]	
		[001]	[002]	[005]	[001]	[002]
1	120-122	1014	432	206	825	400
2	128-130	1231	493	264	1854	547
3	267-269	1131	513	288	1126	559
4	372-374	486	231	128	1430	675
5	453-455	1408	659	292	1703	705
6	477-479	820	424	218	890	406
7	489-491	1022	443	221	426	243
8	738-740	818	430	240	566	287
9	808-810	1284	534	265	741	363
10	928-930	1146	474	188	680	359
11	948-950	1506	626	294	880	379
12	968-970	1351	540	221	788	382
13	1204-1206	449	211	80	576	312

Tab. 36: Mineralbestand des Gesamtsedimentes und relative Karbonatanteile, Kern LN05.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT (cps)										relativ %	
SEDIMENTKERN LN05										D+A x 100	A x 100
Nr.	Probentiefe [cm]	Phyllosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit (K)	Ankerit (A)	Dolomit (D)	Pyrit	D+A+K	D+A
1	0 - 2	41	870	58	85	4371	11	18	8	0.7	37.9
2	8 - 10	60	883	18	81	4468	18	22	8	0.9	45.0
3	96 - 67	25	444	7	28	5173	7	12	0	0.4	26.8
4	125 - 127	39	543	18	42	4768	8	21	8	0.6	22.2
5	174 - 176	30	546	17	30	3965	10	31	5	1.0	24.4
6	226 - 228	18	350	7	20	5198	7	9	3	0.3	43.8
7	244 - 246	17	170	4	22	4059	5	7	5	0.3	41.7
8	265 - 267	11	384	7	13	4450	2	9	4	0.2	18.2
9	264 - 266	17	279	0	18	4048	4	14	4	0.4	22.2
10	268 - 270	17	573	9	42	5009	2	21	7	0.6	6.7
11	270 - 271	10	263	3	11	4120	3	8	0	0.3	27.3
12	271 - 272	15	447	0	38	5110	13	23	4	0.8	31.0
13	272 - 273	20	454	11	24	3617	17	11	0	0.8	60.7
14	274 - 276	37	637	16	31	3254	9	28	17	1.0	27.3
15	278 - 278	54	983	17	49	2892	4	31	9	1.2	11.4
18	279 - 281	29	769	19	40	2587	20	31	8	1.9	39.2
17	289 - 291	39	960	8	37	2862	12	24	7	1.7	26.1
18	299 - 291	58	1137	18	46	3626	11	41	12	1.4	21.2
19	309 - 311	72	1321	18	79	3278	17	56	4	2.1	23.6
20	319 - 321	68	1261	21	68	3427	10	49	8	1.7	18.9
21	359 - 361	44	600	19	38	3379	5	35	8	1.2	12.5
22	379 - 381	41	727	10	38	2860	4	28	8	1.1	12.5
23	409 - 411	68	1092	10	62	4913	14	41	6	1.1	25.5
24	419 - 421	41	817	22	37	4049	8	26	8	0.8	23.5
25	429 - 431	52	869	12	25	4199	22	30	12	1.2	42.3
26	439 - 441	44	549	11	36	4896	16	19	7	0.7	45.7
27	442 - 443	14	329	6	22	6557	8	11	4	0.3	42.1
28	448 - 450	22	361	5	28	5601	14	19	4	0.5	51.9
29	450 - 452	18	319	0	14	4911	5	19	4	0.5	20.8
30	452 - 454	38	880	12	22	5344	6	17	8	0.4	26.1
31	455 - 457	22	295	0	23	5682	4	18	6	0.4	18.2
32	459 - 461	23	364	0	28	6019	20	19	8	0.6	51.3
33	462 - 464	68	1021	13	56	4692	7	38	4	0.8	16.3
34	472 - 474	58	1160	21	50	3773	18	62	0	2.0	20.5
35	482 - 484	30	683	9	38	4631	18	20	8	1.0	37.5
36	494 - 488	19	662	9	28	3552	11	54	3	1.3	24.4
37	502 - 504	52	868	0	38	4172	14	38	7	1.3	26.4
38	522 - 524	25	560	9	27	2529	12	15	8	1.1	44.4
39	562 - 564	27	741	0	25	3099	14	25	5	1.2	35.9
40	572 - 574	45	1027	18	50	3748	10	37	4	1.2	21.3
41	582 - 584	55	1089	21	68	4550	4	46	11	1.1	8.0
42	592 - 594	53	849	10	43	4390	20	37	8	1.3	35.1
43	599 - 601	32	824	18	59	4765	8	38	7	1.0	18.1
44	601 - 603	36	468	14	44	5307	4	28	8	0.6	12.5
45	811 - 813	21	329	9	29	3636	8	8	3	0.5	60.0
46	821 - 823	24	329	0	29	6229	6	44	4	0.8	12.0
47	831 - 833	30	651	18	45	3632	22	13	3	1.0	62.9
48	833 - 835	37	1277	93	101	3605	14	48	8	1.7	22.6
49	835 - 837	48	1604	30	159	1718	11	41	7	2.8	21.2
50	840 - 842	46	1348	22	164	1750	6	70	0	4.2	7.9
51	850 - 852	81	1771	25	68	2268	24	110	2	5.5	17.9
52	860 - 862	57	1122	19	72	1596	45	60	7	6.2	42.9
53	870 - 872	55	1327	16	77	1567	6	77	0	5.0	7.2
54	878 - 881	52	1301	27	83	1460	79	65	0	9.0	54.9
55	884 - 886	56	1126	42	119	1427	8	42	9	2.4	16.0
56	888 - 888	50	1271	26	69	3810	0	56	4		
57	709 - 711	57	1270	17	76	1747	42	88	4	6.9	32.3
58	729 - 731	74	1775	26	111	2478	50	104	0	5.9	32.5
59	739 - 741	76	1647	35	128	2117	0	118	5		
60	748 - 750	60	2130	74	152	1995	68	94	9	8.7	60.5
61	758 - 760	60	2395	72	228	1925	94	239	16	14.4	26.0
62	768 - 770	75	1822	40	68	1539	28	118	8	8.7	18.7
63	774 - 776	50	1181	33	94	1202	39	72	0	8.0	31.4
64	800 - 802	79	1904	31	139	1950	81	69	8	8.3	48.9
65	824 - 828	60	1663	53	126	1538	32	60	0	7.3	28.2
66	844 - 848	62	1887	37	214	1541	27	60	12	8.5	25.2
67	854 - 858	68	2590	41	162	2102	43	129	14	7.6	25.0
68	864 - 866	50	1402	27	100	1374	44	46	4	6.1	48.9
69	874 - 876	75	1961	40	263	2067	58	68	15	7.1	37.6
70	889 - 891	55	1688	30	272	1598	48	135	10	10.3	26.2
71	898 - 901	77	1546	38	151	1742	58	62	10	6.9	52.3
72	909 - 911	57	1531	31	136	1375	43	74	8	7.8	36.8
73	918 - 921	112	2647	55	260	2418	72	181	9	9.5	28.5
74	926 - 928	122	2677	62	251	2320	50	136	16	7.4	26.9

