

GAGP

GÖTTINGER
ARBEITEN ZUR
GEOLOGIE UND
PALÄONTOLOGIE

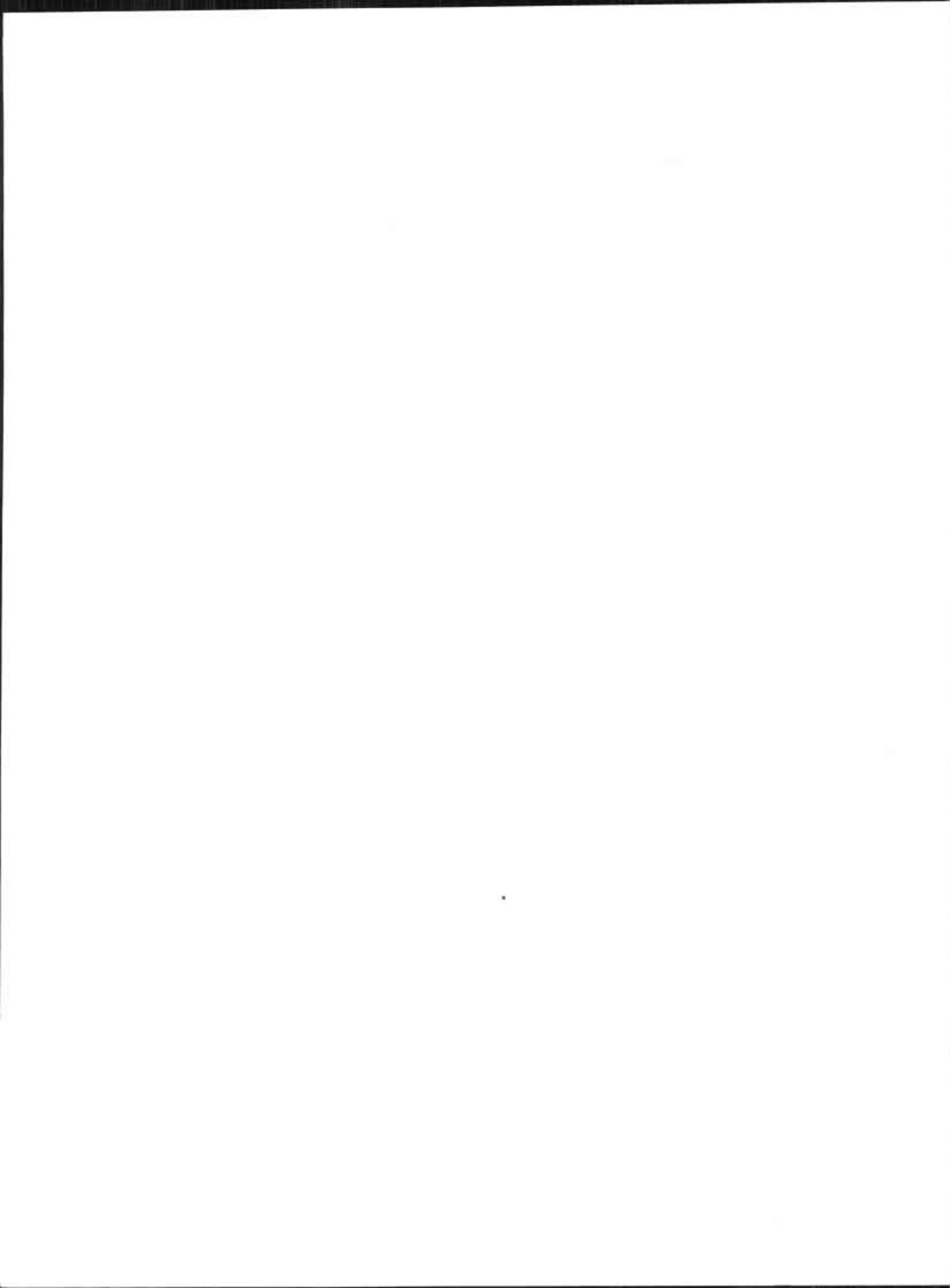
Nr. 34

Ahmad-Reza Behbehani

**Sedimentations- und Klimageschichte
des Spät- und Postglazials im Bereich
der Nördlichen Kalkalpen
(Salzkammergutseen, Österreich)**

1987

GEOLOGISCHE INSTITUTE, UNIVERSITÄT GÖTTINGEN





GÖTTINGER
ARBEITEN ZUR
GEOLOGIE UND
PALÄONTOLOGIE

Nr. 34

Ahmad-Reza Behbehani

**Sedimentations- und Klimageschichte
des Spät- und Postglazials im Bereich
der Nördlichen Kalkalpen
(Salzkammergutseen, Österreich)**

1987

Im Selbstverlag der Geologischen Institute
der Georg-August-Universität Göttingen

Göttinger Arb. Geol. Paläont.

34

120 S., 58 Abb., 19 Tab., 5 Taf.

Göttingen, 30. 12. 1987

Ahmad-Reza Behbehani

**Sedimentations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials im
Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Salzkammergutseen, Österreich)**

Als Dissertation eingereicht am 16.9.1987
bei den Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fachbereichen
der Georg-August-Universität



erscheinen in unregelmäßiger Folge
im Selbstverlag der Geologischen Institute
der Georg-August-Universität Göttingen:
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre



are issued irregularly
by the Geological Institutes
(until 1985: Geol.-Paläont. Inst.)
of Göttingen University:
Institute and Museum of Geology and Palaeontology
Institute of Geology and Dynamics of the Lithosphere

Redaktion

Dr. Helga Uffendorde
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
Goldschmidt-Straße 3
D-3400 Göttingen

I S S N 0534-0403

© Geologische Institute, Universität Göttingen
Offsetdruck KINZEL, Göttingen

BEHBEHANI, A. R. (1987): Sedimentations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Salzkammergutseen, Österreich). [Sedimentation and climate history of late- and postglacial times in the area of the Northern Calcareous Alps (Salzkammergut, Austria)]
Göttinger Arb. Geol. Paläont., 34: 120 S., 58 Abb., 19 Tab., 5 Taf., Göttingen

The palaeoclimate in the area of the Northern Calcareous Alps is reconstructed based on the microfacies (microphyte and macrophyte carbonates), mineralogical (change in the mineral inventory), sediment-chemical (phosphorus, nitrogen, C_{org} , pH/Eh measurements) and isotopic characteristics of the lacustrine sediments occurring there ($\delta^{13}C/\delta^{18}O$). Several colder and warmer climatic periods of the last 17,000 years were recorded. Changes in the lake level have been verified and attributed to either regional or local processes (hydrology, land slides, anthropogenic influence).

Quaternary, limnogeology, sediment-chemistry, stable isotope geochemistry, palaeoclimate, carbonates, facies, analysis of lake level changes, charophytes, Northern Calcareous Alps

A. R. Behbehani, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Goldschmidtstr. 3, D-3400 Göttingen

SUMMARY

Studies on sedimentology, geochemistry, sediment microfacies, and palaeolimnology of the lakes of Salzkammergut (Attersee, Mondsee, Halleswiessee) were carried out. With the data obtained the sedimentary and climatic history was reconstructed. The sediment profiles of the investigated lakes reveal the complete sedimentary and climatic development in the Northern Calcareous Alps since the last glacial period.

Evidence of the cold climate of the late-glacial period, older than 17,000 B.P., is provided by the occurrence of Würm moraines. Banded clay evidences the retreat of the glacier out of the lake basin beginning 17,000 B.P.

In the Bölling period biogenetic carbonate production set in due to the climatic warming in the Attersee; the carbonate contents doubled. The rise in temperature during the Alleröd period is manifested in the relatively high $\delta^{18}O$ values. The subsequent climatic cooling in the Younger Dryas period entails increased allochthonous sediment input.

The sedimentary changes in the Halleswiessee from the coarse Younger Dryas material to the finely laminated Preboreal sediments reveals the climatic warming at the late-glacial/postglacial transition. In the Attersee an equivalent sedimentary change is not detectable at this transition.

For the postglacial period several humid and cold as well as drier and warmer climatic phases have been detected in the sediment profile of the Halleswiessee. The warmest phase with the least rain is assumed to have existed in the Neolithic.

In the sublittoral zone of the Mondsee the late-glacial marl (50-75% $CaCO_3$) sedimentation gives way to the Preboreal lake marl (>75% $CaCO_3$) sedimentation. The formation of lake marl is assumed to provide evidence of warmer periods with increased carbonate production by benthic micro- and macrophytes (charophytes).

The climatic optimum (little rainfall, higher temperatures) and other factors such as, e.g., hydrological events, caused a lowering of the surface level of the lake during the Younger Atlanticum and Subboreal periods. Sublittoral areas of the lakes (Attersee, Mondsee) which dried up in the Neolithic were colonized by Stone Age men. The age of the Neolithic settlements inferred from palynological data has been additionally verified by ^{14}C age

determinations. The rise of the lake level due to the beginning climatic cooling took place in the second half of the Subboreal and brought the Neolithic bank colonization to an end.

In the sand fraction of the lacustrine sediments several types of tubular structures of calcified charophyceae have been identified under the microscope. The lacustrine sediments have been classified according to their genetic and bathymetric characteristics. This is of importance for their use in isotope studies.

The sedimentological analyses are complemented by isotope measurements on specific sediment components (calcified tubular charophyceae). The course of the $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ curves of the Mondsee profile and the Attersee profiles evidence the more gentle and more humid Alleröd period and confirm the Younger Dryas climatic cooling. In the postglacial period the transitional phases of the Preboreal/Boreal, the Younger Atlanticum, and Younger Subboreal have been determined as being the warmest climatic periods.

pH/Eh measurements indicate reducing conditions in the lacustrine sediments of Halleswiessee since the postglacial period. pH/Eh measurements of the Attersee sediments reflect the well-oxygenated system of the oligotrophic hard-water lake since 13,000 B.P.

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen dieser Arbeit wurden sedimentologische, geochemische, sedimentchemische, sedimentmikrofaunale und paläolimnologische Untersuchungen an Salzkammergutseen (Attersee, Mondsee, Halleswiessee) durchgeführt. Die dadurch gewonnenen Ergebnisse wurden zur Rekonstruktion von Sedimentations- und Klimageschichte herangezogen. Die Sedimentprofile der untersuchten Seen dokumentieren die vollständige Sedimentations- und Klimaentwicklung in den Nördlichen Kalkalpen nach der letzten Eiszeit.

Das kalte Klima des Spätglazials, älter als 17.000 B.P., wird im Attersee durch das Vorkommen von Würmmoränen dokumentiert. Die Bändertone belegen den Rückzug des Gletschers aus dem Seebecken ab 17.000 B.P.

Die biogene Karbonatproduktion setzt ab Bölling als Folge der Klimaerwärmung im Attersee ein. Die Karbonatgehalte werden verdoppelt. Der Temperaturanstieg im Alleröd wird durch höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte deutlich. Der nachfolgende Klimarückschlag während der Zeit der Jüngeren Dryas führt zur vermehrten allochthonen Einschüttung.

Der Sedimentationswechsel im Halleswiessee von grobem Seeschluff der Jüngeren Dryas zu den feinlaminierten Ablagerungen des Präboreals dokumentiert die Klimaerwärmung an der Grenze Spätglazial/Postglazial. Im Attersee ist an dieser Grenze kein entsprechender Sedimentationswechsel erkennbar.

Für das Postglazial werden mehrere feuchte und kalte sowie trockenere und wärmere Klimaphasen im Sedimentprofil des Halleswiessees beobachtet. Die niederschlagsärmste und wärmste Phase wird im Neolithikum angenommen.

Im sublitoralen Bereich des Mondsees verändert sich die Seemergelsedimentation des Spätglazials zugunsten der Seekreidesedimentation im Präboreal. Die Seekreidebildung wird als Zeichen für wärmere Zeiten mit erhöhter benthischer Karbonatproduktion durch Mikro- bzw. Makrophyten (Characeen) gedeutet.

Das Klimaoptimum (geringe Niederschläge, höhere Temperaturen) und andere Faktoren wie z.B. hydrologische Ereignisse führten zur Absenkung des Seespiegels in der Zeit des Jüngeren Atlantikums und des Subboreals. Im Neolithikum trocken gefallene Sublitoralbereiche der Seen (Attersee, Mondsee) wurden von den Steinzeit-Menschen besiedelt. Die zeitliche Zuordnung der neolithischen Pfahlbausiedlungen wurde zusätzlich zu den palynologischen Daten durch ^{14}C -Datierungen abgesichert. Der Wiederanstieg des Seespiegels, bedingt durch die einsetzende Kli-

maverschlechterung, erfolgte in der zweiten Hälfte des Subboreals und setzte der Zeit der neolithischen Ufer-Besiedlung ein Ende.

Mehrere unterschiedliche Röhrenstrukturen der verkalkten Characeen werden durch mikroskopische Untersuchungen in der Sandfraktion der Seesedimente unterschieden. Ihre genetische und bathymetrische Zuordnung wird festgelegt, was für die Verwendung bei den isotopengeochemischen Untersuchungen wichtig ist.

Die Isotopenmessungen an spezifischen Sedimentkomponenten (verkalkte Characeen-Röhrchen) unterstützen die sedimentologischen Aussagen. Die Entwicklung der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven des Mondseeprofiles und der Attersee-profile belegen die mildere und feuchte Periode des Alleröds und bestätigen den Klimarückschlag der Jüngeren Dryas. Im Postglazial werden die Übergangsphase Präboreal/Boreal sowie die Zeit des Jüngeren Atlantikum und des Jüngeren Subboreals als wärmste Klimaperioden registriert.

pH/Eh-Messungen zeigen reduzierende Bedingungen in den Sedimenten des Halleswiesees seit dem Postglazial an. pH/Eh-Messungen der Sedimente des Attersees spiegeln das gut gepufferte System des oligotrophen karbonatreichen Sees seit 13000 B.P. wider.

RESUME

Dans le cadre de cette étude des analyses sédimentologiques, géochimiques, sédimentaires-microfaciaux et paléolimnologiques ont été effectués aux lacs du Salzkammergut (Attersee, Mondsee, Halleswiesee). Les résultats obtenus ont servis à la reconstruction de l'histoire sédimentaire et climatique. Tout le développement sédimentaire et climatique dans les Alpes calcaires du nord après la période glaciaire dernière se manifeste dans les profils sédimentaires des lacs examinés.

Dans l'Attersee le climat froid de la période tardiglaciaire d'il y a 17.000 B.P. est démontré par l'occurrence des moraines du Würm. Les lamines argileuses prouvent la retraite du glacier du bassin lacustre depuis 17.000 B.P.

Dans l'Attersee la production du carbonate biogénétique est due à l'amélioration du climat depuis la période Bölling. Les teneurs en carbonate doublent. La hausse de température durant la période d'Alleröd est révélée par les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ élevées. Le refroidissement climatique subséquente pendant la période du Dryas inférieur entraîne une augmentation des apports allochtones.

Le changement de la sédimentation dans le Halleswiesee des vases lacustres grossières de la période Dryas jeune aux sédiments laminaires préboréaux met en évidence le réchauffement climatique à la transition tardiglaciaire/postglaciaire. Dans l'Attersee un changement sédimentaire équivalent ne peut être pas mis en évidence.

Dans la période postglaciaire plusieurs phases climatiques humides et froides ainsi que plus sèches et plus chaudes sont observées dans le profil sédimentaire du Halleswiesee. La phase la moins pluvieuse et la plus chaude est supposée néolithique.

Dans la région sublittorale du Mondsee la sédimentation tardiglaciaire de la marne lacustre se modifie en faveur de la sédimentation préboréale de la craie lacustre. La formation de la craie lacustre est interprétée comme un indice des périodes plus chaudes à production benthique de carbonate produit par des micro- et macrophytes (characées).

L'optimum climatique (peu de pluie, températures élevées) et d'autres facteurs comme par exemple des événements hydrologiques ont causé la baisse du niveau du lac dans la période Atlantique jeune et subboréale. Des régions sublittorales des lacs (Attersee, Mondsee), asséchées durant la période néolithique, ont été colonisées par des hommes de l'âge de pierre. En plus des données palynologiques l'âge des habitations lacustres néolithiques a été vérifié par des ^{14}C datations. La hausse renouvelée du niveau du lac due à l'amorce du refroidissement climatique s'est produite dans la seconde moitié de la période subboréale et a mis fin à la colonisation néolithique du rivage.

Dans la fraction sableuse des sédiments lacustres plusieurs structures tubulaires différentes des characées calcifiées ont été distinguées grâce aux recherches microscopiques dans la fraction sableuse des sédiments lacustres. Ces structures tubulaires sont classées génétiquement et bathymétriquement en vue de leur utilisation au cours des analyses isotopiques.

Les mesures isotopiques des composants sédimentaires spécifiques fournissent des preuves à l'appui des résultats sédimentologiques. Le développement du $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ du profil du Mondsee et des profils du Attersee fournit des preuves à l'appui de la période Allerød plus modérée et humide et confirment le refroidissement climatique du Dryas jeune. Durant l'époque postglaciaire la transition préboréale/boréale ainsi que la période de l'Atlantique jeune und du Subboréal jeune sont caractérisées comme les périodes climatiques les plus chaudes.

Des mesures pH/Eh indiquent des conditions réductrices dans les sédiments du Halleswiessee depuis la période postglaciaire. Des mesures pH/Eh des sédiments du Attersee reflètent le système bien tamponné du lac oligotrophe riche en carbonate depuis 13.000 B.P.

VORWORT

Das Thema dieser Dissertation wurde von Prof. Dr. J. Schneider, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre der Universität Göttingen, vergeben. Mein herzlicher Dank gilt ihm für sein ständiges Interesse und seine konstruktiven Anregungen.

Die Arbeit wurde im Rahmen eines interdisziplinären Forschungsprogramms, in Zusammenarbeit mit der Österr. Akademie der Wissenschaften (Limnologisches Institut Mondsee), durchgeführt. Doz. Dr. D. Danielopol, M. Handl, Doz. Dr. R. Schmidt, Dr. E. Schultze und R. Niederreiter sei für die Hilfe bei den Geländearbeiten und für die fachliche Zusammenarbeit gedankt.

Univ. Lekt. J. Offenberger, Leiter der Abteilung Unterwasserarchäologie Bundesdenkmalamt Wien, danke ich für aufschlußreiche Informationen und interessante Diskussionen.

Zahlreiche praktische Hilfe bei den Gelände- und Laborarbeiten erhielt ich von meinen Kollegen und Kommilitonen M. Claes, M. Ghorbani, J. Helbig, E. Horsthemke, J. Obenlüneschloß, J. Röhrs, J. Schwellenthin, I. Strackenbrock, B. Welzel und U. Wolf.

Die technischen Angestellten der Geologischen Institute der Universität Göttingen, u.a. H. Düker, K. Faber, C. Kaubisch, U. Meliß und H. Scholz, waren mir bei der Durchführung der vielen notwendigen technischen Arbeiten behilflich.

Die Isotopenuntersuchungen wurden unter der Leitung von Prof. Dr. J. Hoefs (Geochemisches Institut der Universität Göttingen) durchgeführt.

Dr. W. Krause (Aulendorf) übernahm die Artenbestimmung der rezenten Characeen.

Allen möchte ich für ihre Unterstützung herzlich danken.

Mein besonderer Dank gilt R. Gall für ihr Verständnis und ihr ständiges Interesse sowie für ihre Unterstützung.

Das Forschungsprogramm wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft gefördert.

INHALTSVERZEICHNIS

		Seite
I	EINFÜHRUNG.....	3
1	Einleitung	3
2	Salzkammergutseen.....	4
2.1	Geographische Lage	4
2.2	Morphologie.....	5
2.3	Geologische Übersicht	8
2.4	Entstehungsgeschichte.....	8
2.5	Erforschungsgeschichte.....	10
2.6	Limnologische Situation.....	11
2.7	Sedimentliefernde Prozesse.....	12
II	SEDIMENTPROFIL HALLESWIESEE	14
1	Sedimenttypen des Halleswiesees.....	14
2	Profilbeschreibung/Diskussion	16
3	Chemische Parameter.....	18
4	Palynologische Untersuchungen im Halleswiesee-Profil.....	19
5	Untersuchung der Sandfraktion	20
6	Fall-Lot-Kerne	25
7	Halleswiesemoor-Profil.....	25
8	Schlußfolgerung.....	27
III	SEDIMENTPROFIL MONDSEE	28
1	Sedimenttypen des Mondsee-Sublitorals.....	28
2	Profilbeschreibung/Diskussion	29
3	Chemische Parameter.....	31
4	Palynologische Untersuchungen am Mondsee-Sublitoral-Profil.....	31
5	Untersuchung der Sandfraktion	34
6	Schlußfolgerung.....	36
IV	SEDIMENTOLOGISCHE ENTWICKLUNG DES ATTERSEES.....	38
1	Profilbeschreibung/Diskussion	38
2	Schlußfolgerung.....	41
V	SEESPIEGELSCHWANKUNGEN	44
1	Neolithische Siedlung Station See/Mondsee	44
1.1	Nachweis von Seespiegelschwankungen in den Litoralsedimentens	46
1.2	Sediment-Kerne	48
1.3	Diskussion	48
2	Neolithische Siedlung Weyregg I/Attersee	54
2.1	Sedimentkerne	54
2.2	Diskussion	55
3	Schlußfolgerungen.....	61
4	Ursachen der Seespiegelschwankungen	61

VI	KLIMAOSZILLATIONEN.....	62
VII	CHARACEEN.....	69
VIII	ISOTOPENGEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN.....	72
	1 Stabile Sauerstoffisotope.....	72
	2 Stabile Kohlenstoffisotope.....	74
	3 Stabile Isotopenmessungen an limnischen Sedimenten.....	74
	3.1 Isotopenmessungen an Mondsee-Sublitoral-Sedimenten.....	75
	3.2 Isotopenmessungen an den Attersee-Sedimenten.....	75
	3.3 Isotopenmessungen an Halleswiessee-Sedimenten.....	77
	3.4 Diskussion.....	78
IX	pH/Eh-MESSUNGEN AN SEDIMENT-KERNEN.....	78
	1 Auswertung der pH/Eh-Messungen.....	78
	2 Interpretation der pH/Eh-Messungen an Sedimentkernen.....	79
X	ZUSAMMENFASSENDER DISKUSSION.....	81
XI	LITERATURVERZEICHNIS.....	84
XII	METHODIK.....	91
	1 Geländearbeiten/Probennahme.....	91
	1.1 Zufluß- und Schotterproben.....	91
	1.2 Sediment-Kerne.....	91
	2 Laboruntersuchungen.....	93
	2.1 Die Verarbeitung von Sedimentkernen.....	93
	2.1.1 Sedimentkerne.....	93
	2.1.2 pH/Eh-Kerne.....	93
	2.1.2.1 pH/Eh-Messungen.....	93
	2.1.2.2 Auswertung der pH/Eh-Messungen.....	93
	2.2 Die Vorbereitung der Proben.....	94
	2.3 Die Bestimmung von Gesamt-, Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff.....	94
	2.4 Röntgendiffraktometrie.....	94
	2.5 Berechnung von Dolomit, Calcit und Gesamtkarbonat.....	94
	2.6 Bestimmung von Quarz.....	96
	2.7 Analyse des Gesamtphosphors.....	97
	2.8 Bestimmung des Gehaltes an Gesamt-Stickstoff.....	97
	2.9 Korngrößenanalyse.....	97
	2.10 Mikroskopische Untersuchungen.....	98
	2.11 Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenmessungen.....	98
	2.12 Dünnschliffmikroskopie.....	98
	2.13 Stereoscan-Aufnahmen.....	98
	2.14 Radiographie.....	99
	2.15 Fehlerbetrachtung.....	99
XIII	ANHANG.....	100

I EINFÜHRUNG

I.1 Einleitung

Seen sind Stationen im exogenen Stoffkreislauf. Die Untersuchung ihrer Ablagerungen ermöglicht die Rekonstruktion der Sedimentations- und Klimaentwicklung (s. Abb. 1). Fundierte Kenntnisse der Klimageschichte sind nicht nur von Interesse für die Paläolimnologie, sondern sind auch für die Vorhersage künftiger Klimaentwicklungen von entscheidender Bedeutung.

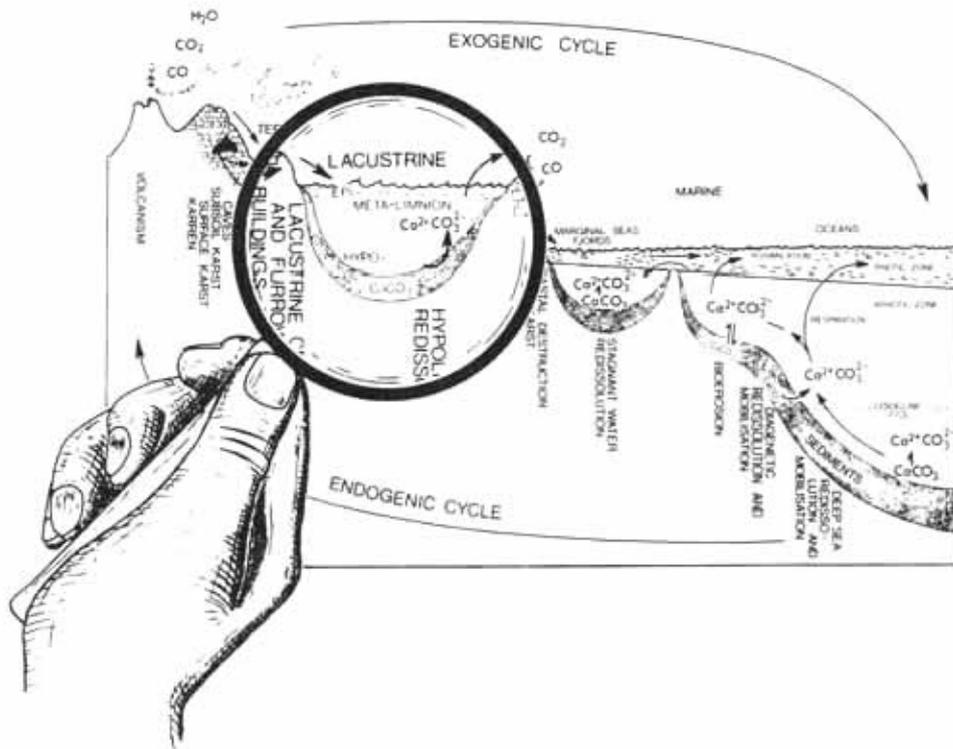


Abb. 1: Das lakustrine Milieu als Bestandteil des exogenen Stoffkreislaufes (nach GOLUBIC & SCHNEIDER 1979, aus SCHRÖDER 1982).

Sedimentologische und palynologische Untersuchungen sind im Rahmen des IGCP-Projekts 158 B "Paleohydrological changes in the last 15000 years - lake and mire environments" an mehreren Sediment-Kernprofilen verschiedener Seen durchgeführt worden.

Seespiegelschwankungen können mit Kenntnis der Klimaschwankungen verifiziert und entweder auf regional wirkende Prozesse oder auf lokale Ursachen (spez. Hydrologie, Rutschungen, anthropogene Einflüsse) zurückgeführt werden.

Die Rekonstruktion des Paläoklimas anhand von Seesedimenten erfolgt über mikrofazielle Anzeiger (Mikrophyten-Karbonate), mineralogische Anzeiger (Veränderung des Mineralbestandes, z.B. durch vermehrten Eintrag von Leitmineralien während niederschlagsreicher Perioden), sedimentchemische Anzeiger (Pflanzennährstoffe, z.B. P, N, Corg, pH/Eh-Messungen) und geochemische Anzeiger (stabile C/O-Isotope).

Untersuchungen an Characeen liefern Informationen über die Genese und über Mechanismen der Kalkproduktion der verkalkenden Makrophyten.

I.2 Salzkammergutseen

I.2.1 Geographische Lage

Das Österreichische Salzkammergut wird zu 5 % von 70 Seen bedeckt. Sie verteilen sich auf ein Gebiet von rund 2500 Quadratkilometern. Von der Gesamtwasserfläche dieser Seen entfallen 37 % auf den Attersee.

	Attersee	Mondsee	Halleswiesee
Geographische Breite	47°52'	47°48'	47°46'
Geographische Länge	13°32'	13°23'	13°32'
Seehöhe (m) ü. Adria	469,2	481	781
Seefläche (km ²)	45,9	14,21	0,018
max. Tiefe (m)	171	68,3	4,1
mittl. Tiefe (m)	84	36,0	1,55
Volumen (m ³)	3934x10 ⁶	510x10 ⁶	28000
Länge (km)	20,1	9,2	0,19
max. Breite (km)	3,3	2,3	0,13
Wassererneuerungszeit(Jahren)	7	1,7	
Abflußzeit (m ³ /s)	17,5	9,2	1-2
Wassereinzugsgebiet (km ²)	463,5	247	3,5

Tab.1: Grundlagentdaten der untersuchten Seen (nach GU, MÜLLER 1972, GÜ. MÜLLER 1979 und JAGSCH & MEGAY 1982).



Abb. 2: Seen und Flüsse des Salzkammergutes - Übersichtskarte (nach SCHADLER 1959).

Der Attersee erstreckt sich am Fuß der Nördlichen Kalkalpen, 45 km östlich von Salzburg, in nordnordöstlicher Richtung in das Alpenvorland. Dem Attersee sind die drei Seen Irrsee (oder Zellersee) im Westen, der Fuschlsee und der Mondsee im Südwesten vorgeschaltet (s. Abb. 2).

Die Lebenserwartung des Attersees beträgt nach SCHADLER (1959) ca. 500000 Jahre. Nach neueren Daten wird diese Zeit jedoch auf nur 95000 Jahre reduziert (vgl. NIESSEN 1981, SCHRÖDER 1982, CHONDROGIANNI & SCHMIDT 1984, BEHBEHANI 1984, STRACKENBROCK 1985).

Der Halleswiessee liegt zwischen Attersee, Wolfgangsee und Bad Ischl in einer 2,5 km langen, bis 0,5 km breiten und ca. 50 m tiefen Talsenke.

1.2.2 Morphologie

Im Norden ist der Attersee von verhältnismäßig flachen eiszeitlichen Moränen umgeben. Im mittleren Abschnitt wird die Morphologie durch Flyschgebirge geprägt, das z.T. randlich flächenhaft von Moränen überdeckt ist. Im Süden und Südosten ist der Attersee von den Nördlichen Kalkalpen umgeben.

Das Atterseebecken gliedert sich morphologisch in drei Teilbecken:

- a. Das südliche Teilbecken ist mit einer Tiefe von -171 m das tiefste und wird durch eine Schwelle (-120 m) und eine Erhebung (-12 m) vom übrigen See abgetrennt.
- b. Das mittlere Teilbecken gliedert sich in zwei Bereiche, die durch zwei unterseeische Erhebungen (-49 m und -78 m) getrennt sind.
- c. Das nördliche Teilbecken hat seine tiefste Stelle bei -137 m.

Die unterseeischen Hänge des Ost- und Südufers sind steiler als die des Nord- und Westufers, die einen z.T. breiten Karbonatschelf bilden (s. Abb. 3).

Das Mondseeufer ist im Süden durch die steilen Felsen der Nördlichen Kalkalpen geprägt, während flache Hügel der Flyschzone, Moränen und Schwemmkegel das nördliche Ufer bilden.

Der Mondsee läßt sich in drei Zonen aufteilen. Das Nord-Becken fällt flach ab, im Gegensatz zu dem mit steileren Ufern versehenen Südbecken. Das Südbecken kann in ein Zentral- und ein Ostbecken aufgeteilt werden. Die Grenze zwischen diesen beiden Becken wird durch eine Verengung und den steileren Anstieg des Seebodens im Bereich eines Deltas gebildet (s. Abb. 4).

Der Halleswiessee liegt im Ostteil der Halleswies-Mulde; es handelt sich um eine Karsthohlform, einen Poljesees. Der Westteil der Einsenkung wird vom Halleswiesmoor eingenommen. Bei Normalwasser weist der Halleswiessee eine Wassertiefe von nur -4,1 m auf, während er bei Überschwemmung eine Tiefe von max. -8,6 m besitzt (s. Abb. 5).

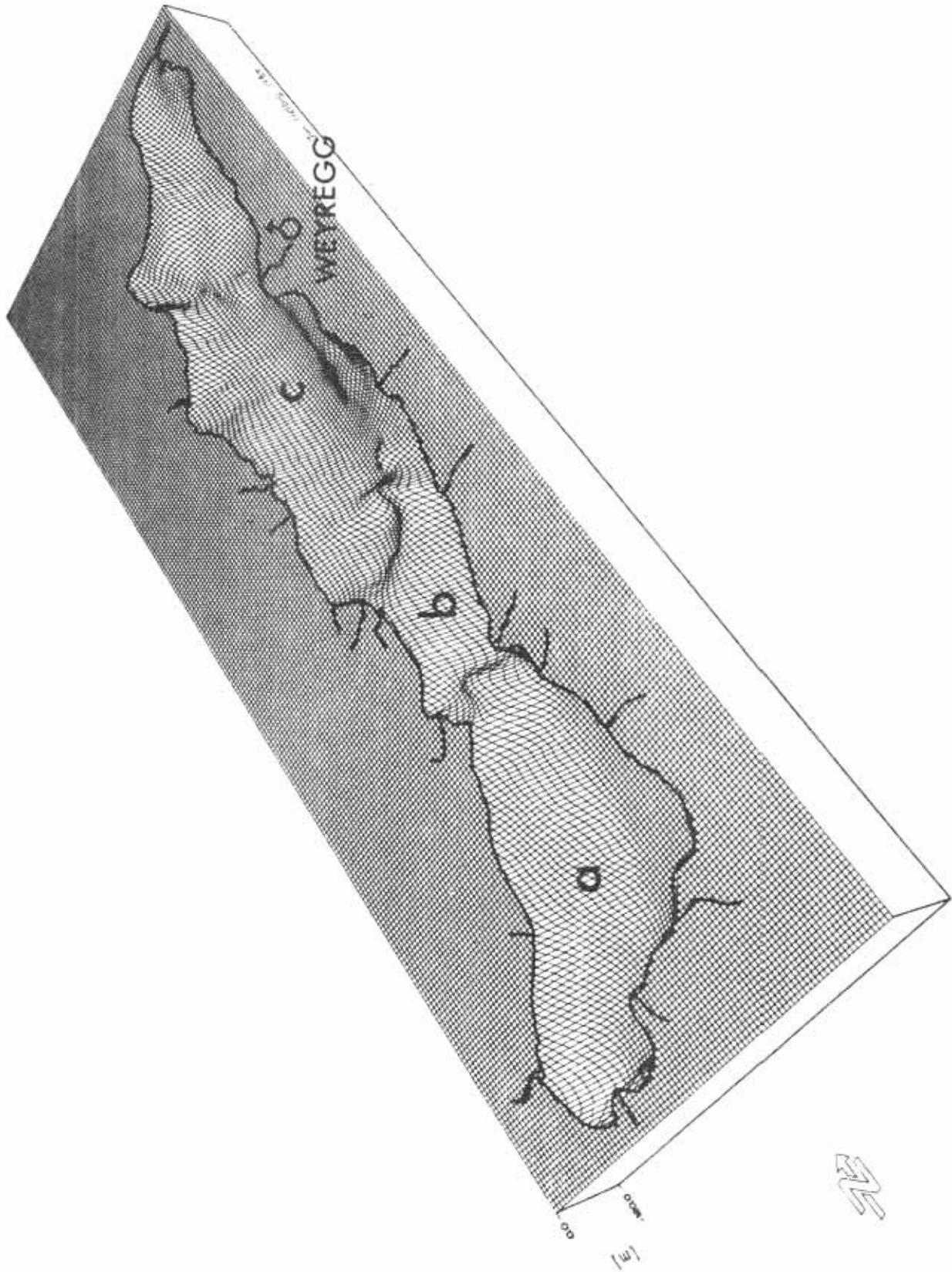


Abb. 3: 3-dimensionale Darstellung des Atterseebeckens (Computer-Graphik). Blick von Südosten nach Nordwesten

Mondsee

2.0 -fach ueberhoeht

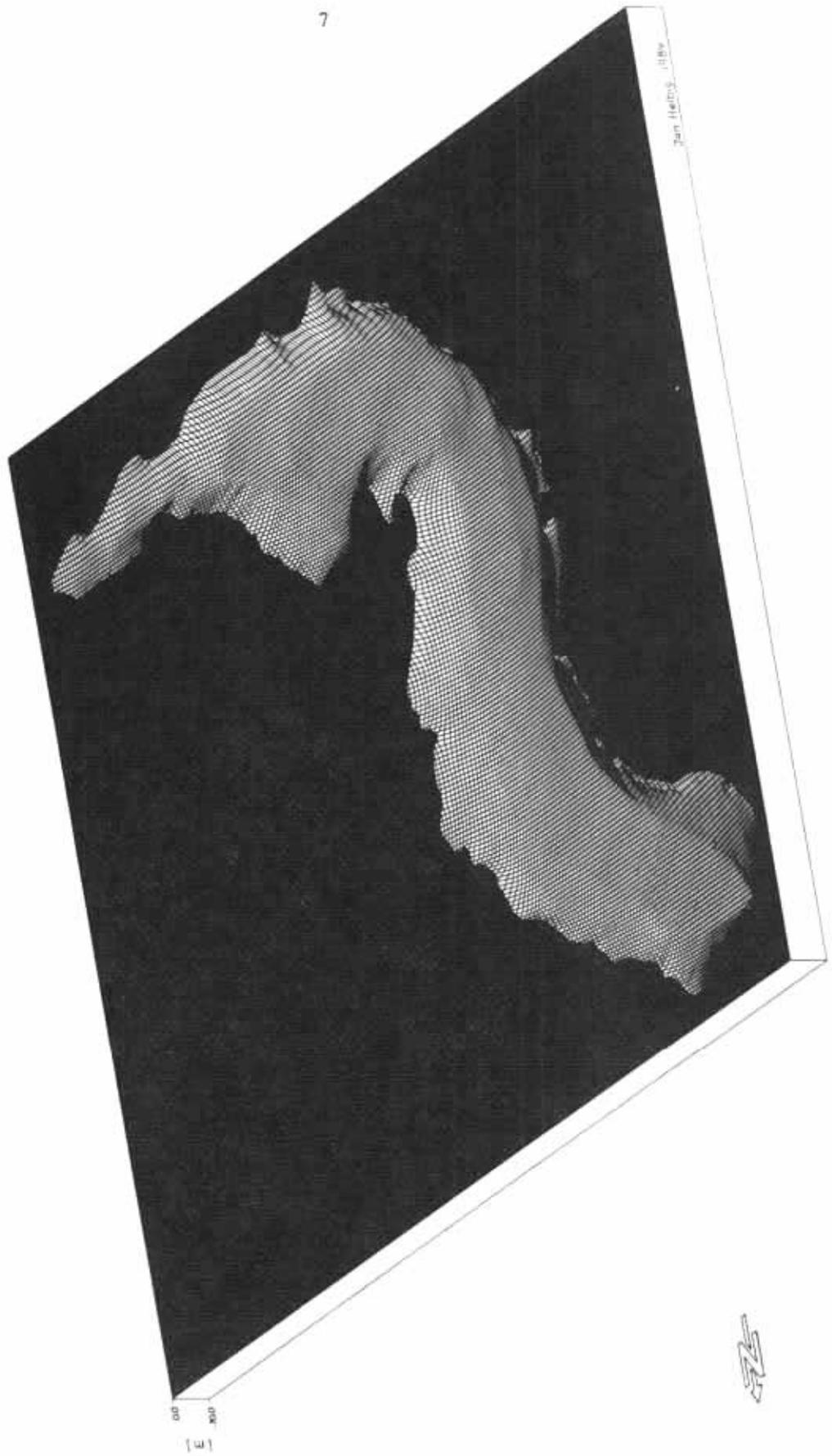


Abb. 4: 3-dimensionale Darstellung des Mondsee-Beckens (Computer-Graphik). Blick von Nordwesten nach Südosten

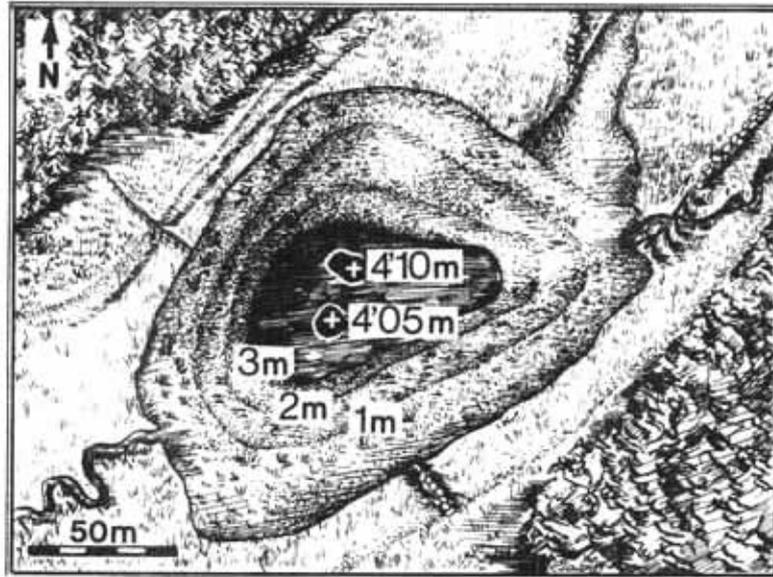


Abb.5: Der Halleswiesensee bei normalem Wasserstand (nach GU. MÜLLER 1972).