Tab. 37: Mineralbestand des Gesamtsedimentes in [%], Kern LN05.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE GESAMTSEDIMENT [%]								
Sedimentkern LN05								
Nr.	Probentiefe [cm]	Phyllosilikate	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalzit	Ankerit	Dolomit
1	0 - 2	18.4	9.3	4.7	4.4	62.9	0.1	0.3
2	8 - 10	21.7	9.5	1.3	5.5	61.6	0.1	0.4
3	65 - 67	13.0	5.1	0.6	2.0	79.0	0.1	0.2
4	125 - 127	23.5	5.0	1.5	2.9	65.5	0.1	0.4
5	174 - 176	21.6	5.6	1.3	2.2	68.7	0.1	0.5
6	226 - 228	14.3	4.0	0.6	1.5	79.4	0.1	0.2
7	244 - 246	14.6	1.8	0.0	1.5	81.7	0.0	0.1
8	255 - 257	7.4	4.2	0.6	0.9	86.8	0.0	0.2
9	264 - 266	17.5	2.9	0.0	1.2	78.1	0.0	0.2
10	268 - 270	15.7	6.5	0.9	3.0	73.7	0.0	0.4
11	270 - 271	14.4	2.6	0.2	0.7	81.7	0.0	0.1
12	271 - 272	12.9	5.1	0.0	2.7	78.6	0.1	0.5
13	272 - 273	18.4	4.8	0.8	1.5	74.4	0.1	0.2
14	274 - 276	26.5	6.2	1.2	1.9	63.8	0.1	0.4
15	276 - 278	33.7	9.2	1.2	2.9	52.5	0.0	0.5
16	279 - 281	35.1	7.1	1.3	2.3	53.6	0.1	0.4
17	289 - 291	34.6	8.9	0.6	2.2	53.2	0.1	0.5
18	299 - 301	32.2	9.0	1.0	2.3	55.0	0.1	0.5
19	309 - 311	35.9	10.1	1.0	3.8	48.4	0.1	0.7
20	319 - 321	53.1	10.0	1.2	3.2	51.8	0.1	0.8
21	359 - 361	28.4	8.8	1.4	2.4	60.4	0.0	0.5
22	379 - 381	30.8	6.9	0.7	2.3	59.0	0.0	0.4
23	409 - 411	26.3	9.4	0.7	2.6	60.2	0.1	0.6
24	419 - 421	26.6	6.7	1.4	1.9	65.1	0.1	0.3
25	429 - 431	28.9	7.2	0.8	1.3	61.4	0.1	0.4
26	439 - 441	23.5	5.6	0.7	2.0	67.9	0.1	0.3
27	442 - 443	16.3	3.2	0.4	1.3	78.5	0.1	0.2
28	448 - 450	15.5	3.3	0.4	1.6	79.0	0.1	0.2
29	450 - 452	14.2	3.6	0.0	1.0	80.8	0.0	0.3
30	452 - 454	18.0	5.9	0.8	1.2	73.8	0.0	0.2
31	455 - 457	13.9	2.7	0.0	1.3	81.8	0.0	0.3
32	459 - 461	15.2	3.4	0.0	1.7	79.2	0.1	0.3
33	462 - 464	23.9	8.8	0.8	3.0	62.9	0.0	0.5
34	472 - 474	31.4	9.2	1.3	2.5	54.7	0.1	0.8
35	482 - 484	23.6	5.6	0.6	2.0	67.5	0.1	0.4
36	494 - 496	22.9	6.6	0.7	1.8	67.5	0.1	0.5
37	502 - 504	29.0	7.1	0.0	2.0	61.4	0.1	0.5
38	522 - 524	30.8	5.4	0.6	1.6	61.4	0.1	0.2
39	552 - 554	30.8	7.1	0.0	1.5	60.1	0.1	0.4
40	572 - 574	28.9	8.2	1.1	2.7	58.7	0.1	0.5
41	582 - 584	25.3	9.0	1.3	3.6	60.2	0.0	0.6
42	592 - 594	27.8	7.1	0.6	2.3	61.6	0.1	0.5
43	599 - 601	22.1	7.1	1.2	3.2	66.0	0.1	0.5
44	601 - 603	14.0	4.2	0.9	2.5	78.0	0.0	0.4
45	611 - 613	20.8	2.6	0.5	1.3	74.8	0.1	0.1
46	621 - 623	11.6	3.2	0.0	1.8	82.8	0.0	0.7
47	631 - 633	27.8	6.5	1.4	2.9	61.0	0.2	0.2
48	633 - 635	25.5	12.6	7.0	6.3	47.8	0.1	0.7
49	635 - 637	45.1	13.5	2.1	8.5	30.2	0.1	0.5
50	640 - 642	42.3	11.4	1.4	8.6	35.2	0.0	0.9
51	650 - 652	44.5	12.7	1.8	4.0	35.6	0.1	1.2
52	660 - 662	59.5	9.6	0.8	3.9	34.2	0.3	0.8
53	670 - 672	46.1	11.2	1.0	4.1	36.5	0.0	1.0
54	678 - 681	47.7	11.1	1.7	4.4	33.7	0.5	0.9
55	684 - 686	50.7	9.4	2.7	6.3	30.4	0.1	0.5
56	686 - 688	29.5	12.8	1.9	5.7	49.1	0.2	0.9
57	709 - 711	42.2	10.9	1.1	4.1	40.3	0.3	1.2
58	729 - 731	35.6	12.9	1.4	5.1	43.6	0.3	1.2
59	739 - 741	37.1	14.4	2.3	7.0	37.4	0.2	1.6
60	748 - 750	42.5	14.9	3.9	6.7	30.5	0.5	1.0
61	758 - 760	41.8	18.5	3.8	9.9	25.0	0.4	2.6
62	768 - 770	49.5	12.5	2.1	3.9	30.7	0.1	1.3
63	774 - 778	55.5	9.8	2.1	4.9	26.7	0.2	0.9
64	800 - 802	44.2	16.3	2.0	7.5	28.6	0.4	0.8
65	824 - 826	46.5	13.8	3.4	6.7	28.3	0.2	1.2
66	844 - 846	41.5	15.5	2.3	11.1	28.4	0.2	1.0
67	854 - 856	40.2	18.0	2.2	8.4	29.6	0.2	1.4
68	864 - 866	46.8	11.7	1.7	5.3	33.9	0.3	0.6
69	874 - 876	29.5	16.7	2.6	14.2	35.4	0.4	1.3
70	889 - 891	35.1	13.8	1.9	14.2	33.1	0.3	1.7
71	899 - 901	40.4	13.2	2.4	8.1	34.8	0.4	0.8
72	909 - 911	48.9	12.7	1.9	7.1	29.2	0.3	1.0
73	919 - 921	37.2	18.7	3.9	11.6	26.7	0.4	2.0
74	926 - 928	37.5	18.8	4.4	11.1	26.5	0.3	1.5

Tab. 38: Mineralbestand und Illitkristallinität der karbonatfreien Fraktion < 2 µm, Kern LN05.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION < 2 µm [cps]																			
Sedimentkern LN05																			
Nr.	Probentiefe [cm]	Smektit		Chlorit				Kaolinit	Illit		Glimmer			Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Illitkristallinität [°2θ]		
		luft-trocken	glykol-gesättigt	[001]	[002]	[003]	[004]		[002]	[001]	[002]	[004]	[005]				[100]	[002]	[002]
1	0 - 2	87	93	152	315	91	201	41	514	462	179	26	89	46	49	99	0.257	0.233	0.024
2	270 - 272	47	33	125	216	69	130	33	371	379	125	28	66	33	26	53	0.244	0.242	0.002
3	279 - 281	38	0	86	247	68	157	40	338	384	157	23	87	82	43	101	0.320	0.301	0.019
4	448 - 450	47	34	146	305	88	127	49	479	476	153	25	76	30	34	50	0.203	0.205	-0.002
5	472 - 474	29	16	91	205	74	171	30	429	404	156	16	73	64	38	81	0.324	0.277	0.047
6	592 - 594	43	63	133	304	91	178	78	539	551	194	32	86	70	57	63	0.423	0.320	0.103
7	621 - 623	40	46	136	285	78	151	37	385	378	135	16	82	23	31	56	0.211	0.209	0.002
8	660 - 662	37	0	198	665	173	383	62	1090	923	395	41	164	74	75	71	0.401	0.291	0.110
9	709 - 711	58	30	234	810	243	509	96	1123	1218	569	65	294	81	119	95	0.406	0.339	0.067
10	810 - 812	36	58	272	837	259	529	120	1304	1230	568	62	267	69	100	100	0.381	0.342	0.039
11	884 - 886	22	71	189	662	190	446	65	792	731	330	41	142	72	63	66	0.328	0.306	0.022
12	926 - 928	40	53	203	527	161	338	84	708	635	284	30	121	63	64	78	0.324	0.310	0.014

Tab. 39: Mineralbestand und Illitkristallinität der karbonatfreien Fraktion 2 - 16 µm, Kern LN05.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER KARBONATFREIEN FRAKTION 2 - 16 µm [cps]																		
Sedimentkern LN05																		
Nr.	Probentiefe [cm]	Smektit		Chlorit				Kaolinit	Glimmer			Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Illitkristallinität [°2θ]			
		luft-trocken	glykol-gesättigt	[001]	[002]	[003]	[004]		[002]	[001]	[002]				[004]	[005]	[100]	[002]
1	0 - 2	22	0	330	1404	394	845	0	1335	602	98	375	271	273	965	0.132	0.125	0.007
2	270 - 272	0	0	325	1080	437	535	0	1238	437	65	243	173	153	564	0.125	0.121	0.004
3	279 - 281	0	0	139	616	158	354	62	579	245	37	141	266	64	321	0.133	0.126	0.007
4	448 - 450	0	0	331	1109	278	519	0	1153	427	53	214	116	128	419	0.125	0.122	0.003
5	472 - 474	0	0	138	576	149	281	53	522	208	30	113	219	72	345	0.136	0.126	0.010
6	592 - 594	0	0	155	605	152	342	54	706	245	37	156	182	80	378	0.122	0.121	0.001
7	621 - 623	23	0	379	1269	315	643	0	1441	539	92	316	148	140	498	0.118	0.122	-0.004
8	660 - 662	0	0	150	913	216	522	40	641	299	43	176	313	109	504	0.151	0.144	0.007
9	709 - 711	0	0	211	959	246	556	56	919	396	57	203	294	101	534	0.147	0.144	0.003
10	810 - 812	22	0	239	1116	327	726	41	939	461	75	297	315	133	619	0.128	0.136	-0.008
11	884 - 886	0	0	208	1154	303	739	40	912	445	73	318	294	166	567	0.130	0.121	0.009
12	926 - 928	20	0	242	1212	326	779	57	1157	521	72	325	283	167	539	0.133	0.122	0.011

Tab. 40: Chloritzusammensetzung, Kern LN05, < 2 und 2 - 16 µm.

CHLORITZUSAMMENSETZUNG							
Sedimentkern LN05		< 2 µm [cps]		< 2 - 16 µm [cps]			
Nr.	Probentiefe [cm]	[001]	[002]	[003]	[001]	[002]	[003]
1	0 - 2	149	304	93	230	1404	394
2	270 - 272	115	220	68	325	1080	437
3	279 - 281	100	257	73	161	615	186
4	448 - 450	150	292	100	331	1109	278
5	592 - 594	144	389	97			
6	621 - 623	128	290	81	379	1269	315
7	810 - 812	278	844	239			
9	884 - 886	179	672	159			
9	926 - 928	183	533	160			

Tab. 41: Glimmerzusammensetzung, Kern LN05, < 2 und 2 - 16 µm.

GLIMMERZUSAMMENSETZUNG							
Sedimentkern LN05		< 2 µm [cps]			2 - 16 µm [cps]		
Nr.	Probentiefe [cm]	[001]	[002]	[005]	[001]	[002]	[005]
1	0 - 2	462	179	89	1335	602	375
2	270 - 272	379	125	66	1238	437	243
3	279 - 281	384	157	87	579	245	141
4	448 - 450	476	153	76	1153	427	214
5	592 - 594	551	194	88	706	245	156
6	621 - 623	378	135	62	1441	539	316
7	810 - 812	1230	568	267	939	461	297
9	884 - 886	731	330	142	912	445	318
9	926 - 928	635	284	121	1157	521	325

Tab. 42: Mineralbestand, relative Karbonatanteile und Illitkristallinitäten der Suspensionsfracht von Areuse, Broye und Aare.

RÖNTGENDIFFRAKTOMETRIE DER SUSPENSIONSFRACHT VON AREUSE, BROYE UND AARE													
Wasserprobe	Entnahmest.	Glimmer [001]	Chlorit [002]	Kaolinit [002]	Quarz	K-Feldspat	Plagioklas	Kalkit (K)	Ankerit (A)	Dolomit (D)	D+A D+A+K x 100	A D+A x 100	Illitkristallinität lufttrocken [°2θ]
Areuse [cps]	Boudry	109	123	0	1491	26	154	1913	328	106	18.5	76.0	0.177
% relativ		2.5	2.9	0.0	35.1	0.7	3.6	45.0	7.7	2.5			
Broye [cps]	La Saugé	128	162	23	288	0	68	114	16	26	25.9	38.1	0.249
% relativ	Straßenbrücke	15.6	19.8	2.8	34.5	0.0	6.3	13.9	1.9	3.2			
Aare [cps]	Jaborg	281	180	53	2894	528	517	1082	0	182	14.3	0.0	0.126
% relativ	Straßenbrücke	4.9	3.2	1.0	50.4	9.3	9.1	18.9	0.0	3.2			

Tab. 45a: Sedimentchemische Parameter des Kerns LN05, Analyse der Karbonatphase.