I.2.3 Geologische Übersicht

Im Bereich des Salzkammergutes können die geologischen Einheiten in drei Haupteinheiten gegliedert werden:

- a. Flyschgebirge
- b. Nördliche Kalkalpen
- c. Quartäre Ablagerungen

a. Flyschgebirge

Der Flysch umfaßt Neokom bis Mittel-Eozän mit einer Mächtigkeit von 1500 bis 2000 Metern. Tektonisch stellt sich die Flyschzone als kompliziert aufgebautes Gebirge dar, das gefaltet und verschuppt ist und kretazische Gesteinsserien aufweist (s. Tab. 2).

b. Nördliche Kalkalpen

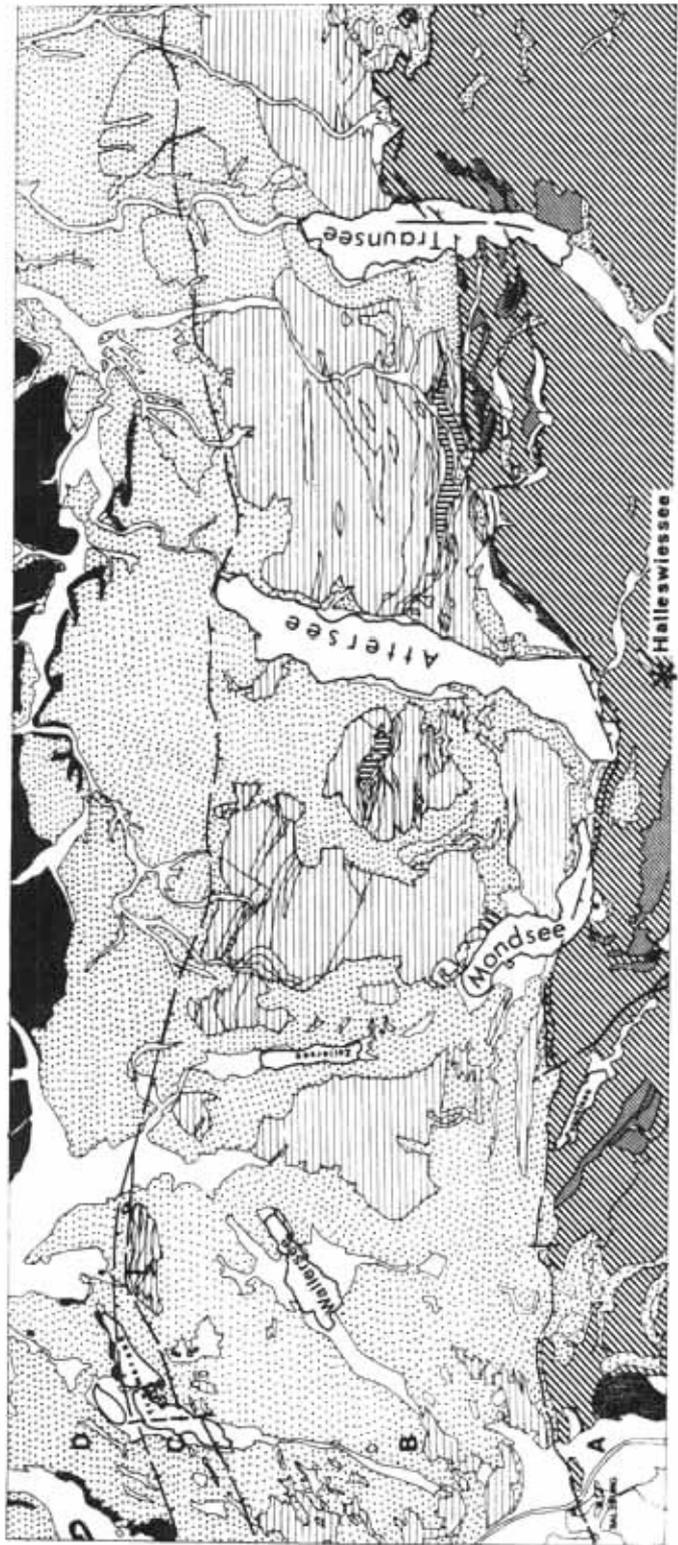
Die Nördlichen Kalkalpen sind von ihrem Untergrund abgeschert und auf penninischen Flysch und Helvetikum überschoben. Die Heraushebung des Gebirgskörpers, die durch eine großräumige Bruchtektonik gekennzeichnet ist, erfolgte an der Wende Miozän-Pliozän, nach der Beendigung der Überschiebungs- und Faltungsphase. Im Bereich des Mondsees und des Attersees werden die Gesteinseinheiten der Nördlichen Kalkalpen hauptsächlich aus Wettersteinkalk- und dolomit und Hauptdolomit gebildet. Die Halleswiesenseke ist von Platten- bzw. Dachsteinkalk umgeben.

c. Quartäre Ablagerungen

Die Würmmoränen, die im Westen und Norden des Attersees fast das gesamte Seeufer bilden, gehören neben den Glazialschottern und Bach-Schwemmkegeln zu den quartären Ablagerungen (s. Abb. 6).

I.2.4 Entstehungsgeschichte

Die Entstehung des morphologischen Formenschatzes des Salzkammergutes ist auf zwei geologische Prozesse zurückzuführen:



1:100.000

- A: NÖRDLICHE KALKALPEN**
 BAUVARIKUM im Norden
 TIROLIKUM im Süden
 Kreide (Kalksteine und Mergel)
 Jura (Kalksteine, kieselige Kalksteine, Kalkoolarite)
 Trias (Kalksteine und Dolomite)
- B: FLYSCH-ZONE**
 Kreide (Mergel und Sandsteine)
- C: HELVETISCHE ZONE**
 Tertiäre Kalksteine, Sandsteine, Mergel der Unterkreide
- D: MOLASSE-ZONE**
 Tertiäre Sandsteine, Tone
- E: QUARTÄR**
 HOLOZÄNE SEDIMENTE (alluviale Fächer, Torf, Sumpfland)
 PLEISTOZÄNE SEDIMENTE (Moränen, Terrassen)
 Überschiebung
 Störung

Abb. 6: Geologische Übersichtskarte der Voralpenseen (nach G. TICHY 1985).

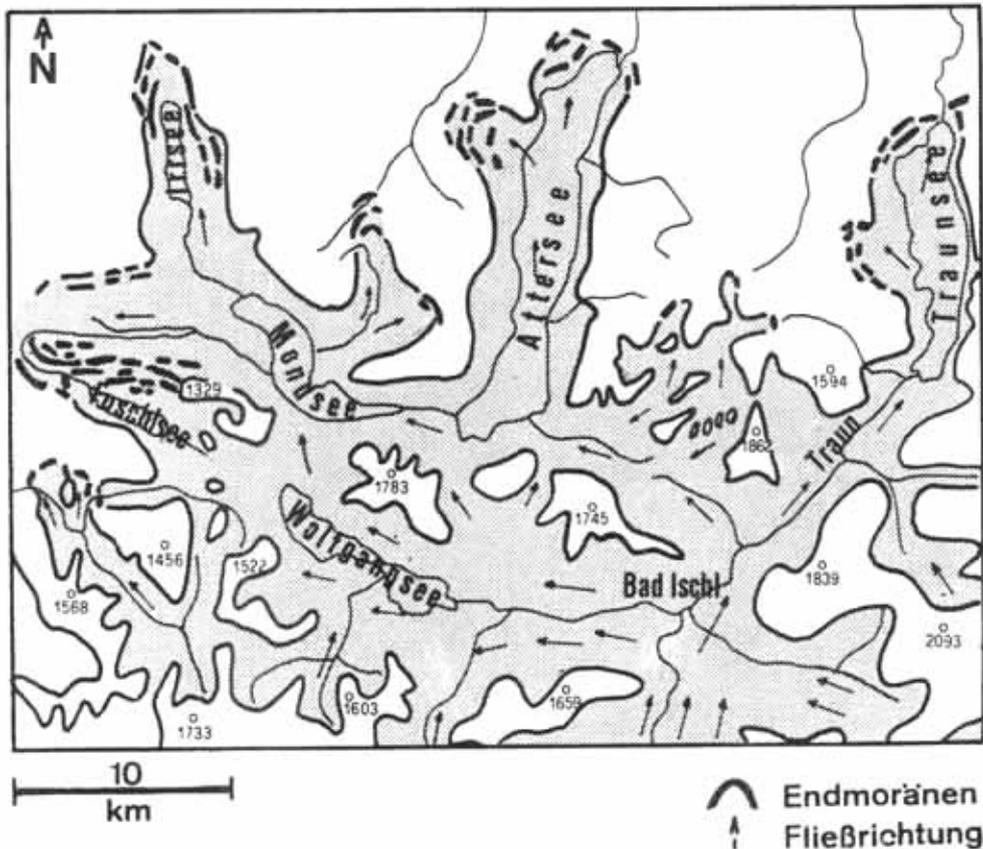


Abb.7: Eisrichtungen des Traungletschers während der Würm-Vereisung (aus: H. SLUPETZKY 1975, nach unveröffentlichtem Entwurf von H. KOHL).

- a. Die Gebirgsbildung der Alpen
- b. die quartären Vereisungen

Im jüngsten Tertiär erfolgte die Anlage des Talnetzes im Seengebiet durch die Heraushebung des gesamten Alpenkörpers und der großen tektonischen Störungen. Die Eiszeitgletscher folgten im allgemeinen den in der jüngsten Tertiärzeit geschaffenen Tälern, überstiegen aber auch Höhenrücken, wie z.B. im Schafberggebiet (vgl. SCHADLER 1959). Das Untersuchungsgebiet geriet im Laufe der quartären Vereisungen in den Einflußbereich des Traungletschersystems, dessen Einzugsgebiet die Nördlichen Kalkalpen waren (s. Abb. 7).

Drei Gletschervorstöße sind nachgewiesen worden (s. PENCK & BRÜCKNER, 1909), von denen der letzte für die Entstehung der heutigen Beckenmorphologie der Seen maßgebend war. Die Würm-Endmoränen wurden u.a. unmittelbar nördlich und westlich des heutigen Attersees, innerhalb der Rißmoränen, aufgetürmt und dienen als natürliche Staudämme (WEINBERGER 1955, DEL NEGRO 1969). Als die Gletscher im Spätglazial zu Beginn des Holozäns endgültig abschmolzen, entstanden die heutigen Seen.

1.2.5 Erforschungsgeschichte

Der Mondsee wird schon im Jahre 748 und der Attersee erstmals 829 urkundlich erwähnt. F. SIMONY (1850) führte im Jahre 1850 die ersten wissenschaftlichen Pionierarbeiten durch. Auf der Grundlage dieser Daten stellte MÜLLNER (1896) den Atlas der oberösterreichischen Seen zusammen (vgl. MÜLLNER & SIMONY 1895, MÜLLNER 1896). PENCK & BRÜCKNER (1909) befaßten sich mit den glazialen Ereignissen im Seengebiet.

SPENGLER (1911), PIA (1912) und SPENGLER & PIA (1924) leisteten die ersten umfassenden geologischen Arbeiten in den Nördlichen Kalkalpen.

HAEMPEL (1926) führte die ersten limnologischen und hydrochemischen Untersuchungen durch. ROSENAUR (1947) stellte einige Vergleichsdaten über Hochwasserstände, Durchflutung, Wassertemperaturen und Vereisungen zusammen.

Zur Geologie der Umgebung haben WEINBERGER (1955), JANOSCHEK (1964), DEL NEGRO (1969), PLÖCHINGER (1973), FLÖGL (1976) und VAN HUSEN (1977, 1979) verschiedene Arbeiten veröffentlicht.

In den 60er Jahren sind Eutrophierungserscheinungen in den Salzkammergutseen aufgetreten (s. DANECKER 1969, FINDENEKG 1969 und JAGSCH 1980).

GU.MÜLLER (1972) widmet dem Gebiet des Halleswieses eine monographische Studie.

Das Bundesinstitut für Gewässerforschung und Fischereiwirtschaft in Scharfling führt seit 1953 regelmäßige Untersuchungen bezüglich Limnologie, Ökologie und Fischereibiologie durch.

Seit 1973 werden limnologische Arbeiten im Bereich der Salzkammergutseen auch durch das Limnologische Institut der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Wien/Mondsee) durchgeführt. Die Arbeitsgruppe "Limnogeologie" des Institutes für Geologie und Dynamik der Lithosphäre führt seit 1978 sedimentologische Untersuchungen an den Salzkammergutseen durch.

1.2.6 Limnologische Situation

Der Attersee und der Mondsee zeigen Temperaturen von max. 22°C im Sommer. Sie sind holomiktisch und erleben jährlich zweimal (Dezember und März/April) eine Durchmischung (JAGSCH & MEGAY 1982). Die Thermokline liegt in den Winter- bzw. Sommerstagnationen zwischen 6 und 12 m Wassertiefe. In den Wintern 1962/63, 1984/85 und 1985/86 ist es zu einer durchgehenden Eisbedeckung des Mondsees gekommen (DOKULIL & JÄGER 1985). Der Attersee weist dagegen im Winter nur selten Eisbildung auf.

Die maximalen Sichttiefen treten im Frühjahr auf. Das Minimum ist zur Zeit der epilimnischen biogenen Kalkausfällung im Sommer zu beobachten. Im Attersee ist eine maximale Sichttiefe von 18,6 m im Jahre 1935 gemessen worden (vgl. MOOG & MEGAY 1982, S. 166-167). Die geringsten Sichttiefen von 2-6 m sind in den Jahren 1968 bis 1978 infolge des Eutrophierungseinflusses vom Mondsee her gemessen worden (vgl. JAGSCH 1980).

Der Attersee ist ein oligotropher See; der Mondsee dagegen kann nach der Eutrophierung in den 60er und 70er Jahren heute als mesotroph eingestuft werden.

Die Verringerung der Eutrophierung, wie z.B. die Zunahme der Sichttiefen und die Abnahme der Burgunderblualge *Oscillatoria rubescens*, können als Folge der Sanierungsmaßnahmen bewertet werden.

Der Halleswiesee kann trotz seines Nährstoffreichtums als ein Mischtyp bezeichnet werden. Die freie Wasserfläche wird durch einen breiten Gürtel von Wasserpflanzen und Algen etwas oberhalb der 3-m-Tiefenlinie auf einen mittleren Durchmesser von 70 - 80 m eingeengt. Durch Wind und Wasser gelangt von den umliegenden Wäldern und Almen sehr viel organische Substanz in den See. Mit Ausnahme des Deltabereiches wird der Seeboden von einer Faulschlammsschicht bedeckt. Der See wird durch unterirdisch unter den östlichen Schottern zufließende Wasser und kräftige Talwinde mit dem nötigen Sauerstoff versorgt (s. Abb. 5). Die periodischen Überschwemmungen führen jeweils zu einer vollständigen Erneuerung des Seewassers. Der kleine See reagiert sehr rasch auf Einflüsse der Umwelt. So sind die sommerlichen Wassertemperaturen großen Schwankungen unterworfen. Die höchsten Werte im Sommer liegen an der Oberfläche bei 20°C. Temperaturen bis zu -32°C führen zu einer starken Eisbedeckung des Halleswieses im Winter (s. GU. MÜLLER 1972).

I.2.7 Sedimentliefernde Prozesse

Es können im wesentlichen vier sedimentliefernde Prozesse unterschieden werden:

- a. Epilimnische biogene Entkalkung
 - b. benthische biogene Karbonatfällung
 - c. allochthone klastische Einschüttung und allochthoner Eintrag von organischem Material
 - d. organische Substanz aus der seeinternen Bioproduktion
- a. Die epilimnische biogene Entkalkung findet durch die intensive Photosynthese des Phytoplanktons während der Sommermonate statt. Dem Oberflächenwasser wird Kohlendioxid und Bikarbonat entzogen, wodurch der pH-Wert ansteigt und es zu einer Übersättigung in bezug auf CaCO_3 kommt. Calcit wird in verwachsenen Kristall-Aggregaten ausgefällt und sedimentiert (vgl. MINDER 1922, RUTTNER 1947, SCHRÖDER 1982, SCHRÖDER et al. 1983, STURM 1984).
 - b. Im ufernahen Sublitoral (0 bis ca. 18 m Wassertiefe) führt die CO_2 - und HCO_3^- -Assimilation benthischer Mikro-, Makro- und Epiphyten zur Ausfällung von CaCO_3 (vgl. SCHRÖDER et al. 1983).
 - c. Klastische Einschüttungen kommen aus den Bächen, die ihr Einzugsgebiet in den Nördlichen Kalkalpen (südliche Bereiche des Mondsees und des Attersees) bzw. im Flyschgebirge und in den Moränen haben. Der Halleswiessee, umgeben von Platten- und Dachsteinkalk, wird hauptsächlich durch unterirdisch zufließende Wasser gespeist. Ein vegetationsloser Schotterfächer im Nordosten weist auf eine starke Einschüttung von Suspensionen bei Hochwässern nach der Schneeschmelze und ergiebigen Niederschlägen hin. Der Westteil der Einsenkung wird vom Halleswiesmoor eingenommen. Bei Normalwasser liegt das Moor trocken und wird von einem mäandrierenden Bach mit Einzugsgebiet im Westen und Norden der Senke durchflossen. Der Halleswiesmoorbach vereinigt sich mit dem Ausfluß des Sees und verschwindet in einem Schluckloch. Bei Hochwasser führt der westliche Halleswiesmoor-Bach starke Suspensionen in die Senke und beeinflusst das gesamte Seengebiet, da die gesamte Senken-Fläche zu einem einzigen See verwandelt wird. In der Abb. 10 sind die mineralogischen Bestandteile der wichtigsten Bäche dieses Sees dargestellt.

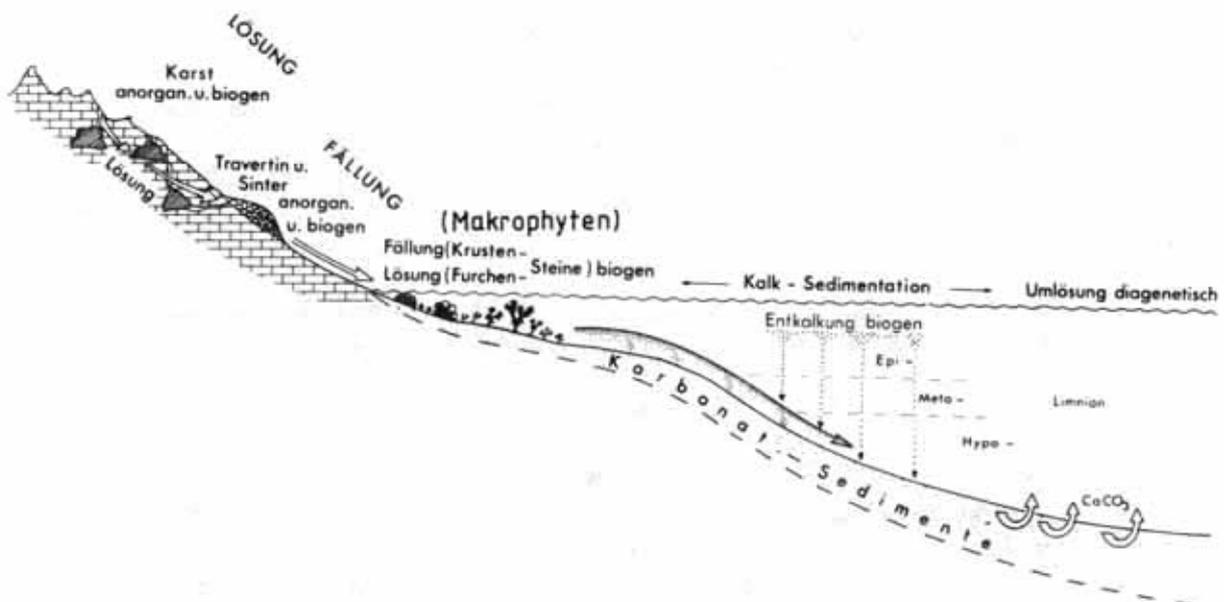


Abb. 8: Biogene Karbonatproduktion als wesentlicher Bestandteil der limnischen Sedimentation (nach SCHNEIDER 1977).

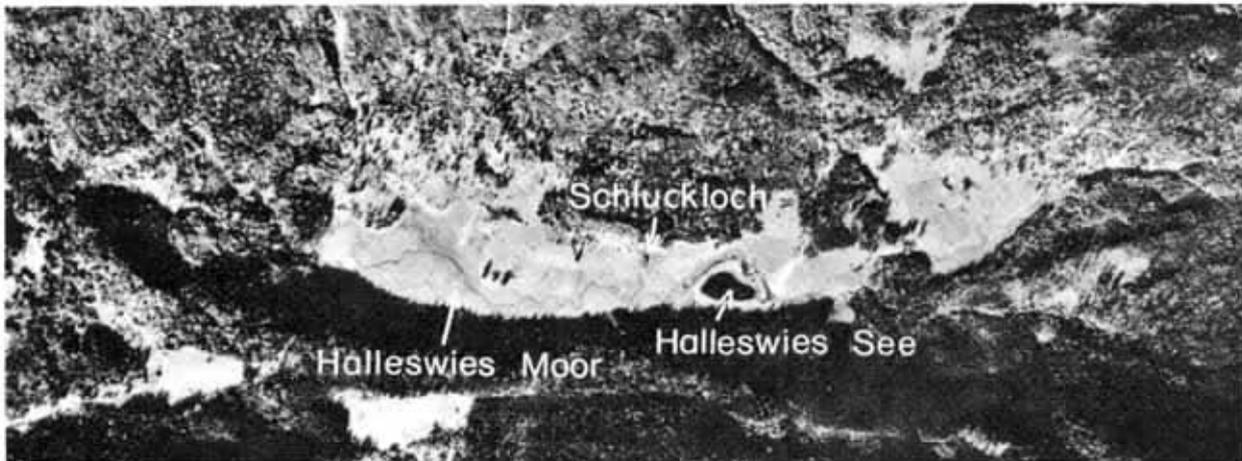


Abb. 9: Luftaufnahme vom Halleswiesseegebiet, "Vervielfältigt mit Genehmigung des Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme) in Wien, Z1.L 61 517/87".

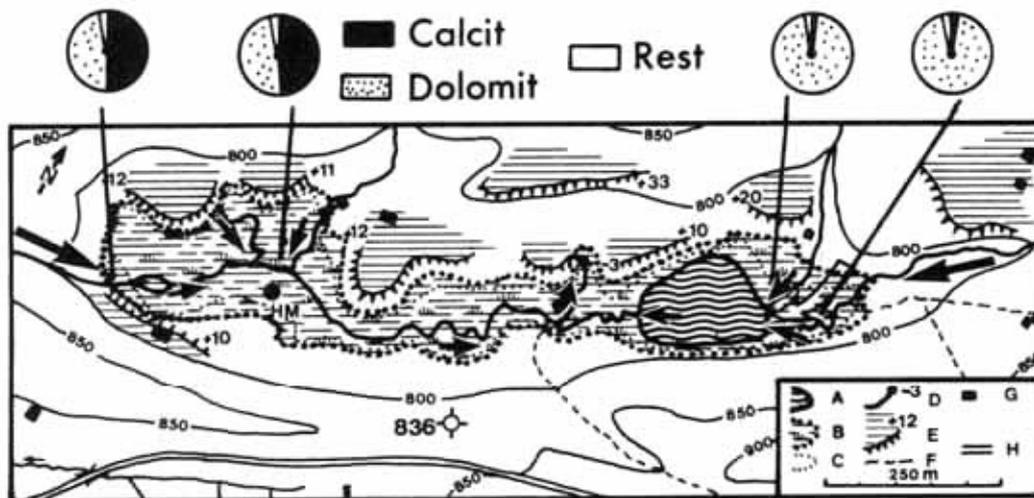


Abb. 10: Allochthone klastische Einschwemmungen und die mineralogische Zusammensetzung der Zuflüsse im Halleswies-Gebiet (verändert nach GU. MÜLLER 1972) [A = Normalwasserstand; B = See bei höchstem Hochwasser; C = Hochwasser 1968; D = Schluckloch; E = Terrassen; F = Wildbach; G = Gebäude; H = Forststraße].

- d. Die seeinterne Produktion der organischen Substanz findet in den Seen Mondsee und Attersee hauptsächlich in den Buchten statt. Dagegen ist die organische Bioproduktion im Halleswiessee durch das starke Vorkommen von Makrophyten erheblich.

II SEDIMENTPROFIL HALLESWIESEE

Im Halleswiesee wurden ein Kolbenlot-Kern (H 1) mit einer Länge von 632 cm, ein pH/Eh-Kern (Beckenmitte, 4,5 m Wassertiefe) und vier Fall-Lot-Kerne (H I-IV) gezogen (s. Abb. 48). Im Moorbereich der Halleswiesee-Senke wurde ein Kolben-Lot-Kern mit einer Länge von 720 cm entnommen.

II.1 Sedimenttypen des Halleswiesees

Die limnischen Sedimente sind in ihrem Aussehen und ihren geochemisch-sedimentologischen Parametern so unterschiedlich, daß bis heute noch kein allgemein anwendbares Nomenklatorschema existiert. Jeder See ist in seinem Wesen individuell und läßt sich schlecht mit anderen Seen vergleichen. Dies gilt auch für die Sedimente dieser Seen. Für die Fazieseinteilung der Halleswieseesedimente wird versucht, nach dem Vorschlag von J. MERKT et al. (1971) zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente vorzugehen.

Die Faziesbereiche werden nach makroskopischen Merkmalen (Farbe, Gefüge), sedimentologischen (Korngrößenverteilung, Karbonat- bzw. Silikatgehalt) und sedimentchemischen Parametern (P_t , $C_{org.}$) eingeteilt (s. Tab. 2).

Die Lage der verschiedenen Sediment-Typen im Sand-Silt-Ton-Dreieck ist in der Abb. 11 dargestellt.

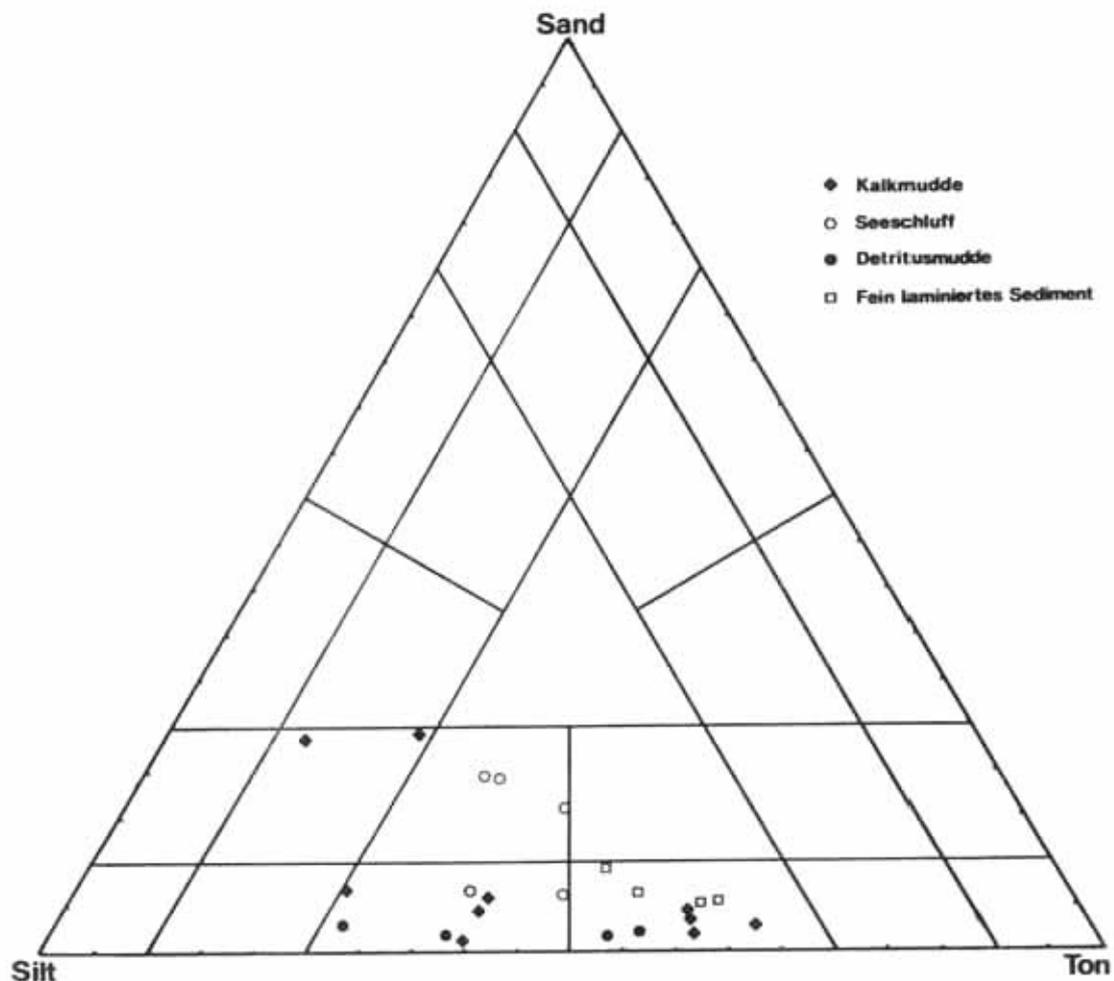


Abb. 11: Die Lage der Halleswieseesedimente in dem Sand-Silt-Ton-Dreieck nach dem Vorschlag von MÜLLER (1961) zur Benennung von Mischgesteinen aus Sand-Silt-Ton.

	Makroskopische Beschreibung	Charakteristische Daten	Entstehungsmechanismus
Kalkmudde I-III-Fazies	Farbe: I-grau II-gelblichbraun III-schwarz Pflanzendetritus, hoher Wassergehalt, schmierig, homogen, siltig-sandig, Schlieren im mm-Bereich, H ₂ S-Geruch, geringer Anteil an Schalenresten	Calcit[%] : <55 Dolomit[%] : <20 C _{org} [%] : <9 P _t [ppm] : 300-400 Sand[%] : <23	ruhige und gleichmäßige Sedimentationsbedingungen, überwiegen der allochthonen Einflüsse (epilimnische Entkalkung, benthische Karbonatproduktion und Produktion org. Substanz)
Kalkmudde IV-Fazies	Farbe: rostbraun, färbt sich an der Luft dunkel, sehr hoher Anteil an organischer Substanz, inhomogen, unter Berücksichtigung des organischen Materials grobkörnig	Calcit[%] : <25 Dolomit[%] : 20-40 C _{org} [%] : <14 P _t [ppm] : 300-500 Sand[%] : <25	extrem ruhiges Ablagerungsmilieu, niedriger Seespiegel, extrem hohe Produktion an org. Substanz, die hohen Dolomitgehalte werden durch ständige, aber geringe Zuschüttung von Osten, das Ausbleiben der allochthonen Zuschüttungen aus dem Westen und sehr geringe oder nicht vorhandene Karbonatproduktion verursacht
Detritus- mudde-Fazies	Farbe: weiß-gelblich-beige, hoher Anteil an Wasser, Pflanzen- und Schalendetritus nicht erkennbar, feinkörnig, schmierig, gelegentlich gradiert	Calcit[%] : 20-40 Dolomit[%] : 5-20 C _{org} [%] : ca. 2 P _t [ppm] : 300-400 Sand[%] : ca. 2	Zuschüttungsprodukt aus den Bächen, wobei der Einfluß des Halleswiesmoor-Bach aus dem Westen durch die identische mineralogische Zusammensetzung stärker zum Ausdruck kommt
Seeschluff- Fazies	Farbe: grau, schmierig Wassergehalt relativ hoch, dunkle Schlieren, tonige Matrix, enthält gut gerundete und z.T. geschrammte Sedimentpartikel von den Fraktionen Sand-Mittelties, kein pflanzlicher Anteil, kein Schalendetritus	Calcit[%] : <25 Dolomit[%] : ca. 25 C _{org} [%] : <2,5 P _t [ppm] : <280 Sand[%] : ca. 15	vegetationsloses Ablagerungsmilieu, keine biogene Karbonatproduktion, kräftige Zuschüttungen durch starke Regenfälle oder große Schneeschmelzen

Tab. 2: Klassifikation der Sedimenttypen des Halleswiessees.

II.2 Profilbeschreibung/Diskussion

Das gesamte Sedimentprofil des Halleswieseses ist in Abb. 12 dargestellt. Die Abb. 53 zeigt die detaillierte Darstellung der Ablagerungen dieses Sees. An der Basis des Halleswiesee-Kerns (H 1) liegt ein Seeschluff (580-632 cm). Nach R. SCHMIDT (BOBECK & SCHMIDT 1975; SCHMIDT 1981; SCHMIDT, pers. Mitteilung), der einen 800 cm langen Sedimentkern (Entnahme des Kerns:1974) aus dem Halleswiesee palynologisch untersucht hat, können die Seeschluffablagerungen bis 800 cm Sedimenttiefe beobachtet werden.

Der Seeschluff ist im Profil von 610-632 cm grau gefärbt und im oberen Teil fein laminiert. Von 580-610 cm Sedimenttiefe handelt es sich um einen Seeschluff, der gelblichbraun gefärbt ist und im Vergleich mit den liegenden Sedimenten höhere Sand-Anteile und gröbere Kiespartikel aufweist (s. Tafel 3, Fig 3). In diesem Abschnitt liegt ein Schotterhorizont (590-595 cm), der in toniger Matrix eingebettet ist. Diese Beobachtungen sprechen für stärkere Schüttungen, bedingt durch eine feuchtere Phase in diesem Bereich. R. SCHMIDT (1981) beobachtet in einem Kern vom Halleswiesemoor zwischen zwei Kiesbändern einen Schluffhorizont (720-760 cm) mit fallenden Pinus-Werten, den er im Vergleich mit dem Seeprofil dem Grenzbereich Alleröd/Jüngere Dryas zuweist.

Bei der Sedimenttiefe von 580 cm ist ein scharfer Wechsel der Sedimentation im Profil des Halleswieseses zu beobachten. Der Seeschluff geht in feinlaminierte Sedimente über, die vier 0,5-2,0 cm dicke Detritusmudde-Lagen einschließen und sich von dem grau-gelblichbraunen Seeschluff-Material deutlich abheben. Die Lamination ist sehr fein. Die weißen Detritusmudden zeigen periodische Hochwässer an, die durch starke Regenfälle oder rasche Schneeschmelzen verursacht werden. In den Detritusmudden sind die niedrigsten Pollendichten zu beobachten (s. Abb. 53).

Der Gehalt an $C_{org.}$ steigt auf Werte bis 8 %. Auch der Phosphor-Gehalt nimmt stark zu (Abb. 12). Die Karbonat-Gehalte (besonders Calcit) gehen dagegen zurück (Präboreal 550-580 cm). Dies kann einerseits auf bodenbildende Prozesse, die zu signifikanten Veränderungen der Deckschichten führen, u.a. zur Lösung von Karbonaten durch Huminsäuren bzw. CO_2 -Anreicherung durch Wurzelatmung und Abbauprozesse im Boden, andererseits auf autochthone Produktion org. Substanz zurückgeführt werden (vgl. MÜLLER, et al. 1985).

Die Abfolge der feinlaminierten Lagen wird bis in eine Sediment-Tiefe von 455 cm fortgesetzt. Danach wird die feine Lamination heller und besteht hauptsächlich aus weißen Detritusmudde-Lagen und graubraunen Kalkmudden. Mehrere bis zu 2 cm mächtige weiße Detritusmudde-Schichten neben einer dunkelbraun-schwarzen Kalkmudde IV-Lage unterbrechen die feine Lamination (Abb. 53). Durch Dr. E. SCHULZE (Limnologisches Institut Mondsee) wurden die niedrigsten Pigmentkonzentrationen in diesem Abschnitt gemessen. Das Verhältnis von Chlorophyllderivaten zu Carotinoiden (CD/RC) ist sehr hoch und dokumentiert turbulente allochthone Einflüsse (vgl. ZÜLLIG 1985). Die Corg.- und Phosphor-Gehalte gehen zurück.

Dieser Abschnitt (425-455 cm Sedimenttiefe) ist Zeuge einer unruhigen Klimaphase mit länger anhaltenden Niederschlägen und daraus resultierenden Hochwässern. Es liegt die Vermutung nahe, daß es sich hier um die Frosnitzschwankung (Gletscherhochstandsperiode) handelt, die von mehreren Autoren als eine Feuchtphase beschrieben wird. HOINKES (1970) geht von niederschlagsreichen Sommern um 6250 ± 150 B.P. und dadurch bedingten Gletschervorstößen aus. Die Frosnitzschwankung wird im allgemeinen für den Zeitraum von 6000-6500 B.P. beschrieben (zusammenfassende Darstellung bei PATZELT & BORTENSCHLAGER 1973).

Der Frosnitzabschnitt geht in dunklere und wieder feiner laminierte Sedimente über. Gelegentlich sind dickere Lagen von Kalkmudden und Detritusmudden zu beobachten. Bei den Kalkmudden handelt es sich in erster Linie um die rotbraunen Ablagerungen von Typ IV, die sich an der Luft dunkel färben. Vereinzelt sind Vivianitstücke und bei einer Sedimenttiefe von 387 cm eine geschlossene Vivianit-Lage zu beobachten. Dies ist ein Hinweis auf erhöhte Anteile an Phosphor und organischer Substanz (Abb. 53).

J. MÜLLER et al. (1985) unterscheiden in den feinlaminierten Sedimenten zwischen hellen Lagen mit höherem Anteil an Calcit und niedrigen $C_{org.}$ -Gehalten und dunklen Lagen mit niedrigen Calcit-Werten und erhöhten $C_{org.}$ -Konzentrationen. G. MÜLLER (1966) stellt in den Sedimenten des Bodensees fest, daß neben den organi-

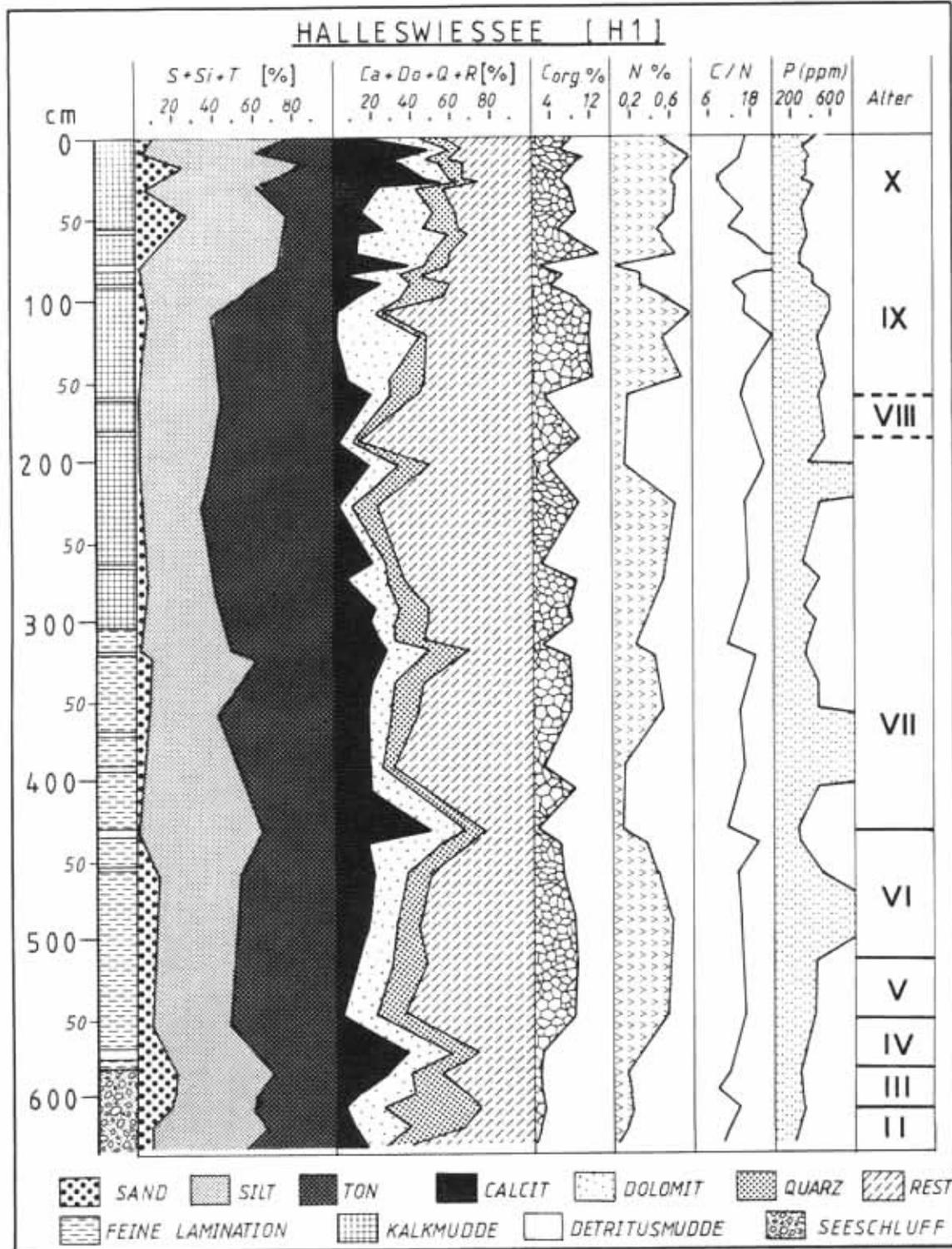


Abb. 12: Sedimentologische (Korngrößen, Mineralogie) und sedimentchemische (C_{org} , N_t , P_t) Parameter des Halleswiesseeprofiles H1; die Zeitmarken entsprechen dem letzten Stand der palynologischen Untersuchungen (Alter: Pollenzonen nach FIRBAS 1954).

schen Beimengungen feinverteilte Eisensulfide (Hydrotroilit) die dunkle Farbe der Sedimente hervorrufen. In den Sedimenten des Funtensees (J. MÜLLER et al. 1985) repräsentieren die hellen Lagen, wie im Halleswiessee, episodische Einschüttungen. Die dunklen Lagen entsprechen dann den ruhigen Sedimentationsperioden (z.T. mehrere Jahrzehnte), in denen es zur Akkumulation von organischer Substanz am Seeboden kam.