Nr.	Probentiefe (cm)	SEDIMENTCHEMISCHE PARAMETER (%)																Mg		Corg	
		C _{tot}	C _{min}	C _{org}	N _{tot}	N _{org}	H _{tot}	H _{org}	UR	PO ₄	SiO ₂	Na	K	Mp	Ca	Sr	Al	Mn	Fe		Mg+Ca+Sr
1	0-2	8.41	7.87	0.54	0.069	0.067	0	0.27	31.90	0.063	0.789	0.010		0.333	28.56	0.014		0.047	0.709	11.5	8.0
2	9-10	8.31	7.78	0.55	0.071	0.059	0	0.28	32.18	0.060	1.120	0.010		0.337	28.55	0.014		0.039	0.803	12.5	9.3
3	15-17	10.83			0.069		0														
4	20-27	8.32	8.81	0.51	0.034	0.044	0.08	0.21	24.34	0.049	0.732		0.037	0.338	28.65	0.015	0.427	0.034	0.682	11.3	11.7
5	35-37	9.68			0.059		0														
6	45-47	10.46	10.06	0.41	0.028	0.035	0.06	0.12	15.87	0.046	0.517		0.025	0.258	32.50	0.016	0.237	0.029	0.414	7.9	11.8
7	55-57	10.45			0.054		0														
8	65-68	10.17	9.64	0.53	0.063	0.046	0	0.17	18.75	0.045	0.540	0.039		0.278	32.45	0.015		0.027	0.418	9.5	11.4
9	75-77	10.70			0.063		0														
10	85-87	10.38	9.83	0.43	0.052	0.034	0.08	0.11	18.75	0.047	0.508		0.024	0.250	32.81	0.017	0.243	0.030	0.439	7.5	12.5
11	85-87	9.84			0.061		0														
12	105-107	10.11	9.69	0.42	0.031	0.043	0	0.14	18.13	0.047	0.583		0.025	0.268	32.78	0.016	0.262	0.030	0.453	8.1	9.9
13	115-117	10.14			0.052		0														
14	125-127	9.58	9.10	0.48	0.061	0.038	0	0.16	22.51	0.046	0.858	0.010		0.317	30.45	0.014		0.031	0.575	10.3	12.8
15	137-139	9.85			0.056		0														
16	146-148	10.09			0.064		0														
17	164-166	10.51	10.08	0.45	0.032	0.043	0	0.11	15.74	0.046	0.585		0.024	0.248	33.51	0.016	0.247	0.028	0.420	7.3	10.5
18	184-186	10.29			0.052		0														
19	174-178	9.30	8.77	0.53	0.054	0.052	0	0.21	24.98	0.048	0.904	0.012		0.347	29.99	0.014		0.031	0.714	11.5	10.2
20	184-188	10.43			0.051		0														
21	194-198	10.84	10.51	0.33	0.025	0.031	0.43	0.09	12.19	0.044	0.396		0.019	0.216	34.88	0.017	0.162	0.027	0.301	6.2	10.8
22	206-208	10.51			0.052		0.94														
23	216-218	10.99	10.57	0.42	0.028	0.039	0.46	0.10	11.87	0.048	0.477		0.019	0.238	35.07	0.017	0.187	0.026	0.377	6.7	10.6
24	226-228	10.54	10.08	0.45	0.055	0.034	0.87	0.13	15.11	0.052	0.667	0.011		0.259	33.94	0.015		0.026	0.428	7.6	13.5
25	235-237	10.60			0.047		0.80														
26	244-246	10.78			0.033		0.85														
27	255-257	11.04	10.74	0.30	0.048	0.030	0.72	0.08	10.73	0.044	0.223	0.010		0.218	35.40	0.033		0.027	0.308	6.1	10.1
28	264-266	9.97	9.78	0.19	0.018	0.019	0.39	0.08	17.56	0.049	0.496		0.022	0.259	32.75	0.018	0.204	0.029	0.408	7.9	9.7
29	268-270	10.16	9.83	0.33	0.035	0.032	0.59	0.13	16.67	0.046	0.597	0.039		0.288	33.65	0.018		0.030	0.744	8.5	10.2
30	270-272	10.54	10.25	0.29	0.038	0.024	0.83	0.11	13.61	0.044	0.635	0.009		0.248	34.90	0.017		0.030	0.605	7.1	11.6
31	271.5-272.5	10.02	9.71	0.31	0.038	0.032	0.94	0.13	18.98	0.047	0.756	0.011		0.308	32.95	0.019		0.033	0.715	9.3	9.7
32	272-274	9.58	9.25	0.35	0.045	0.037	0.97	0.15	21.25	0.051	0.888	0.011		0.287	30.15	0.022		0.034	0.733	1.0	9.5
33	274-276	8.95	7.94	0.41	0.047	0.041	1.18	0.22	30.24	0.059	1.133	0.011		0.328	26.98	0.024		0.038	1.113	12.0	10.1
34	276-278	6.88	6.37	0.51	0.053	0.052	1.52	0.32	41.63	0.071	1.438	0.010		0.387	22.45	0.023		0.036	1.468	16.9	9.9
35	278-279	6.95	6.45	0.50	0.057	0.054	1.40	0.28	41.56	0.072	1.343	0.011		0.408	22.34	0.023		0.040	1.352	17.9	9.3
36	278-281	7.32	6.83	0.49	0.068	0.050	1.29	0.26	39.26	0.072	1.174	0.009		0.348	23.57	0.023		0.037	1.184	14.5	8.9
37	289-291	7.10	6.68	0.44	0.058	0.045	0.79	0.20	41.45	0.078	0.989		0.038	0.447	22.70	0.030	0.485	0.039	1.082	19.3	8.7
38	299-301	7.55			0.052		1.24														
39	309-311	6.40	5.94	0.46	0.047	0.058	0.22	0.28	43.19	0.072	1.047	0.014		0.409	21.10	0.050		0.050	1.187	18.9	7.9
40	319-321		5.51		0.042		0.31	41.58	0.071	1.391	0.011			0.348	22.21	0.022		0.039	1.202	15.4	12.0
41	329-331	7.52			0.048		0.25														
42	339-341	7.20	6.82	0.38	0.058	0.039	0.29	0.22	39.24	0.072	1.156		0.043	0.428	23.99	0.029	0.548	0.042	1.207	17.8	8.6
43	349-351	7.58			0.04		0.28														
44	359-361	7.87	7.26	0.41	0.049	0.043	0.30	0.26	35.91	0.069	1.352	0.012		0.408	24.69	0.021		0.038	1.239	18.2	8.6
45	369-371	7.92			0.041		0.26														
46	379-381	7.28	7.41	0.35	0	0.044	0.11	0.23	34.67	0.064	1.048		0.038	0.379	25.84	0.028	0.428	0.035	1.018	14.4	8.0
47	389-391	8.23			0.035		0.17														
48	399-401	8.23			0.039		0.23														
49	409-411	8.17	7.78	0.39	0.034	0.037	0.20	0.21	32.05	0.060	1.396	0.012		0.389	26.45	0.022		0.035	1.458	13.7	10.6
50	419-421	8.65			0.035		0.19														
51	429-431	8.19	7.90	0.30	0	0.035	0.11	0.17	30.66	0.068	1.040		0.098	0.396	27.25	0.029	0.517	0.034	1.080	14.3	8.5
52	438-441	9.28	8.05	0.22	0	0.024	0.12	0.09	24.80	0.048	0.592	0.017		0.319	28.42	0.052		0.031	0.874	10.7	9.2
53	442-444	10.98	10.82	0.26	0.033	0.026	0.14	0.08	11.71	0.035	0.485	0.011		0.268	35.48	0.013		0.021	0.407	7.5	10.1
54	448-450	10.66	10.46	0.21	0	0.019	0	0.09	14.01	0.033	0.539		0.022	0.319	33.85	0.020	0.219	0.022	0.384	8.3	11.1
55	450-452	10.52	10.21	0.31	0.023	0.031	0.14	0.12	15.40	0.034	0.538	0.009		0.229	34.29	0.016		0.020	0.447	8.6	9.9
56	452-454	9.55	9.28	0.27	0.03	0.029	0.20	0.15	21.56	0.043	0.859	0.011		0.317	31.53	0.019		0.023	0.794	10.0	9.3
57	454-455	10.14	9.89	0.25	0	0.023	0.10	0.13	16.64	0.035	0.534		0.024	0.288	33.04	0.021	0.229	0.020	0.375	8.9	10.8
58	455-457	10.88	10.63	0.25	0.027	0.031	0.14	0.10	12.92	0.029	0.318	0.015		0.289	34.67	0.038		0.023	0.375	8.3	8.0
59	459-461	10.39	10.17	0.23	0	0.024	0	0.09	14.26	0.033	0.637		0.024	0.338	34.11	0.021	0.269	0.025	0.448	9.8	9.6
60	482-484	8.33	8.08	0.27	0	0.030	0.12	0.17	29.53	0.053	1.037		0.030	0.395	28.42	0.029	0.407	0.030	0.812	13.7	8.9