Der allmähliche Übergang von fein laminierten Ablagerungen zu den mächtigeren Kalkmudden wird bei einer Sedimenttiefe von 300 cm deutlich. Hier stehen bis 265 cm Sedimenttiefe drei Typen von Kalkmudden (I, III, IV) an, die von kleinen Abschnitten mit feinlaminierten Lagen unterbrochen werden. Danach kommen, mit wenigen Ausnahmen, durchgehend Kalkmudde IV-Sedimente vor, die bei 210 und 215 cm Sedimenttiefe mächtige Vivianit-Lagen enthalten (s. Abb. 53). Die Zunahme des $C_{org.}$ -Gehaltes läuft gleichsinnig zum Phosphor-Anteil. In diesem Abschnitt sind die Ablagerungen so homogen, daß sich die Sedimentationsbedingungen innerhalb des betrachteten Zeitraumes kaum geändert haben dürften. Diese Annahme wird durch die höchsten Pollendichten in diesem Abschnitt bestätigt.

Die Zeit des Neolithikums wird übereinstimmend von mehreren Autoren (s. Vergleichstab. Kap. IV), die sich mit der Klimageschichte beschäftigt haben, als eine Warmphase (Zeit des Klimaoptimums) bezeichnet. Diese längste und intensivste warme Trockenperiode wird in den Sedimenten des Halleswieseses im Bereich von 200-265 cm vermutet (s. Kap. IV).

Der Abschnitt zwischen 145-200 cm der Sedimentsäule wird von drei Kalkmudde-Typen (I, III und IV) und von der Detritusmudde gebildet, wobei die Lagen der Kalkmudde IV und der Detritusmudde überwiegen. Bei 146 cm Sedimenttiefe ist eine Lage org. Substanz zu beobachten, die dem Kalkmuddetyp IV ähnelt, jedoch gröber und ohne minerogene Anteile ist. Dies kann als ein Hinweis auf hohe autochthone pflanzliche Produktivität (Algenreste) gedeutet werden.

Der Bereich von 100-145 cm der Sedimentsäule wird von gelblichbraunen Kalkmudden vom Typ III gebildet. Dieser Sedimenttyp wird von einer Lage Kalkmudde IV und mehreren fein laminierten Bereichen unterbrochen (Abb. 53).

Die Dolomit-, Phosphor(P_t)- und $C_{org.}$ -Anteile sind hoch. Dagegen sind die Calcit- und Quarz-Gehalte niedrig (Abb. 12).

Der oberste Abschnitt des Halleswieseeprofils enthält alle für den Halleswiesee beschriebenen Kalkmudde-Typen und mehrere Detritusmudde-Lagen. Weiterhin sind einige Lagen reiner org. Substanz zu beobachten. Die schwarzen Kalkmudde-Lagen (Typ II) kommen nur in den oberen 20 cm vor (Abb. 53).

Bei den Karbonaten dominiert Dolomit in der unteren Hälfte und der Calcit in der oberen Hälfte dieses Abschnittes. Diese Calcitzunahme ist jedoch nicht auf verstärkte allochthone Beeinflussung, sondern wie die mikroskopischen Untersuchungen der Sandfraktion zeigen, auf erhöhte Kalkproduktion durch Algen (Characeen) zurückzuführen (vgl. Kap. VI).

Die oberen 45 cm in dem Halleswiesee-Profil werden von Kalkmuddetypen I-III gebildet. Bei einer Sedimenttiefe von 7 cm ist eine 1 cm dicke Detritusmudde-Schicht zu beobachten. An der Oberfläche (0-3 cm) liegen Makrophytenreste; es handelt sich dabei in erster Linie um Characeen, die auf dem Seeboden zu beobachten sind.

II.3 Chemische Parameter

Durch die chemischen Analysen wurden hauptsächlich die biologisch wichtigsten anorganischen Nährstoffe Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor erfaßt. $N_{ges.}$ und P_t sind überwiegend Bestandteile der in den See-Sedimenten enthaltenen organischen Substanz. Die organische Substanz ist z.T. allochthonen (Zuschüttung durch Zuflüsse) und z.T. autochthonen (Produktion durch limnische Biomasse) Ursprungs. Der Kohlenstoffgehalt im Sediment resultiert aus Karbonaten und organischem Kohlenstoff. Nach KERR et al. (1973) wird durch autotrophe Organismen aus CO_2 und HCO_3^- organischer Kohlenstoff gewonnen und eingebaut; dieser autochthone Kohlenstoff gelangt mit der allochthonen organischen Substanz ins Sediment. Das durch aeroben und anaeroben Abbau von Kohlenstoff entstandene CO_2 wird zusammen mit von anaeroben Methanbakterien gebildetem CH_4 erneut von autotrophen Organismen und Bakterien aufgenommen.

Im Halleswiessee-Profil bewegen sich die $C_{org.}$ -Werte zwischen 0,81 % (Seeschluff) und 13,16 % (Kalkmudde IV). Durch Multiplikation mit dem Faktor 2,5 (MÜLLER 1966) ergibt sich ein Maximalgehalt von 32,9 % organischer Substanz. J. MÜLLER et al. (1985) geben für die Sedimente des Funtensees Gehalte von 0,04 - 9 % für organischen Kohlenstoff an.

Die höchsten Stickstoffanteile finden sich mit rund 0,7 % in den Sedimenttypen (Kalkmudde), die ein Maximum an $C_{org.}$ aufweisen; die geringste $N_{ges.}$ -Konzentration ist in dem Seeschluff (630 cm Sedimenttiefe) mit 0,02 % zu beobachten (s. Abb. 12).

Die P_t -Schwankungen verlaufen fast immer parallel zu denen von $C_{org.}$ und Stickstoff. Die höchsten Phosphorwerte von über 4000 ppm sind in den Sedimentlagen mit Vivianit festgestellt worden.

Die höchsten C/N-Verhältnisse (max. 46) sind für den Sedimenttyp Detritusmudde berechnet worden. Die Mehrzahl der Werte streuen zwischen 10 und 20. Die C/N-Verhältnisse können neben den Pigmentanalysen Hinweise zu der Herkunft der organischen Substanz (allochthon oder autochthon) geben. BOCHTER et al. (1981) geben für Böden C/N-Verhältnisse über 10 an. Nach UNGEMACH (1960) liegen die C/N-Verhältnisse für Sedimente mit höheren Anteilen an Einschwemmungen von Landpflanzen zwischen 25 und 40. KUSNETZNOW (1935) fand im Plankton ein C/N-Verhältnis von 5,6. BADER (1955) fand in marinen Sedimenten 0,58- 0,02 % $N_{ges.}$ der Trockensubstanz. In den Sedimenten von 53 japanischen Seen schwankt der $N_{ges.}$ -Gehalt zwischen 0,15 und 1,04 % (SAIJO et al. 1953). UNGEMACH (1960) fand in den Sedimenten von 40 europäischen Seen Gesamt-Stickstoff-Gehalte zwischen 0,02 - 4,0 %. Proben mit viel Gesamt-Stickstoff enthalten viel organischen Kohlenstoff. J. OBENLÜNESCHLOSS (1986) gibt für die eutrophen Sedimente des Sempachersees P_t -Gehalte bis über 3000 ppm und $N_{ges.}$ -Gehalte um 5000 mg/kg an. Die voreutrophen Sedimente zeigen hingegen P_t -Werte um 800 ppm und $N_{ges.}$ -Werte um 3000 mg/kg.

II.4 Palynologische Untersuchungen im Halleswiessee-Profil

Dieses Profil ist von SCHMIDT (1981) nur von 800 - 400 cm palynologisch bearbeitet worden. Danach werden die Seeschluff-Sedimente bis in eine Sedimenttiefe von 655 cm als Ablagerungen der Ältesten Dryas (Ia) eingestuft. Von 630-655 cm Sedimenttiefe handelt es sich um Ablagerungen des Bölling-Interstadials. Der Sedimentabschnitt 600-630 beinhaltet die Zeit der Älteren Dryas (Ic). 575-600 cm sind dem Alleröd und 560-575 cm Sedimenttiefe der Zeit der Jüngeren Dryas zuzuordnen (s. Abb. 13). SCHMIDT (1981) gibt an, daß bei 560 cm Sedimenttiefe (Grenze Jüngere Dryas/Präboreal) die "minerogenen" Sedimente in "organogene" Sedimente übergehen. Diese Grenze ist im Sedimentkern H I jedoch in einer Tiefe von 580 cm zu beobachten. BORTENSCHLAGER (1984) stellt in den Sedimenten eines Moorgebietes beim Lanser See (Ostalpen) ein Sedimentwechsel von tonig-schluffigen Ablagerungen und organogenen Sedimenten schon an der Grenze Ia/Ib fest.

Von M. HANDL (Limnologisches Inst. Mondsee, Österreich), der den Sedimentkern H I palynologisch datiert hat, wird die Grenze Spätglazial/Postglazial in 580 cm Sedimenttiefe angegeben (580-610 cm, Jüngere Dryas). Unter Berücksichtigung des Zeitraumes zwischen der Entnahme des ersten Kerns vom Halleswiessee (1974) und der Entnahme von H I (1984) und den Verschiebungen, die bei der Entnahme eines langen Sedimentkerns vorkommen können, stimmen die Datierungen von SCHMIDT (1981) und HANDL überein. Alle palynologischen Aussagen in dieser Arbeit beruhen auf Mitteilungen der beiden Österr. Kollegen, wobei die Zeitmarken in der Abb. 12 hauptsächlich auf Aussagen von M. HANDL basieren.

An der Grenze Spätglazial/Postglazial dominiert die Föhre neben der Birke (5-12 % PK-Anteil im GPS) mit durchschnittlich 70-90 %. Dem von SCHMIDT (1981) erwähnten NBP-Anteil von 30-50 % aus gleichaltrigen Seesedimenten benachbarter Seen (Mondsee, Attersee) steht ein solcher aus dem Halleswiessee von max. 12 % gegenüber, was jedoch wegen der höher gelegenen Lage des Halleswiessees über die tatsächliche Ausbreitung krautiger Pflanzen nichts aussagt. Quartäre Sporomorphen sowie höhere Anteile an Farnsporen weisen auf ein humides Klima hin.

Im Präboreal (550-580 cm) erobern Ulme, Eiche, Linde, Ahorn, auf den feuchten Standorten Esche und Erle, neue Lebensräume und drängen die Föhre zurück. Der NBP-Anteil sinkt. R. SCHMIDT (1981) beobachtet diese Entwicklung des EMW in den Kalkalpen und im Voralpenland.

Das Boreal ist durch die hohen Haselwerte gekennzeichnet. Der MW (Mischwald) ist verbreitet. Die Fichte wandert ein und schränkt den Lebensraum der Föhre weiter ein. Nach Diskussionen mit HANDL und SCHMIDT liegt die Grenze Boreal/Älteres Atlantikum bei einer Sedimenttiefe von 525 cm.

Nach pollenanalytischen Untersuchungen von M. HANDL und R. SCHMIDT (1981) liegt die Grenze Älteres Atlantikum/Jüngeres Atlantikum im Bereich zwischen 425-455 cm (6000 B.P.).

Im Atlantikum treten Buche und Tanne auf und verdrängen die Ulme, Ahorn und Esche.

Im Subboreal ist die Hainbuche in den Nachbargebieten des Halleswieses (Mondsee, Attersee) schon verbreitet gewesen (SCHMIDT 1981). Ihre Ausbreitung im Gebiet des Halleswieses dürfte sich aber aufgrund der Höhenlage der Halleswies-Polje verzögert haben. Das erstmalige Auftreten der geschlossenen Hainbuchenkurve deutet am Mondsee und Attersee auf den Beginn des Neolithikums hin. Für den Halleswiesee ist der Anfang dieser Kurve in einer Sedimenttiefe von 180 cm (HANDL) bestimmt worden, was aufgrund folgender Hinweise nicht als Beginn des Subboreals betrachtet werden kann:

- a. Die Sedimentationsrate wäre für das Subboreal zu gering, da durch pollenanalytische Untersuchungen schon bei einer Sedimenttiefe von 140 cm ein Alter von 1200 B.P. festgelegt ist.
- b. Die Sedimentationsrate für die Zeit des Jüngeren Atlantikums wäre viel zu hoch (180-440 cm).
- c. Die Sedimente des Älteren Subatlantikums würden fehlen, obwohl für das Trockenfallen des Halleswiesbeckens keine Hinweise vorliegen.

Der erhöhte NBP-Anteil in den Ablagerungen des Abschnittes 145-200 cm der Sedimentsäule, sowie Spuren von Getreide-Pollen und eine regressive Phase der Gehölzanteile lassen auf anthropogene Einflüsse schließen.

Im Subatlantikum liegt der NBP-Anteil bei 40-60 % (100-145 cm). Das Auffinden von Walnußpollen weist auf römischen Einfluß hin.

Mittelalter und Neuzeit zeigen ein schwankendes Pollenspektrum, was einerseits auf weitere Landbesitznahme in der Umgebung (SCHMIDT 1981), andererseits auf kleine Klimaoszillationen zurückzuführen ist.

II.5 Untersuchung der Sandfraktion

Die Sandfraktion mehrerer repräsentativer Proben wurde unter dem Mikroskop beobachtet und quantitativ ausgewertet. Bei der Auswertung der Proben werden folgende Komponenten berücksichtigt:

A. KRUSTENRESTE

Es handelt sich hier um biogene Karbonatpartikel, deren Genese durch kalkfällende Mikrophyten zu erkennen ist (SCHNEIDER, SCHRÖDER & LE CAMPION 1983). Durch Transport und Aufbereitung sind sie meist abgerundet. Die Krustenreste sind hart und lassen sich mit der Nadel schwer zerkleinern.

B. CHARACEENRESTE

Die Characeenreste sind charakteristische Röhrenstrukturen bzw. deren Fragmente, die meist von dichten Kalkkrusten überzogen sind. Sie besitzen einen großen Porenraum und sind sehr zerbrechlich. Auf den Characeen-

	ZONENGLIEDERUNG	Jahrtsd.		
		B.P.	B.C.	
X	Jüngeres Subatlantikum	1	1	POSTGLAZIAL
IX	Älteres Subatlantikum	2	0	
		3	1	
VIII	Subboreal	4	2	
		5	3	
VII	Jüngeres Atlantikum	6	4	
VI	Älteres Atlantikum	7	5	
		8	6	
V	Boreal	9	7	
IV	Präboreal	10	8	
		11	9	
III	Jüngere Dryas	12	10	
II	Alleröd	13	11	
I c	Ältere Dryas			
I b	Bölling			
I a	Älteste Dryas			

Abb. 14: Gliederung des Spät- und Postglazials nach FIRBAS 1954 (aus: SCHMIDT 1981).

C. SCHALENRESTE

Als organische Kalkpartikel werden Muschel-, Schnecken- und Ostracodenschalen, bzw. deren Reste bezeichnet.

D. KARBONATISCHER DETRITUS

Unter dem Begriff "karbonatischer Detritus" versteht man klastische abiogene Calcit- und Dolomitpartikel.

E. SILIKATISCHER DETRITUS

Der nichtkarbonatische abiogene Detritus besteht aus Quarz, Feldspat, Glimmer und Tonmineralen, die unter dem Binokular gut von Karbonat-Partikeln zu unterscheiden sind.

AUSWERTUNG

Bei der jüngsten Probe H 3-5 cm (die Zahlen bezeichnen die jeweiligen Sediment-Tiefen) beträgt der Anteil an Characeenresten 62 % (s. Abb. 15). Die Characeen-Röhrchen sind nur zu einem geringen Anteil erhalten geblieben. Es handelt sich, wie bei allen in Halleswiesee-Sedimenten vorkommenden Chara-Röhrchen, um den Chara-Typ C. Die Schalenreste machen einen Anteil von 3 % aus, wobei sie nur aus Ostracoden-Schalen (*Cypria ophthalmica/Cyclocypris ovum*) bestehen. Der Rest wird von klastischen Partikeln gebildet. Der karbonatische Anteil dominiert geringfügig. So wird deutlich, daß dieses Sediment z.T. allochthon beeinflusst ist.

Die Proben H 10, H 18, H 30 und H 45 bestehen aus Characeen-Resten, die von einem geringen Anteil an Schalenresten (Ostracodenschalen) begleitet werden. Die Chara-Röhrchen von Typ C sind sehr gut erhalten (s. Tafel 5, Fig. 1). Dadurch, daß in diesem Bereich die Sandfraktion von dem kalkproduzierenden Benthos gebildet wird, wird der Einfluß der autochthonen Kalkproduktion auf die Sedimentation in jüngerer Vergangenheit und Gegenwart im Halleswiesee deutlich. Auf Characeen-Röhrchen dieses Abschnittes konnte sekundäres Wachstum von Calcit-Kristallen beobachtet werden (s. Tafel 5, Fig. 1-4).

Die Abnahme der Characeenreste nach unten wird bei der Probe H 80 erkennbar. Hier beträgt der Anteil an Chara-Resten nur noch 23 %. Der Gehalt der Schalenreste ist in dieser Probe am höchsten (14 %). Es handelt sich auch hier ausschließlich um Ostracoden-Schalen. Bei den Ostracodenschalen ist anzumerken, daß sie sehr fein und dünn sind. Der Rest wird von Detritus eingenommen, wobei der silikatische Anteil nur 3 % der Sandfraktion ausmacht.

Ab einer Sedimenttiefe von 110 cm (Probe H 110) nehmen klastische Einflüsse zu. Die Sandfraktion wird überwiegend von detritischen Komponenten gebildet. Der Anteil an karbonatischem bzw. silikatischem Detritus ist aber sehr schwankend.

Bei den meisten Proben ist der Anteil an Silikaten dominierend. Dadurch wird deutlich, daß der Quarz überwiegend in der Sandfraktion vorkommt, wie z.B. in der Probe H 110 zu erkennen ist.

Die biogenen benthischen Karbonatkomponenten nehmen bei den Proben H 432 und H 460 geringfügig zu und weisen auf gesteigerte biogene Einflüsse in diesem Zeitraum hin.

Im Bereich von 170-573 cm Sedimenttiefe sind keine Ostracodenschalen zu beobachten. Ab 573 cm Sedimenttiefe kommen andere Ostracoden wie *Cytherissa lacustris*, *Leucocythere mirabilis* und *Limnocythere sancti-patricii* vor.

Die silikatischen Komponenten sind oft von hellbraunen dünnen karbonatischen Krusten umschlossen, die sich in 10 %iger HCl auflösen und das Silikat Korn freigeben.

Ab Sedimenttiefe 600 cm kommen in der Sandfraktion gröbere karbonatische Partikel vor, deren Durchmesser über 2 mm hinausgeht. Oft sind Partikel zu beobachten, die einen Durchmesser >1 cm aufweisen. Diese Beobachtung ist ein Hinweis auf stärkere Einschüttung.

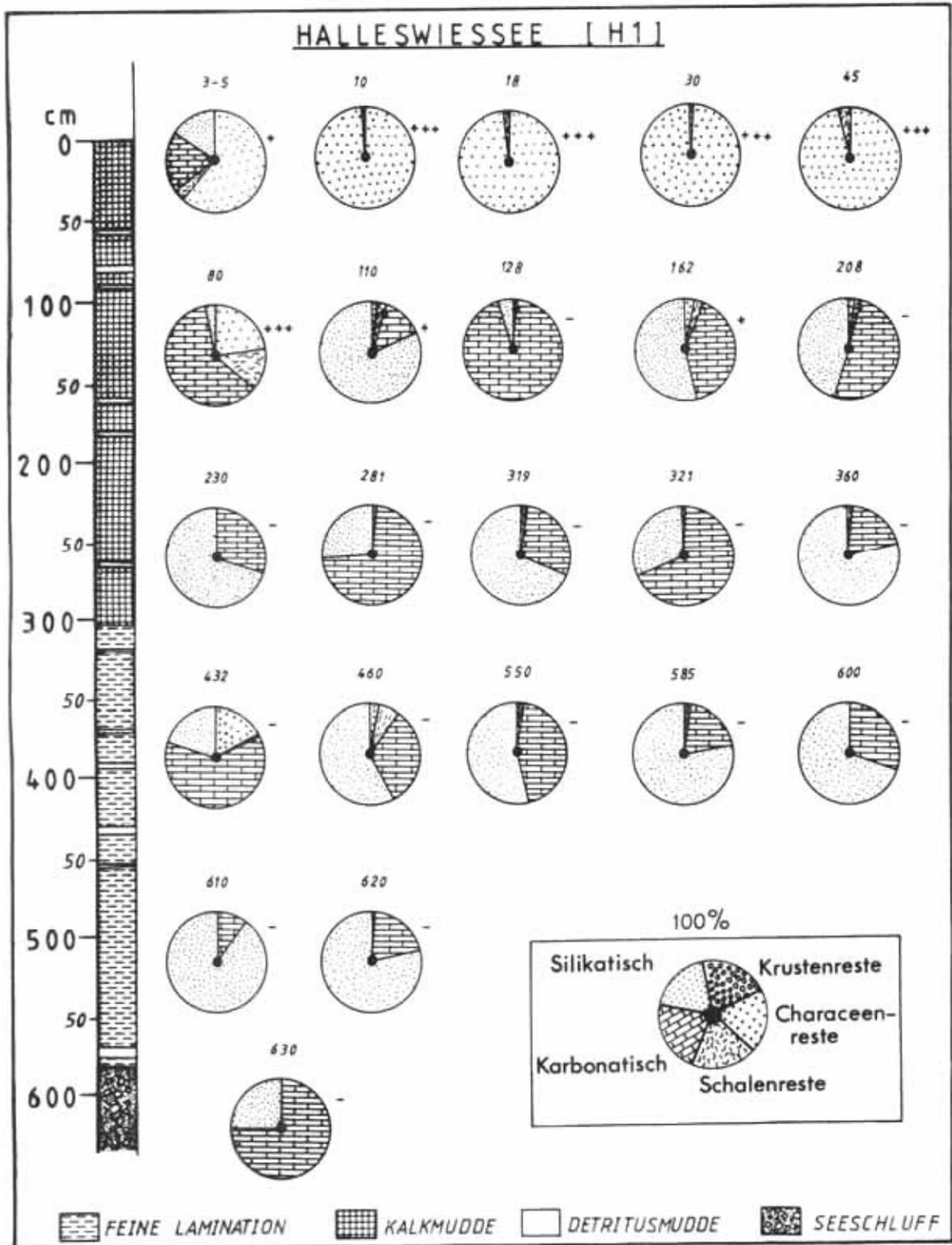


Abb. 15: Auswertung der Sandfraktion der Sedimente des Kerns H 1 (Halleswiessee); "Zahlen" = cm Kerntiefe, das "+" zeigt das Vorhandensein bzw. die Häufigkeit der vorhandenen Chara-Röhrchen an.

FAZIT

Aus der Auswertung der Sandfraktion der Sedimente des Halleswies-Sees wird ersichtlich, daß Characeen-Reste in allen Sedimenttypen mit Ausnahme des Seeschluffs vorkommen können. Dieses Vorkommen ist jedoch unterschiedlich häufig und hängt vom Grad der allochthonen Beeinflussung oder der frühdiagenetischen Kalkauflösung u.a. durch Huminsäuren ab (vgl. Kap. VII).

Das Vorkommen von Chara-Resten in den Detritusmudden (H 80, H 432) ist ein Hinweis auf starke Vermischung der allochthonen Sedimente mit den autochthonen Sedimenten während ihrer Ablagerung.

II.6 Fall-Lot-Kerne

In den Fall-Lot-Kernen des Halleswieses handelt es sich um die gleichen Sedimenttypen wie im dem Kolben-Lot-Profil (Kalkmudde, Detritusmudde). Aus dem Vergleich dieser Kerne geht hervor, daß an einem kleinen See wie dem Halleswiessee unterschiedliche Sedimentationsmechanismen und Sedimentationsraten herrschen. Während die Sedimente des Kerns H I höhere Gehalte an Dolomit aufweisen, sind die H II-Sedimente calcitreicher. Die Sedimente von H III und H IV sind reich an org. Substanz (Randproduktion). Die Parallelisierung der Kerne (z.B. durch Detritusmudde-Lagen) ergibt für den Delta-Bereich des Sees höhere Sedimentationsraten als in anderen Stellen des Sees (s. Abb. 54-55).

II.7 Halleswiesmoor-Profil

Der Kolbenlotkern HM wurde im mittleren Bereich des Halleswiesmoores entnommen und ist eine sinnvolle Ergänzung zu dem Sedimentkern des Halleswieses (H1). Dieser Sedimentkern führt zum besseren Verständnis der Sedimentationsmechanismen der Halleswiesee-Senke. Die beiden Kerne

enthalten die selben Fazies-Zonen und lassen sich anhand der Detritusmudde-Lagen parallelisierbar (vgl. Abb. 12 und Abb. 16). Der Übergang der spätglazialen Seeschluffsedimente zu den Kalkmuddesedimenten tritt in den beiden Profilen in gleicher Sedimenttiefe (580 cm) auf. Die Detritusmuddelagen sind im Moorprofil mächtiger und häufiger gradiert. Dies bestätigt die Annahme über die Schüttungsrichtung (Westen) dieser Ablagerungen. Die Verlandung des Moorbereiches ist in einer Sedimenttiefe von 200 cm durch Torfbildung dokumentiert.

Interessant erscheint die Tatsache, daß die Moorbildung mit der Sedimentation im See Schritt hält. Diese Feststellung erfolgt durch die Parallelisierung der Detritusmudde-Lagen und Seeschluffvorkommen in den gleichen Sedimenttiefen der beiden Profile. Zwei ^{14}C -Datierungen geben für den Übergangsbereich der Seesedimente und das Ansetzen der Torfbildung folgende Alter an:

Radzellentorf (190-200 cm Sedimenttiefe): 1940 ± 110

Seesediment (200-210 cm Sedimenttiefe): 2280 ± 70

Sediment-Dünnschliffe verdeutlichen den fließenden Übergang von Seestadium zur Moorbildung (s. Tafel 2, Fig. 8-9). Die karbonatischen Seesedimente (Kalkmudde) werden nach oben grobkörniger, enthalten häufiger organische Partikel und weisen eine hohe Anzahl an Landschnecken auf (s. Tafel 1, Fig. 8).

Der überlagernde Torf enthält einen geringen Anteil an Karbonaten und Silikaten, dagegen aber bis zu 27 % org. Kohlenstoff, der einem Gehalt von 67,5 % org. Substanz entspricht (s. Abb. 16 und Tab. 9).

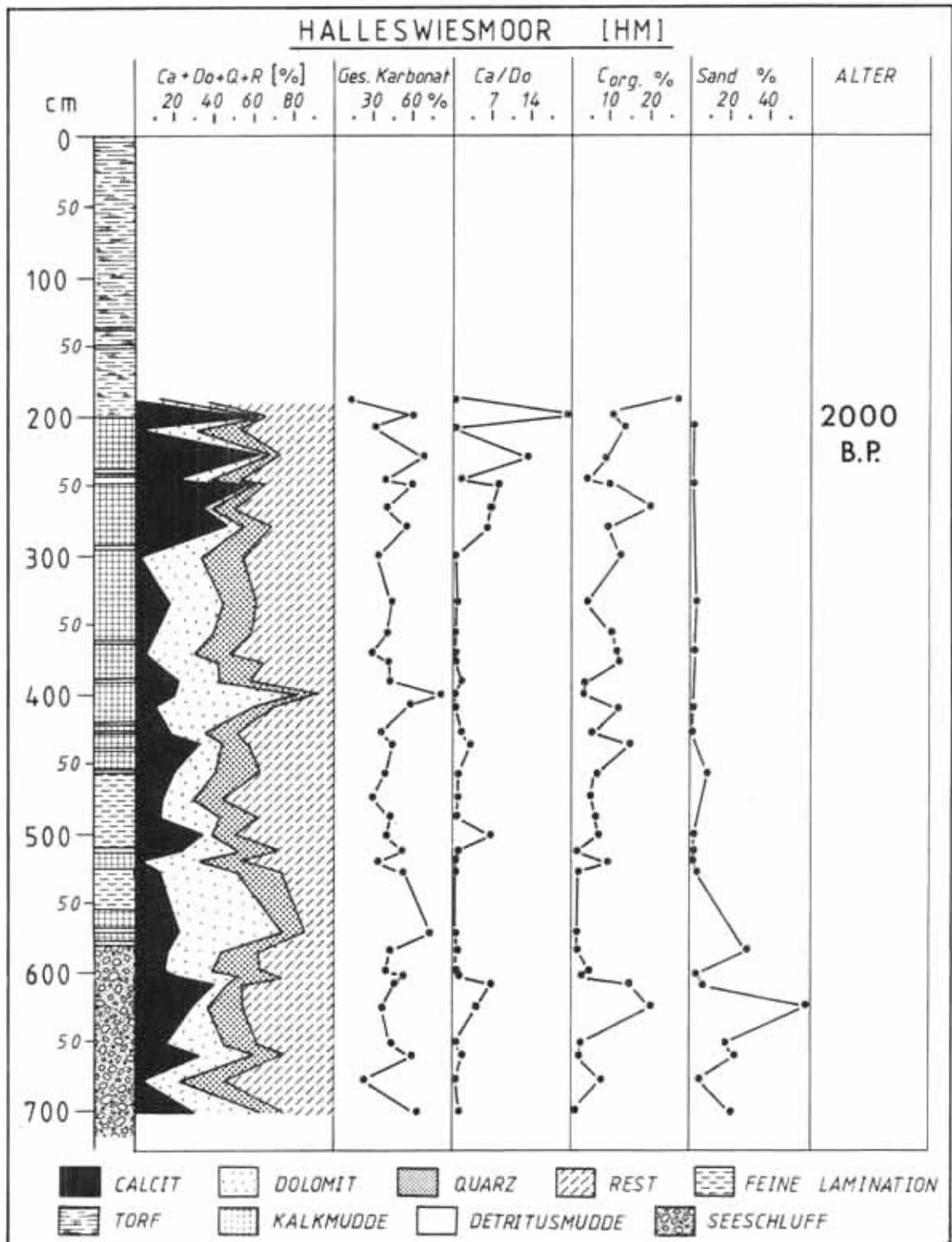


Abb. 16: Sedimentologische Parameter des Halleswiesmoorprofils (HM).

II.8 Schlußfolgerung

Vergleicht man die sedimentologischen und palynologischen Daten der Sedimente der Jüngerer Dryas (580-610 cm Sedimenttiefe) mit denen des Alleröds, so gelangt man zum Ergebnis, daß nach einer durchgreifenden Klimabesserung im Alleröd ein erneuter Klimarückschlag in der Jüngerer Dryas erfolgt ist.

Die präborealen Sedimente sind Zeugen einer weitgreifenden Klimabesserung mit periodischen Hochwässern. Damit ist die allgemeine Ansicht von der Erwärmung des Klimas an der Grenze Spätglazial/Postglazial bestätigt worden.

Im Boreal herrschte ein abwechselungsreiches Klima mit wahrscheinlich warmen trockenen Sommern und kalten feuchten Wintern.

Die Zeit des Atlantikums ist eine Periode der intensiven Sedimentation (feine Lamination); ruhigere Phasen (Kalkmulde IV), in denen keine bedeutenden Bachschüttungen stattgefunden haben, werden unterbrochen durch episodische Bachschüttungen, die größere Suspensionsfrachten in den See transportiert haben (Detritusmulde).

Der Sedimentbereich 200-265 cm wird vom Sedimenttyp Kalkmulde IV beherrscht. Die mineralogischen, sedimentchemischen und sedimentologischen Parameter der Kalkmulde IV sind eindeutige Hinweise auf ein ruhiges Ablagerungsmilieu ohne größere Schüttungen und Suspensionen. Die hohe Produktion an organischer Substanz kann als ein weiterer Beweis für warmes trockenes Klima ohne starke Niederschläge interpretiert werden. Es liegt die Vermutung nahe, daß es sich hier um die Zeit des Neolithikums handelt. Dies muß jedoch durch ^{14}C -Datierungen bestätigt werden.

Periodische Wechsel der Sedimentationsbedingungen wie warme, trockene und in bezug auf organische Substanz produktive Phasen (Kalkmulde IV) und niederschlagsreiche Perioden mit episodischen Überschwemmungen (Detritusmulde) können für das Subatlantikum rekonstruiert werden.

Der Abschnitt 100-145 cm der Sedimentsäule (145 cm Sedimenttiefe=1200 B.P.) spricht für eine trockene Phase ohne große Zuschüttungen, da die Anteile an Calcit und Quarz sehr niedrig sind. Der Dolomit stammt aus dem östlichen Bach, der ständig, aber geringfügig dem See zufließt. Die hohen Phosphor- und C_{org} -Anteile sind ein Hinweis auf autochthone Produktion organischen Materials (s. Abb. 12).

Der Bereich von 45-100 cm Sedimenttiefe kann mit dem Abschnitt 145-200 cm Sedimenttiefe verglichen werden (s. Abb. 53). Auch hier handelt es sich um periodische Wechsel in den Sedimentationsbedingungen von wärmeren und trockeneren Phasen, sowie feuchteren und niederschlagsreicheren Perioden.

RUDLOFF (1980) weist auf eine kleine Eiszeit um 1600-1850 A.D. hin. Anzeichen hierfür konnten jedoch nicht in den Sedimenten des Halleswiesesee, und auch nicht in den Ablagerungen anderer Seen festgestellt werden.

In den letzten Jahrhunderten handelte es sich im allgemeinen um ruhige Sedimentationsbedingungen und gleichmäßige Ablagerungen mit erhöhter Produktion an org. Substanz. Die Detritusmulde-Lage bei 7 cm Sedimenttiefe könnte die Folge der großen Überschwemmung im Jahr 1968 sein.

Die benthische Karbonatproduktion durch verkalkende Makrophyten (Characeen) spielt ab einer Sedimenttiefe von 80 cm zum Hangenden hin, d.h. im letzten Jahrtausend, eine große Rolle.

Anzeichen für zunehmend anaerobe Verhältnisse im Halleswiesee sind die hohen Gesamtstickstoff-, Phosphor und C_{org} -Gehalte sowie die beobachtete Karbonatauflösung an Characeen-Fragmenten (vgl. Kap. IX).

III SEDIMENTPROFIL MONDSEE

III.1 Sedimenttypen des Mondsee-Sublitorals

Aus dem Sublitoral des Mondsees wurde ein Kolben-Lot-Kern (MON K1) im Bereich der neolithischen Station See (-4,5 m Wassertiefe) mit einer Länge von 808 cm gezogen (s. Abb. 32).

Im Profil des Sediment-Kerns MON K1 lassen sich drei Fazies-Bereiche eindeutig voneinander unterscheiden. Jeder dieser Fazies-Bereiche läßt sich wiederum makroskopisch in zwei bzw. drei Sediment-Typen unterteilen (s. Legende, Abb. 56). Sie werden im folgenden beschrieben und nach ihren charakteristischen geochemisch-sedimentologischen Merkmalen eingeteilt.

Die Lage der verschiedenen Sedimenttypen des Mondsees im Sand-Silt-Ton-Dreieck ist in der Abb. 17 dargestellt.

Anthropogene Sedimente

Unter dem Begriff "Anthropogene Sedimente" sind Sedimente zu verstehen, die hauptsächlich durch Menschen beeinflusst worden sind. Diese Ablagerungen sind grobkörnig und bestehen zu einem großen Teil aus organischen Resten. Der Anteil an org. Substanz ist jedoch stark schwankend. Das Sediment setzt sich aus Holz, Laub, Haselnußschalen, Ästchen, eingeschwemmten Landschnecken, Muschelschill und Ton-Grobsand zusammen und kann als Umlagerungshorizont betrachtet werden.

Seekreide

Der Begriff "Seekreide" ist an unterschiedliche Wertungen der chemischen und biogenen Komponenten sowie des Ablagerungsmilieus gebunden (vgl. Diskussion bei SCHRÖDER 1982, S. 110-111). Im Gegensatz zu den älteren Publikationen, die mehr Wert auf biogene Komponenten und Ablagerungsmilieu gelegt haben (vgl. WALTHER 1894, S. 767; RAMANN 1896, S. 161; RAMANN 1906, S. 179; KAYSER 1912, S. 418), gewinnen heute die chemischen Parameter an Bedeutung.

Nach NAUMANN (1930, S. 65) besteht die Seekreide zu über 80 % aus Calciumkarbonat, enthält Röhrenstrukturen (Charareste) und ist für kleinere Gewässer für alle Tiefen-Zonen typisch; in größeren Seen erreicht sie im Sublitoral bedeutende Mächtigkeiten.

Molluskenschalen, Makrophyten- und Mikrophytenkalk inklusive Kalk aus der epilimnischen biogenen Entkalkung zählen zu den Seekreide-Bildnern (vgl. PIA 1926, 1933 b, S. 141-143).

MERKT et al (1971, S. 618) sprechen erst ab Kalkgehalten von >90 % von Seekreide.

MÜLLER, G. (1971, S. 247) bezeichnet biogen entstandene Sedimente mit mehr als 75 % CaCO_3 als Seekreide (vgl. auch GYGER et al. 1976, S. 403).

Durch diese kurze Diskussion um den Begriff "Seekreide" wird ersichtlich, daß die Beschreibung limnischer Sedimente nach sedimentologischen Parametern, Chemismus, Struktur und Ablagerungsraum erfolgen sollte (vgl. G. SCHRÖDER 1982).

Die Seekreide des Mondsees läßt sich durch Korngröße, Farbe und Form der Chara-Röhren in drei verschiedene Typen unterteilen. Sedimentchemisch zeigt diese Seekreide jedoch keine großen Unterschiede (s. Abb. 56).

Wie die mikroskopischen Untersuchungen zeigen, bestehen die Seekreide-Sedimente des Sublitorals zum größten Teil aus Chara-Resten. An zweiter Stelle folgen Schalenreste von Mollusken (Ostracoden,- Muschel- und Schnecken-Schalen, vgl. Kap. III.4).

Entstehungsbedingungen

Die Seekreide entsteht biogen in klaren, kalkreichen und nährstoffarmen (P_t , $C_{org.}$, N) Gewässern im Bereich bis max. 25 m Wassertiefe ohne nennenswerte allochthone Beeinflussung.

Seemergel

NAUMANN (1930, S. 65) bezeichnet den Seemergel mit einem $CaCO_3$ -Gehalt von 20-80 % als Übergangssediment zwischen Seekreide und tonigen Böden. Sedimente mit $CaCO_3$ -Gehalten zwischen 50-75 % werden von MÜLLER, G. (1971, S. 247) als "Seemergel" bezeichnet.

Der Seemergel aus dem Kolben-Lot-Kern MON K1 läßt sich wie die Seekreide in drei Typen unterteilen, die sich nur durch Farbe und Korngröße unterscheiden (s. Abb. 56).

Entstehungsbedingung

Im Vergleich mit der Seekreide kann der Seemergel in tieferen Bereichen entstehen und ist stärker der allochthonen Beeinflussung unterworfen. Die autochthone biogene Karbonatproduktion bleibt jedoch der dominierende Faktor für die Entstehung des Seemergels.

Feine Lamination

Die fein laminierten Sedimente dieses Kernprofils (MON K1) bestehen aus Wechsellagerungen verschiedener Seekreide- bzw. Seemergel-Typen.

Geröll

Das Geröllmaterial besteht aus Karbonatpartikeln, wobei der Calcit-Anteil fast immer dominiert.

II.2 Profilbeschreibung/Diskussion

Das Mondseeprofil ist in Abb. 18 mit seinen sedimentologischen und chemischen Parametern dargestellt. In Abb. 56 erfolgt eine detaillierte Darstellung dieses Profils.