Tab. 45b: Sedimentchemische Parameter des Kerns LN05, Analyse der Karbonatphase.

Nr.	Probeniefe [cm]	SEDIMENTCHEMISCHE PARAMETER [%]																	Mg	C _{org}	
		C _{tot}	C _{min}	C _{org}	N _{tot}	N _{org}	H _{tot}	H _{org}	UR	PO ₄	SiO ₂	Na	K	Mg	Ca	Sr	Al	Mn	Fe	Mg-Ca-Sr	N _{org}
61	472-474	7.43	7.14	0.29	0	0.036	0.13	0.20	37.15	0.065	1.139		0.036	0.446	22.47	0.030	0.432	0.038	1.090	19.4	9.2
62	482-484	8.31			0.032		0.20														
63	492-484	8.71	8.28	0.33	0.058	0.034	0.17	0.19	28.48	0.054	1.074	0.012		0.338	28.25	0.023		0.030	1.114	11.8	9.7
64	502-504	8.36	8.02	0.33	0.03	0.038	0.22	0.22	31.27	0.054	0.992	0.020		0.397	29.58	0.053		0.032	0.902	14.6	9.3
65	512-514	8.29			0.037		0.23														
66	522-524	7.99	7.72	0.27	0	0.032	0	0.16	31.85	0.058	1.097		0.034	0.429	24.25	0.032	0.407	0.035	1.017	17.3	9.3
67	532-534	8.13			0.028		0.18														
68	542-544	8.09			0.037		0.21														
69	552-554	7.89	7.61	0.28	0.031	0.033	0.22	0.27	30.12	0.058	0.957	0.014		0.398	26.08	0.023		0.031	1.115	15.0	8.5
70	562-564	8.31			0.036		0.24														
71	572-574	7.68	7.39	0.29	0	0.028	0.13	0.17	35.02	0.082	1.081		0.034	0.416	24.76	0.032	0.385	0.034	1.001	16.9	10.3
72	582-584	8.21			0.033		0.24														
73	582-594	8.24	7.88	0.26	0	0.027	0.13	0.20	31.16	0.057	1.071		0.039	0.446	26.20	0.030	0.394	0.029	0.846	16.7	9.6
74	599-601	9.58	8.32	0.27	0	0.029	0.11	0.18	27.80	0.049	0.923		0.031	0.436	27.32	0.029	0.349	0.274	0.773	15.7	9.2
75	601-603	10.04	9.75	0.29	0.034	0.030	0.16	0.13	17.84	0.038	0.381	0.014		0.297	30.01	0.013		0.020	0.396	8.9	9.6
76	611-613	9.21	8.95	0.27	0	0.034	0	0.13	19.06	0.036	0.452	0.019		0.329	32.10	0.037		0.023	0.947	10.1	7.8
77	621-623	10.75	10.54	0.21	0	0.018	0.07	0.08	12.41	0.038	0.357		0.014	0.393	34.72	0.023	0.108	0.021	0.219	8.8	11.4
78	631-653	8.20	7.82	0.29	0.028	0.030	0.32	0.20	30.79	0.060	0.840	0.017		0.437	27.81	0.014		0.051	1.163	15.5	9.4
79	633-635	6.71	6.41	0.30	0.028	0.034	0.32	0.28	42.87	0.071	0.788	0.012		0.368	22.19	0.011		0.050	1.000	16.2	8.8
80	635-637	4.32	4.08	0.24	0.029	0.028	0.38	0.36	61.12	0.092	0.873	0.016		0.359	14.62	0.007		0.042	0.837	23.9	8.2
81	640-642	4.86	4.56	0.30	0.030	0.038	0.30	0.33	56.87	0.091	1.040	0.016		0.505	15.11	0.017		0.051	2.218	32.3	7.6
82	650-652	5.16	4.80	0.38	0.038	0.040	0.29	0.30	55.69	0.085	1.415	0.017		0.877	16.43	0.048		0.054	1.415	50.4	8.0
83	660-682	4.68	4.41	0.28	0	0.035	0.20	0.32	57.66	0.092	1.378		0.045	0.619	14.37	0.027	0.519	0.054	1.488	41.2	8.1
84	670-672	4.84	4.37	0.27	0	0.030	0.24	0.28	57.33	0.095	1.593		0.056	0.747	14.17	0.027	0.673	0.053	1.733	49.9	8.2
85	678-681	4.54	4.29	0.25	0	0.027	0.15	0.23	58.27	0.088	1.794		0.060	0.795	13.84	0.025	0.670	0.051	1.585	53.8	9.1
86	684-686	4.45	4.17	0.28	0.032	0.040	0.37	0.35	60.99	0.090	0.970	0.017		0.387	14.77	0.009		0.041	1.161	75.5	7.0
87	686-688	5.87	5.55	0.32	0.032	0.038	0.26	0.26	41.62	0.067	0.719	0.011		0.378	22.83	0.016		0.040	0.875	16.2	8.3
88	688-690	6.36	6.10	0.27	0	0.031	0.15	0.23	44.81	0.077	1.399		0.040	0.506	20.08	0.029	0.484	0.057	1.131	24.5	8.4
89	694-696	5.43	5.16	0.28	0	0.038	0.23	0.24	51.97	0.088	1.597		0.047	0.658	18.64	0.029	0.569	0.049	1.288	38.2	7.3
90	699-701	5.22	5.00	0.27	0	0.028	0.22	0.23	52.31	0.080	1.531		0.056	0.587	16.84	0.022	0.805	0.040	1.432	34.0	7.7
91	709-711	4.84	4.80	0.28	0.026	0.029	0.30	0.27	54.51	0.098	1.620	0.018		0.888	15.19	0.017		0.067	2.087	43.1	8.9
92	719-721	5.11	4.88	0.23	0.02	0.030	0.29	0.29	54.18	0.092	1.718		0.050	0.769	15.67	0.029	0.575	0.049	1.379	46.6	7.6
93	729-731	5.41	5.14	0.27	0.028	0.035	0.31	0.30	52.42	0.085	1.247	0.021		0.768	16.60	0.046		0.056	1.177	44.0	7.7
94	734-736	5.12	4.89	0.24	0	0.031	0.25	0.30	55.66	0.085	1.457		0.055	0.638	15.54	0.028	0.523	0.052	1.287	51.0	7.9
95	739-741	4.67	4.43	0.24	0.033	0.025	0.38	0.30	56.53	0.083	1.589	0.028		0.675	14.53	0.016		0.056	1.707	44.3	9.4
96	744-746	4.27	4.02	0.25	0	0.018	0.30	0.26	58.44	0.100	1.803		0.075	0.991	13.48	0.057	0.713	0.057	1.803	67.3	13.8
97	748-750	4.21	4.01	0.20	0.027	0.027	0.34	0.37	60.92	0.099	1.322	0.021		0.726	13.31	0.014		0.054	1.411	51.8	7.1
98	754-756	3.82	3.44	0.18	0	0.012	0.27	0.31	64.08	0.103	1.849		0.073	0.958	11.82	0.020	0.648	0.051	1.078	74.8	14.5
99	758-780	3.53	3.35	0.18	0.024	0.028	0.40	0.35	88.73	0.091	1.314	0.024		0.807	11.39	0.032		0.058	1.145	65.8	8.7
100	764-786	3.87	3.70	0.17	0	0.018	0.31	0.39	64.28	0.101	1.479		0.058	0.724	12.07	0.021	0.516	0.051	1.389	56.4	10.8
101	768-770	4.14	3.97	0.19	0	0.021	0.27	0.28	62.51	0.106	1.529		0.053	0.739	13.72	0.023	0.482	0.055	1.109	52.8	7.7
102	774-776	3.93	3.74	0.19	0.02	0.019	0.36	0.30	60.89	0.105	1.572	0.023		0.758	13.00	0.004		0.058	1.652	54.9	9.7
103	778-780	3.44	3.31	0.13	0	0.024	0	0.37	65.52	0.107	1.852		0.068	0.832	11.42	0.018	0.628	0.051	1.119	87.7	5.5
104	784-786	3.68			0.019		0.43														
105	790-792	4.00			0.023		0.38														
108	798-801	3.90	3.73	0.18	0	0.017	0.29	0.27	62.56	0.106	1.948		0.087	0.879	12.07	0.022	0.638	0.054	1.038	87.7	10.3
107	810-812	4.07			0.025		0.38														
108	814-816	3.77			0		0.30														
108	824-828	3.87	3.64	0.23	0.024	0.028	0.35	0.31	82.65	0.105	1.576	0.030		0.828	13.68	0.008		0.051	1.616	43.8	8.9
110	834-838	3.98			0.021		0.35														
111	844-848	3.83	3.68	0.14	0	0.023	0.30	0.23	63.91	0.108	1.478		0.057	0.718	13.54	0.022	0.519	0.050	1.436	50.2	6.1
112	854-856	4.21	4.01	0.19	0.022	0.023	0.42	0.30	61.57	0.096	1.316	0.026		0.818	14.16	0.038		0.058	1.147	54.3	8.2
113	864-866	4.08			0.018		0.37														
114	874-876	4.26	4.05	0.22	0.058	0.025	0.30	0.33	60.50	0.104	1.579	0.024		0.844	13.22	0.010		0.055	1.589	60.0	8.7
115	884-886	4.30			0		0.22														
116	889-891	4.08			0.017		0.36														
117	899-901	4.25	4.08	0.19	0.022	0.021	0.36	0.31	58.80	0.107	1.102	0.026		0.735	13.62	0.009		0.054	1.659	51.5	9.2
118	909-911	4.00			0.018		0.37														
119	919-921	3.86			0		0.39														
120	926-928	3.83	3.48	0.17	0.018	0.022	0.38	0.33	84.48	0.105	1.541	0.027		0.826	11.81	0.007		0.047	1.292	54.1	7.8