Die ersten 28 cm der Sedimentsäule sind anthropogen beeinflusst. Es handelt sich um umgelagertes neolithisches Kulturschichtmaterial, welches vom ehemaligen Uferbereich in die tieferen Bereiche transportiert und mit biogen-karbonatischem und klastischem Sediment vermischt ist (s. Kap. V). Dieser Abschnitt besteht aus zwei unterschiedlichen Sedimenttypen, die sich im Sedimentgehalt bzw. im Gehalt an organischem Material unterscheiden (s. Legende Abb. 56). Die Lagen mit überwiegend mineralischem Anteil weisen auf ruhigere Phasen hin, in denen keine größeren Umlagerungen stattgefunden haben. Umgekehrt sind die Lagen mit überwiegend organischem Material Zeichen für unruhigere Phasen (z.B. Sturmereignisse), in denen das Material der Kulturschicht in größeren Mengen in tiefere Bereiche des Sublitorals umgelagert wurde. Die letzte Sedimentlage dieses Abschnittes (24-28 cm) hebt sich durch große Mengen von Schnecken- und Muschelschalen von den anderen Lagen ab. Charakteristisch für diesen Abschnitt der Sedimentsäule sind die hohen $C_{org.}$ -, Phosphor-, Quarz- und Sand-Gehalte.

Unmittelbar darunter kommen grobkörnige Seekreidesedimente (Karbonatgehalt > 75 %) vor, die optimale Lebensbedingungen für kalkproduzierende Makrophyten belegen. Die Seekreide setzt sich bis 352 cm Sedimenttiefe fort (s. Abb. 56).

	Charakteristische Daten						Entstehung
	Calcit[%]	Dolomit[%]	Quarz[%]	C _{org} [%]	P _t [ppm]	>63µm	
Seekreide	>75	<5	<5	1-1,5	<60	unspezifisch	autochthon >> allochthon
Seemergel	50-75	unspezifisch	10-20	<1	<100	unspezifisch	autochthon > allochthon
Anthropogene Sedimente	<50	unspezifisch	>15	>3	>250	>40	autochthon < allochthon

Tab. 3: Klassifikation der Sedimenttypen des Mondsee-Sublitorals (Einteilung vorwiegend nach Calcit-Anteilen).

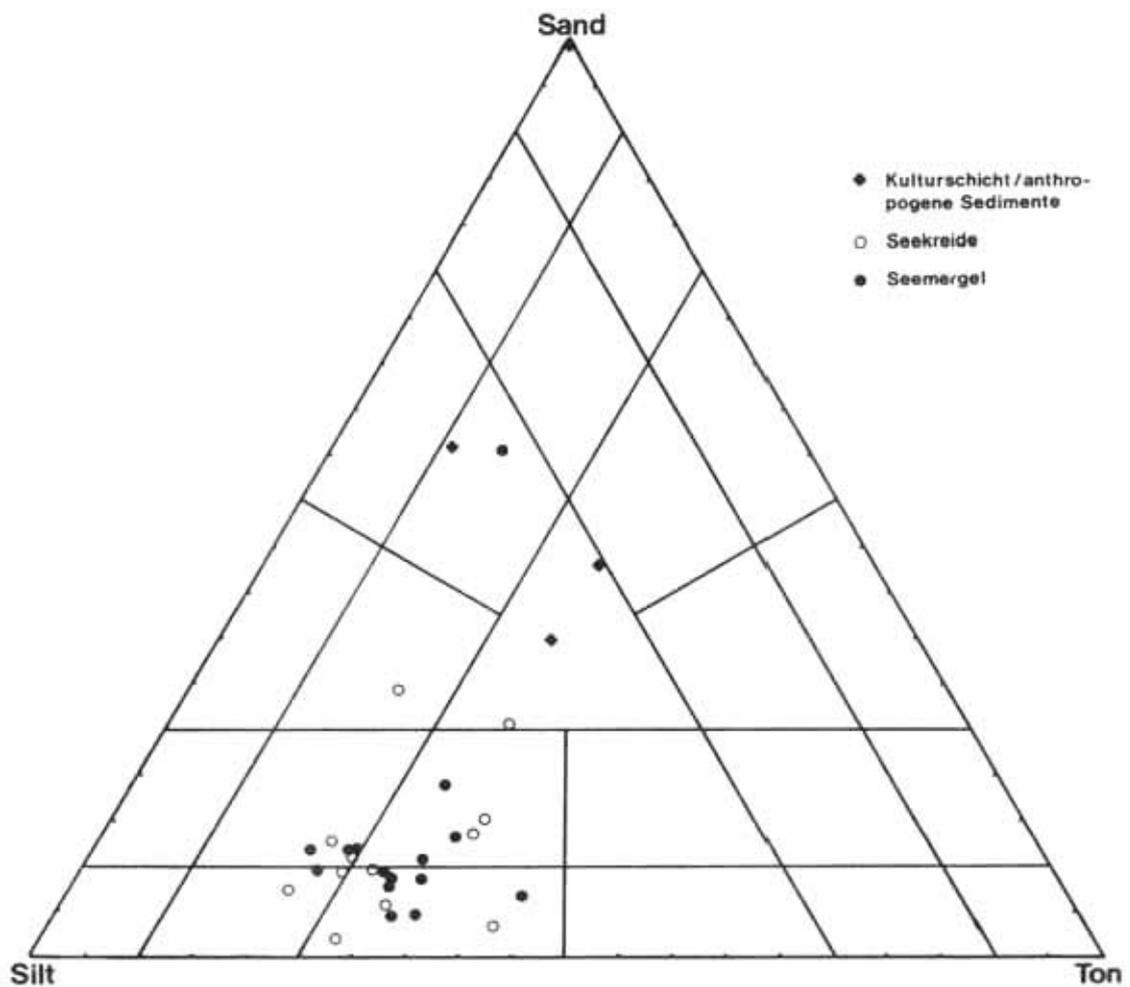


Abb. 17: Die Lage der Sedimente des Mondsee-Sublitorals im Sand-Silt-Ton-Dreieck nach dem Vorschlag von MÜLLER (1961) zur Benennung von Mischgesteinen aus Sand-Silt-Ton.

Die feine Lamination ist im Abschnitt zwischen 280 cm und 300 cm Sedimenttiefe lediglich eine Wechsellagerung verschiedener Seekreide-Typen (Abb. 56).

Von 352-585 cm kommen verschiedene Seemergeltypen vor, die sich in einigen Abschnitten zu einer feinen Lamination entwickeln (483-487 cm sandige Seekreide). Die dolomitische Kieslage zwischen 563-568 cm spricht für eine mögliche Rutschung aus dem Süden (Kalkalpen). Seekreide schaltet sich wieder zwischen 585-594 cm und 606-621 cm Sedimenttiefe ein. Dies ist ein Hinweis auf bessere Lebensbedingungen für kalkproduzierende Organismen und somit auch ein Hinweis auf ein wärmeres Klima.

Bis zu den Schotterlagen (743-808 cm Sedimenttiefe) ist wieder Seemergel zu beobachten. Die Quarz-Gehalte sind in den Seemergeln höher als in den Seekreide-Sedimenten. Die höchsten Quarz-Gehalte sind eindeutig in den dunkelgrauen und sandigen Seemergel-Sedimenten und in den fein laminierten Sedimenten festzustellen. Die Dolomit-Gehalte nehmen am Ende des Profils mit zunehmender Vergrößerung der Sedimentpartikel zu.

Die Phosphor- und $C_{org.}$ -Gehalte zeigen im gesamten Kern, außer in der Kulturschicht, keine großen Schwankungen auf.

Die Basis des Kerns wird ab 743 cm Sedimenttiefe von kiesigen Schottern spätglazialer Herkunft gebildet. Anhand der Korngröße und der Farbe kann man diesen Horizont in fünf Abschnitte unterteilen. Die Ergebnisse der Schotter-Untersuchungen sind in Form von Histogrammen dargestellt (Abb. 19). Dabei ist ein Maximum der Korngrößen im Bereich 6,3-10 mm auffallend. Dieses Maximum geht bei den Proben MON 753-763 cm und MON 763-778 cm in den Bereich von 10-16 mm über. Die Anzahl der Körner in der Fraktionen 16-20 mm und 20-25 mm (schraffierte Felder, Abb. 19) ist allerdings so gering, daß sie statistisch nicht berücksichtigt werden können.

Die Fraktionen $<63 \mu m$ und 2-6,3 mm wurden mineralogisch untersucht. Die wichtigsten Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung dieser beiden Fraktionen liegen im Calcit-, bzw. im Quarz-Gehalt (s. Abb. 19).

III.3 Chemische Parameter

Im Sedimentprofil des Mondsee-Sublitorals sind die höchsten $C_{org.}$ -Werte für die anthropogen beeinflussten Sedimente zu verzeichnen. Dasselbe gilt für die Anteile an $N_{ges.}$ und Phosphor. Die niedrigen $C_{org.}$ -Gehalte (1-1,5 %) sind für die Seekreide charakteristisch. Die niedrigsten $C_{org.}$ -Werte sind bei Seemergel zu beobachten ($<1 \%$). Hingegen sind die $N_{ges.}$ - und P_t -Werte bei dem Seemergel höher als bei der Seekreide (s. Abb. 17).

UNGEMACH (1960) gibt an, daß mit zunehmendem Alter der Sedimente die Konzentration an $N_{ges.}$, P_t und Chlorophyll abnimmt, der Gehalt an Kohlenstoff, Benzol-Alkohol-Löslichem und Huminsäuren dagegen zunimmt.

Insgesamt zeigen die chemischen Parameter aus dem Sublitoralprofil des Mondsees viel niedrigere Werte als die aus dem Halleswieseeprofil.

Dadurch wird der Unterschied zwischen einem kleinen See mit höheren allochthonen Zuschüttungen und einer starken Bioproduktion und dem karbonatreichen Schelfbereich eines größeren Sees deutlich. Im allgemeinen wirkt der hohe Kalkgehalt günstig auf die Mineralisierung organischer Stoffe. Dieser Vorgang führt neben der niedrigen Primärproduktion dazu, daß kalkreiche Sedimente meist arm an organischer Substanz, organischem Kohlenstoff und Stickstoff sind.

III.4 Palynologische Untersuchungen am Mondsee-Sublitoral-Profil

Aufgrund der Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen des Bohrkerns MON K1 durch M. HANDL (Limnologisches Institut Mondsee der Österreichischen Akademie der Wissenschaften) ist die nachfolgende stratigraphische Einstufung der Sedimente erfolgt. Aussagen hierzu stützen sich z.T. auf SCHMIDT (1981):

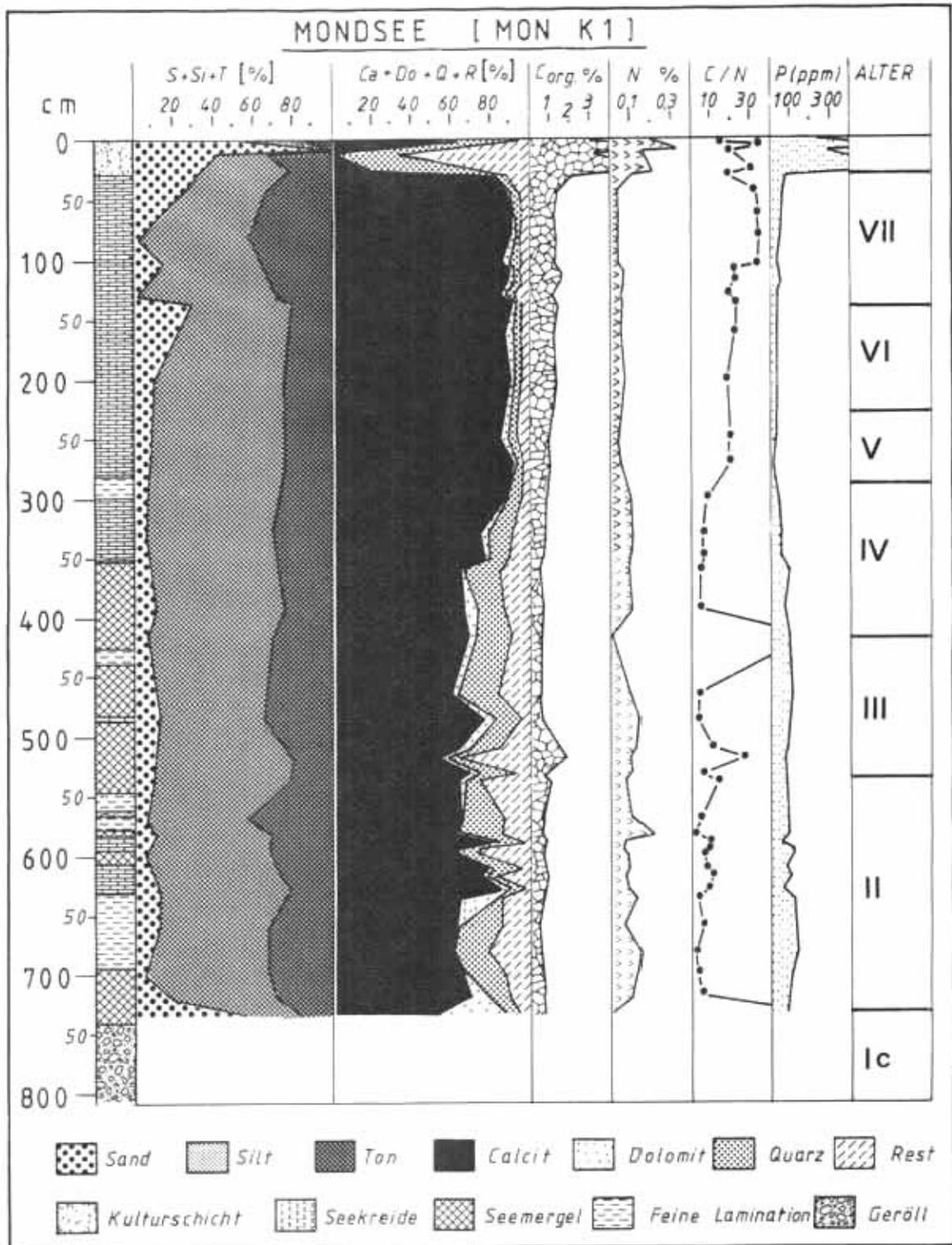


Abb. 18: Sedimentologische (Korngrößen, Mineralogie) und chemische (C_{org} , N_{ges} , P_t) Parameter des Mondsee-Profiles (MON K 1).

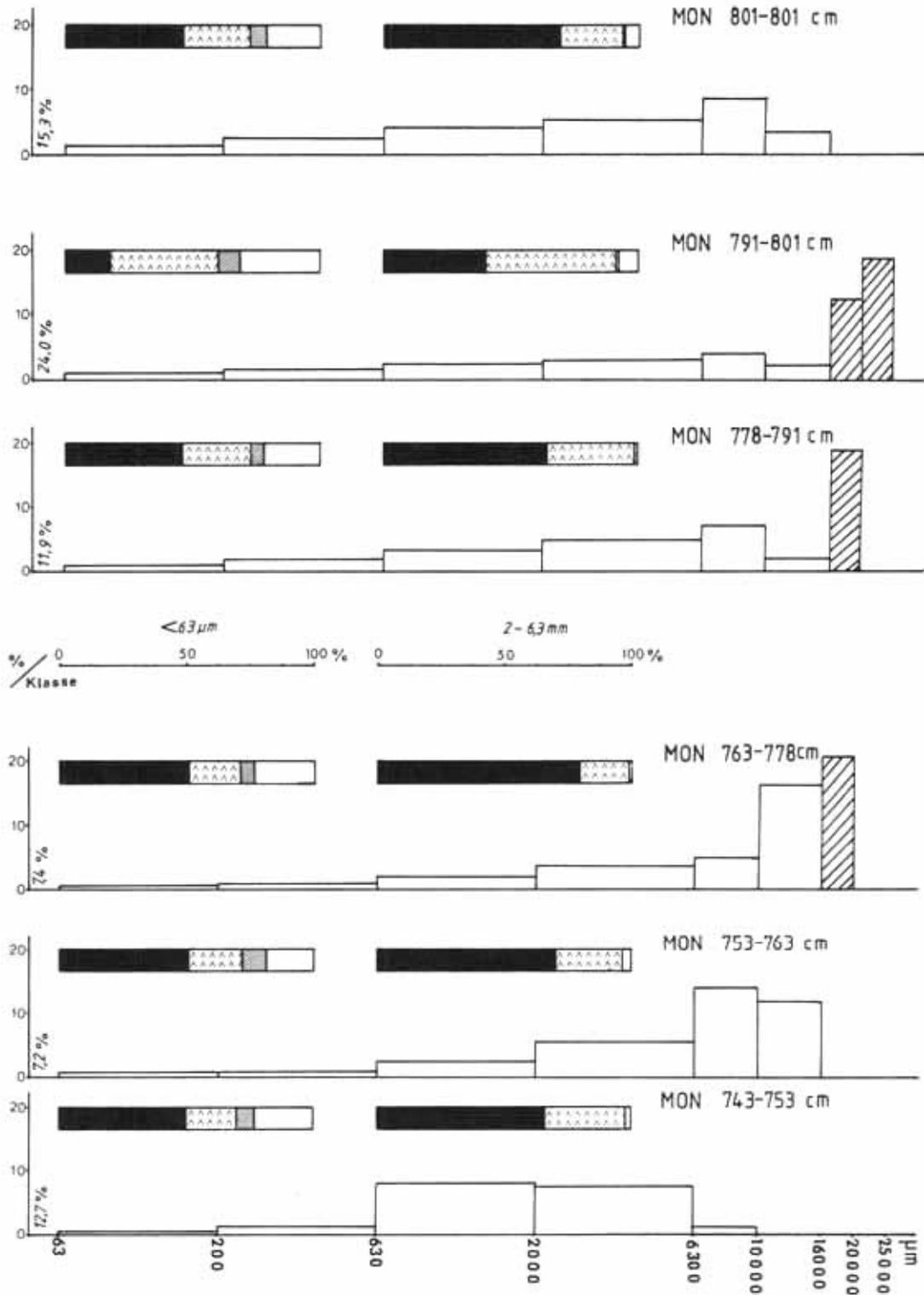


Abb. 19: Auswertung des Schottermaterials aus dem Kolbenlotkern MON K I nach Korngrößen und mineralogischer Zusammensetzung (Legende s. Abb. 56).

Mit der Klimabesserung im Alleröd breitet sich *Pinus* in seinen einstigen Standorten wieder aus. Auch ein zunehmender Pollenanteil der Birke ist zu erkennen. Der NBP-Anteil ist regressiv. Vorkommen der Alleröd-Sedimente: 730-540 cm.

Der in der Jüngeren Dryas erfolgte Klimarückschlag bewirkt eine Regression der Föhre und Birke. Krautige Pflanzen breiten sich wieder aus (hohe *Pinus*- und NBP-Werte). Vorkommen: 540-420 cm.

Mit der Klimaerwärmung im Präboreal wandern Fichte, Ulme und die Hasel ein und drängen die Föhre in höhere Lagen zurück (vgl. SCHMIDT 1981). Eiche und Linde treten zusätzlich in Erscheinung, nehmen aber am Gesamtpollenspektrum nur einige Prozentwerte ein (hohe *Pinus*-Werte, Auftreten von *Picea*). Vorkommen: 420-290 cm.

Im Boreal (290-230 cm) nimmt *Pinus* ab, *Corylus* und *Quercus* treten auf. Der für das Boreal charakteristische "Haselgipfel" scheint hier jedoch zu fehlen. Der Grund hierfür könnte darin zu sehen sein, daß sphärische Pollenkörner im Schelfbereich weniger abgelagert wurden als saccate Pollenkörner.

Im Atlantikum ist der EMW (Eichenmischwald) bereits voll entwickelt. Buche und Tanne wandern als nächstes Gehölzelement ein. Das Ältere Atlantikum ist durch hohe *Picea*- und niedrige *Pinus*-Werte gekennzeichnet. (Vorkommen: 230-135 cm Sedimenttiefe). Im Jüngeren Atlantikum treten *Abies* und *Fagus* auf (135-28 cm). Durch die Erosionsdiskordanz fehlen die Schichten des Oberen Jüngeren Atlantikums. Die Einwanderung der Hainbuche vollzog sich im Subboreal. Pollenkörner kommen oberhalb von 70/50 cm nur gelegentlich vor. Die subborealen und subatlantischen Sedimente sind lückenhaft ausgebildet.

III.5 Untersuchung der Sandfraktion

Die anthropogen beeinflussten Proben (7-9 cm und 17-19 cm) bestehen hauptsächlich aus allochthonen Sedimenten, wobei der Hauptanteil aus silikatischen Körnern, darunter Glimmer und Quarzkörner, besteht. Die Schalenreste der Probe 7-9 bestehen aus zerbrochenen Prismen von Muschelschalen. Die Oberflächenprobe (0-2 cm) weist alle möglichen Komponenten auf. Die Krustenreste sind Zeichen für niedrigere Wasserstände (0-1 m). Die vielen Schalenreste, darunter große Schneckenschalen, sind ein Hinweis auf Erosionsvorgänge. Die detritischen Anteile sind gering. Als einzige Probe enthält die Sandfraktion der Oberflächensedimente Schlacken (Probe 0-2, Abb. 20 weiße Fläche). Dies ist auf den Einsatz von Dampfschiffen (Mitte 19. Jahrhundert-Mitte 20. Jahrhundert) zurückzuführen. Die Characeenreste dieser Probe sind sehr wahrscheinlich durch archäologische Unterwassergrabungen aus tieferen Bereichen an die Oberfläche befördert worden. Der Beweis für diese Aussage ergibt sich aus der Tatsache, daß an der heutigen Sedimentoberfläche keine Characeen wachsen (s. Kap. V, Abb. 30). Die Chara-Röhrchen und Ostracoden-Schalen sind z.T. grau gefärbt. Die graue Farbe entsteht diagenetisch durch Einlagerung von Pyrit in den Chara-Röhrchen unter reduzierenden Bedingungen (s. Tafel 4, Fig. 10). Durch bakterielle Sulfat-Reduktion entstehen Fe-Sulfide, die die ursprünglich weißen Kalkröhrchen grau färben können. Die Chara-Röhrchen gehören zu den Typen B, F, und G (s. Abb. 42). Zahlreiche verkalkte Oogonien sind in der Oberflächenprobe ebenfalls vorhanden.

Die Proben 29-31, 80-83 und 129-131 (die Zahlen geben die Sedimenttiefen an) enthalten neben Chara-Röhrchen und Schalenresten silikatischen und karbonatischen Detritus, sowie Mikrophyten- Krusten-Reste. Dazwischen sind Sedimente eingeschaltet, deren Sandfraktion (Probe 43-45 und 100-103) ausschließlich aus Chara-Resten und Schalen-Detritus besteht. Die Chara-Röhrchen der Probe 43-45 sind dick, groß (Durchmesser > 0,5 mm) und schneeweiß. Hingegen sind die Characeen-Röhrchen der Probe 29-31 sehr stark zerbrochen. Die Krusten-Reste, hier immer begleitet von silikatischem und karbonatischem Detritus, sind ein Hinweis auf niedrigere Wasserstände. Der geringe Anteil an gut erhaltenen Chara-Röhrchen in diesen Proben sowie große Bruchstücke von Muschel- und Schneckenschalen weisen auf Erosion hin und bestärken somit die obengenannte Aussage in bezug auf niedrigere Seespiegelstände.

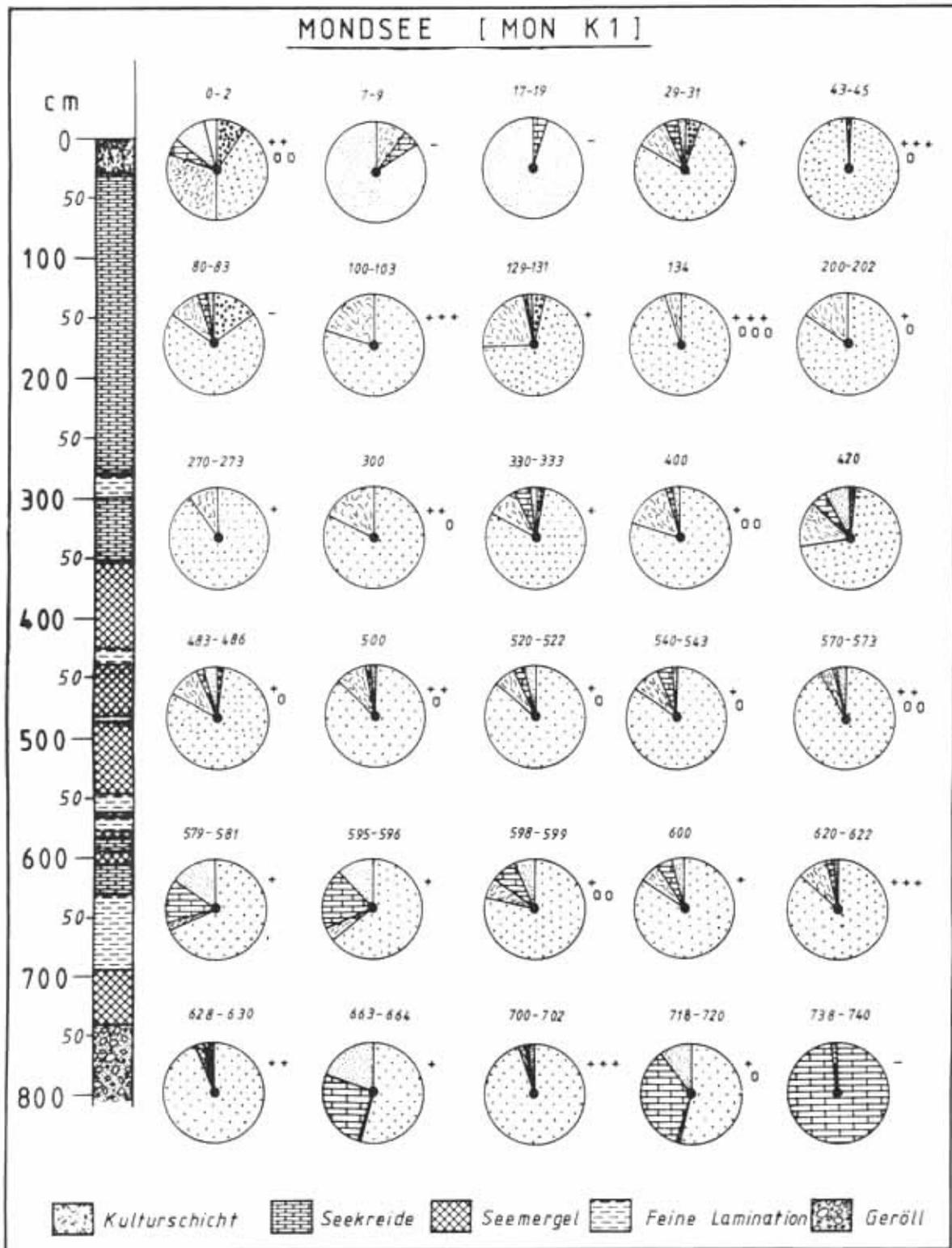


Abb. 20: Auswertung der Sandfraktion der Sedimente des Kerns MON K 1 (Mondsee), "Zahlen" = cm Kerntiefe; "+" zeigt das Vorhandensein bzw. die Häufigkeit der Chara-Röhrchen; "O" zeigt die Häufigkeit der vorhandenen Oosporen bzw. Oogonien (Legende s. Abb. 15).

Die Charareste der Probe 80-83 sind sehr stark zerkleinert und z.T. durchsichtig. In dieser Probe ist kein einziges Chara-Röhrchen erhalten geblieben. Die gleichen Beobachtungen wurden an der Probe 129-131 gemacht, die jedoch einige wenige Chara-Röhrchen aufweist.

Die Proben 134 bis 300 (Seekreide) enthalten nur noch Chara- und Schalen-Reste. Bei den Schalen handelt es sich zum größten Teil um Ostracodenschalen. Die Characeen werden immer von Ostracoden begleitet, da die beiden Organismen das gleiche Substrat, den weichen siltigen Boden am Grund der Sublitoralzone, bevorzugen. Die Chara-Röhrchen sind z.T. sehr gut erhalten und zahlreich vorhanden. Fast alle im Kapitel VII. beschriebenen Chararöhrchen-Typen kommen in der Seekreide vor. Die Probe 300 enthält die Typen C, F, G und B (vgl. Abb. 42). Bei der Untersuchung dieser Probe ist aufgefallen, daß nach Zerstörung der äußeren Kalkkruste von Typ G dieser zu Typ C umgewandelt wird. Die Probe 134 enthält die meisten verkalkten Oogonien. Die Oogonien sind die weiblichen Fortpflanzungsorgane der Characeen. Offensichtlich können die männlichen Fortpflanzungsorgane (Antheridien) der Characeen nicht verkalken.

Die Makrophytenreste der Probe 270-273 sind sehr fein. Die Probe 330-333 ist fast identisch mit der Probe 29-31, nur mit dem Unterschied, daß es sich hier um die Chara-Typen A und B handelt.

Mit dem Beginn der Seemergel-Sedimente sind keine gravierenden Unterschiede mehr in den Sand-Fractionen zu beobachten. Die detritische Komponente ist zwar immer vorhanden, bleibt aber, mit Ausnahme einiger Proben, prozentual gering.

Die Krustenreste kommen zum letzten Mal in der Sandfraktion der Probe 483-486 vor.

Im Sedimentabschnitt 400-600 taucht der Chara-Typ E neben den anderen Typen auf.

Die Chara-Röhrchen sind generell im Seemergel feiner und kleiner ausgebildet.

Bei den Proben 579-581 und 595-596 nehmen die detritischen Einflüsse zu, die dann jedoch zurückgehen und erst bei der Probe 663-664 eine deutliche Zunahme aufweisen. Diese Zunahme wird dann unterbrochen (Probe 700-702). Die gut erhaltenen Chara-Röhrchen bei dieser Probe sowie bei der Probe 620-622 kommen zahlreich vor (Typ: B, C, F).

Die detritische Komponente nimmt fast 50 % der Probe 718-720 ein, wobei der karbonatische Anteil dominiert. Die Chara-Röhrchen und die verkalkten Oogonien sind weiterhin, wenn auch zu einem geringeren Anteil, zu beobachten.

Bei den Ostracodenschalen im Bereich von 0 bis 350 cm Sedimenttiefe handelt es sich um *Darwinula stevensoni*, die bei 80 - 85 cm Sedimenttiefe ihr Maximum erreicht. Diese Ostracode kommt in den Wassertiefen bis maximal 3 m vor. In der zweiten Hälfte des Sedimentprofils (350 - 700 cm) kommt hauptsächlich die Ostracode *Cytherissa lacustris* vor, die für tiefere Wasserzonen spricht.

Mit der letzten Probe (738-740 cm) hört das Vorkommen von Characeen und Schalenresten auf. Damit wird deutlich, daß im spätglazialen Stadium noch keine benthischen Organismen den sublitoralen Bereich des Mondsees besiedelt hatten. Die Probe besteht fast ausschließlich aus karbonatischen Partikeln in der Fraktion Grobsand-Feinkies.

III.6 Schlußfolgerung

Nach der Beurteilung verschiedener Sedimenttypen (allochthon + autochthon) des Sedimentkerns MON K1 kann man auf verschiedene Sedimentationsbedingungen in verschiedenen Zeiträumen schließen.

Die Korngrößenanalysen und die mineralogische Zusammensetzung der Schotterproben zeigen, daß sie von keiner Rutschung stammen, sondern durch Wasser-Transport und Ablagerung an dieser Stelle angehäuft worden sind. Es handelt sich hier um spätglaziale Deltaschüttungen (Älteste Dryas-Alleröd).

Die Seemergersedimentation im Spätglazial verändert sich im Subboreal zugunsten der Seekreidesedimentation. Die Seekreidebildung kann als Zeichen für wärmere Zeiten gedeutet werden, in denen kalkproduzierende Organismen, insbesondere Makrophyten (z.B. Characeen), bessere Lebensbedingungen gehabt haben müssen.

Im Neolithikum ist es, bedingt durch den ca. 4 m niedrigeren Seespiegel (vgl. Kap. V), zur Erosion von atlantischen und subborealen Sedimenten gekommen. Die lückenhafte Sedimentation von subatlantischen Sedimentpaketen mit ständiger Umlagerung ist die spätere Folge des neolithischen Seespiegeltiefstandes.

Die sedimentologischen, mineralogischen, sedimentchemischen und palynologischen Untersuchungen an dem Sedimentkern MON K1 erlauben folgende Klimarekonstruktion für den Bereich des Mondsees:

- Bis zum Alleröd sind starke Schüttungen zu beobachten, die für hohe Niederschläge und kräftige Schneeschmelzen und somit kältere Perioden sprechen.
- Die Zeit des Alleröds ist im Sublitoral des Mondsees eine Zeit der Seemergelproduktion und somit eine kältere Klimaphase, wobei die Seemergelbildung durch Seekreidebildung unterbrochen wird, was für eine zwischenzeitlich klimatisch wärmere Periode spricht.
- Im Zeitraum der Jüngeren Dryas kommt es zur Bildung mächtiger Seemergel-Ablagerungen, die wieder auf feuchtere und kühlere Zeiten hinweisen.
- Ab Präboreal erwärmt sich das Klima, wobei die Bildung von dickeren Röhrenstrukturen der Characeen in den weißlich-gelblich-grauen Seekreide-Sedimenten auf ein Klimaoptimum im Subboreal hinweisen. Dieses Klimaoptimum führte durch geringere Niederschläge und höhere Verdunstungsraten zur Absenkung des Seespiegels im Neolithikum (s. Kap. V).

Für den Zeitraum Alleröd - Jüngeres Atlantikum ergeben sich folgende Sedimentationsraten:

Alleröd (1000 a) = 1,9 mm/a

Jüngere Dryas (1000 a) = 1,2 mm/a

Präboreal (1200 a) = 1,1 mm/a

Boreal (1600 a) = 0,4 mm/a

Älteres Atlantikum (1200 a) = 0,8 mm/a

Jüngeres Atlantikum (1500 a) = 1,3 mm/a

Durch Erosion, das Fehlen kalkproduzierender Makrophyten und ständige Umlagerung des neolithischen Kulturhorizontes durch Wellenschlag ist seit dem Subboreal keine bedeutende Sedimentation im Bereich der Station See im Mondsee mehr möglich.

Isotopenanalysen ergeben für den Profundal des Mondsees Sedimentationsraten von 3-6 mm/a. Die Oberflächensedimente, die nach dem Reaktorunfall von Tschernobyl entnommen wurden, enthalten in diesem Bereich 1-4 mal höhere ^{137}Cs -Mengen als die gesamten Ablagerungen des ganzen Zeitraums seit 1953 (frdl. schriftl. Mitt. Dr. K. IRLWECK, Institut f. Anorganische Chemie der Uni. Wien).

IV SEDIMENTOLOGISCHE ENTWICKLUNG DES ATTERSEES

Die sedimentologische Entwicklung des Attersees wird anhand einer Auswahl von Kolbenlotkernen auf einem West-Ost-Profil über die Zentralschwelle mit den wichtigsten und eindeutigen lithostratigraphischen Grenzen erläutert (Abb. 24). Die sedimentologischen und körngrößenanalytischen Daten der Profilreihe sind in Abb. 57 dargestellt.

IV.1 Profilbeschreibung/Diskussion

Die Abb. 23 zeigt ein Sediment-Echographie-Profil aus dem mittleren Bereich des Attersees. In diesem Sedimentechogramm ist ein deutlicher Reflektor zu sehen. Die Sedimentkerne zeigen, daß es sich hierbei um die Würm-Moräne handelt (s. auch Abb. 57).

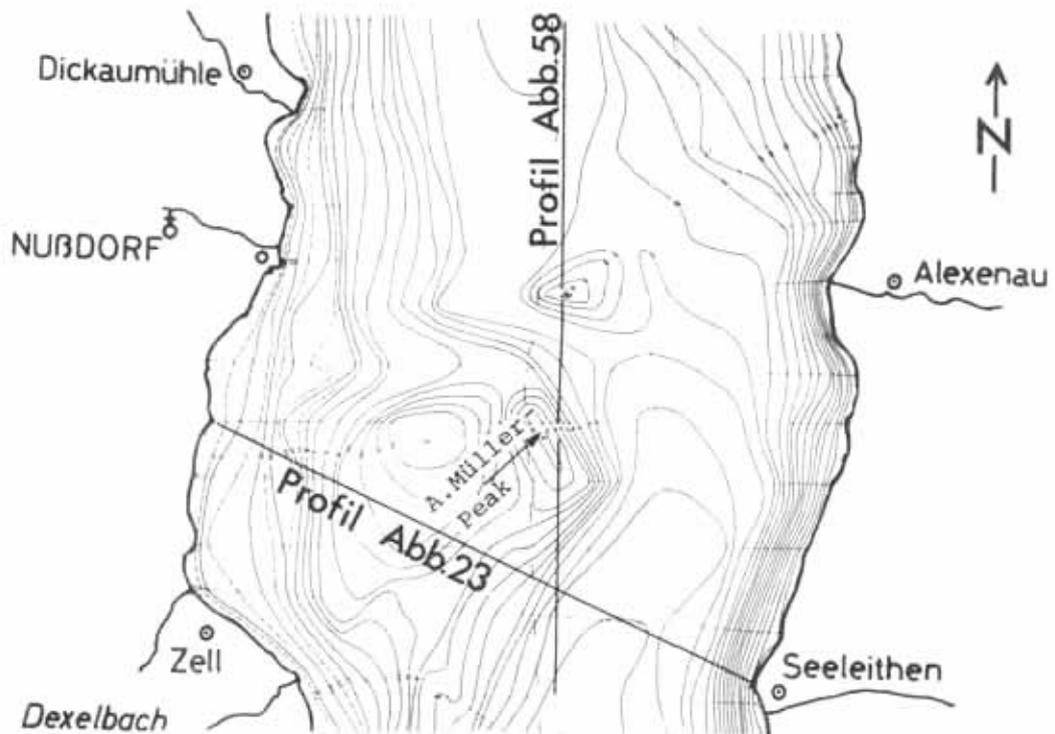
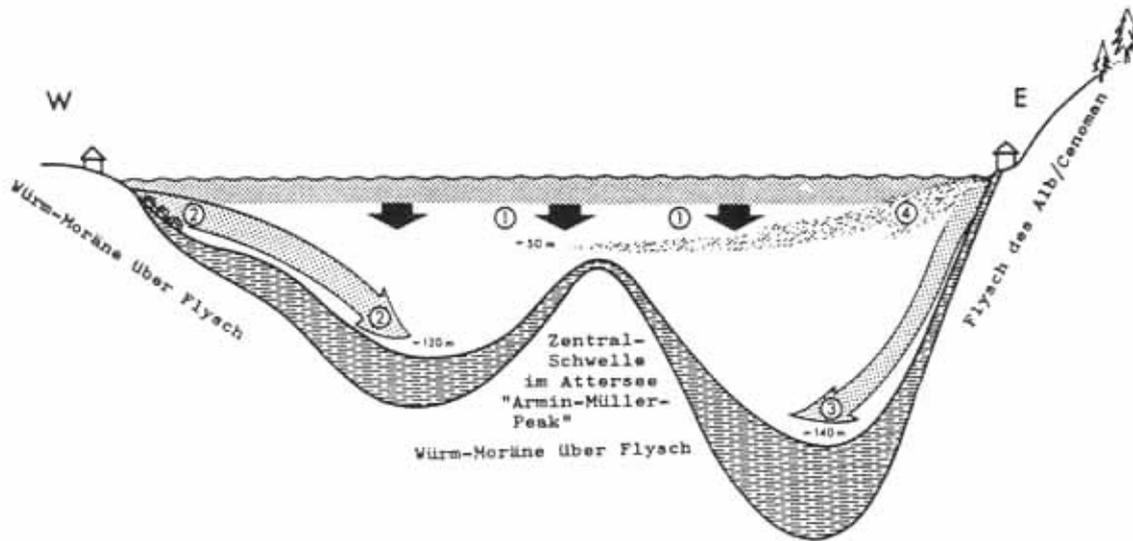


Abb. 21: Kartenausschnitt aus dem Zentralteil des Attersees. Die Linien geben die Lage der Sedimentechographieprofile (Abb. 23, Abb. 58) wieder.

In den Kolbenlot-Kernen ATT 80/14 (-32 m Wassertiefe) und ATT 80/1 (-49 m Wassertiefe) wurde die gesamte Sedimentsäule von den rezenten Sedimenten bis zu den Schottern der Würmmoränen durchteuft. Die Kolben-Lot-Kerne ATT 80/9 aus dem West-Becken und ATT 80/10 aus dem Ostbecken reichen nur knapp über 6000 Jahre zurück, da die Sedimentationsrate in diesen Becken wegen der häufigen Einschüttungen wesentlich größer ist als auf den Schelfen bzw. Schwellen.

Die jüngsten Glazialschotter sind in einer tonigen Matrix eingebettet. Aufgrund der auftretenden gekritzten Gesteine können diese Schotter als Grundmoränen interpretiert werden. Die Karbonatgehalte liegen wegen der zahlreichen Gesteinsbrocken (Sand-Kies-Fraktion) bei 50-60 % (Abb. 57). Auf die Schotter-Sedimente folgen feinkörnige tonige Sedimente, die in ihrem unteren Teil feingeschichtet (mm-Bereich) sind.