Tab. 46: Anzahl, Verteilung und maximale Länge der Ostracoden in Kern LN05.

Nr.	Sedimentkern L.Nos	ProbenmäÙe (cm)	ANZAHL UND MAXIMALE LÄNGE (mm) DER OSTRACODEN														MOLLUSKEN		
			Gesamtanzahl	Korrelaturfaktor	hypothetische Anzahl	Candona		Littorina / Leucoscythere		Cytherea		Inocypis		Cypis		Anzahl Bivalven	Anzahl Gastropoden		
						Anzahl	% rel.	l. Länge	max. Länge	Anzahl	% rel.	l. Länge	max. Länge	Anzahl	% rel.			l. Länge	max. Länge
1	0-2	265	0.75	189	175	86.0	1.4	40	15.1	0.9	3.0	0.9	37	14.0	1.0	5	1.8	0.5	
2	8-10	189	-	147	129	84.3	1.5	40	20.4	1.0	9	4.8	0.9	19	9.2	1.0	3	1.5	0.5
3	65-87	235	-	176	159	97.7	1.4	44	19.7	1.0	12	5.1	1.0	17	7.2	1.1	3	1.3	0.6
4	125-127	216	-	162	139	84.4	1.3	40	18.5	1.0	13	6.0	0.9	24	11.1	1.1	0	0	0
5	174-178	223	-	167	166	74.4	1.2	31	13.9	1.0	12	5.4	0.9	14	6.3	1.1	0	0	0
6	226-228	227	-	170	150	85.0	1.2	30	13.2	1.0	2	0.9	0.8	2	0.9	0.7	0	0	0
7	270-272	196	-	139	139	74.8	1.2	37	20.0	0.9	8	4.3	0.9	0	0	0	2	1.1	0.5
8	278-279	153	1	153	74	48.4	1.2	50	32.7	0.9	8	5.2	0.8	21	13.7	1.0	0	0	0
9	319-321	138	-	138	79	57.2	1.1	44	31.9	0.9	3	2.2	0.7	12	8.7	1.1	0	0	0
10	359-381	213	-	213	116	54.5	1.1	60	37.6	0.9	12	5.6	0.8	4	1.9	1.1	1	0.5	0.6
11	379-381	251	-	251	157	62.5	1.2	97	26.7	1.0	14	5.6	0.9	19	5.2	1.0	0	0	0
12	405-411	256	-	256	147	57.0	1.2	79	20.6	1.0	20	7.8	0.8	12	4.7	0.9	0	0	0
13	439-441	336	-	336	190	57.4	1.3	91	27.1	0.9	47	14.0	0.9	5	1.5	1.0	0	0	0
14	442-444	454	0.75	340	222	49.7	1.2	99	19.4	0.9	34	7.5	0.9	11	24.4	1.1	0	0	0
15	450-452	199	-	142	89	47.1	1.3	33	17.5	0.9	24	12.7	0.7	43	22.9	1.1	0	0	0
16	452-454	352	1	352	143	40.8	1.2	70	22.4	0.9	35	9.9	1.0	90	27.0	1.1	0	0	0
17	455-457	370	0.75	278	259	70.0	1.2	38	9.7	0.8	7	1.9	0.7	68	18.4	1.0	0	0	0
18	462-464	357	1	357	198	52.7	1.3	61	22.7	1.0	58	16.2	0.9	30	8.4	1.0	0	0	0
19	468-470	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20	492-494	188	-	188	92	44.1	1.3	40	21.5	0.9	59	30.1	1.0	9	4.3	0.9	0	0	0
21	522-524	305	-	305	124	40.7	1.2	87	28.5	0.9	88	28.9	0.9	6	2.0	0.9	0	0	0
22	532-534	188	-	189	97	49.3	1.3	64	34.0	0.9	37	19.7	0.9	0	0	0	0	0	0
23	582-584	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
24	599-601	242	-	242	132	52.0	1.3	48	19.0	1.0	43	17.9	0.9	1	0.4	0.7	0	0	0
25	601-603	200	0.75	150	160	80.0	1.2	28	13.0	0.9	13	6.5	0.9	1	0.5	0.7	0	0	0
26	631-633	415	-	311	213	51.2	1.2	201	48.3	1.0	2	0.5	0	0	0	0	0	0	0
27	635-637	122	1	132	60	49.9	1.2	60	49.9	0.9	1	0.9	0	0	0	0	0	0	0
28	640-642	514	-	514	39	7.6	1.0	360	73.9	1.0	99	16.5	1.0	0	0	0	0	0	0
29	660-662	364	-	364	60	22.8	1.0	198	51.1	1.0	92	29.1	0.9	0	0	0	0	0	0
30	679-681	206	-	206	64	21.7	1.0	180	81.0	1.0	51	17.3	1.0	0	0	0	0	0	0
31	684-688	98	-	98	41	41.8	1.1	57	59.2	1.0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
32	695-698	256	-	256	103	39.9	1.3	152	59.9	1.0	3	1.2	0.9	0	0	0	0	0	0
33	709-711	300	-	300	21	7.0	1.1	196	62.0	1.0	93	31.0	0.9	0	0	0	0	0	0
34	729-731	164	-	194	13	6.7	0.8	142	73.2	1.0	39	20.1	0	0	0	0	0	0	0
35	748-750	148	2.25	292	3	2.2	0.9	118	91.2	0.9	24	16.5	0.9	0	0	0	0	0	0
36	774-776	112	-	252	1	0.8	0.9	111	99.1	0.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
37	800-802	152	-	342	1	0.7	0.7	148	97.4	0.9	3	2.0	0.9	0	0	0	0	0	0
38	824-826	124	-	279	0	0	0	124	100.0	0.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
39	844-846	92	-	185	0	0	0	77	90.9	0.9	5	6.1	0.9	0	0	0	0	0	0
40	854-856	103	-	232	0	0	0	99	96.1	0.9	4	3.9	0.7	0	0	0	0	0	0
41	884-888	54	-	122	0	0	0	52	96.3	0.9	2	9.7	0.9	0	0	0	0	0	0
42	874-876	106	-	239	1	0.9	0.9	96	90.8	0.8	9	8.5	0.9	0	0	0	0	0	0
43	689-881	59	-	131	20	15.9	1.0	47	91.0	0.9	2	3.4	0.9	0	0	0	0	0	0
44	899-901	71	-	160	23	32.4	0.9	43	97.8	0.8	0	0	0	0	0	0	0	0	0
45	909-911	47	-	108	19	40.4	0.8	23	48.9	0.9	5	10.5	0.9	0	0	0	0	0	0
46	919-921	33	-	74	14	42.4	0.8	18	48.5	0.9	3	9.1	0.9	0	0	0	0	0	0
47	929-929	21	-	47	12	57.1	0.7	7	33.3	0.7	2	9.5	0	0	0	0	0	0	0

Tab. 47: Wassertemperaturen und $\delta^{18}\text{O}$
verschiedener Stationen (05.08.91).

Wasserprobenahme am 05.08.1991						
Wassertiefe [m]	Station LN05		Station LN01		Areuse-Mündung	Areuse
	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
0	22.1		23.0		21.3	-10.11
1	21.0		21.3		21.2	
2	20.8		21.1		21.1	
3	20.8	-8.37	21.1	-8.36	21.1	-8.40
4	20.7		20.9		21.0	
5	20.6		20.9		21.0	
6	20.6		20.8		21.0	
7	20.6		20.8		20.9	
8	20.5		20.7		20.9	
9	20.5	-8.41	20.2	-8.46	20.9	-8.56
10	19.5		19.3		19.8	
11	19.0		18.1		18.1	
12	18.0	-8.51	17.7	-8.49	16.5	-8.58
13	17.5		17.5		16.0	
14	16.3		17.0		15.5	
15	16.0	-8.55	16.4	-8.50	15.0	-8.63
16	15.4		15.7		14.3	
17	14.9		15.0		14.1	
18	14.3		14.9		13.6	
19	13.4		14.2		13.0	
20	13.2	-8.58	13.0	-8.64	12.7	-8.69
21	13.1		11.9		12.5	
22	13.0		11.0		12.3	
23	13.0		11.0		11.9	
24	11.7		9.5		11.6	
25	11.0		8.6		11.3	
26	10.4		8.4		11.2	
27	10.3		8.2		11.2	
28	9.7		8.0		10.4	
29	8.6		7.9		10.0	
30	8.4		7.8		9.9	
31	8.3				9.6	
32	7.7				9.2	
33	7.3				9.0	
34	7.2				8.8	
35	7.1				8.6	
36	6.9				8.5	
37	6.8				8.4	
38	6.7				8.2	
39	6.6				8.1	
40	8.6	-8.65	6.5	-8.63	7.9	-8.72
41	6.5				7.8	
42					7.8	
43					7.7	
44					7.6	
45					7.3	
46					7.1	
47					7.0	
48					8.9	
49					6.8	
50			6.0		6.8	
55					6.5	
60			5.8		6.2	
65					6.0	
70			5.6			
80			5.5	-8.63		
90			5.4			
100			5.3			
110			5.2			
120			5.1	-8.60		
130			5.1			

Tab. 48: Wassertemperaturen und $\delta^{18}\text{O}$
verschiedener Stationen (04.03.91).

Wasserprobenahme am 04.03.1991				
Wassertiefe [m]	Station LN05		Station LN01	
	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]
0	5.9	-8.64	5.9	-8.63
5	5.3			
10	5.1			-8.61
15	5.0			
20	5.0		4.8	
25	4.9			-8.65
30	4.7			
35	4.7			
40	4.6	-8.69	4.6	
60			4.6	
80			4.6	
100			4.6	
120			4.6	

Tab. 49: Wassertemperaturen und $\delta^{18}\text{O}$
verschiedener Stationen (02.09.91).