Nach Van HUSEN (1977 und 1987) ist der Beginn des Spätglazials mit dem Rückzug und Abschmelzen der Gletscher ab 17.000 BP anzusetzen. Ab diesem Zeitpunkt ist für den Attersee eine gleichmäßige Sedimentation



Modell der regional unterschiedlichen Einflüsse der sedimentliefernden Prozesse im Attersee (Salzkammergut, Oberösterreich)

- ① CaCO_3 aus der biogenen Entkalkung des Epilimnions
- ② CaCO_3 aus der benthischen Karbonat-Produktion
- ③ silikatische klastische Einschüttung
- ④ sporadische Einschwemmung von feiner Trübe bei Gewittern, Schneeschmelze, Starkregen-Fällen oder im Gefolge von Berggrutschen

Abb. 22: Schematisches Modell der verschiedenen sedimentliefernden Prozesse am Beispiel des Querprofils über die Zentralschwelle des Attersees, aus: WINDOLPH & SCHNEIDER (1981).

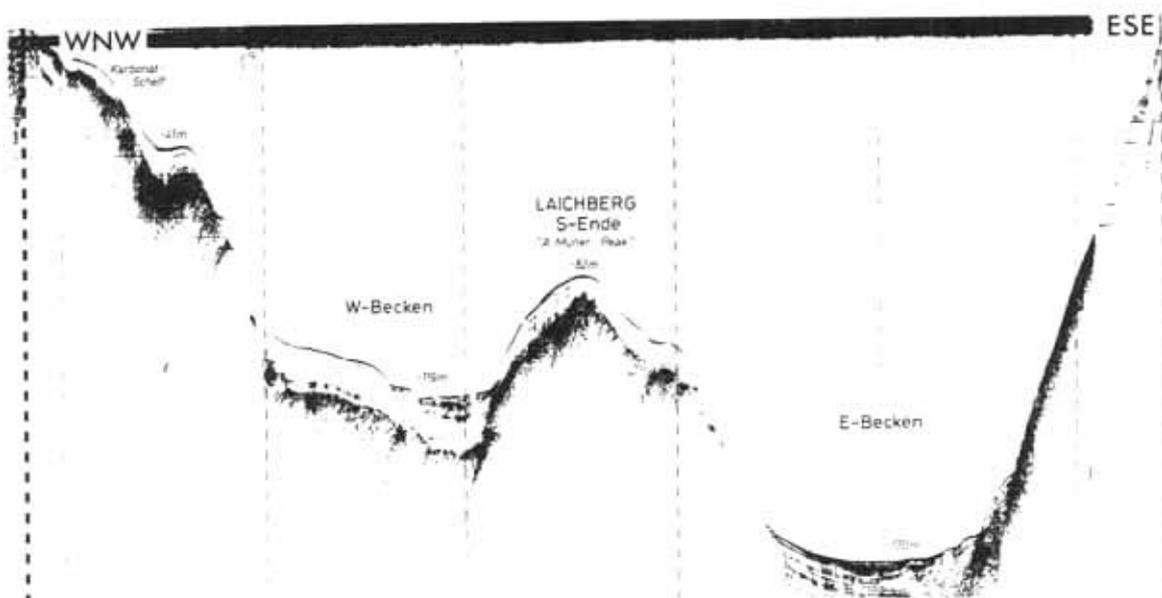


Abb. 23: Sedimentechographie-Profil durch das Zentralbecken über den südlichen Teil der Zentralschwelle (ORE, 3,5 KHz), aus: BEHBEHANI et al. 1986.

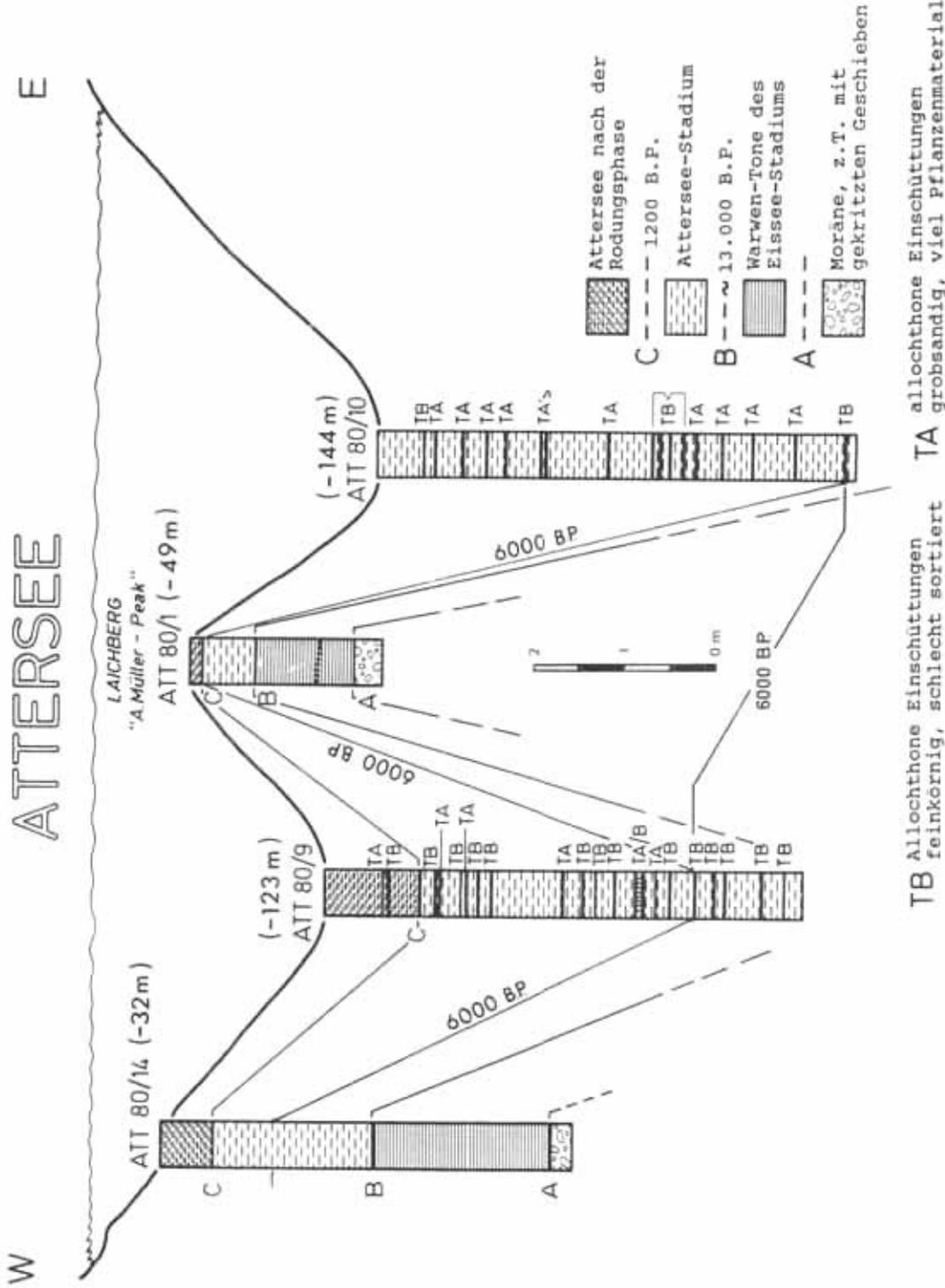


Abb. 24: Querprofil über die Zentralschwelle des Attersees mit: 4 Kolbenlotkernen aus dem Schelf, dem Becken und der Schwelle, aus: SCHNEIDER et al. 1987.

anzunehmen. Nach Pollendatierungen von R. SCHMIDT (in BEHBEHANI et al. 1985) ist ein deutlicher spätglazialer Nichtbaumpollen-Abfall, verbunden mit dem Auftreten und der Ausbreitung von Wachholder und Birke (*Juniperus* und *Betula*), um 13.000 B.P. zu verzeichnen.

Demnach umfaßt der Zeitraum des Spätglazials rund 4.000 Jahre. Durch das Auftreten präquartärer Sporomorphen in den älteren spätglazialen Sedimenten wird die verstärkte Erosion älterer Gesteine in den Liefergebieten dokumentiert.

Die Karbonatgehalte der Bändertone im Attersee liegen mit 30-40 % deutlich unter den Karbonatgehalten der übrigen Sedimente (Abb. 57). Dies weist auf eine sehr distale Ablagerung der feinlaminierten Sedimente hin.

Die grobkörnigen Dolomit-Sande bzw. Feinkiese (ATT 80/1, 142 cm Kerntiefe) auf dem Top der Zentralschwelle werden als Einschüttungen von abtauenden Eisschollen gedeutet, welche gröbere Sedimente aus dem Bereich des Kalkalpins bis in die Seemitte transportiert haben. Diese Phase im Attersee wird als "Eissee-Stadium" bezeichnet (vgl. BEHBEHANI et al. 1986). Mit zunehmender Erwärmung und erhöhter Zulieferung von Nährstoffen ab 13.000 BP beginnt das "Attersee-Stadium", in dem die Ablagerung der Seesedimente mit den heutigen Verhältnissen vergleichbar ist. Die beginnende epilimnische und benthische biogene Karbonat-Produktion wird durch ansteigende Karbonatgehalte von 20-30 % bis auf 70 % deutlich (Grenze B, Abb. 24). Diese feinkörnigen karbonatreichen Sedimente sind besser sortiert als die älteren Tone des Eissee-Stadiums (Abb. 57).

Während dieser Zeit ist eine Ablagerung von "drop stones" zu beobachten (Dolomit-Stein im Kern ATT 80/1, Abb. 57). An der Grenze Spät-/Postglazial ist keine lithologische Veränderung der Sedimente abzulesen.

Die Sedimentationsrate auf dem westlichen Schelf des Attersees beträgt für das ältere Spätglazial durchschnittlich 0,62 mm/a. Für die Zentralschwelle ergibt sich dagegen eine Sedimentationsrate von nur 0,28 mm/a in dem gleichen Zeitraum. Ab 13.000 B.P. liegt die durchschnittliche Sedimentationsrate auf dem westlichen Schelfgebiet nur noch bei 0,18 mm/a. Nach den Ergebnissen der Pollenuntersuchungen ist dies auf die sich allmählich verdichtende Vegetationsdecke und Waldbedeckung in den Einzugsgebieten zurückzuführen.

Im Postglazial kann die wechselnde Häufigkeit der Turbidite in den Sedimentprofilen der Becken als Indikator für die Erosionsintensität in den Liefergebieten und somit als Anzeichen der unterschiedlichen Klimaphasen (warm-trocken bzw. kaltfeucht) betrachtet werden. Im Bereich des Älteren Atlantikums und im Zeitraum vor 1.200 B.P. (Grenze C) kann ein erhöhtes Turbidit-Vorkommen bei gleichzeitiger Abnahme der Pollenhäufigkeit vermerkt werden.

In den Beckenbereichen beiderseits der Zentralschwelle liegt die mittlere Sedimentationsrate für den Abschnitt B-C (Abb. 24) bei 0,7 bis 0,8 mm/a. Die Grenze C basiert auf einem drastischen Anstieg der Nichtbaumpollen und der Kulturpflanzen mit einem entsprechenden Rückgang der Baumpollen (Abb. 25). Dies ist auf die beginnende Besiedlung durch die Bajuwaren mit Klostergründungen (z.B. Mondsee, Mattsee), Rodung und Ausbreitung des Ackerbaus vor 1200 Jahren zurückzuführen. Die Sedimentationsrate steigt auf dem Schelf auf durchschnittlich 0,4 mm/a und im Becken auf 0,9 mm/a an (Kerne ATT 80/14 und ATT 80/9).

Die ^{210}Pb - und ^{137}Cs -Datierungen sowie die Schwermetallanalysen ergeben für die letzten 100 Jahre einen Anstieg der Sedimentationsraten auf 2 mm/a (s. Abb. 26). Diese drastische Erhöhung der Sedimentationsraten kann durch die verstärkten Bauaktivitäten und intensivere Landwirtschaft erklärt werden.

IV.2 Schlußfolgerungen

Durch die vollständigen Sedimentprofile aus dem Attersee lassen sich fünf Hauptphasen der Spät- und Postglazialen Sedimentations- und Klimageschichte sowohl lithostratigraphisch als auch biostratigraphisch unterscheiden:

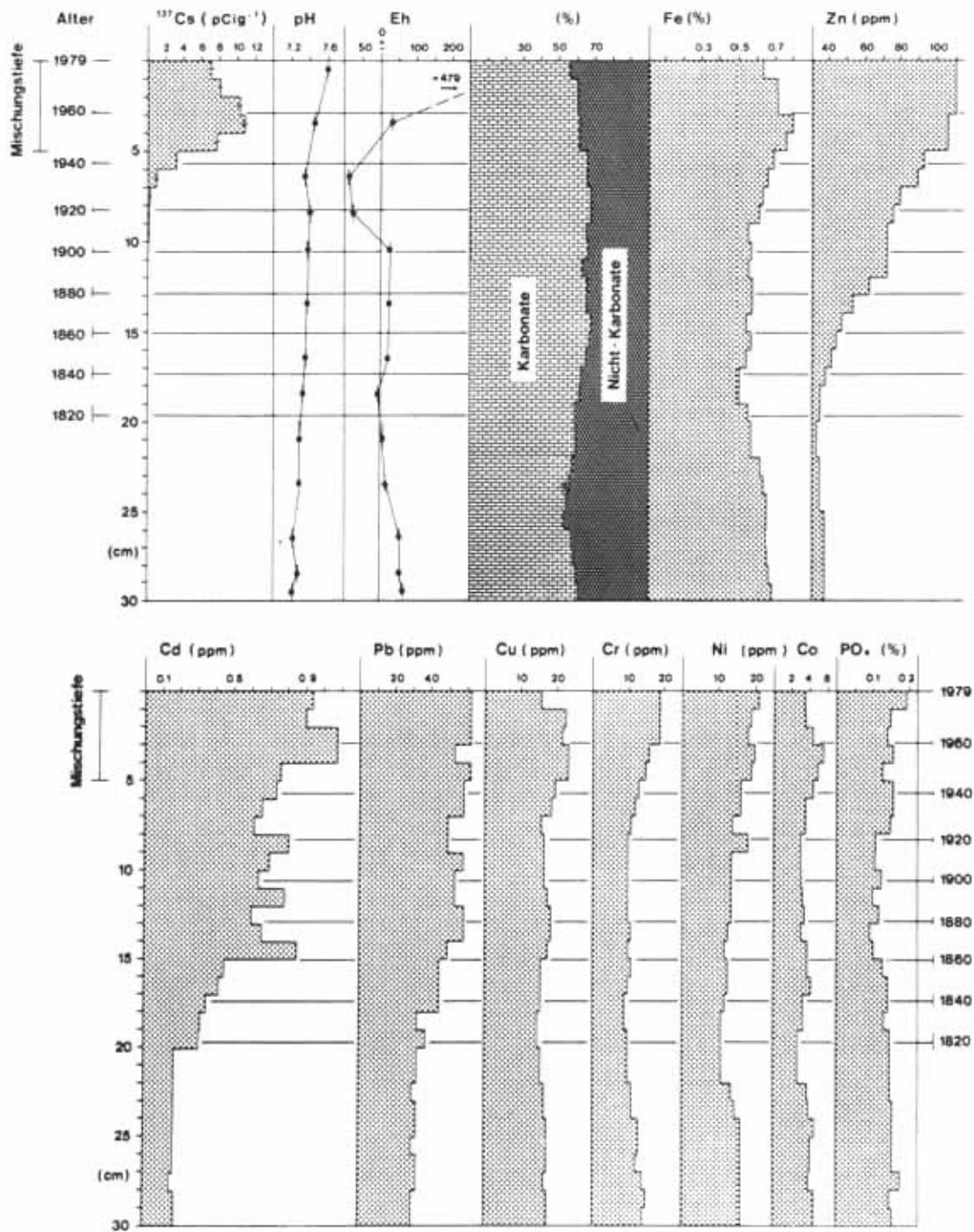


Abb. 26: Vertikale Entwicklung des Karbonatgehaltes, der Schwermetalle, des ^{137}Cs , sowie der PO_4 -Konzentration im Kern AT 1; auf: MÜLLER et al. 1983.

V SEESPIEGELSCHWANKUNGEN

Die Frage der Seespiegelschwankungen ist durch die Entdeckung unter Wasser liegender neolithischer und bronzezeitlicher Ufersiedlungen aufgekommen. Aus archäologischer Sicht sind sie an vielen Alpenseen auf dem trockenen Ufer errichtet worden.

Im 16. Jahrhundert wurden die ersten Pfahlfelder als Relikte neolithischer Siedlungen im Bodensee entdeckt.

Durch wissenschaftliche Studien von KELLER (1854) an diesen Siedlungen wurde der Begriff "Pfahlbau" geprägt.

Im Jahre 1870 fand Graf WURMBRAND den ersten "Pfahlbau" am Attersee (WURMBRAND 1875).



Abb. 27: Die Seeufersiedlungen des Salzammergutes.

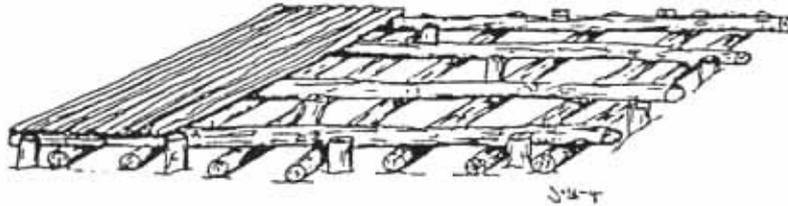
MUCH (1872) entdeckte die neolithische Station See im Mondsee. Die Pfahlkonstruktionen sind in der Station See in Wassertiefen von 2-4 Metern anzutreffen. Zuerst ging man davon aus, daß es sich bei den Siedlungen um Wasserpfahlbauten handelte. Durch REINERTH (1922), der die ersten Argumente für die heutige These (Siedlung auf dem trockengefallenen Ufer) sammelte, wurde eine heftige und langwährende Diskussion entfacht.

Seit 1969 betreibt das Österreichische Bundesdenkmalamt, unter Leitung von Univ. Lekt. J. OFFENBERGER, die intensive Erforschung der Seeufersiedlungen in den Salzammergutseen, und ergreift Maßnahmen zu deren Erhaltung.

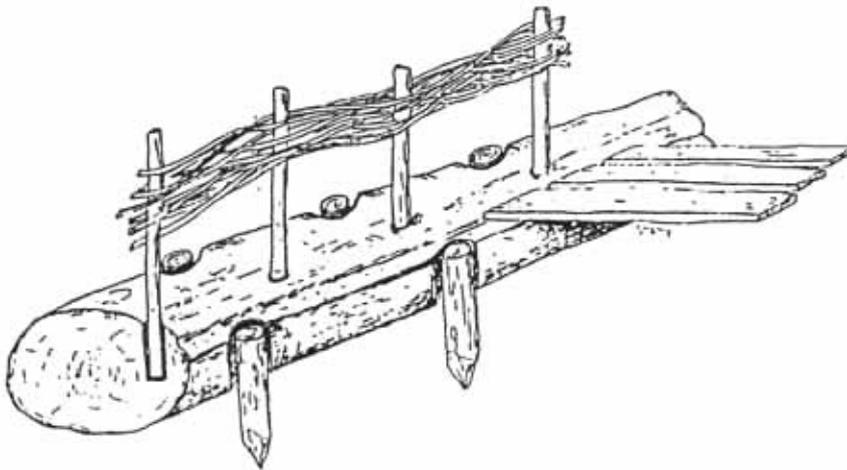
V.1 Neolithische Siedlung Station See/Mondsee

Das Österreichische Bundesdenkmalamt unternimmt seit 1983 Unterwassergrabungen zur interdisziplinären Erforschung der Siedlungsbedingungen in der Station See. Mit dem Ziel, einen vollständigen Suchschnitt bis zum

äußersten seewärtigen Ende der Siedlung anzulegen, wurde von Tauchern eine Unterwassergrabung angelegt. Die Kulturschicht soll in vertikaler und lateraler Ausdehnung erfaßt werden. Bis zum September 1986 wurden die tiefsten Hüttenwände in 4 m Wassertiefe gefunden.



Scharfling-Rekonstruktionsversuch eines Pfahlrosts



Rekonstruktionsversuch einer Grundschwelle

Abb. 28: Neolithische Haussubstruktionen; Grundschwelle, Pfahlrost (aus: OFFENBERGER 1981).

Aus archäologischer Sicht gilt das Auffinden sogenannter Haussubstruktionen (auf ebener Erde angelegte Balkenkonstruktionen, die durch vertikal ins Sediment gerammte Pfähle befestigt sind) als Beweis für die Anlage dieser Uferbauten auf dem trockenen Boden (OFFENBERGER 1981).

Den besten Beweis für den Tiefstand des neolithischen Seespiegels stellen die im Sommer 1986 von der Salzburger Tauchergruppe unter der Leitung von A. ABELE an der südlichen Felsküste des Mondsees (Kienbergwand) entdeckten Brandungshohlkehlen in -4 m Wassertiefe dar. Diese Hohlkehlen können bis zu 70 cm in die Felswand hineinreichen und dokumentieren den Brandungshorizont während der Tiefstandsphase im Neolithikum.

C-14 Datierungen von Kulturschichtfragmenten geben einen Überblick über die Besiedlungszeiten:

Station See	4910 ± 130 a B.P.
	4750 ± 90 a B.P.

C-14 Datierungen von Kulturschichtfragmenten anderer Kulturhorizonte im Mondsee (Scharfling, Mooswinkel) und Attersee (Misling II, Kammer) ergeben etwa das gleiche Alter:

2. "Sedimentboden", 3. lockerer "Makrophyten-Rasen", 4. dichter "Makrophyten-Rasen", 5. "Makrophyten-Wald" (Erläuterung s. SCHRÖDER 1982, S. 45-56). In der Station See des Mondsees setzt sich die Steinzone bis 6 m Wassertiefe fort, d.h. die Steinbrocken kommen in allen kartierten Zonen vor. Diese Beobachtung kann als ein Hinweis auf niedrige Seespiegelstände gedeutet werden. Die von Mikrophyten besonders dicht bewachsene Stelle wurde als "Mikrophyten-Zone" bezeichnet (s. Abb. 30). Unter den Makrophyten waren keine Characeen zu beobachten.

Auf dieser Grundlage wird versucht, die möglichen Auswirkungen einer Seespiegelveränderung auf die Sedimente eines Flachschiefes herauszufinden. Hierfür wurden eine Reihe von Sedimentkernen (Kolbenlotkerne) bis zu 10 m Wassertiefe entnommen und analysiert. Die Archäologen stellten einige Stechkästen-Proben aus dem Grabenprofil des Suchschnittes zur Verfügung. Im Rahmen einer Diplomarbeit (HORSTHEMKE 1986) sind eine Reihe von Fall-Lot-Kernen entnommen und bearbeitet worden. Durch Bohrungen am Ufer (B1 und B2) wurden die Kernreihen ergänzt und zu Gesamtprofilen zusammengefaßt (Abb. 32).

In der Abb. 31 entspricht jeder einzelne Punkt einem senkrecht im Sediment steckenden Pfahl. Der schraffierte Bereich zeigt die Lage des Suchschnitt-Grabens.

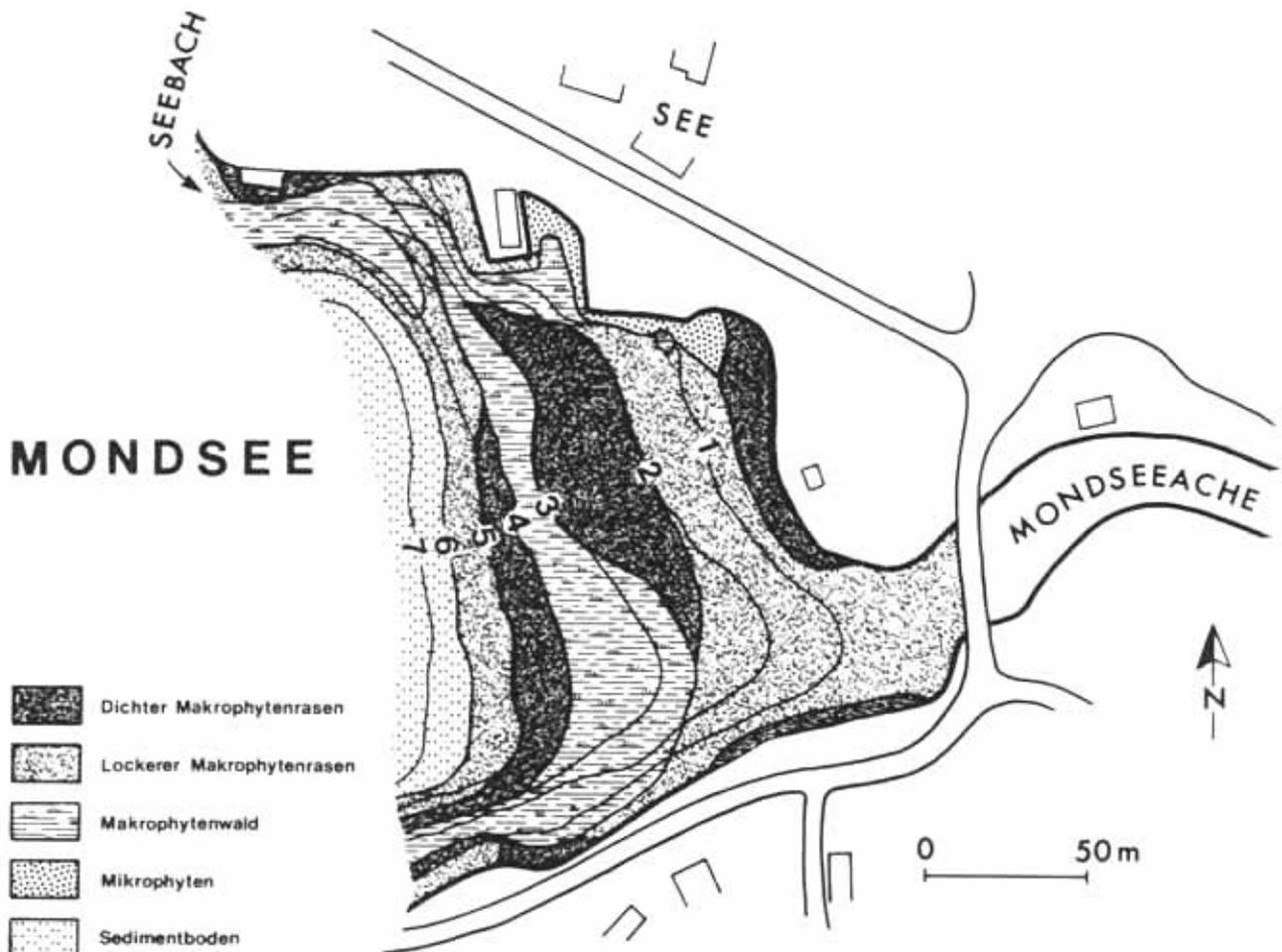


Abb. 30: Sublitoral der Station See im Mondsee.

V.1.2 Sediment-Kerne

Die Bohrung am Ufer des Mondsees (B1, s. Abb. 32) reicht bis in eine Tiefe von 4 m und besteht aus grobem dolomitischem Schottermaterial. Diese Schotter sind glazialen Ursprungs, da das Material mit dem der Basis des Kerns MON K1 vergleichbar ist (s. Abb. 19). Die Ergebnisse der Analysen der MON K1-MON K4 sind in der Abb. 34 dargestellt. Sie werden in der Abb. 35 unter Berücksichtigung von pollenanalytischen Daten miteinander verglichen und parallelisiert (vgl. HORSTHEMKE 1986).

Die Ablagerungen des Spätglazials und frühen Postglazials werden in der Diskussion nicht berücksichtigt, da sie von den Seespiegelschwankungen nicht erfaßt werden. Die folgende Diskussion basiert hauptsächlich auf Ergebnissen von HORSTHEMKE (1986).

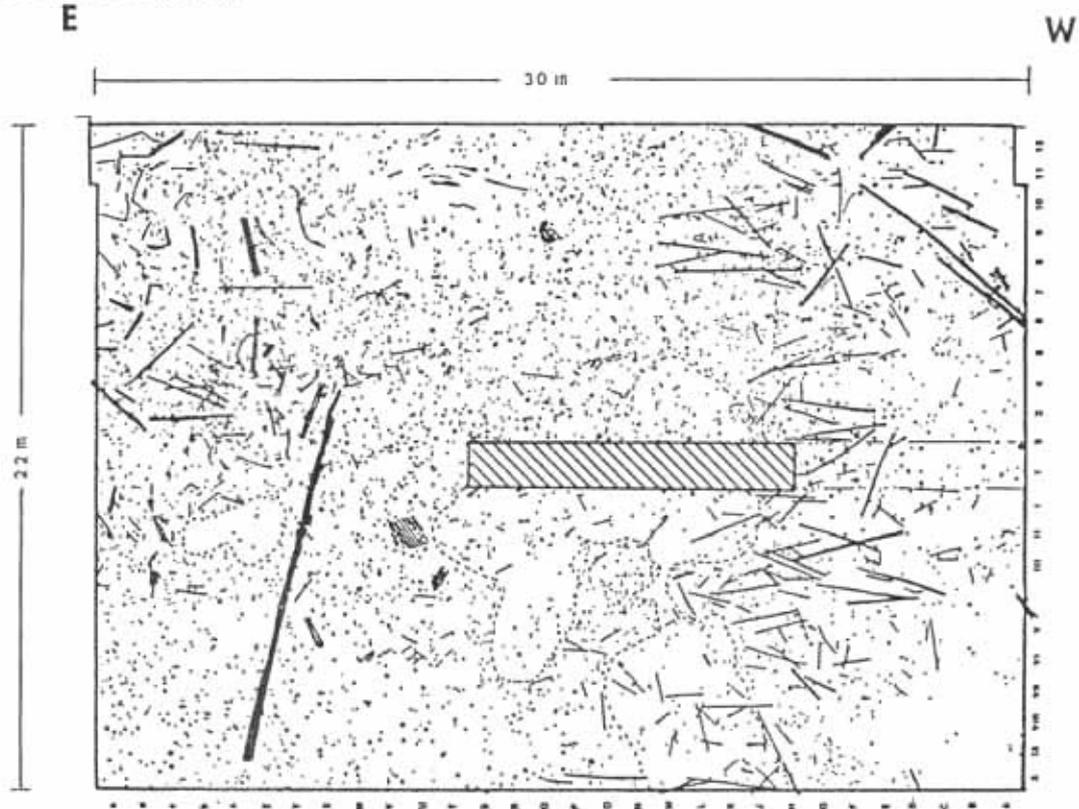


Abb. 31: Pfahlbauten der neolithischen Siedlung See/Mondsee, schraffiert: Suchschnitt-Graben, 1 m tief ins Sediment reichend (aus: OFFENBERGER 1985).

V.1.3 Diskussion

Aus Stechkästen und dem Kolbenlotkern MON K1, die hohe Gehalte an Characeenkrusten und anderem benthischen Karbonat aufweisen, geht hervor, daß die Bildung der Seekreide bis in die Phase des Älteren Atlantikums im Bereich der Station See stattgefunden hat. Demnach muß in einer Tiefe von -4 m starkes Wachstum von kalkproduzierenden Makrophyten geherrscht haben.

In der Sedimentsäule des Kerns MON K2 (-6,5 m Wassertiefe) sind nur noch geringe Mengen an dünnen, leicht verfrachtbaren Characeenröhrchen (<10 % in der Sandfraktion) zu beobachten. Es ist anzunehmen, daß hier bis zum älteren Atlantikum eine Zone mit schwachem Characeenwachstum bestanden hat. Gleichzeitig stellt dieser Bereich eine Zone dar, in der aus dem Flachscheif abgeschwemmtes feinkörniges Material akkumuliert wurde. Nach der Analyse der Sandanteile der Sedimente aus der Grabung kann dieser Bereich den Zonen 3 und 4 in dem Faziesmodell (Abb. 29) zugeordnet werden.

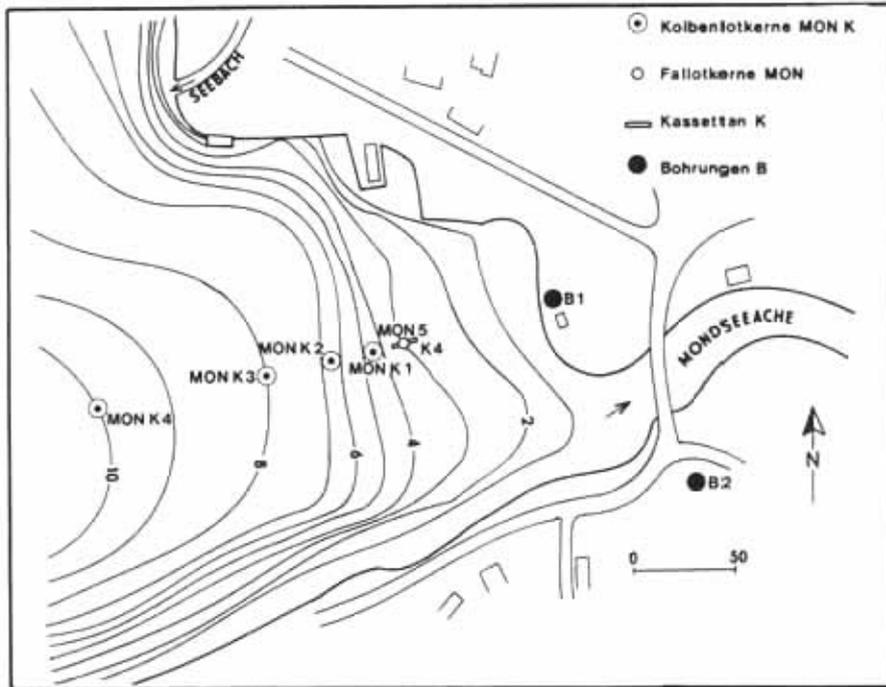


Abb. 32: Probenstationen in der Bucht See des Mondsees.

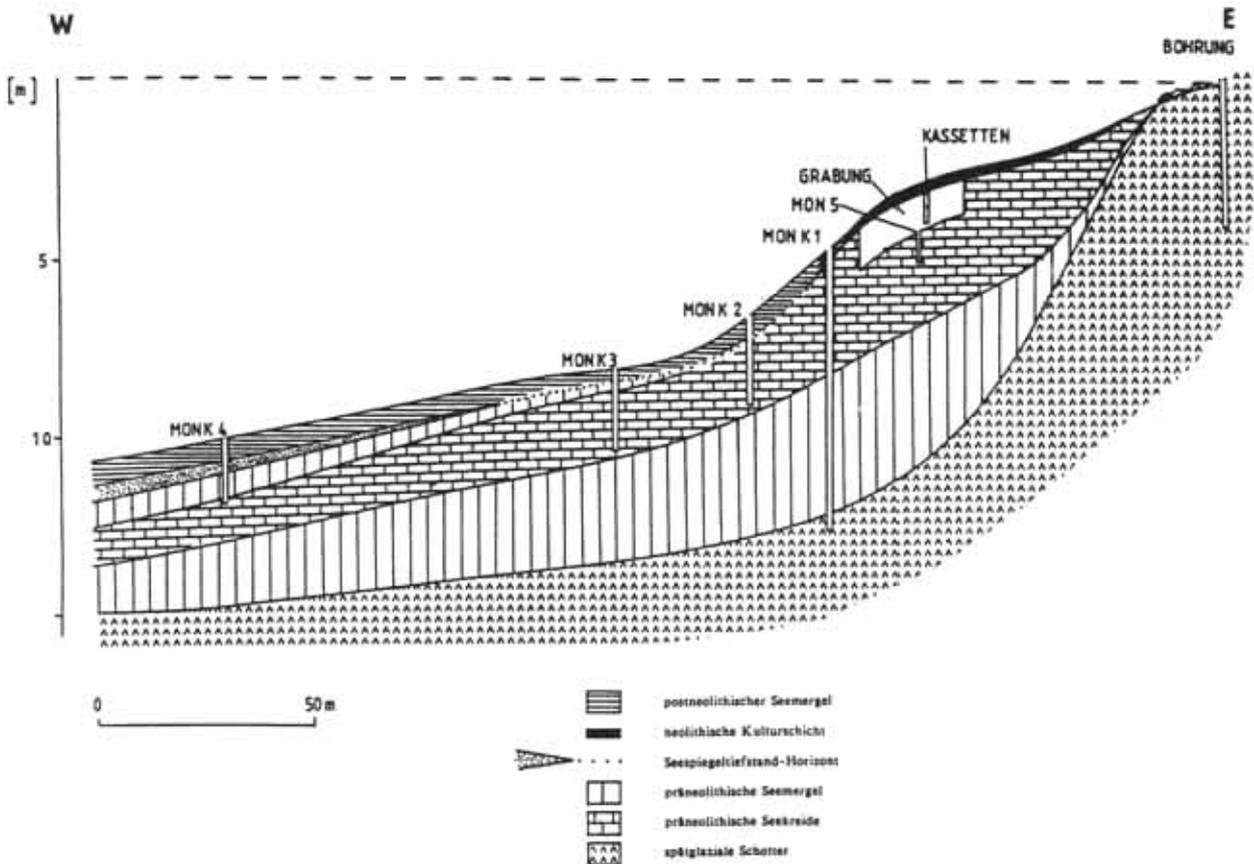


Abb. 33: Gesamtprofil Station See/Mondsee, Kernreihe 1: B 1 - MON K 4; nach BEHBEHANI et al. 1985a (aus: HORSTHEMKE 1986).

In den Salzkammergutseen ist rezent ein starkes Characeenwachstum bis in Tiefen von -12 m zu verfolgen.

Aus der Begrenzung des Characeenwachstums in den präneolithischen Sedimenten zwischen MON K1 (-4,5 m) und MON K2 (-6,5 m) kann geschlossen werden, daß der Seespiegel des Mondsees im Älteren Atlantikum über dem heutigen lag. Nach JANIK (1969) lag der Seespiegel des Mondsees zu Beginn des Postglazials 2 m über dem heutigen. Dieses Seespiegelniveau dürfte nach sedimentologischen Ergebnissen bis zum Älteren Atlantikum bestanden haben.

In den Kernen MON K3 und MON K4 werden die Sedimente des Älteren Atlantikums, wie in den flacheren Arealen, von Seekreide gebildet.

Die Karbonatgehalte nehmen mit zunehmender Uferentfernung leicht ab, sind aber immer noch so hoch, daß sie als eingeschwemmtes feinkörniges Material des Karbonatschelfs der Bucht See betrachtet werden können.

Die Auswirkung der intensiven biogenen benthischen Karbonatproduktion eines Flachscheifs wird an dieser Stelle durch Materialtransfer vom Produktionsgebiet (flaches Sublitoral oberhalb der Halde) zum Ablagerungsgebiet (tieferes Sublitoral) deutlich.

In den präneolithischen Sedimenten der Kolbenlot-Kerne MON K3 und MON K4 ist ein Übergang von Seekreide- zu Seemergelbildung zu erkennen (Abb. 34). Dieser Sedimentationswechsel kann zusammen mit geringfügig zunehmenden Sandgehalten und klastischen Anteilen sowie abnehmenden Calcitgehalten als eine Phase allmählicher Seespiegelabsenkung gedeutet werden. Die Ablagerung des Seemergels fällt vermutlich in die Zeit des Jüngeren Atlantikums. Die jüngeren Sedimente dieser Phase wurden während des anschließenden Seespiegeltiefstandes weitgehend abgetragen.

Der niedrigste Seespiegelstand im Mondsee wird für die Zeit der neolithischen Besiedlung zwischen 4900-4200 a B.P. angenommen.

Der allmähliche Übergang von feinkörnigen zu größeren Sedimenten im Kern MON K4 (95-130 cm) deutet auf ein vollständiges Profil hin. Der hohe Anteil von angekohlten Holzstücken in 115-117 cm Sedimenttiefe im Sedimentkern MON K4 dokumentiert vermutlich einen Waldbrand. Als Folge der kurzfristigen Zerstörung des Waldes nahm die Zufuhr klastischer Anteile zu. Das Fehlen dieses "Waldbrandhorizontes" im MON K3 und das Fehlen präneolithischer Seemergel in MON K2 zeigen die Erosion präneolithischer Ablagerungen an (Abb. 35). In den Kernen MON K2 und MON K3 ist die Phase des Seespiegeltiefstandes durch geringmächtige und grobklastische Horizonte dokumentiert.

Wenn man für die Zeit der neolithischen Besiedlung von einem 4 m tieferen Seespiegel im Vergleich zu dem heutigen ausgeht, wird das Fehlen der subborealen Sedimente in den trockengefallenen Bereichen und der Wellenschlagzone verständlich. Hier ist mit der Erosion einiger Dezimeter Sedimentsäule zu rechnen. Die heutige Linie von -4 m Wassertiefe ist als neolithische Uferlinie zu betrachten (s. Abb. 36).

Durch die Analyse der postneolithischen Sedimente kann die Annahme von JANIK (1969), daß der Seespiegel des Mondsees nach dem postneolithischen Wiederanstieg über dem heutigen Seespiegel gelegen haben soll und durch Einkerbung der Mondseeache auf das heutige Niveau gesunken ist, nicht bestätigt werden. Die Anzeichen deuten eher auf gleichbleibende Sedimentationsbedingungen hin.

Die Gehalte an Characeenkrusten (>75 %) in der Grobsandfraktion im Kern MON K2 (4-48 cm) deuten auf ein Makrophytenwachstum nach dem Wiederanstieg des Seespiegels hin. Im Grabungsbereich ist seit dem Seespiegelanstieg aus verschiedenen Gründen (z.B. ungünstiges Substrat) kein Characeenwachstum mehr möglich (vgl. Kap. VII).

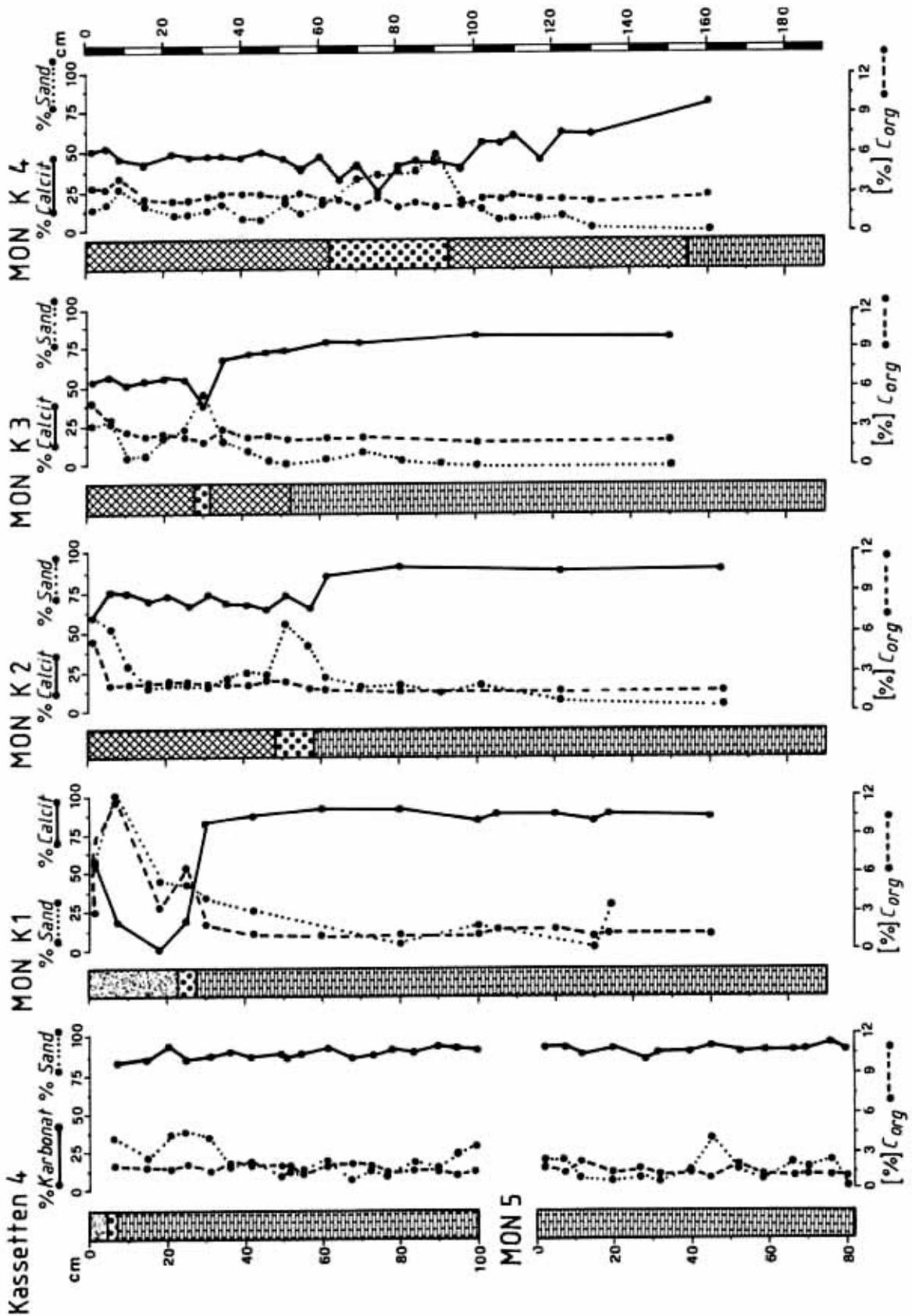


Abb. 34: Analysenergebnisse der Profilserie aus Abb. 33 (Legende s. Abb. 35).

Kassetten 4 MON K1 MON K2 MON K3 MON K 4

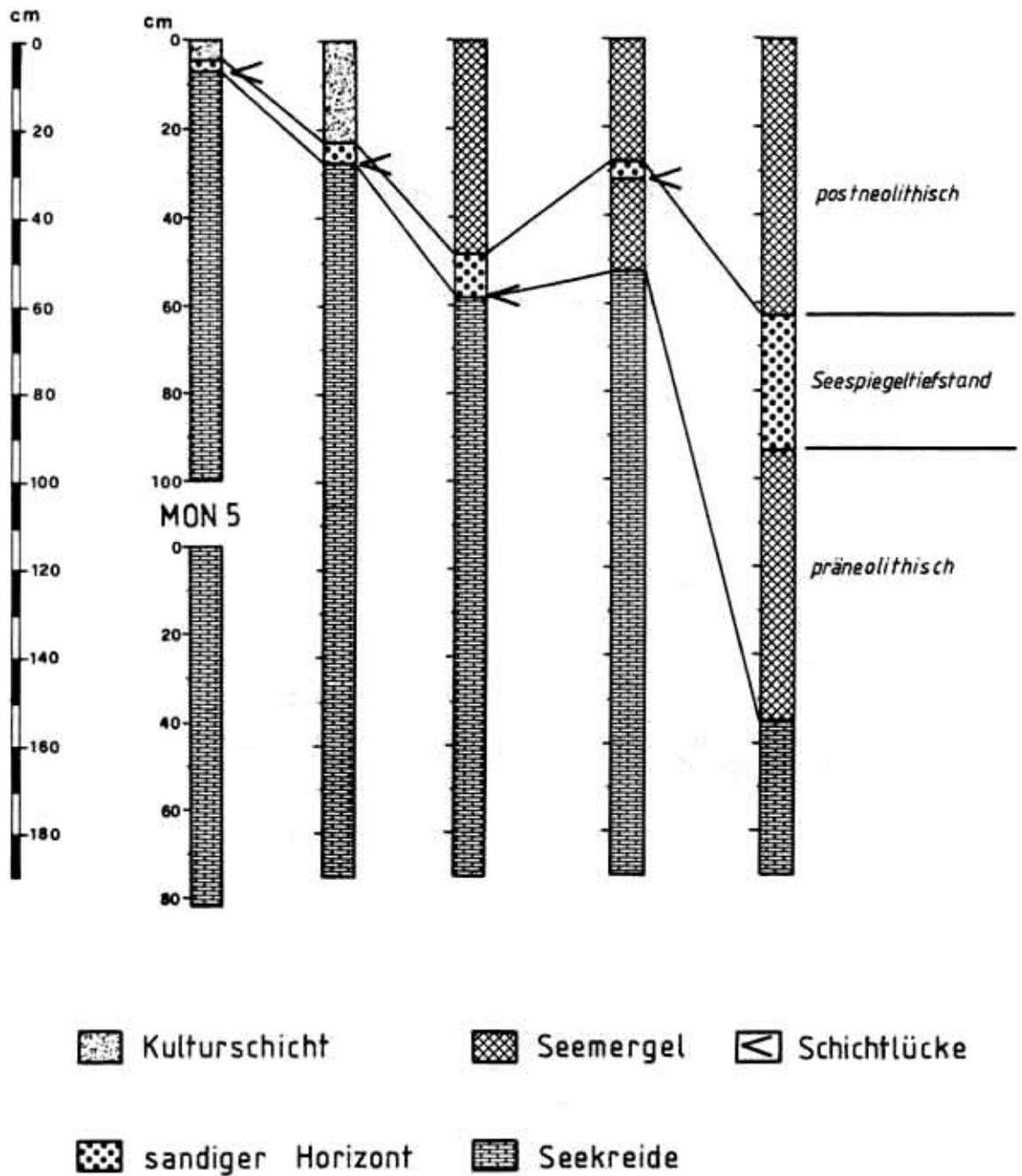


Abb. 35: Parallelisierung der Profilvereihe der Bucht See in Mondsee (Wassertiefen s. Abb. 33).

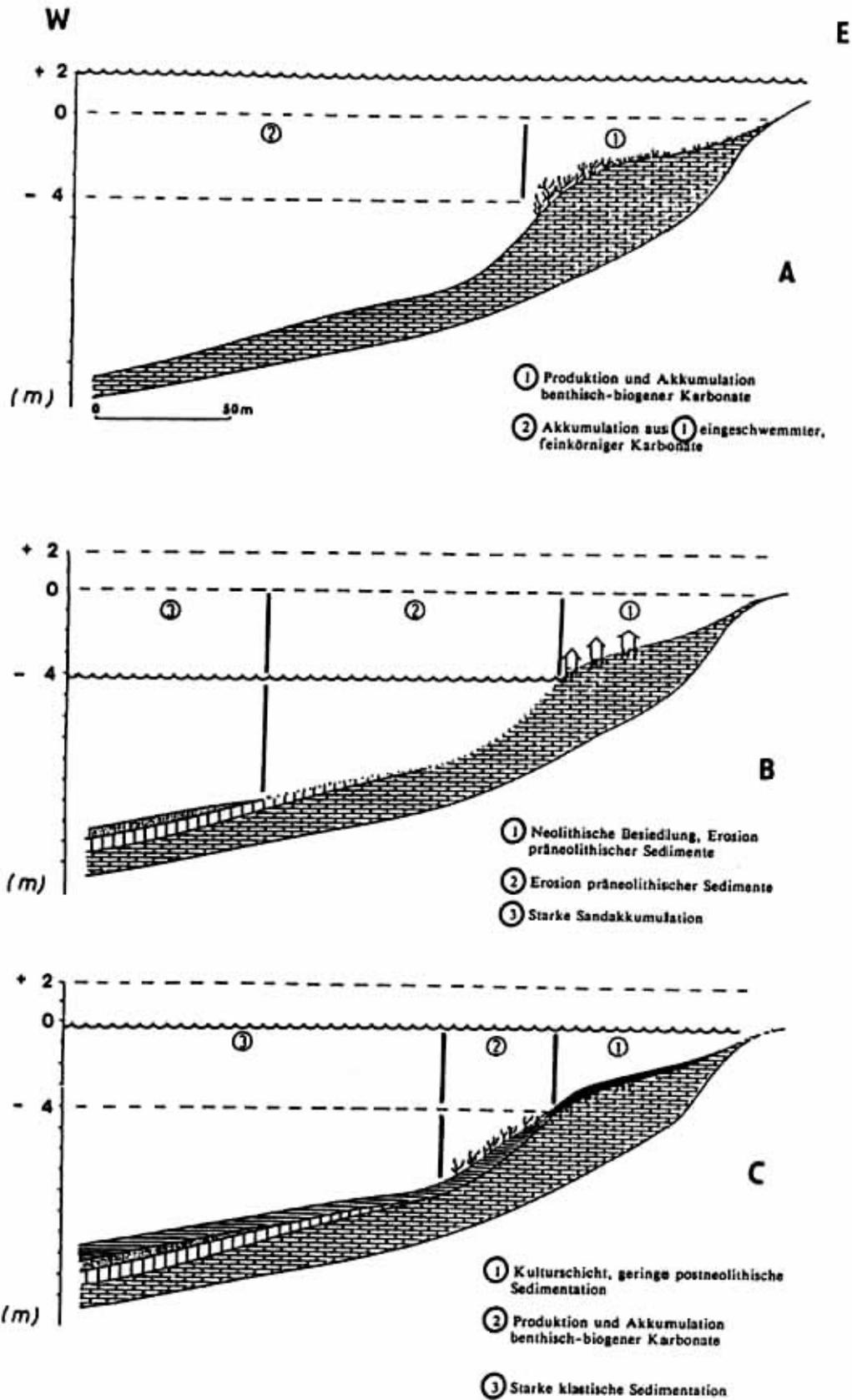


Abb. 36: Sedimentationsbedingungen im Sublittoral der Station See des Mondsees (nach HORSTHEMKE 1986). A: Älteres Atlantikum, B: Phase der neolithischen Besiedlung, C: Postneolithische Phase, O = heutiger Wasserstand

Der postneolithische Abschnitt im Kern MON K1 zeigt eine Vermischung von Kulturschichtmaterial mit anderen Sedimenten. Abgeschwemmte Kulturschichtfragmente, hohe klastische Anteile und geringe Gehalte an biogenen karbonatischen Komponenten bilden eine Sediment-Lage von 25 cm Mächtigkeit. Die Dominanz klastischer Anteile ist auch in den Sandfraktionen von MON K3 und MON K4 im postneolithischen Abschnitt deutlich. Somit hat sich ein Sedimentationswechsel von vorherrschender Akkumulation autochthoner Komponenten im Präneolithikum zur Sedimentation von mehr allochthonen Anteilen vollzogen.

Im Älteren Atlantikum herrschte im Bereich von 6-8 m damaliger Wassertiefe starkes Characeenwachstum (MON K1 und MON K2).

Nach dem Neolithikum ist ein Characeenwachstum im Bereich von 6-8 m heutiger Wassertiefe (MON K2 und MON K3) zu beobachten.

Durch Eutrophierung des Mondsees in den letzten Jahrzehnten oder Unterwassergrabungen, die das Wasser erheblich trüben, sind die kalkproduzierenden Makrophyten (Characeen), die einen nicht unerheblichen Beitrag zur Sedimentation in den sublitoralen Arealen der Seen leisten, im Bereich der Station See des Mondsees ausgestorben (vgl. Kap.VII).

V.2 Neolithische Siedlung Weyregg I/Attersee

Im Litoralbereich des Attersees sind bis heute 11 Pfahlbauten bekannt.

Die Grabungsstelle Weyregg I liegt in einer flachen Bucht am Südrand des Weyregger Deltas. An dieser Stelle befindet sich ein besonders breiter und flacher Karbonatschelf (Breite bis zu 200 m bei einer Wassertiefe bis zu 10 m). Wegen der sehr geringen Hangneigung in diesem Bereich ist, wie bei der Station See am Mondsee, zu erwarten, daß eine Änderung des Seespiegels von nur wenigen Metern bereits eine beträchtliche Verschiebung der Uferlinie und somit eine merkliche Veränderung in der Ausbildung verschiedener Sediment-Typen bewirken kann (s. OFFENBERGER et al. 1981).

V.2.1 Sediment-Kerne

In Weyregg wurde durch eine Serie von Kernen ein Horizont erfaßt, der überwiegend aus neolithischem Material, d.h. aus bei den neolithischen Siedlungstätigkeiten entstandenen Abfällen, besteht.

Aus den Mineral- und Korngrößen-Analysen geht hervor, daß in dem Profil der Grabung deutliche sedimentologische Unterschiede zu beobachten sind (s. Abb. 37).

Dolomit- und Quarz-Anteile in den Sedimenten sind Anzeiger für allochthone detritische Einschwemmungen.

Der untere Teil des Profils (80-100 cm) besteht zum größten Teil aus gut sortierten und aufbereiteten Karbonaten mit geringen Sand-Anteilen. Die Fraktion $>63 \mu\text{m}$ zeigt einen hohen Anteil an Characeen-Krusten und Oogonien von Characeen. Wegen des Vorherrschens der Feinfraktion ($<63 \mu\text{m}$) handelt es sich um ein ruhiges Milieu, das dem Halden-Bereich zuzuordnen ist.

Der folgende Profilabschnitt (75-80 cm) zeigt abnehmende Gehalte an Characeen-Krusten und geringere Calcit-Gehalte. Die steigenden Sand-Anteile belegen eine geringere Wassertiefe. Die Rotfärbung im Profil-Abschnitt 70-75 cm wurde als unmittelbarer Uferhorizont interpretiert (OFFENBERGER et al. 1981).

Der gesamte mittlere Profil-Abschnitt ist durch höhere Anteile an Mikrophytenkrusten charakterisiert, wie sie heute auf Krustensteinen wachsen. Dieser Horizont ist als ufernah zu deuten.

Der oberste Profil-Abschnitt, der zwischen den beiden Kulturhorizonten (40-45 cm und 0-20 cm) liegt, ist mit den heutigen See-Sedimenten zu vergleichen. Die obere Seekreideschicht (20-40 cm) weist im Gegensatz zu dem unteren

ren Seekreidepaket organische Einlagerungen auf. (vgl. OFFENBERGER et al. 1981; CHONDROGIANNI & SCHMIDT 1984; BEHBEHANI et al. 1985 a).

Die Beobachtungen am beschriebenen Profil führten bei OFFENBERGER et al. (1981) zu einer vorsichtigen Interpretation von drei Phasen des Trockenfallens bei Seespiegeltiefständen.

Da die C-14 Datierungen der beiden Kulturhorizonte zu \pm gleichem Alter führten, wurde die oberste, 20 cm mächtige Seekreideschicht (20-40 cm) von CHONDROGIANNI & SCHMIDT (1984) als zwischenzeitliche Unterbrechung der Siedlungskontinuität durch Überflutungen gedeutet.

Diese Aussagen waren mangels eines vollständigen Sediment-Profiles unsicher. Außerdem stellte sich die Frage, inwieweit tatsächlich zwei Kulturhorizonte in der neolithischen Station Weyregg verbreitet sein können, da in anderen Seen nur immer ein Kulturhorizont beobachtet worden ist.

Um dieses Problem zu klären, wurden eine Reihe von Kolben-Lot-Kernen und Fall-Lot-Kernen im Bereich der neolithischen Siedlung Weyregg entnommen (s. Abb. 38).

Nach den makroskopischen Beobachtungen der Sedimentkerne existiert tatsächlich in Weyregg nur ein Kulturhorizont, der in unterschiedlichen Wassertiefen unterschiedliche Mächtigkeiten aufweist.

Damit steht fest, daß die in dem beschriebenen Profil beobachteten zwei Kulturschichten lokal sehr begrenzt sind und auch eine lokale Erklärung erfordern.

In den Sedimenten der Weyregger Kernreihe (ATT 16 - ATT 18 und AT 121) kommen neben dem Kulturmaterial vier Sedimenttypen vor (s. Abb. 39 und Abb. 40). Die Oberflächensedimente dieses Bereiches bestehen aus grobkörnigem Quarzsand, der mit zunehmender Wassertiefe an Mächtigkeit verliert und so die abnehmende Erosionskraft der Sturmwellen zeigt.

Die Kulturschicht kommt in den Kernen ATT 16 und ATT 17 (Wassertiefe: 1,6 m bzw. 2,0 m) mit einer Mächtigkeit von 20 cm bzw. 10 cm vor. Danach folgt eine Wechsellagerung von Detritusmudde, Seemergel und Seekreide. In dem Sedimentprofil ATT 18 (Wassertiefe: 2,5 m) ist das Kulturmaterial bis zu einer Tiefe von 140 cm in einer Wechsellagerung mit Detritusmudde zu beobachten (s. auch Tafel 1, Fig. 1-4). Das Sedimentprofil AT 121 (Wassertiefe: 3,5 m) weist keinen Kulturhorizont auf und besteht hauptsächlich aus Seekreide (s. Abb. 39).

V.2.2 Diskussion

Die präneolithischen Sedimente weisen auf unterschiedliche Sedimentationsbedingungen in diesem Bereich hin. Während die Seemergel und Seekreide-Sedimente als ein Beweis für ein ruhiges Milieu mit benthischer biogener Karbonatproduktion gedeutet werden können, zeigt die Detritusmudde den Einfluß des Weyregger Baches. Diese Aussage wird durch die mikroskopische Untersuchung der Sandfraktion dieses Profils bekräftigt (s. Abb. 41).

Die Bachschüttungen finden im Subboreal episodisch immer wieder statt und weisen somit auf eine geringere Entfernung des Weyregger Baches von Station Weyregg I im Gegensatz zu heute hin. Dies kann als ein Beweis für die Verlagerung des Weyregger Baches nach dem Subboreal bewertet werden.

Die große Mächtigkeit neolithischer Sedimente bzw. das mehrmalige Auftreten des Kulturmaterials in dem Sedimentkern ATT 18 (Wassertiefe: 2,5 m) ist ein Hinweis auf die Erosion in den trockengefallenen Arealen des Weyregger Schelfes während des Seespiegeltiefstandes (s. Kerne ATT 16 und ATT 17) und auf eine Akkumulation in der Sublitoralzone.

Die prä- und postneolithischen Grenzen sind durch pollenanalytische Untersuchungen festgesetzt worden.

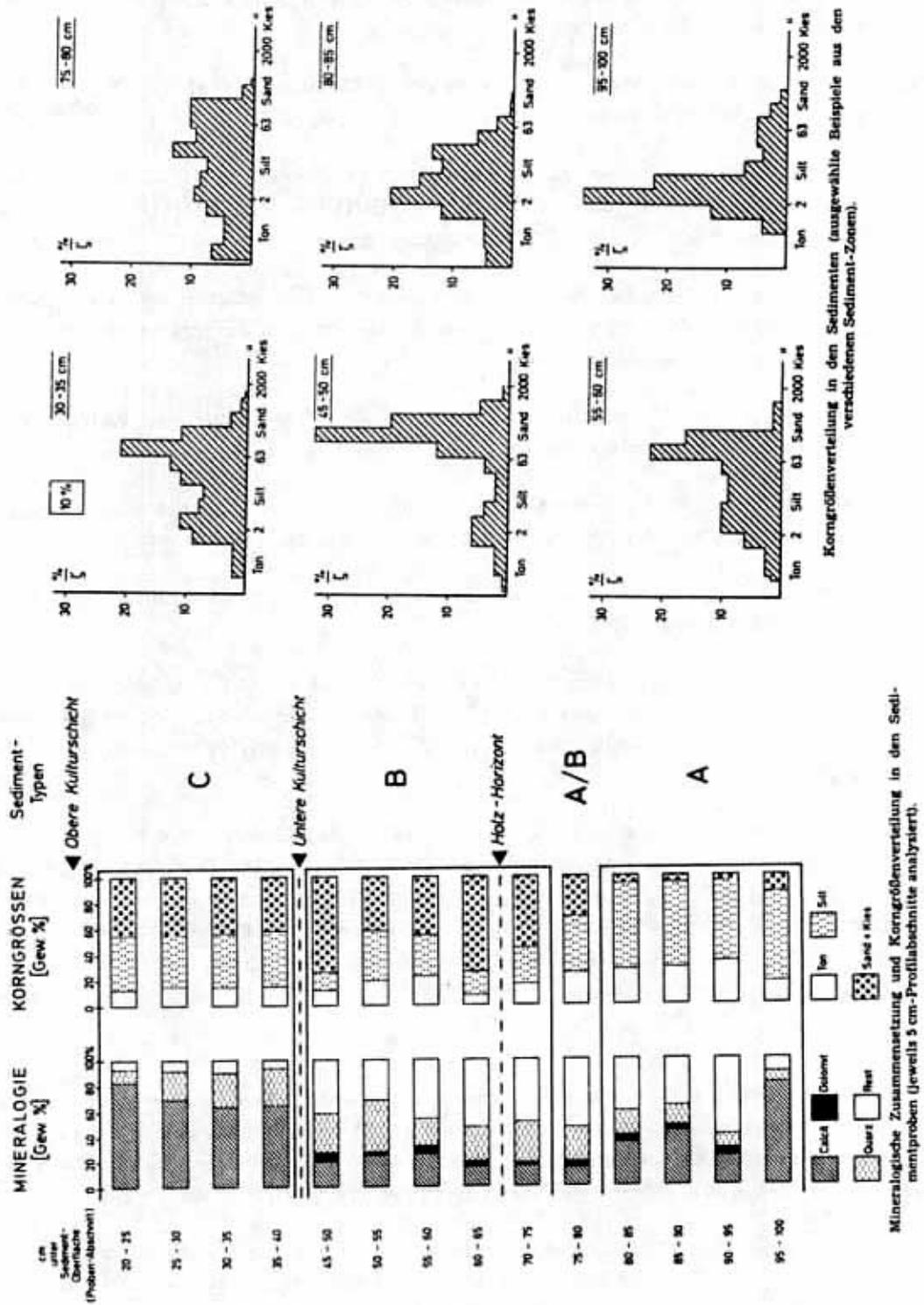


Abb. 37: Mineralogische Zusammensetzung und Korngrößenverteilung in den Sedimentproben der neolithischen Station Weyregg I (aus: OFFENBERGER et al. 1981).

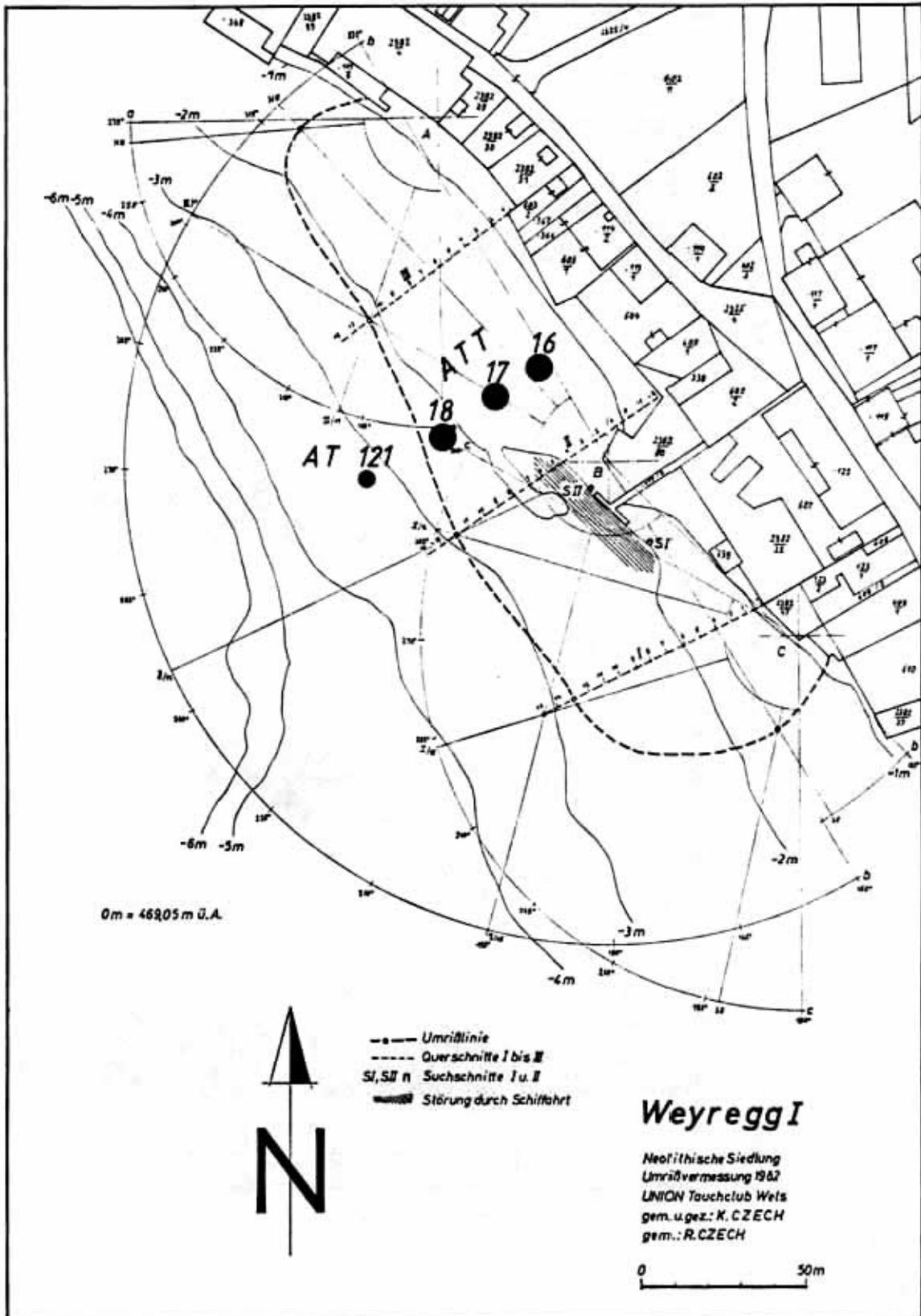


Abb. 38: Kernprofilreihe in der neolithischen Station Weyregg I, Weyregg/Attersee.

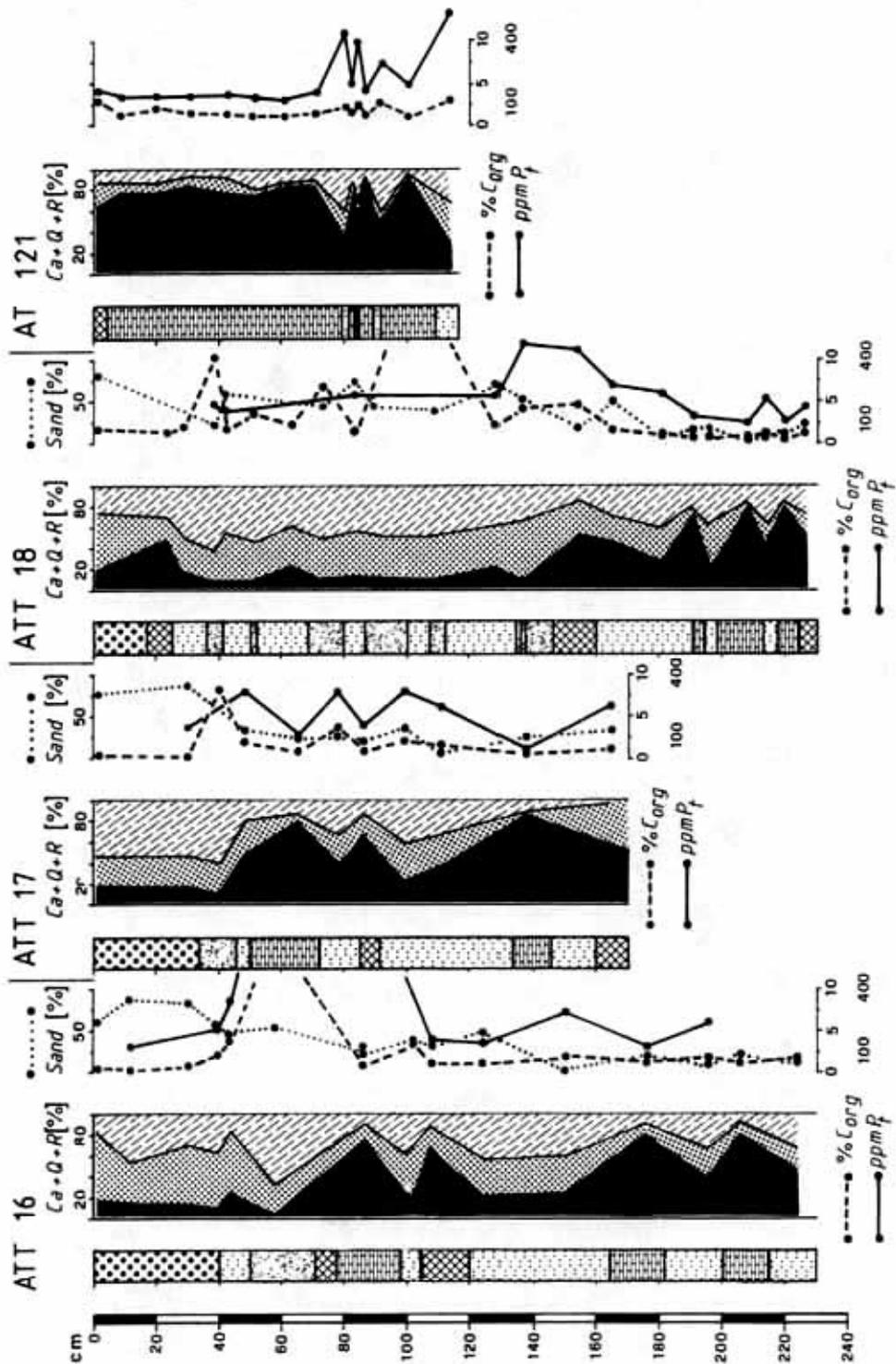


Abb. 39: Analysenergebnisse der Profilvereihe aus Abb. 38 (Legende s. Abb. 40).

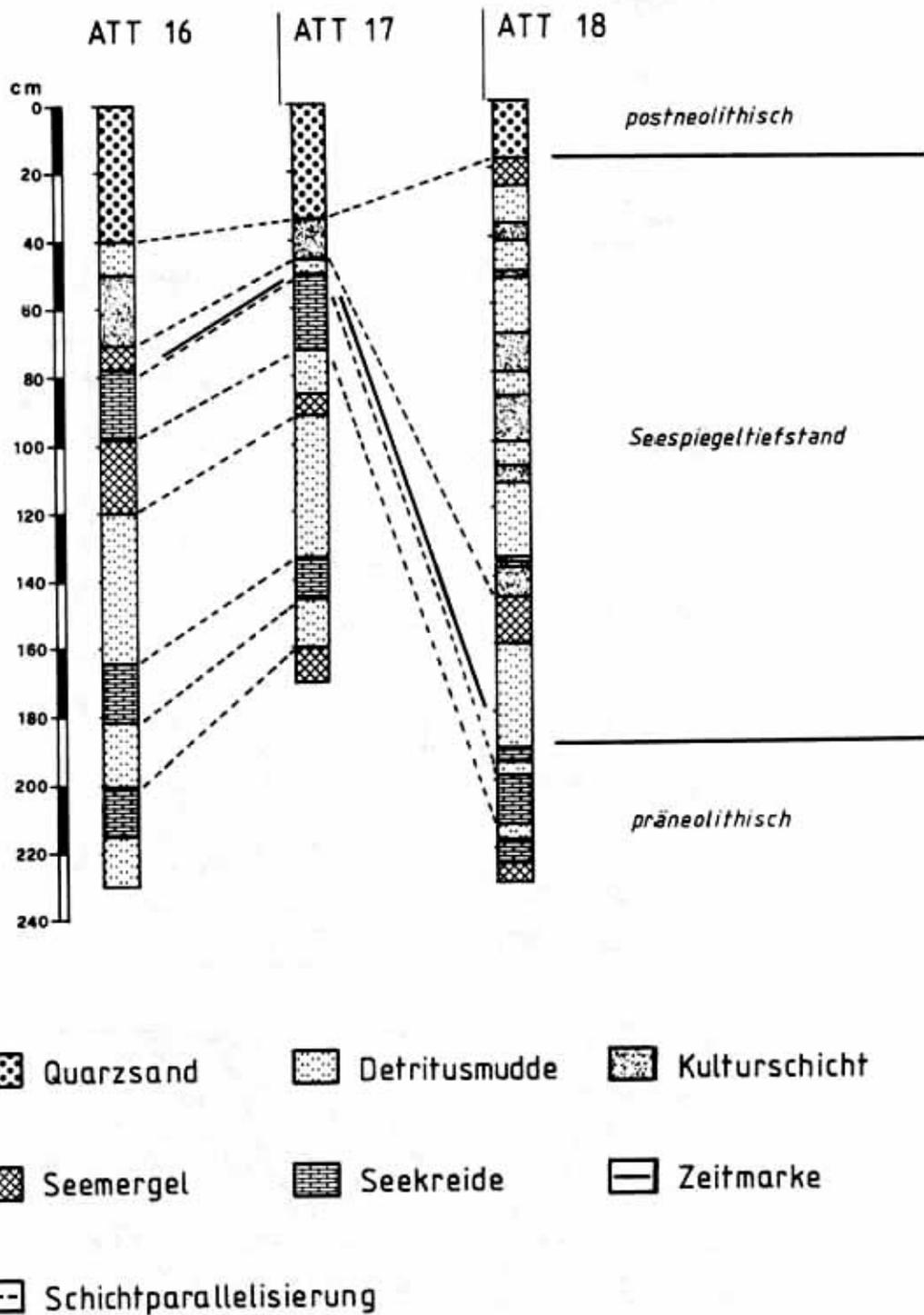


Abb. 40: Parallelisierung der Profilvereihe der neolithischen Station Weyregg I (vgl. Abb. 38).

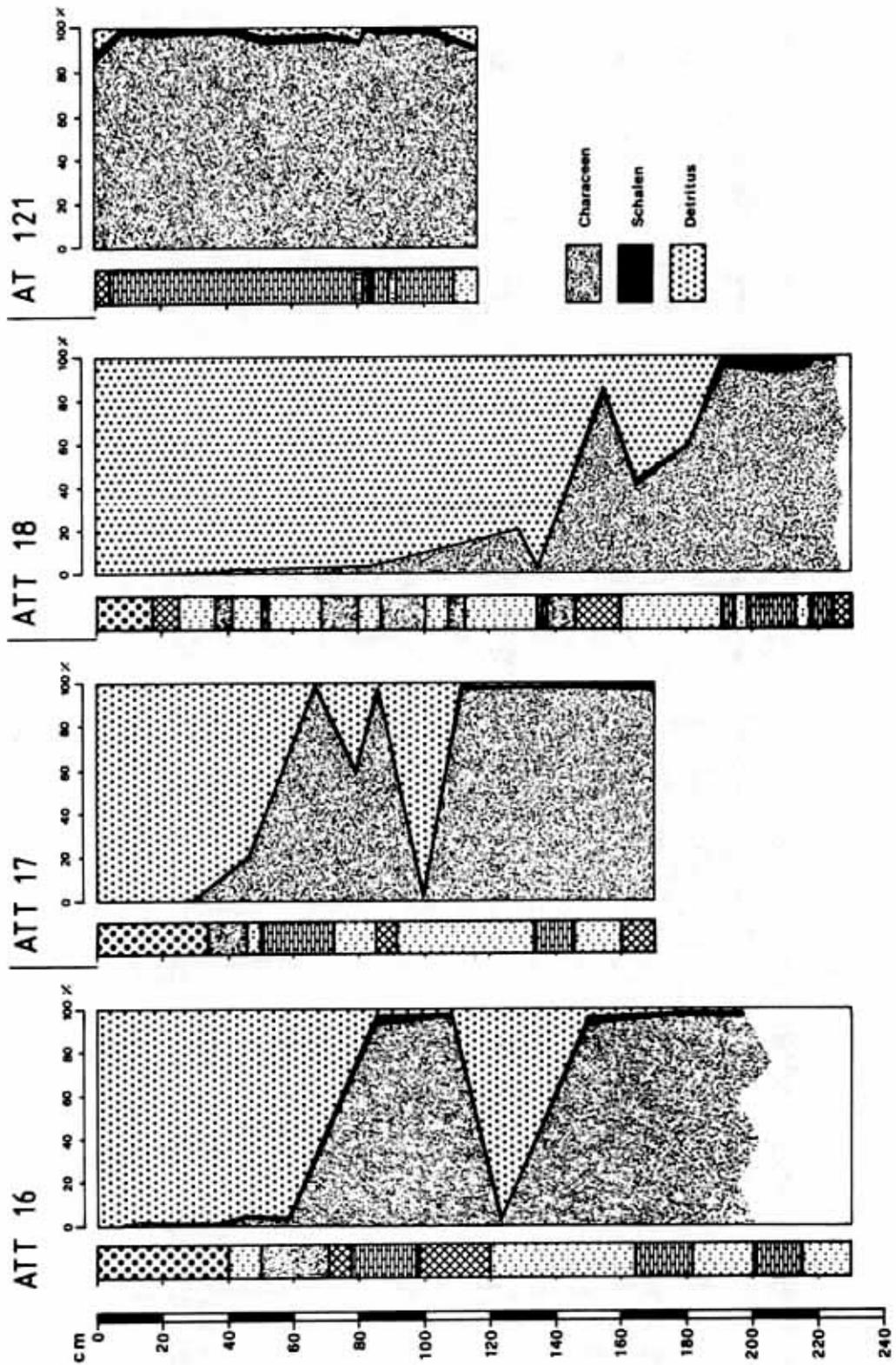


Abb. 41: Auswertung der Sandfraktion der Sedimente vom Weyregger Schelf (vgl. Abb. 38).

Die Geringmächtigkeit und Grobkörnigkeit des postneolithischen Abschnittes in der Profilreihe ATT 16- ATT 18 (Quarzsand) kann als starke Abtragung des feinkörnigen Materials in größeren Tiefen gedeutet werden. Die ungestörten Sedimente des Kerns AT 121 verdeutlichen die Begrenzung der Ausbreitung von der neolithischen Siedlung und ihren Einfluß in dem Ablagerungsraum.

Nach Beurteilung des Weyregger Sedimentprofils ist von einem einzigen Kulturhorizont in der neolithischen Station Weyregg I auszugehen. Die Beobachtung zweier Kulturschichten in der Unterwasserausgrabung von Weyregg erfordert eine Erklärung. Folgende Aussage ist für den Autor die wahrscheinlichste Möglichkeit:

- Wie alle Beobachtungen an neolithischen Ufersiedlungen zeigen, haben die neolithischen Siedler ihre Abfälle innerhalb ihrer Siedlung deponiert. Es ist eindeutig, daß eine hauptsächlich organische Abfallschicht von ca. 20 cm auch für den Neolithiker unangenehme Auswirkungen haben mußte. In den Mülldeponien von heute wird jeder Abfallhorizont mit einer Gesteins- bzw. Sedimentschicht zugeschüttet. Den Steinzeitmenschen, die in der Lage waren, solche Pfahlbausiedlungen zu errichten, muß zugetraut werden, daß sie ihre Abfallprobleme auch auf diese Weise beseitigt haben könnten. Demnach ist das Seekreidepaket zwischen zwei Kulturhorizonten im Grabungsbereich von den Neolithikern aus unmittelbarer Nähe zu dieser Stelle transportiert und als Deckschicht für die Abfälle benutzt worden.