Wasserprobenahme am 02.09.1991					
Wassertiefe [m]	Station LN05		Station LN01		Areuse-Mündung
	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	T [°C]	$\delta^{18}\text{O}$ [‰]	T [°C]
0	21.5		21.1		20.8
1	21.2		20.4		20.7
2	21.0		20.1		20.5
3	20.9	-8.37	19.9	-8.38	20.3
4	20.9		19.8		20.2
5	20.8		19.7		20.0
6	20.7		19.4		19.9
7	20.6		19.2		19.9
8	20.5		19.1		19.9
9	20.5	-8.39	18.7	-8.49	19.5
10	20.5		17.7		19.4
11	19.8		16.8		19.2
12	19.7	-8.44	16.6	-8.54	19.0
13	17.0		16.5		16.3
14	15.5		16.4		16.0
15	14.6	-8.61	16.3	-8.60	17.7
16	13.9		15.1		17.5
17	13.4		14.5		17.2
18	12.8		13.3		16.9
19	12.4		13.0		15.9
20	11.4	-8.63	12.5	-8.75	15.2
21	11.2		12.3		14.3
22	11.0		11.9		13.1
23	10.7		11.0		10.6
24	10.3		9.8		9.8
25	10.0	-8.73	9.6	-8.71	9.4
26	9.6		9.2		9.2
27	9.4		8.9		8.6
28	9.3		8.7		8.3
29	8.9		8.6		8.1
30	8.6		8.5		7.9
35	7.9		7.4		7.4
40	7.2	-8.73	6.9	-8.74	7.2
45	6.9		6.5		6.9
50			6.2		6.5
55					6.4
60			5.8		6.4
65					8.4
70			5.6		

Tab. 50: Stabile Isotope im Ostracodenkalkzit und Gesamtsediment sowie Korngrößenanalysen von Kern LN05.

Nr.	Sedimentkern LN05 Probenziele [cm]	STABILE ISOTOPE						KORNGRÖSSENANALYSE (µm)					confidence [%]		
		Ostracodenkalkzit [%] Labor: Zürich						Gesamtsediment [%]		ORIEL					
		Candona		Cytherissa		Limno- / Leucocythere		Labor: Lausanne (Zürich)		< 2	2 - 16	63-100		Median	
		$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$						
1	0 - 2	-8.662	-3.244					-3.64	-7.34	7.91	92.09	0	8.73	97.98	
2	8 - 10	-9.206	-3.637					-3.89	-7.81						
3	65 - 67	-8.253	-3.636					-4.24	-7.82	14.23	85.77	0	6.24	99.46	
4										15.05	84.95	0	5.91	99.99	
5										15.02	84.96	0	7.34	99.78	
6	125 - 127	-9.061	-3.426					-4.02	-7.69	13.28	86.72	0	7.15	97.72	
7	174 - 176	-8.970	-3.317					-4.22 (-4.000)	-7.76 (-7.883)	15.79	84.21	0	6.06	99.99	
8	226 - 228	-8.854	-3.566					-4.60	-8.18	18.41	81.59	0	4.43	100.00	
9	268 - 270							-4.56	-8.26						
10	270 - 272	-9.672	-4.251					-4.60	-8.23	11.46	88.54	0	6.11	99.31	
11	271.5 - 272.5							-4.72	-8.33						
12	272 - 274							-4.25	-8.70						
13	274 - 276							-4.24	-9.17						
14	276 - 278	-10.002	-5.578					-3.34	-8.36						
15	278 - 279							-3.26	-8.56						
16	279 - 281							-3.41	-8.84	15.80	84.20	0	9.11	95.04	
17	319 - 321	-9.594	-6.227					-3.24	-8.61	14.89	85.11	0	5.51	99.99	
18	359 - 361	-9.679	-5.527					-3.53 (-3.400)	-8.96 (-8.950)	15.02	84.98	0	5.96	99.97	
19	379 - 381	-8.327	-5.641					-3.53	-9.18	15.94	84.06	0	5.16	100.00	
20	409 - 411	-8.131	-6.143					-3.51	-9.17	16.31	83.69	0	4.45	100.00	
21	439 - 441	-7.636	-5.561					-3.90	-9.76						
22	442 - 444	-8.068	-4.276					-3.69	-8.28						
23	448 - 450									8.85	91.15	0	4.95	100.00	
24	450 - 452	-8.013	-4.436					-3.68	-8.56						
25	452 - 454	-8.121	-5.710					-3.80	-9.27	12.68	87.32	0	5.45	99.97	
26	455 - 457	-7.523	-3.967					-3.53	-8.25	6.90	93.10	0	5.55	100.00	
27	462 - 464	-8.023	-5.814					-3.52	-8.53	14.69	85.31	0	5.56	100.00	
28	492 - 494	-9.005	-5.752	-7.213	-7.238			-3.77	-9.66	14.01	85.99	0	5.56	100.00	
29	522 - 524	-8.922	-6.314					-3.15	-8.08	13.39	86.61	0	5.62	100.00	
30	552 - 554	-9.071	-6.607					-3.36	-9.08	12.95	87.05	0	4.90	100.00	
31	592 - 594									12.94	87.06	0	6.99	96.34	
32	599 - 601	-7.521	-5.439					-3.49	-9.19	13.96	86.04	0	5.15	100.00	
33	601 - 603	-7.526	-3.939					-2.93 (-2.727)	-7.68 (-7.729)	11.57	88.43	0	4.47	100.00	
34	621 - 623									8.72	91.28	0	5.67	99.79	
35	631 - 633	-8.770	-4.035					-2.90	-8.12	13.26	86.74	0	5.45	100.00	
36	633 - 635							-1.94	-7.56						
37	635 - 637	-8.306	-6.023					-1.96	-7.53	10.80	89.20	0	9.32	96.51	
38	640 - 642							-0.27	-6.38	11.84	88.06	0	7.24	99.75	
39	660 - 662	-8.241	-8.258			-6.710	-9.363	0.10	-6.16	10.52	89.48	0	7.25	99.94	
40	679 - 681	-7.617	-8.585			-7.121	-9.776	0.36	-6.03	9.71	90.29	0	9.33	99.63	
41	684 - 686							-2.12	-7.56	13.74	86.26	0	6.01	100.00	
42	686 - 688	-6.096	-6.644			-8.134	-5.947	-2.04	-7.80	12.70	87.30	0	8.47	97.15	
43	709 - 711					-4.550	-6.402	-0.18	-5.94	14.09	85.91	0	6.98	99.97	
44	729 - 731					-5.238	-7.948	0.14	-5.39	12.21	87.79	0	9.04	96.85	
45	739 - 741							-0.02	-5.45	10.40	88.60	0	8.48	98.99	
46	748 - 750					-3.694	-7.993	-0.68	-5.73	8.64	91.36	0	15.86	98.37	
47	774 - 776					-3.765	-10.038	-0.94	-6.00	10.71	89.29	0	13.08	98.94	
48	808 - 802					-2.945	-9.747	0.56	-5.81	13.12	86.88	0	8.69	99.61	
49	824 - 826					-2.648	-10.964	-0.06 (-0.566)	-6.14 (-6.210)	15.16	84.84	0	7.42	99.37	
50	844 - 846									9.70	90.30	0	13.12	98.38	
51	854 - 856					-1.455	-7.292	-0.90	-5.86	9.17	85.50	5.33	15.35	95.19	
52	864 - 866									11.60	88.40	0	12.70	98.94	
53	874 - 876					-4.275	-10.408	-0.42	-5.85	12.12	87.88	0	9.69	97.78	
54	884 - 886									16.45	83.55	0	9.07	97.12	
55	889 - 891									9.38	82.40	8.23	17.76	96.21	
56	899 - 901					-1.217	-6.243	-0.72	-5.52	9.46	80.54	0	10.27	96.64	
57	909 - 911									9.38	86.93	3.66	15.42	98.20	
58	919 - 921					-2.950	-6.630			9.82	90.18	0	12.22	95.39	
59	926 - 928							-1.07	-5.60						