V.3 Schlußfolgerungen

Die pollenanalytischen Untersuchungen und Radiokarbondatierungen stellen die Siedlungen Weyregg und Aufham am Attersee und die Siedlungen des Mondsees in das ausgehende Jüngere Atlantikum, d.h. in die Zeit von 5000 bis 4600 a B.P..

Nach den sedimentologischen Untersuchungen der Ablagerungen der Station See im Mondsee sowie die Unterwasserkartierung der Brandungshohlkehlen konnte ein Seespiegeltiefstand während der neolithischen Besiedlung bestätigt werden.

Bis in die Zeit des Älteren Atlantikums herrschte im Bereich der Bucht See im Mondsee eine intensive Produktion von biogenen benthischen Karbonaten vor. Der Seespiegel lag ca. 2 m über dem heutigen. Die allmähliche Absenkung des Seespiegels folgte in der Zeit von ca. 6000-5000 a B.P.. Im Neolithikum lag der Seespiegel während der Besiedlungsphase ca. 3-4 m unter dem heutigen. Der Wiederanstieg des Seespiegels folgte in der zweiten Hälfte des Subboreals (Abb. 36).

Die Mechanismen der Seespiegelschwankungen im Attersee sind mit denen des Mondsees identisch. Die Indizien für eine Tiefstandphase während des Neolithikums stimmen gut mit dem von Archäologen nach ihren Kriterien postuliertem Tiefstand des Seespiegels von ca. 2 m unter dem heutigen überein. Die Regression und Transgression des Seespiegels erfolgte etwa zeitgleich mit dem Mondsee. Auch die Mechanismen der Erosion und Akkumulation im Bereich der neolithischen Siedlung Weyregg I sind vergleichbar mit denen der Station See im Mondsee.

V.4 Ursachen der Seespiegelschwankungen

Die neolithischen Seespiegelschwankungen sind überall in den Voralpenseen festgestellt worden (s. OFFENBERGER 1981). Daher kann man sie nicht nur auf lokale bzw. katastrophale Ereignisse zurückführen. Für die Schwankungen des Seespiegels könnten an erster Stelle Klimaschwankungen verantwortlich sein.

Die natürlichen langandauernden Seespiegelschwankungen können mit klimatologischen Änderungen in Zusammenhang stehen. Sie können aber ebenso Ausdruck der Geologie, Hydrologie und der Flußgeschichte eines Einzugsgebietes und der menschlichen Eingriffe in den Naturhaushalt (Rodungen) sein (AMMANN 1982).

Für den Zeitraum seit Beginn des Neolithikums wurden lange Zeit Klimaänderungen als Hauptursache für Seespiegelschwankungen angesehen (DIGERFELD 1972; MAGNY 1982; JOOS 1982).

Heute wird vermehrt der Eingriff des Menschen als Auslöser für erhöhte Flußaktivität angenommen (BECKER & FRENZEL 1977; FRENZEL 1980; AMMANN 1982).

Für das Spätglazial bis zum Zeitpunkt der neolithischen Besiedlung (5000 a B.P.) können Klimaveränderungen und auch geologische Ereignisse die Seespiegelstände beeinflußt haben. Sie können ein kompliziertes Wechselspiel im Bereich der Abflußschwelle ausgelöst haben (AMMANN 1982).

Mehrere individuelle Faktoren können sich auf den Seespiegel auswirken (HORSTHEMKE 1986).

Klimatologische Faktoren:	- Temperaturverhältnisse - Niederschlagsmenge - Verdunstung
Hydrologische Faktoren:	- Verhältnis Abfluß/Versickerung - Größe und Anordnung des Seebeckens - Größe des Wassereinzugsgebietes
Morphologische Faktoren:	- Gestalt der Staukörper (z.B. Moränen, Felswannen) - Beschaffenheit der Abflüsse - Geologisch petrographische Beschaffenheit des Seebeckens und vor allem der Staukörper - Morphologie der Umgebung
Tektonische Faktoren:	- Intensität der tektonischen Bewegungen und deren Folgen
Vegetationsgeographische Faktoren:	- Grad der Bewaldung des Einzugsgebietes - Dichte der Vegetation

Im Postglazial hat im Bereich der Nördlichen Kalkalpen selbst in etwas wärmeren Perioden ein gemäßigt humides Klima geherrscht (FRENZEL 1977; RUDLOFF 1980 u.v.a.). Daher können abflußlose Seen in den Kalkalpen ausgeschlossen werden. Hier taucht die Frage auf, wie die Seen in wärmeren Perioden mit niedrigeren Wasserständen abgeflossen sind. Eine Regulierung könnte durch die Veränderung der Abflußschwellen erfolgt sein. SCHINDLER (1971) weist am Zürichsee Massenbewegungen nach, die im Abflußbereich zum Wiederanstieg des Seespiegels geführt haben sollen. Auch für den Mondsee sind Bergstürze aus dem Süden nicht auszuschließen. Am Attersee hingegen ist der Abflußbereich weit von höheren Erhebungen entfernt. Vor dem Bau eines Wehres in der Ager, Ausfluß des Attersees, ist der See Seespiegelschwankungen bis zu 2 m unterworfen gewesen (freundl. Mitteilung der Anlieger). Seit 1973 ist der Seespiegel durch die Regulierung des Wehres konstant geblieben. Hiernach bedarf eine Seespiegelschwankung von ca. 2 m im Neolithikum im Attersee keiner großen Veränderungen am Ausfluß des Sees.

Hinsichtlich der Seespiegelabsenkung von 2-4 Metern könnten die Seen auch unterirdisch durch Moränenschotter, wie es heute bei dem Weißenbach am Attersee beobachtet werden kann, oder durch den verkarsteten Untergrund, wie es bei dem Schluckloch am Halleswiesee der Fall ist, abgeflossen sein.

VI KLIMAOSZILLATIONEN

Es gibt eine Reihe von spät- und postglazialen Klimaindikatoren im europäischen Raum.

Die Vegetationsentwicklung im Österreichischen Alpenvorland und die daraus resultierende Interpretation für die Klimaentwicklung haben nach DRAXLER (1977, 1980 und 1987) und SCHMIDT (1981) folgende Züge:

Älteste Dryas (Ia) :

- krautreiche Vegetationsdecke, Waldlosigkeit

Aus der Kältsteppe entwickelt sich parallel zur stetigen Verbesserung des Bodens eine sich allmählich schließende Vegetationsdecke, diese leitet ins Bölling über.

Bölling (Ib) :

- Strauchphase: Sanddorn (Hippophae), Wacholder (Juniperus) Weide (Salix) und Birke (Betula)

Sie ist die erste in den ganzen Ostalpen erfaßbare wärmere Periode. In das Ende dieser Phase fällt auch die zunehmende Wiederbewaldung mit Kiefern (Pinus)

Ältere Dryas (Ic) :

Der in den anderen Gebieten zu dieser Zeit nachgewiesene Klimarückschlag ist in den Pollendiagrammen des Alpenvorlandes nur schwer ablesbar.

Alleröd (II) :

- Pinus (Kiefer) breitet sich stark aus

Die Klimaprogression führt zum ersten Mal nach dem Rückzug der Gletscher zu geschlossenen Wäldern.

Jüngere Dryas (III) :

Relativ schwach sich abzeichnende Klimaverschlechterung; mit dieser regressiven Phase endet um ca. 10.000 a B.P. das Spätglazial.

Präboreal (IV) :

- Hasel (Corylus), Fichte (Picea) u. Eichenmischwaldelemente (EMW), Ahorn (Acer), Linde (Tilia), Eiche (Quercus) u. Esche (Fraxinus) wandern in die lichten Birken-Kiefernwälder ein.

Boreal (V) :

- Hasel wird dominant

Klimaindikatoren deuten auf Inhomogenität dieses Abschnittes hin.

Älteres Atlantikum (VI) :

- Esche und Fichte entfalten sich, EMW-Werte überflügeln Hasel; Buche (Fagus) und Tanne (Abies) wandern ein.

Größere Humidität bringt Annäherung an die aktuellen Verhältnisse; die Waldgrenzdynamik wird nicht mehr im gleichen Maß fortgesetzt; kontinuierlicher Übergang von einem kontinentalen Klimaabschnitt zur heutigen subozeanischen Klimatönung des Salzkammergutes.

Jüngeres Atlantikum (VII) :

- Buche (Fagus) und Tanne (Abies) wandern an der Wende Ält./Jüng. Atlantikum ein.

Subboreal (VIII):

- Hainbuche (Carpinus) wandert ein; Buche und Tanne werden waldbildend.

Anthropogene Einflüsse auf das Vegetationsbild kommen hinzu (Seeuferkulturen des Jungneolithikums).

Durch Funde von Kulturpflanzenresten (sechszellige Gerste (Hordeum), vierzeiliger Emmer (Triticum), Zwergweizen u. Erbse (Pisum)) in den Pfahlbauten z.B. von Mondsee ist der Ackerbau aus dem Bereich der jüngeren Steinzeit (5000-4000 a B.P.) nachgewiesen.

Älteres Subatlantikum (IX) :

Die anthropogenen Einflüsse verstärken sich.

Jüngeres Subatlantikum (X) :

Intensive Rodungstätigkeit und forstwirtschaftliche Maßnahmen des Menschen kommen hinzu.

Nach pollenanalytischen Daten aus dem oberösterreichischen Raum läßt sich nach SCHMIDT (1981) schon allein aufgrund des Pollenbildes der Zeitraum ab 13.000 B.P. in 6 Abschnitte gliedern:

- 1) Rückgang der NBP (besonders Artemisia) und Verbreitung von Juniperus und Betula: 13.000 a B.P.
- 2) Ende der NBP-Phase der jüngeren Dryas um 10.000 a B.P.
- 3) Haselgipfel 9000-8000 a B.P., Kulmination um 8500 a B.P.

- 4) Einwanderung von Buche und Tanne aus dem benachbarten bayerischen Raum (SCHMEIDL 1972) zwischen 6000-6500 a B.P. - Ende des älteren Atlantikums (Frosnitzschwankung)
- 5) Hainbuchen-Einwanderung parallel zur oberen Kulturschicht von Weyregg um 4700 a B.P.
- 6) historischer NBP-Anstieg ab 800 A.D. (1200 a B.P.)

Aus unterschiedlichen Einzeluntersuchungen haben FRENZEL (1977) (für Südwestmitteleuropa) RUDLOFF (1980) (für Mitteleuropa) und GAMPER & SUTER (1982) (Schweizer Alpen) Klimarekonstruktionen für das Postglazial aufgestellt. Frau Dipl. Geol. M. CLAES hat sie verglichen und die folgende Tabelle erarbeitet (Tab. 4).

Mit der Erwärmung des Klimas um ca. 10.000 Jahre B.P. beginnt das Postglazial (RUDLOFF). In der Warmphase von 9500 a B.P. bis 8500 a B.P. sind die Alpengletscher spätestens auf ihren heutigen Stand abgeschmolzen (GAMPER & SUTER). Die Zeit von 8600 a B.P. bis 8000 a B.P. lag unter einem ungünstigen Klimaeinfluß. Von 8000 a B.P. bis 7500 a B.P. gibt es Anzeichen für eine Erwärmung (FRENZEL; GAMPER & SUTER). Ein (leichter?) Klimarückschlag von 7500 a B.P. bis 6400 a B.P. ist durch verschiedene Klimaindikatoren belegt (FRENZEL; GAMPER & SUTER). RUDLOFF erwähnt diese Verschlechterung nicht. Die Phase von 7500 a BP bis 4500 a B.P. wird von ihm als eine Zeit mit relativ mildem Klima beschrieben.

Von 6700 a B.P. bis 4500 a B.P. lagen die mittleren Temperaturen um 1 bis 2°C über den heutigen Werten, die Sommer waren um 2 bis 3°C wärmer (RUDLOFF). FRENZEL und GAMPER & SUTER finden jedoch Hinweise auf Kaltzeiten in der von RUDLOFF beschriebenen Warmperiode. Von 6400 a B.P. bis 6000 a B.P. sprechen Klimaanzeiger (s. Tab. 5) für eine kühle Phase in den Ostalpen (FRENZEL). Dieser Klimarückschlag kann für die Schweiz nicht bestätigt werden (GAMPER & SUTER).

Die Zeit von 6000 a B.P. bis 5200 a B.P. beschreibt FRENZEL als wenig ausgeprägte warmfeuchte Phase (vgl. auch GAMPER & SUTER). In der Zeit von 5200 a B.P. bis 4400 a B.P. lassen die Klimaindikatoren auf eine leichte Abkühlung und Vernässung schließen (FRENZEL; GAMPER & SUTER). GAMPER und SUTER finden Hinweise auf mindestens eine Unterbrechung dieser kälteren Phase.

Das Klima von 4500 a B.P. bis 4000 a B.P. beschreibt RUDLOFF als eine Kaltperiode mit einer Abkühlung von 1 bis 1,5°C. Im Widerspruch dazu stehen die Aussagen von FRENZEL und GAMPER & SUTER, nach denen die Phase von 4400 a B.P. bis 3500 a B.P. durch ein warmes und trockenes Klima gekennzeichnet ist. GAMPER und SUTER bezeichnen diesen Zeitraum als Klimaoptimum. Nach 3500 a B.P. bis 2900 a B.P. traten ungünstige Klimaverhältnisse auf (kalt - Vernässung) (FRENZEL; GAMPER & SUTER). GAMPER und SUTER geben die Zeit um 3300 a B.P. als kältesten Teil des Postglazials an. Dendroklimatologisch stellen sich die Jahre von 3300 a B.P. bis 3200 a B.P. als längste und extremste Kaltphase dar. Auch RUDLOFF deutet die Zeit zwischen 3400 a B.P. und 3300 a B.P. als relativ kühl und niederschlagsreich, dem heutigen Klima ähnlich. Ab 2900 a B.P. trat eine kurze Klimabesserung ein (GAMPER & SUTER). Um 2500 a B.P. liegt eine kühlere Phase vor. Die folgende Zeit mag mild gewesen sein. Erst zum Ende des Abschnittes von 2500 a B.P. bis 1700 a B.P. gibt es Anzeichen für eine Abkühlung (FRENZEL). GAMPER und SUTER geben von 2200 a B.P. bis 700 a B.P. ein eher kühleres Klima an. FRENZEL findet Hinweise (s. Tab. 4) dafür, daß das Klima von 1700 a B.P. bis 1200 a B.P. kühlfeucht, von 1200 a B.P. bis 800 a B.P. mild und trocken war.

RUDLOFF gibt für den Zeitraum von 1200 a B.P. bis 800 a B.P. Mitteltemperaturen von 1,2 bis 1,4°C über den heutigen Werten an. Von 800 a B.P. bis 600 a B.P. sprechen die Klimaindikatoren für eine weitere feuchte Kaltphase (FRENZEL).

	FRENZEL (1977)	GAMPER & SUTER (1982)	RUDLOFF (1980)
Präboreal (IV)	Gletscherbewegungen Flußgeschichte Vermoorungsphasen Solifluktion Pollenanalyse	Gletscherbewegungen Dendroklimatologie Solifluktion Pollenanalyse	Gletscherbewegungen Dendroklimatologie Warven-Chronometer Pollenanalyse
		9500-8500BP Warmphase, Rückzug der Gletscher auf neu- zeitliche Größenordn.	Ab 10.000BP Erwärmung des Klimas bis zum postglazialen Klimaoptimum
Boreal (V)	8600-8000BP Kaltphase Vergletscherungsphase der Ostalpen (Vene- diger-Schwankung) häufige Spätfröste	8500-7500BP Kaltphase zum Ende wärmer Gletschervorstößen Pollenanalyse	
	8000-6500BP I. Teil warm-feuchte Phase Gletscherrückgang keine Spätfröste Vernässungsphasen fluviatile Erscheinun- gen	7500-6400BP Klimarückschlag Pollenanalyse	7500BP Beginn des Klima- optimums Gletscherrückgang
Älteres Atlantikum (VI)	II. Teil kühler verstärkte Solifl. Gletschervorstöße in schweizer Alpen		6700-4500BP Klimaoptimum Mitteltemperaturen
	6500-6000BP Kaltphase Vergletscherungsphs. in Ostalpen häufige Spätfröste	6400-6000BP In der Schweiz keine Hinweise auf eine Klimaverschlechterung	1°C bis 2°C über den heutigen Werten

	FRENZEL (1977)	GAMPER & SUTER (1982)	RUDLOFF (1980)
Jüngerer Atlantikum (VII)	6000-5200BP unbedeutende Warmphase feucht Gletscherrückgang in den Alpen, Vernässungs- phasen, kaum Spätfröste	6000-5400B in der Schweiz keine Hinweise auf Klima- verschlechterung	6700-4500BPP Klimaoptimum Mitteltemperaturen 1°C bis 2°C über den heutigen Werten
	5200-4400BP Kaltphase feucht Gletschervorstöße Solifluktion fluviatile Aktivitäten	5400-4400BP Gletschervorstöße in der Schweiz (5400-4500BP zweige- teilte Piora-Kaltph. neue Datierung n. HEITZ 1975,1976) zw. 5000-4500BP mindst. 1 mal Unterbrechung der Kaltphase	
Subboreal (VIII)	4400-3500BP Warmphase Rückgang der Verglet- scherung, Nachlassen der Solifluktion, Nachlassen der Spät- fröste	4400-3600BP Klimaoptimum in den Schweizer Alpen keine Gletschervor- stöße, höhere Wald- grenze, keine Soli- fluktion	4500-4000BP Abkühlung um 1 bis 1,5°C -----
	3500-3000BP Kaltphase - feucht Vernässungsphasen Gletschervorstöße	3600-2900BP Kaltphase kälts. Abschn.d.Post- glaz. 3300-3200 BP Dendroklimatologie Gletschervorstöße Solifluktion	3400-3300BP kühl u. nieder- schlagsreich -----
	3000-2500BP mildes Klima (feucht) zu Beginn, zum Ende der Phase kühler verstärkte Soliflukt. verstärktes Moorwachs- tum	2900-2200BP kurze Klimabesserung in der zweiten Hälfte vermehrt Hinweise auf Klimarückschläge Gletschervorstöße Pollenanalyse	

	FRENZEL (1977)	GAMPER & SUTER (1982)	RUDLOFF (1980)
Älteres Subatlantikum (IX)	2500-1700BP anfänglich mild nachlassende Solifl. Gletscherrückgang dann Temperaturab- nahme (evtl.) Solifluktion	2200-700BP eher kühl Gletschervorstöße Solifluktion	
	1700-1200BP kalt-feucht Gletschervorstöße verstärkte Solifl. Spätfröste, Vernässungsphasen		
Jüngeres Subatlantikum (X)	1200-800BP Warmphase keine Gletschervorst. keine Vernässungsph.		1200-800BP Warmphase Mitteltemperaturen um 1,2 bis 1,4°C über den heutigen Werten
	800-600BP Kaltphase (feucht) Spätfröste, Vernäss., Gletschervorstöße		

Tab. 4: Postglaziale Klimarekonstruktionen verschiedener Autoren für Südwestmitteleuropa (FRENZEL 1977), Mitteleuropa (RUDLOFF 1980) und Schweizer Alpen (GAMPER & SUTER 1982) aus unterschiedlichen Einzeluntersuchungen im Vergleich.

Aus den Tabellen 4 und 5 wird ersichtlich, daß die Aussagen bezüglich Kalt- und Warmphasen der verschiedenen Untersuchungsmethoden selten bis kaum korrelierbar sind. Die sich oft widersprechenden Temperatur- und Niederschlagsangaben für das Postglazial stellen für den Untersuchungsraum leider noch keine optimale Arbeitsgrundlage dar.

Daher wurden Isotopenuntersuchungen notwendig, um Temperatur-Rekonstruktionen für das Spät- und Postglazial aufzustellen. Da die Isotopenuntersuchungen anhand autochthoner Karbonate (Characeen) erfolgen mußten, war die Kenntnis über die Genese und über die Bathymetrie der Characeen sowie über die Herkunft ihrer unterschiedlichen Röhrenstrukturen notwendig. Darüber gibt das folgende Kapitel einen Überblick.

Kultur	ZONENGLIEDERUNG	Jahrtsd.			Klima:			
		B.P.	B.C.					
GESCHICHTL. ZEIT EISEN BRONZE-ZEIT NEOLITHIKUM MESOLITHIKUM	X	Jüngerer Subatlantikum	1	1	POSTGLAZIAL SPÄTGLAZIAL	kühl, feucht	kalt	
	IX	Älteres Subatlantikum	2	0		warm	kalt, feucht	
						kühler mild kühler mild		
	VIII	Subboreal	3	1		kalt, feucht		
						4	2	warm
	VII	Jüngerer Atlantikum	5	3		kalt		
						6	4	warm
	VI	Älteres Atlantikum	7	5		kalt		
						8	6	warm, feucht
	V	Boreal	9	7		kalt		
						10	8	warm, feucht
	III	Jüngere Dryas	11	9		warm, feucht		
						12	10	kalt
II					Alleröd	13	11	warm, feucht
								kalt
I c					Ältere Dryas			
I b	Bölling							
I d	Älteste Dryas							

Kultur

 Pollenzonen
 n. FIRBAS (1949)

Klima:

 Pollenanalyse
 (BORTENSCHLAGER 1969;
 DRAXLER 1980)

Klima:

 Pollen, Gletscher-/
 Waldgrenzbwg., Fluß-
 geschichte, Dendrokli-
 matologie, Vermoorungs-
 phasen (FRENZEL 1977;
 GAMPER & SUTER 1982)

Tab. 5: Aussagen verschiedener Autoren in bezug auf Temperaturen des Postglazials im Vergleich.

VII CHARACEEN

Characeen sind kalkproduzierende Makrophyten, die bei der autochthonen benthischen Karbonatbildung eine wichtige Rolle spielen. Sie sind meist von dichten Kalkkrusten überzogen. Die Kalkverkrustungen bleiben nach dem Absterben der Pflanzen in Form von charakteristischen Röhrenstrukturen zurück (vgl. SCHRÖDER 1982; SCHNEIDER, et al. 1983).

BORNEMANN (1887) weist auf verkalkte Characeen in diluvialen Süßwasserbildungen Thüringens hin. Die starke Kalkabsonderung, welche in den Zellmembranen der Rinde abgelagert wird, vereinigt sich mit dem auf sie niederschlagenden Kalktuff.

WESENBERG-LUND (1901) beobachtet in Sedimenten dänischer Seen einfache Röhren und von einem Kranz kleinerer Röhren umgebene Zentralröhren von verkalkten Chara-Fragmenten.

OBERDORFER (1928) führt bei der Kartierung der Bodensee-Algen tiefenabhängige Characeenvarianten auf. Dünne, langsprossige Formen kommen im tieferen Wasser (8-13 m) vor, während die kleineren krautigen Arten flacheres Wasser bevorzugen.

DAVIS (1900, S. 495; in HALE 1903, S. 79) erwähnt, daß die Cyanophyceen *Schizothrix* und *Rivularia* manchmal auf lebenden Characeen oder auf abgestorbenen Bruchstücken von solchen wachsen und Kalk ausfallen. Dies sei eine der Ursachen dafür, daß die Inkrustation der Charastengel im Mergel teilweise viel dicker ist als auf den lebenden Pflanzen (PIA 1933, S. 235).

JAAG (1949, S. 204 f.) beschreibt eine auf Eutrophierung zurückzuführende Reduktion der Characeenbestände und ihrer Überwinterungsfähigkeit im Bodensee-Untersee.

Nach CORILLION (1957) bevorzugen die Characeen-Wiesen Kalksande und Kalkschlämme für ihre Besiedlung und meiden dagegen Seeböden mit höheren Gehalten organischer Substanz. Wasserbewegungen und Strömungsverhältnisse bestimmen die Morphologie, Populationsdichte und Stärke der Verkrustungen von Characeen. Die Characeen sind temperaturtolerant und überwintern z.T. im vegetativen Zustand.

Nur bei Phosphatarmut, also in oligo- und mesotrophen Gewässern kommt es zu Kalkumkrustungen von Characeen (EYSTER 1958).

Die unteren Partien von Characeen sind im allgemeinen stärker umkrustet. Diese Beobachtung wird von WETZEL (1960) auf weniger stark mechanisch wirkende Wellenenergie im unteren Bereich der Chara-Stengel zurückgeführt.

FORSBERG (1964) weist ebenfalls auf die Empfindlichkeit von Characeen gegenüber erhöhten Phosphatgehalten hin.

LANG (1968, S. 300) registriert eine Abnahme der Überwinterungsfähigkeit der Characeen im vegetativen Stadium und deren Rückgang im Laufe der letzten 100 Jahre im Bodensee. Die Ursachen sucht er in gestiegenen Phosphatgehalten des Gewässers.

KELTS & HSÜ (1978, S. 302) führen die verstärkte CaCO_3 -Produktion durch Characeen im Vergleich mit anderen Makrophyten auf bessere Ausnutzung des Bikarbonatanteils im Wasser für ihre Assimilation zurück.

ERLENKEUSER & WILLKOMM (1970, S. 20) glauben hingegen, daß Großalgen gelöstes molekulares CO_2 und nicht primär das Bikarbonat nutzen.

Verstärkte Kalkkrustenbildung bei Characeen wird von mehreren Autoren mit dichtem Bewuchs von epiphytischen Mikrophytenarten auf verschiedenen Makrophyten in Zusammenhang gebracht (vgl. SCHRÖTER & KIRCHNER 1896, S. 41 ff.; PASSARGE 1904, S. 87 ff.; WETZEL 1960, S. 232).

Nach CATTANEO & KALFF (1980, S. 284) nimmt der Epiphytenbewuchs mit stärkerer Strukturierung der Stengel zu.

Nach ANTHONI et al. (1980) und GORTNER (1984) benötigen Characeen anaerobes Mikroklima und nehmen Schwefel für ihren Stoffwechsel auf. Das gelegentliche Auftreten von Pyrit auf den verkalkten Characeen bestätigt diese Annahme (s. Tafel 4, Fig. 10).

Neben ihrer physiologischen und pflanzensoziologischen Rolle im limnischen Ökosystem dienen Characeen auch als Substrat für kalkfällende Mikrophyten, die sog. "Epiphyten". Epiphyten-Krusten tragen nicht nur zur Sedimentbildung bei; sie sind auch an der Ausgestaltung unterschiedlicher Verkalkungsmuster bei Characeen beteiligt (SCHRÖDER 1982).

BEHBEHANI (1984) beobachtet an Characeen des Attersees eine Behinderung bzw. Verringerung der biogenen benthischen Kalkbildung, die auf wachsende Eutrophierung und steigende Phosphat-Gehalte zurückzuführen ist (vgl. BEHBEHANI et al. 1985 b).

SCHRÖDER (1982) beschreibt fünf verschiedene Röhrenstrukturen der verkalkten Makrophyten. Generell läßt sich eine stärkere Verkalkung mit zunehmender Berindung beobachten, wie sie schon von CORILLION (1957, S. 27) beschrieben wird. Möglicherweise spielt die größere ausgeformte Oberfläche berindeter Formen eine Rolle, indem sie für Epiphyten bessere Anheftungsvoraussetzungen schafft und auch eine größere Stabilität der entstehenden Kalkkruste gewährleistet (vgl. CATTANEO & KALFF 1980, S. 284).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß es eine einheitliche Verkalkung bei Characeen offensichtlich nicht gibt.

Diese kurze Literaturübersicht skizziert die Bedeutung der Characeen im Makrophytal der Seen.

Bei der mikroskopischen Untersuchung der Sedimente der im Rahmen dieses Forschungsprogramms bearbeiteten Seen sind (zusätzlich zu SCHRÖDER 1982) weitere Typen von Chara-Röhrenstrukturen beobachtet worden. Die sieben wichtigsten bzw. häufigsten Typen sind in der Abb. 42 dargestellt.

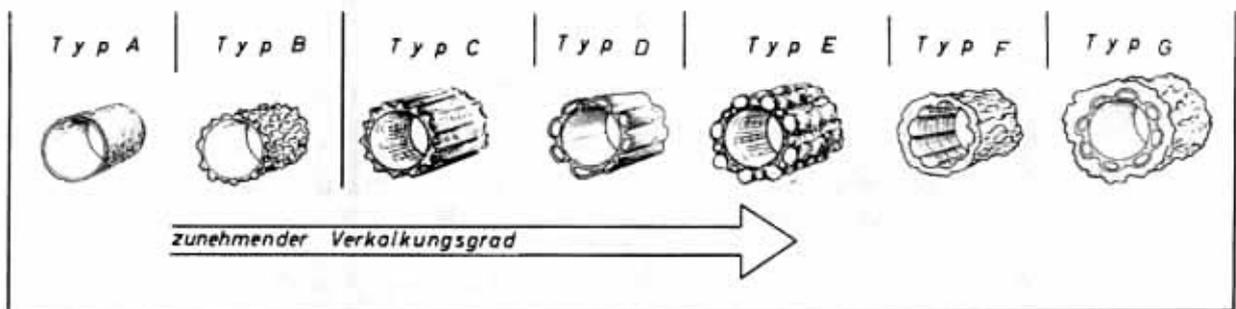


Abb. 42: Karbonatstrukturen bei verkalkenden Makrophyten (ergänzt nach SCHRÖDER 1982).

Um die Abhängigkeit der verschiedenen Typen z.B. von der Wassertiefe, dem Chemismus des Wassers oder der Art der Characeen festzustellen, wurden Characeen auf Profilen im Sublitoral aus 0-12 m Wassertiefe im Attersee-Nordbecken und zum Vergleich dazu im Attersee-Südbecken entnommen. Zusätzlich wurden mehrere Proben von den Characeen-Rasen des Halleswieseseees entnommen.

Grundprinzip des Aufbaues der Characeen ist die streng quirlförmige Anordnung der Seitenorgane um die Sproßachse. Die Seitenorgane werden Quirläste genannt (KRAUSE 1976). Die Anzahl der Quirläste ist bei den meisten Characeen mit 6-8-10 anzunehmen.

Die langen Zellen der Sproßachse können von engeren Zellreihen umschlossen sein. Die Berindung der Characeen wird durch diese Zellreihen gebildet. Wenn die Zahl der Rindenreihen der Zahl der Quirläste entspricht, heißt die

Berindung *haplostich* (einzellig). Ist die Zahl der Rinden-Zellreihe doppelt so hoch wie die der Quirläste, wird die Berindung *diplostich* genannt. Bei dreifacher Zahl der Rindenreihen spricht man von *triplosticher* Berindung. Bei gleichem Durchmesser der Rindenzellen wird die Pflanze *isostich* genannt (Typ D). Bei diplosticher Berindung ist jede zweite und bei triplosticher jede dritte Rindenreihe stärker entwickelt als die übrigen. Diese Berindung wird *heterostich* genannt (Typ E). Als Fortpflanzungsorgane treten an den Quirlästen Antheridien (männlich) und Oogonien (weiblich) auf (vgl. CORILLION 1957, WOOD & IMAHORI 1964/65, FRITSCH 1971, HUTCHINSON 1975 und KRAUSE 1976).

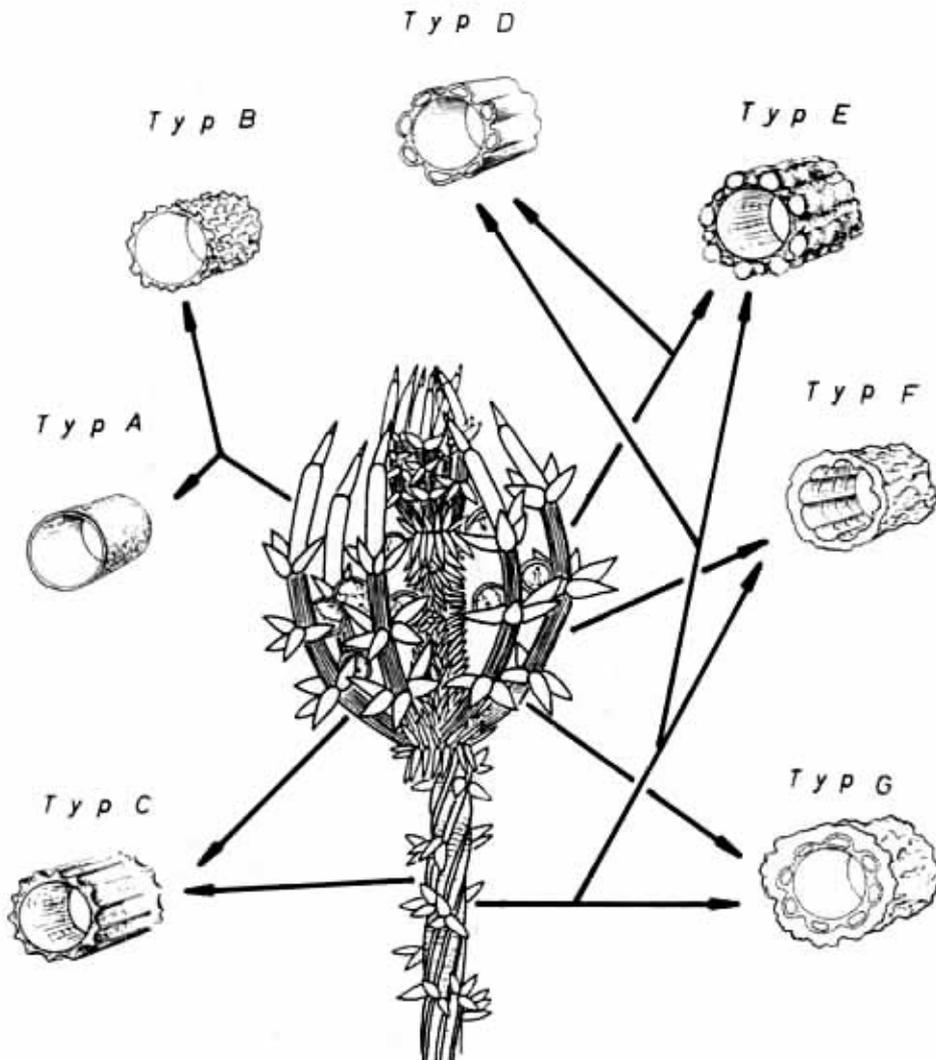


Abb. 43: Herkunft der im Sediment vorkommenden Chara-Röhrchen. Die verschiedenen Typen sind nicht vollkommen an unterschiedliche ontogenetische Stadien gebunden. Die Typen A und B treten ausschließlich an den jüngsten Sprossen auf. Der Typ G stammt hauptsächlich aus dem Hauptstengel, kann aber auch Überreste der Äste bilden. Die Typen F und G treten im oligotrophen nördlichen Teil des Attersees und in fossilen älteren Sedimenten des Mondsees und des Attersees auf (die abgebildete *Chara tomentosa* entnommen aus KRAUSE 1976).

Bei der Unterscheidung der Kalk-Röhrchen der Characeen sind u.a. die Dicke der Kalkkruste, externe und interne Röhrchenstrukturen und die Form der Berindung berücksichtigt worden. Wie die Abb. 43 zeigt, können u.U. alle Chara-Röhrchen durch eine einzige Pflanze entstehen. Die Typen A und B entstehen aus den unberindeten Endzellen der Characeen. Sie können auch durch die unberindete Chara-Familie *Nitella* gebildet werden. Alle

anderen Typen können sowohl aus dem Hauptstengel der Pflanze als auch aus den Quirlästen stammen. Bei schwacher Verkalkung kann durch frühdiagenetische Kalkauflösung die Kalkkruste abgebaut werden. In diesem Fall wird der Chara-Typ C gebildet. Die im Sediment vorkommenden Characeenreste des Halleswiesesee gehören ausschließlich zum Typ C. Die Wasser-Meßwerte (Tab. 7) und die rezenten Characeen dieses Sees (berindet und verkalkt) bestätigen die frühdiagenetischen Vorgänge und die damit verbundene Kalkauflösung im Sediment. Die Typen G und F sind in erster Linie Bruckstücke der Hauptstengel der Charapflanze, können jedoch auch Überreste der Äste repräsentieren.

Mit zunehmendem Alter der Pflanze nimmt die Berindung zu (z.B. von den unteren Partien der Pflanze nach oben). Die stärkere Verkalkung läßt sich hier auf längere Assimilationstätigkeit und der damit verbundenen Kalkproduktion zurückführen. Die Characeen des nördlichen Attersees (Litzlberg) weisen stärkere Verkalkung auf als die des südlichen Attersees (Unterach). Dieses Phänomen ist auch an Ostracodenschalen des Attersees beobachtet worden (pers. Mitteilung Dr. P. CARBONEL und Dr. C. LETE).

Unter den rezenten Characeen des Halleswiesesee sind *Chara delicatula* (triplostich, geringe Verkalkung) und *Chara hispida* beobachtet worden (Bestimmung: Dr. W. KRAUSE). Bei den Characeen des Attersees und des Mondsees handelt es sich um *Ch. hispida*, *Ch. aspera*, *Ch. Tomentosa*, *Ch. delicatula*, *Ch. fragilis*, *Ch. contraria* und *Nitella opaca*, wobei *Ch. hispida* den Hauptanteil bildet (Bestimmung: Prof. Dr. E. KANN 1980 und Dr. W. KRAUSE 1987). Die Bestimmung der fossilen Reste der Characeen aus dem Sediment ergaben weitgehend dasselbe Bild.

Die Characeen in den Wassertiefen zwischen 3 - 6 m sind stärker verkalkt. Für die geringe Verkalkung in den Tiefen zwischen 1 und 3 m dürfte die mechanische Belastung durch die Wellenbewegung verantwortlich sein. Hierzu kommt das für Characeen ungünstige Substrat der Steinzone in geringen Wassertiefen. Für die tieferen Zonen ab 6 m Wassertiefe treten Licht und Temperatur als begrenzende Faktoren auf.

Die REM-Aufnahmen und dünnschliffmikroskopischen Untersuchungen zeigen eindeutig, daß es sich um zwei unterschiedliche Verkalkungsmechanismen der Characeen handelt. Die externe Verkalkung (Kalkkruste) wird produziert durch a. Assimilationstätigkeit der Characeen selber; b. durch Mikrophyten, die sich auf der Pflanze ansiedeln und epilimnische Kalk-Kristalle, die sich auf Characeen niederschlagen (s. Phototafel 4 und 5). Die interne Inkrustierung ist auf die Zellenaktivität und deren Verkalkung zurückzuführen (s. Tafel 2, Fig. 5 und 6).

VIII ISOTOPENGEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

Seit 1946 wird die Methode der Paläotemperaturbestimmung anhand der temperaturbedingten Feinvariationen im $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnis angewendet (s. UREY 1947).

Die massenspektrometrischen Messungen stabiler Sauerstoffisotopen an autochthonen Karbonaten liefern Hinweise auf erdgeschichtliche Klimaschwankungen.

VIII.1 Stabile Sauerstoffisotope

Die Interpretation der Sauerstoffisotopenuntersuchungen an Süßwasserkarbonaten ist (im Gegensatz zu der an marinen Karbonaten) mit vielen Problemen verbunden.

Für die massenspektrometrischen Untersuchungen wird von einem Mengenverhältnis der Sauerstoffisotopen ^{16}O und ^{18}O von 500:1 ausgegangen. Dieses Verhältnis ist jedoch nicht konstant. Durch Isotopenfraktionierungsprozesse, die temperaturabhängig sind, wird dieses Verhältnis verändert. Die Abweichungen von diesem Verhältnis werden mit einem Massenspektrometer gemessen (vgl. CRAIG 1957 und 1965, HOEFS 1980).

Die Isotopenfraktionen (R $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) werden als relative Abweichung von einem Standard in ‰ angegeben.

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{(\text{Probe})} - R_{(\text{Standard})}}{R_{(\text{Standard})}} \times 1000 \text{ ‰}$$

Dabei wird R immer als Verhältnis des schwereren ^{18}O zum leichteren ^{16}O angegeben. Die gemessenen Variationen des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses reflektieren das damalige Isotopenverhältnis im Wasser, das mit der Temperatur korreliert werden kann.

Das $\delta^{18}\text{O}$ der Karbonate wird in bezug auf den PDB-Standard angegeben. Es ist Karbonat, das aus den Schalen von *Belemnitella americana* aus der Peedeeformation in North Carolina, USA gewonnen wurde (s. UREY et al. 1951).

Das $\delta^{18}\text{O}$ des Wassers wird in bezug auf den SMOW-Standard (Standard Mean Ocean Water) angegeben. Die Werte für das Meerwasser und für marines Karbonat sind nahe null (vgl. CRAIG 1957).

Beim Phasenwechsel von "flüssig" zu "gasförmig" wird das isotopisch schwerere ^{18}O in der Gasphase angereichert und im Niederschlag angereichert. Das Ausmaß solcher Fraktionierungsmechanismen ist temperaturabhängig. Daneben gibt es weitere Effekte, die die ^{18}O -Werte im Niederschlag zusätzlich beeinflussen. Die indirekte Beziehung zwischen Temperatur und dem ^{18}O -Gehalt der Niederschläge wird als **Temperatur effekt** bezeichnet. Bei fortwährender Abkühlung werden die Niederschläge isotopisch leichter.

Als **Kontinentaleffekt** wird die Erscheinung beschrieben, daß bei gleicher Temperatur kontinentale Messpunkte tiefere ^{18}O -Werte aufweisen als Küstenstationen.

Mit zunehmender Höhenlage nimmt das $\delta^{18}\text{O}$ der Niederschläge ab, d.h. der Niederschlag wird zunehmend leichter (**Höheneffekt**).

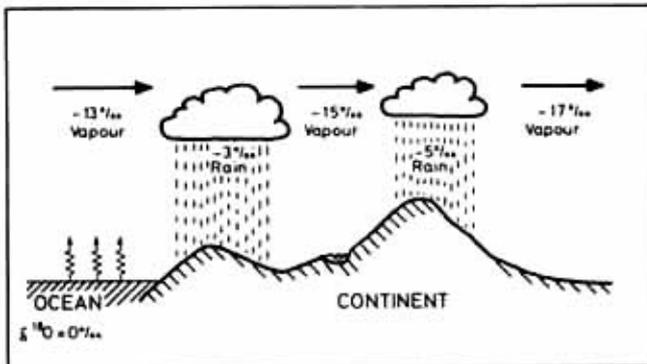


Abb. 44: Schematische Darstellung der Fraktionierungsprozesse im atmosphärischen Kreislauf (nach SIEGENTHALER 1979).

Im stehenden Gewässer, wo die Wasserzusammensetzung vom Zuflußwasser des Einzugsgebietes bestimmt wird, bewirkt die Verdunstung des Seewassers erneut eine Veränderung der ^{18}O -Gehalte.

Die Süßwasserkalke werden, soweit sie nicht detritisch sind, durch biogene Karbonatfällung gebildet. Es findet zwischen dem Seewasser und dem auskristallisierenden Karbonat eine temperaturabhängige Fraktionierung der Sauerstoff-Isotope statt. Mit abnehmender Temperatur wird vermehrt das schwerere ^{18}O -Isotop eingelagert.

Der ^{18}O -Gehalt im ausgefällten Karbonat wird also durch mehrere Fraktionierungsprozesse bestimmt, die temperaturabhängig sind und gegensinnig verlaufen. Eine Temperaturabnahme bedingt eine Abnahme des ^{18}O -Gehaltes im Niederschlag, doch ins ausfallende Karbonat wird bevorzugt ^{18}O eingebaut.

Neben den gemessenen Isotopenverhältnissen müssen nun noch zusätzliche Daten (z.B. zur Hydrologie) vorliegen, um die Größenordnungen der gegensinnig verlaufenden Fraktionierungen erfassen zu können.

Es scheint, daß bei den Süßwasserseen der Niederschlagseinfluß stärker an der Karbonatzusammensetzung beteiligt ist (vgl. KEITH et al. 1964, EICHER 1979, LINZ & MÜLLER 1981, PIKA 1982).

VIII.2 Stabile Kohlenstoffisotope

Die stabilen Kohlenstoffe ^{12}C und ^{13}C werden bei den massenspektrometrischen Messungen untersucht. Die gemessenen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Isotopenverhältnisse in autochthonen Karbonaten sind im Vergleich zu den $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnissen durch grundsätzlich verschiedene Faktoren bestimmt. Die Zusammensetzung des Zufließwassers ist vom ^{13}C -Gehalt der Bodenluft und der karbonatführenden Bodenschicht abhängig. Viel stärker aber werden die ^{13}C -Gehalte im Seewasser durch biologische Aktivitäten beeinflusst. Je höher die biologische Aktivität ist, die durch Temperatur, Lichtverhältnisse und Nährstoffangebot beeinflusst wird, desto höher sind die ^{13}C -Gehalte im Seewasser.

Die photosynthetische Aktivität des Phytoplanktons und der submersen Wasserpflanzen entzieht dem Bikarbonatsystem im Wasser bevorzugt das leichtere ^{12}C . Auch der CO_2 -Austausch mit der Atmosphäre, der bei längerer Verweildauer des Wassers im See an Effektivität gewinnt, beeinflusst die Isotopenverhältnisse. Somit entspricht einer höheren organischen Produktivität auch ein höheres $\delta^{13}\text{C}$ im Bikarbonat. Dies gilt für die trophogene Schicht des Epilimnions. Der umgekehrte Prozess spielt sich in der tropholytischen Schicht des Hypolimnions ab. Infolge der Atmungsprozesse der Reduzenten wird an ^{13}C abgereichertes CO_2 wieder frei und verursacht eine Verschiebung des $\delta^{13}\text{C}$ -Isotops nach negativeren Werten.

Die anorganisch entstandenen Karbonate haben Werte um 0 ‰ PDB. Die biogen reduzierten Kohlenstoffverbindungen sind leichter und haben Werte um -25 ‰ PDB. Demnach werden Karbonate mit negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten als organogen geprägte Karbonate interpretiert (vgl. PRESLEY & KAPLAN 1968).

Der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert im ausgefällten Karbonat repräsentiert generell die Zusammensetzung des Bikarbonats (HCO_3^-), aus dem das CaCO_3 entstanden ist. Die Werte des $\delta^{13}\text{C}$ im Süßwasser liegen im allgemeinen zwischen -5 ‰ und -11 ‰. Durch biologische Aktivitäten und Zersetzung des organischen Materials im Sediment kommt es allerdings zu Abweichungen.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß aufgrund verschiedener Beeinflussungsmöglichkeiten das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis nur einen indirekten Klimaindikator darstellt.

VIII.3 Stabile Isotopenmessungen an limnischen Sedimenten

Die Isotopenmessungen an den Seesedimenten sind an verkalkten Chara-Resten, die aus der Sandfraktion der Sedimente ausgelesen wurden, durchgeführt worden.

Die Isotopenmessungen in den Schweizer Seen an der Gesamtprobe führen zu Interpretationsschwierigkeiten, da hier der Einfluß der allochthonen Karbonate nicht berücksichtigt worden ist (s. EICHER 1979, PIKA 1982).

Zur Wahl von verkalkten Characeen-Röhrchen für diese Untersuchungen sind folgende Bemerkungen notwendig:

- Die Characeen-Röhrchen sind biogen durch die kalkproduzierenden Makrophyten in bestimmten Wassertiefen mit verschiedenen Temperaturen im See entstanden (s. Kap. VII). Daher muß man bei der Interpretation der Isotopenwerte eines langen Sedimentprofils die jeweiligen Wassertiefen zur Zeit der Entstehung und Ablagerung der autochthonen Karbonate berücksichtigen. Die Isotopenwerte von Sedimentkernen, die in unterschiedlichen Wassertiefen entnommen worden sind, sind nicht unbedingt miteinander vergleichbar.
- Zur Sauerstoff- bzw. Kohlenstoff-Isotopenbestimmung müssen detritische Partikel, auch in kleinsten Mengen, bei der Untersuchung ausgeschlossen werden, da diese das Ergebnis verfälschen.

- Weder die Gesamtprobe von einer Seekreide oder einem Seemergel, noch deren Sandfraktion wäre für solche Untersuchungen geeignet, da diese immer allochthon verunreinigt wäre.
- Nach mikroskopischen Untersuchungen sind die autochthon produzierten Chara-Röhrchen frei von detritischen Partikeln und bestehen aus reinem biogenem CaCO_3 .

VIII.3.1 Isotopenmessungen an Mondsee-Sublitoral-Sedimenten

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve im Profil von MON K 1 (Abb. 45) beginnt im Alleröd mit Werten um -10‰ . Danach steigt die Kurve auf Werte um -6‰ . Bei den Proben 598-600 und 587-596 cm Sedimenttiefe wird hier zum ersten Mal der Einfluß der allochthonen Verunreinigung, wie es unter dem Mikroskop beobachtet werden konnte, deutlich. Zum Ende des Alleröds (II) sinken die Werte auf $-10,49\text{‰}$ zurück. In der Zeit der Jüngeren Dryas (III) erreicht die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve die niedrigsten Werte. Im Postglazial steigen die Werte, wobei die höchsten für die Zeit des Jüngeren Atlantikums registriert werden (s. Abb. 45).

Aus dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve wird eine klimatische Besserung im Alleröd und am Anfang der Jüngeren Dryas ersichtlich. Die Temperaturabsenkung in der Zeit der Jüngeren Dryas erfolgt kontinuierlich und erreicht ein Minimum in der Mitte dieser Periode. Danach steigen die Temperaturen allmählich wieder an. Im Postglazial sind die niedrigsten Temperaturen für die Zeit des Älteren Atlantikums und die höchsten Temperaturen für das Jüngere Atlantikum abzulesen.

Die Entwicklung der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve verläuft fast parallel zu der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve, jedoch mit positiveren Werten. Die Werte von $-5,69\text{‰}$ an der Basis des Kerns steigen auf einen Wert von $-1,64\text{‰}$ bei 595 cm Sedimenttiefe an. Danach sinken sie wieder auf Werte zwischen -4‰ bis -6‰ ab.

Anhand der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve kann man generell eine erhöhte biologische Aktivität während des Postglazials im Gegensatz zum Spätglazial ablesen.

VIII.3.2 Isotopenmessungen an den Attersee-Sedimenten

Mit dem Beginn des Spätglazials setzt im Attersee die biogene Kalkproduktion und damit das Vorkommen von Characeen ein.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Attersees sind höher als im Mondsee. Man kann diese Erscheinung auf eine längere Erneuerungszeit des Attersees (8 Jahre) im Vergleich zu der des Mondsees (1,7 Jahre) zurückführen.

Die ersten Werte der $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven vom Profil ATT 80/14 (250 cm Sedimenttiefe) dokumentieren den noch bestehenden allochthonen Einfluß. Aus dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve sind die niedrigsten Temperaturen für die Jüngere Dryas zu vermuten (Sedimenttiefe: 220-225 cm, $\delta^{18}\text{O}$ -Wert: $-7,75\text{‰}$). Die Klimabesserung im Präboreal und Boreal ist durch die höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (um -6‰) eindeutig. Nach einer Klimaverschlechterung im Älteren Atlantikum (Sedimenttiefe: 100-105 cm) steigen die Temperaturen im Jüngeren Atlantikum wieder an. Ab 1200 B.P. sind wieder niedrigere Temperaturen zu verzeichnen.

Der Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve ist gegensinnig zu der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve und dokumentiert eine erhöhte biogene Produktivität in wärmeren Perioden (s. Abb. 46).

Im Profil ATT 80/11 (-44 m Wassertiefe) sind zwei Sedimentabschnitte (150-165 cm und 465-490 cm) mit niedrigeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ($-9,50$ bis $-9,85\text{‰}$) zu vermerken. Bei den älteren Proben handelt es sich um Sedimente der Jüngeren Dryas (kalt). Da dieses Profil nicht vollständig datiert ist, kann nur vermutet werden, daß die niedrigeren Werte der jüngeren Sedimente (150 cm und 165 cm Sedimenttiefe) die kühleren Temperaturen des Älteren Atlantikums dokumentieren.

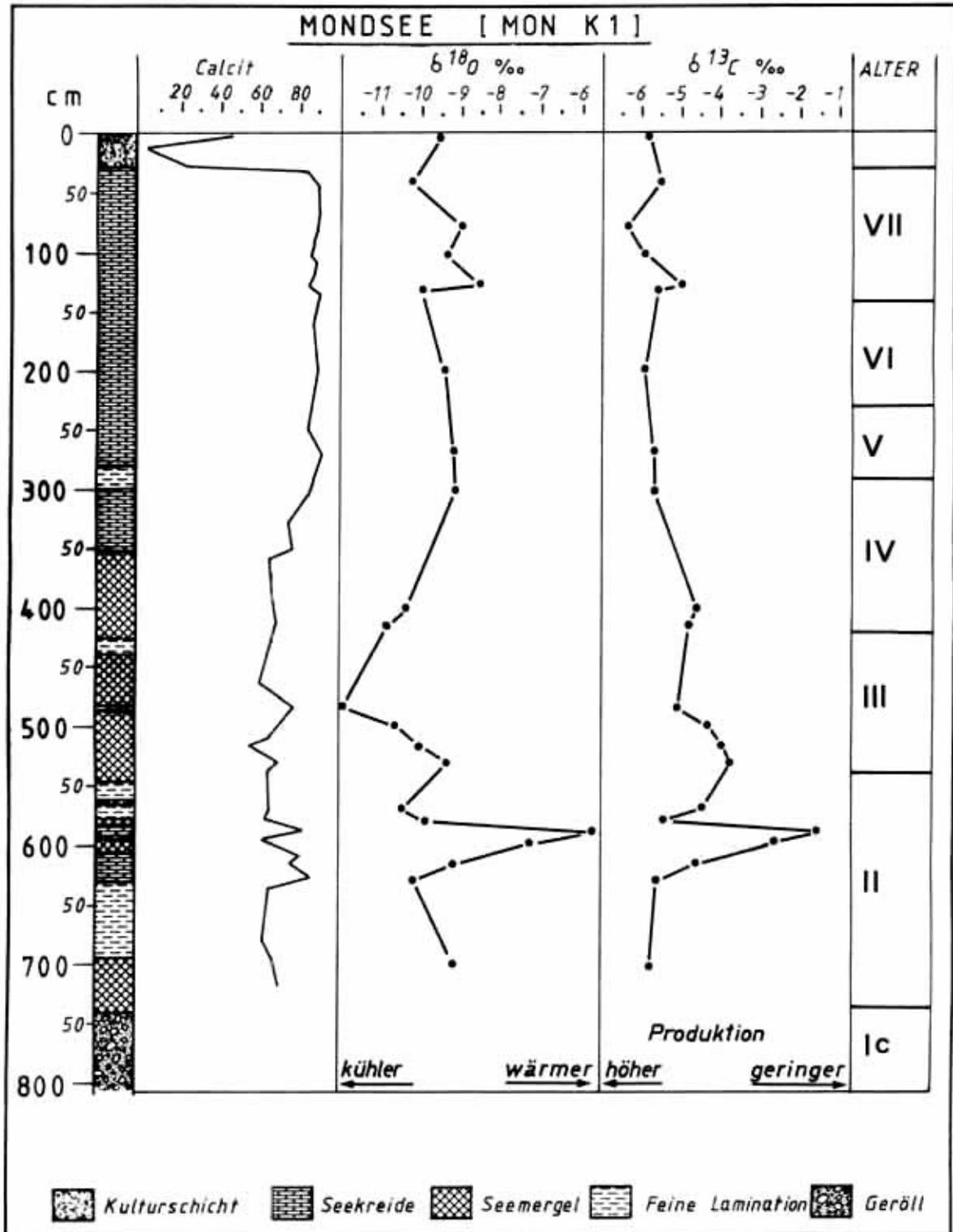


Abb. 45: Ergebnisse der Isotopenmessungen an dem Sedimentkern MON K 1/ Mondsee.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Profil ATT 80/11 sind um 1-2 ‰ leichter als die des Profils ATT 80/14. Bei den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten sind dagegen bis zu 2 ‰ schwerere Werte zu verzeichnen (s. Tab. 18).

VIII.3.3 Isotopenmessungen an Halleswiesseesedimenten

Da in den Sedimenten des Halleswiessees die Characeen nur bis in eine Tiefe von 80 cm ausreichend vorkommen, konnten Isotopenmessungen nur in diesem Bereich durchgeführt werden. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind im Vergleich zu denen des Mondsees und Attersees niedriger und dokumentieren den Einfluß des kälteren Niederschlags und damit kältere Zuflußwässer, die auf die Höhenlage des Halleswiessees und sein kleines Volumen zurückzuführen sind. Die niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind ein Hinweis auf hohe Produktion organischer Substanz in diesem See (s. Tab. 18).

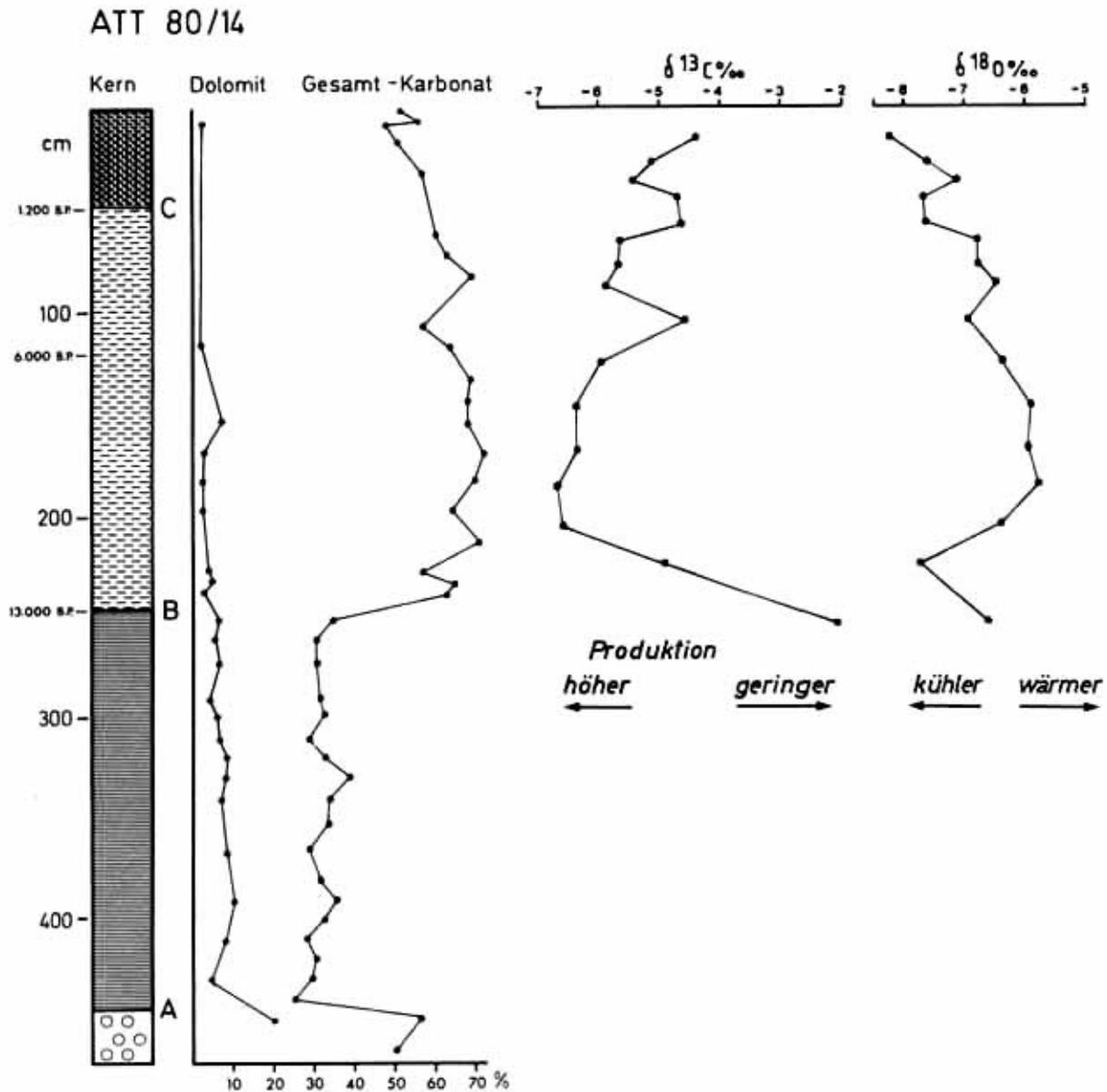


Abb. 46: Ergebnisse der Isotopenmessungen an dem Sedimentkern ATT 80/14, Attersee.

VIII.3.4 Diskussion

EICHER (1979) stellt durch Messung der Sauerstoffisotope für die Jüngere Dryas Temperaturen fest, die den Temperaturen des Älteren Dryas entsprechen. Die starke Klimaverschlechterung in der Jüngeren Dryas wird nach den palynologischen Untersuchungen und Isotopenmessungen im Lobsigensee ebenfalls deutlich (s. AMMANN 1985 und SIEGENTHALER & EICHER 1985).

LERMAN (1974) stellt in den Sedimenten des Mindelsees und des Faulenseemooses einen deutlichen Temperaturrückgang in der Zeit der Jüngeren Dryas fest. Hingegen handelt es sich bei Bölling und Alleröd um warme Perioden. Die Temperaturen sind mit denen des Präboreals und des Boreals vergleichbar.

Im Spätglazial werden die höheren Temperaturen im Alleröd bis Beginn der Jüngeren Dryas und die sehr niedrigen Temperaturen im Zeitraum der Jüngeren Dryas durch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dokumentiert (vgl. Abb. 45 und Abb. 46).

Das Postglazial weist im Isotopenkurvenverlauf mehrere kleinere Schwankungen auf. Aufgrund der unzureichenden Altersdatierungen im Attersee ist eine Gliederung und Zuordnung der postglazialen Klimaoszillationen (in den Profilen ATT 80/14 und ATT 80/11) nur bedingt möglich. Im Profil MON K 1 sind die wärmsten Phasen an der Grenze Präboreal-Boreal, im Jüngeren Atlantikum und im Subboreal zu verzeichnen.

Die sehr niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (ca. -12 ‰) des Halleswieses bestätigen die Richtigkeit der Interpretationsweise der Isotopenmessungen an den limnischen Karbonaten (niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte = niedrigere Temperaturen, höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte = höhere Temperaturen).

In der Profilreihe ATT 16 - ATT 18 sind die höchsten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und damit die höchsten Temperaturen kurz vor dem Beginn des Seespiegeltiefstandes im Neolithikum festgestellt worden (vgl. Tab. 14 und Abb. 40).

Die Krustensteine zeigen im Vergleich zu den Characeen relativ hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (KR 1-2, Tab. 14).

Da die quantitativen Zusammenhänge bei der Sauerstoffisotopenfraktionierung und deren Randbedingungen sehr unvollständig bekannt sind, muß auf eine Umdeutung der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve in absolute Temperaturangaben vorläufig verzichtet werden. Eine indirekte Methode zur Bestimmung der Temperatur-Werte wäre ein Vergleich zwischen den Isotopen-Werten von rezenten und fossilen Characeen.

IX pH/Eh-MESSUNGEN AN SEDIMENT-KERNEN

Zur Charakterisierung der Sedimente wurden zusätzlich pH/Eh-Messungen an einem Sedimentkern vom Halleswiesee durchgeführt. Zum Vergleich werden pH/Eh-Messungen an einem Sedimentkern vom profundalen Bereich des oligotrophen Attersees dargestellt.

IX.1 Auswertung der pH/Eh-Messungen

Die Auswertung der Meßdaten erfolgte über ein Rechenprogramm. Für jeden Kern sind die pH/Eh-Daten zusammen mit dem ΔEh (Veränderungen des Eh zwischen zwei Meßpunkten in mV/cm) gegen die Tiefe des Meßpunktes im Sediment in Kurven dargestellt.

Die Eh-Werte werden nach STUMM & MORGAN (1981) zur einfacheren Interpretation in P_e -Werte nach der Beziehung

$$P_e = (\text{Eh} : 2.3 \times R \times T) \times F$$

umgerechnet.

Dabei gilt: R =Gaskonstante, T =Temperatur in Grad Kelvin, F =Faradaykonstante

Die P_e -Werte entsprechen dem negativ dekadischen Logarithmus der Elektronenaktivität. Die Elektronenaktivität ist ein Maß für die Reduktionsintensität eines Milieus. Ein oxidierendes Milieu wird durch hohe P_e -Werte bzw. eine niedrige Elektronenkonzentration angezeigt.

IX.2 Interpretation der pH/Eh-Messungen an Sedimentkernen

Neben den pH/Eh-Kurven sind die pH/ P_e -Diagramme, in denen jeweils die theoretischen Stabilitätsfelder der häufigsten Fe- und Mn-Phasen eingezeichnet sind, dargestellt (vgl. STUMM & MORGAN 1981).

Bei dem Atterseekern (AT 101) ist in der gesamten Sedimentsäule $Fe(OH)_3$ die stabile Phase im $Fe-H_2O-CO_2$ -System. In den Halleswiesee-Sedimenten liegen hingegen Eisen und Mangan als Fe^{2+} bzw. Mn^{2+} vor.

In bezug auf das Mn-System ist das zweiwertige Mn-Ion in den beiden Seen die stabile Phase, wobei diese Beobachtung in den Sedimenten des Halleswiesees stärker zum Ausdruck kommt (s. Abb. 47).

Die Schwankungen der pH/Eh-Kurven sind im Halleswieseeprofil in den oberen 30 cm stärker.

Die leichte Abnahme der pH-Werte vom Hangenden zum Liegenden im Sedimentkern AT 101 (Abb. 47) ist ein Hinweis auf mikrobiellen Abbau von organischem Material. Die Tendenz der Eh-Kurve ist ähnlich.

Im Sedimentprofil H-1p nimmt der pH-Wert nach oben ab, was den Einfluß der sauren Wässer aus dem benachbarten Moor deutlich macht. Generell sind die pH-Werte der Halleswiesee-Sedimente niedriger als die des Attersees.

Nach JONES (1982) ist freier Sauerstoff ab +300 mV nicht mehr zu erwarten. Eisen-III-Hydroxid ist bis ca. +50 mV existent, während vierwertiges Mangan unterhalb +400 mV nicht mehr stabil ist. Sulfide (MnS , FeS , HS^-) und Methan treten unterhalb von -100 mV auf.

RÖHRS (1986) beobachtete durch Eh-Messungen an der Grenzfläche Sediment/Wasser der eutrophen Trumer-Seen aus dem Salzburger Vorland das Fehlen des freien Sauerstoffs. Dort ist es von der Grenzfläche Sediment/Wasser bis in Bereiche oberhalb der Thermokline anaerob.

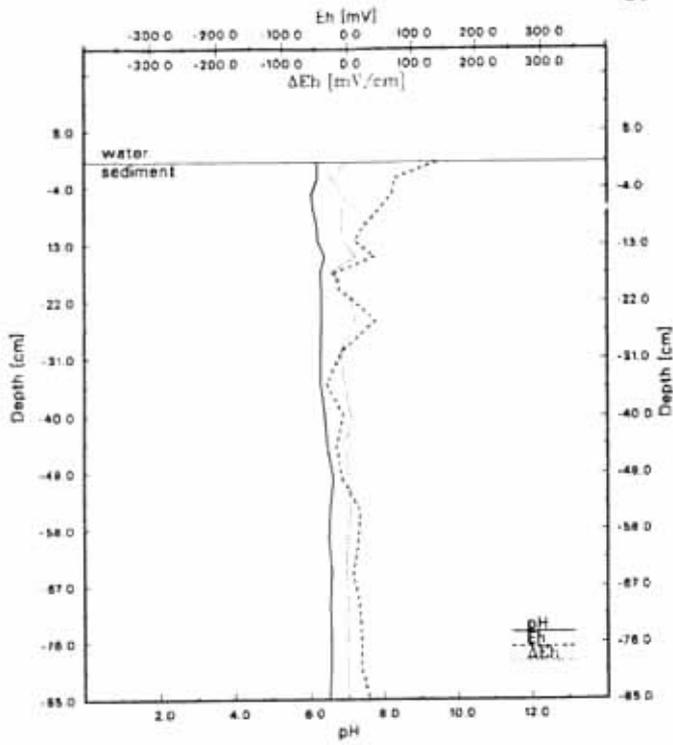
Der Verlauf der pH/Eh-Werte der Sedimente des Attersees zeigt das gut gepufferte System des oligotrophen karbonatreichen Sees und seiner Sedimente (vergl. MÜLLER, et al. 1983; BEHBEHANI 1984).

Fazit

Durch den Vergleich der pH/Eh-Kurven und pH/Eh-Diagramme der untersuchten Kerne wird ersichtlich, daß der mikrobielle Abbau von organischem Material und somit die reduzierenden Bedingungen in den Sedimenten des Halleswiesees gegenüber den Sedimenten des Attersees stärker sind.

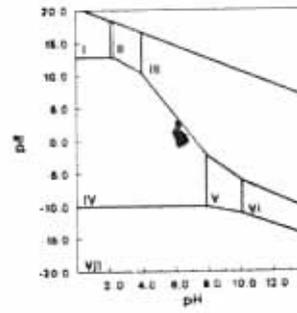
Die Eh-Werte an der Sedimentoberfläche des Halleswiesees und das Fehlen von Eisen-III-Hydroxid weisen auf leichte Eutrophierung des Halleswiesees hin.

Seit dem Präboreal handelt es sich bei den Sedimenten des Halleswiesees neben der Detritusmudde um vier Kalkmudde-Typen, die alle im pH/Eh-Kern H-1p vertreten sind. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die leicht reduzierenden Bedingungen im Halleswiesee seit Anfang des Postglazials vorherrschen. Dies ist auf vermehrte Produktion der organischen Substanz als Folge der Klimaerwärmung zum Beginn des Postglazials zurückzuführen.

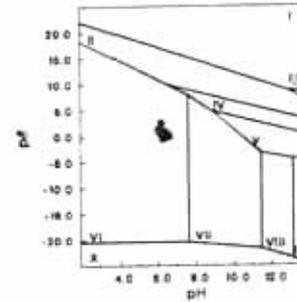


-Core: H-1p
-Sampling date: 2.9.85

-Water depth: 6.0 m



- I Fe²⁺
- II FeOH²⁺
- III am. Fe(OH)₃ (s)
- IV Fe³⁺
- V FeCO₃ (s)
- VI Fe(OH)₃ (s)
- VII Fe (s)

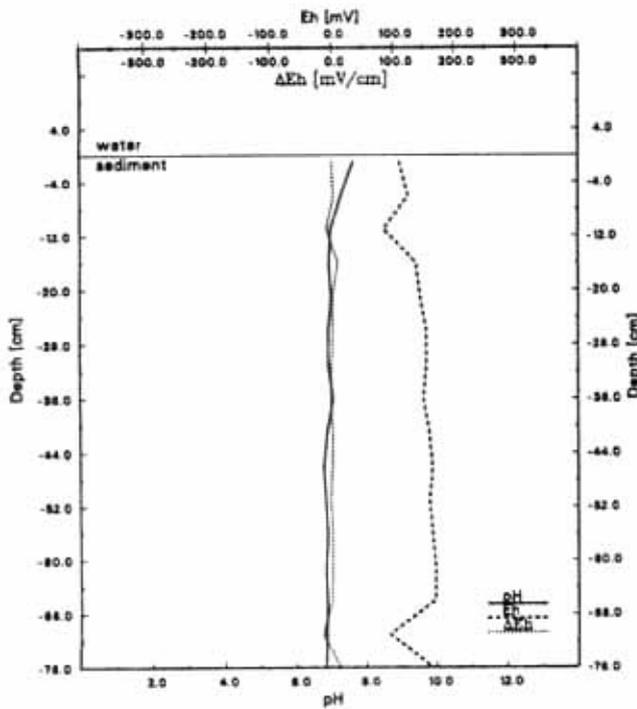


- I MnO₂
- II MnO₂ (s)
- III MnO₂
- IV MnOOH (s)
- V Mn₂O₃ (s)
- VI Mn²⁺
- VII MnCO₃ (s)
- VIII Mn(OH)₂ (s)
- IX Mn(OH)₂
- X Mn (s)

-Core: H-1p
-Sampling date: 2.9.85

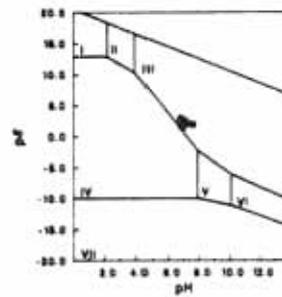
-Water depth: 6.0 m

GDV Jan Helbig 1983

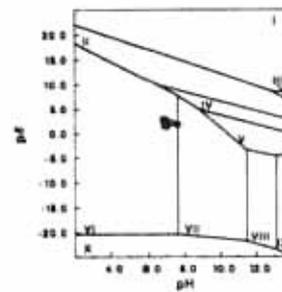


-Core: AT 101
-Sampling date: 11.9.1983

-Water depth: 165.0 m



- I Fe²⁺
- II FeOH²⁺
- III am. Fe(OH)₃ (s)
- IV Fe³⁺
- V FeCO₃ (s)
- VI Fe(OH)₃ (s)
- VII Fe (s)



- I MnO₂
- II MnO₂ (s)
- III MnO₂
- IV MnOOH (s)
- V Mn₂O₃ (s)
- VI Mn²⁺
- VII MnCO₃ (s)
- VIII Mn(OH)₂ (s)
- IX Mn(OH)₂
- X Mn (s)

-Core: AT 101
-Sampling date: 11.9.1983

-Water depth: 165.0 m

Abb. 47: Auswertung der pH/Eh-Messungen von den Sedimentkernen AT 101 (Attersee) und H-1p (Halleswiessee).

X ZUSAMMENFASSENDER DISKUSSION

In den Sedimenten eines Sees sind zahlreiche biogene und abiogene Informationen gespeichert. Sie geben Auskunft über Bildungsbedingungen der Ablagerungen und dokumentieren somit die Umwelteinflüsse. So können diese Sedimente in ihrer stratigraphischen Abfolge zur Rekonstruktion von Sedimentations- und Klimageschichte herangezogen werden. Die limnischen Sedimente werden während ihrer Ablagerung durch geologische, ökologische und faziesbedingte Vorgänge stark beeinflusst.

Die Profundalablagerungen eines Sees geben Hinweise über vermehrte Zuschüttungen und damit über feuchte Klimaphasen (Ablagerung von Turbiditen, Detritusmudde) oder trockene Perioden (Ablagerung toniger Sedimente, Kalkmudde).

Aus der Kenntnis der heutigen Zonierung des Sublitorals eines Sees können ökologische Veränderungen, Faziesentwicklung und Seespiegelschwankungen rekonstruiert werden (z.B. Bildung von Seekreide und Seemergel, Verlandung, Vermoorung, Sedimentationslücken). Um die natürlichen und längerandauernden Klimaschwankungen zu erfassen, dürfen die Spuren von plötzlichen Naturereignissen oder jahreszeitlich bedingten Schwankungen nicht mit denen der längerfristigen Verschiebungen in den Umweltbedingungen verwechselt und damit falsch interpretiert werden.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden der Attersee mit seinen vielfältigen und komplizierten Sedimentationsvorgängen und seinen Zuflüssen, der Mondsee mit einer neolithischen Siedlung und der kleine abgelegene Halleswiesee mit seiner ungestörten Sedimentabfolge untersucht.

Die folgenden Ergebnisse basieren auf Kombination und Vergleich der gewonnenen Erkenntnisse aus den untersuchten Seen.

Die Würmmoränen sind Folge der kalten Klimaperiode des Spätglazials (älter als 17000 B.P.). Die Bändertone dokumentieren den Rückzug und das Abtauen der Gletscher von 17000 B.P. bis 13000 B.P..

Ab Bölling vor 13000 Jahren setzt die biogene Karbonatproduktion als Folge der Klima-Erwärmung im Attersee ein. Im Sublitoral des Mondsees hingegen sind bis zum Alleröd (12000 B.P.) starke Schüttungen zu beobachten, die für hohe Niederschläge und kräftige Schneeschmelzen sprechen. So ist anzunehmen, daß das Klima sich seit Bölling zwar erwärmt hat, aber noch relativ kalt und feucht war. Auch im Profil des Halleswiesees gibt es Hinweise auf niedrigere Temperaturen im Bölling.

Die Klimaerwärmung im Alleröd wird in den Ablagerungen des Attersees (hohe benthische Karbonatproduktion) und des Mondsees (Seekreidevorkommen, hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte) deutlich. Die allochthone Zuschüttungen sind jedoch noch in stärkerem Maße vertreten.

Die Zeit der Jüngeren Dryas ist eine kühle und feuchte Phase, die sowohl im Halleswiesee (vermehrte allochthone Aktivität), als auch im Mondsee (starke Seemergelbildung auf dem Karbonatschelf) erfaßt worden ist. Die Isotopenuntersuchungen bekräftigen diese Aussage.

Die präborealen Sedimente belegen eine weitgreifende Klimabesserung an der Grenze Spätglazial/Postglazial. Die Hinweise hierfür sind durch erhöhte biogene Karbonatproduktion, geringere allochthone Einschüttungen und höhere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte deutlich.

Im Atlantikum herrscht ein abwechslungsreiches Klima (feine Lamination) vor. Die Ablagerungen dieser Zeit weisen auf kühlere und feuchtere Zeiten (Detritusmudde, Seemergel, Turbidite) mit dazwischen vorkommenden wärmeren bzw. trockeneren Phasen (Kalkmudde, Seekreide) hin, wobei die wärmeren Perioden im Jüngeren Atlantikum überwiegen.

Das Klimaoptimum tritt im Subboreal auf. Die geringen Niederschlagsmengen sowie die höheren Verdunstungsraten seit dem Jüngerem Atlantikum führen zur Absenkung des Seespiegels im Neolithikum und ermöglichen damit die Besiedlung der trockengefallenen Uferbereiche der Seen durch die Steinzeitmenschen.

Die einsetzende Klimaverschlechterung in der zweiten Hälfte des Subboreals und die niederschlagsreichen Perioden des Subatlantikums führen zu einem Wiederanstieg des Seeniveaus. Weitere eventuelle Seespiegeltiefstände nach dem Neolithikum sind aufgrund fehlender Ablagerungen nicht zu erfassen.

Neben den klimatologischen Faktoren können hydrologische, morphologische, tektonische, vegetationsgeographische und schließlich anthropogene Faktoren einzeln oder in Wechselwirkung zu Seespiegelschwankungen geführt haben.

Auf dem Karbonatschelf des Mondsees sind die höchsten Sedimentationsraten im Alleröd und in der Jüngeren Dryas aufgrund der allochthonen Zuschüttungen zu registrieren. Die Sedimentationsrate im Boreal ist am geringsten. Im Jüngerem Atlantikum steigt die Sedimentationsrate als Folge der starken benthischen Karbonatproduktion kräftig an.

Ab 1200 B.P. steigen die Sedimentationsraten im Attersee aufgrund von Besiedlung und Rodungen, sowie aufgrund des beginnenden Ackerbaus und der folgenden Erosion an. In den letzten 100 Jahren steigen die Sedimentationsraten, verursacht durch Innovationen in der Landwirtschaft und erhöhte Bauaktivität nochmals drastisch an.

Es ist also davor zu warnen, höhere Sedimentationsraten generell auf größere Suspensionsfrachten zurückzuführen und damit kühleren und niederschlagsreicheren Perioden gleichzusetzen. Auf einem Karbonatschelf kann eine warme und trockene Periode zur vermehrten biogenen Kalkproduktion und somit zu höheren Sedimentationsraten sowohl auf dem Schelf als auch im Becken, verursacht durch Transport vom Sublitoral in das Profundal, führen. Erst nach der Faziesanalyse dürfen Schlußfolgerungen in bezug auf Sedimentationsraten erfolgen.

Die Isotopenmessungen an verkalkten Characeen bestätigen im allgemeinen die sedimentologischen Untersuchungen. Im Spätglazial sind höhere Temperaturen im Alleröd bis zum Beginn der Jüngeren Dryas und sehr niedrige Temperaturen im Zeitraum der Jüngeren Dryas durch $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dokumentiert worden.

Mehrere kleinere Schwankungen im Isotopenkurvenverlauf sind während des Postglazials registriert worden. Bei den wärmsten Phasen handelt es sich um die Übergangsbereiche Präboreal/Boreal und Jüngerer Atlantikum/Subboreal.

Die Isotopenuntersuchungen werden z.T. durch allochthone Karbonatpartikel, die auf Characeenkrusten angeheftet sind, gestört, und erreichen Spitzenwerte, die nicht überbewertet werden dürfen.

Da eine feuchte Phase, erfaßt durch die erhöhte allochthone Aktivität, nicht unbedingt kalt sein muß, sollten durch die Kombination der sedimentologischen Daten mit den Isotopenwerten mögliche warme und feuchte, bzw. kalte und trockene Klimaabschnitte im Laufe des Spät- und Postglazials erfaßt werden. Hierfür konnten jedoch nur Anzeichen für eine mildere, aber feuchte Periode im Alleröd gefunden werden.

Aufgrund der unzureichenden bzw. unsicheren Altersdatierungen im Attersee können die einzelnen Schwankungen im Klimaverlauf zeitlich nicht exakt zugeordnet werden. Bei den pollenanalytischen Datierungen wird versucht, die Sedimente in die zehn gegliederten Zonen des Spät- und Postglazials einzuordnen, ohne daß die genauen Alter immer bestimmbar sind. Schwierig wird es besonders bei dem Vergleich von Ablagerungen der Seen, die einige hundert Meter Höhenunterschied aufweisen (z.B. Attersee bei 470 m N.N. und Halleswiessee bei 780 m N.N.). Aus diesem Grund sind die weniger als 6000 Jahre alten Sedimente des Halleswiessees mit denen des Attersees nicht vergleichbar und damit auch nicht genau datierbar.

Auch bei den ^{14}C -Datierungen limnischer Sedimente sind mehrere Faktoren wie Hartwassereffekt, mittlere Verweilzeit, Isotopenaustausch zwischen der Atmosphäre und dem Seewasser und Ursprung der organischen Substanz (terrestrisch oder limnisch) zu berücksichtigen.

Insgesamt sind die Standardabweichungen der ^{14}C -Altersbestimmungen nicht gering und können u.U. einige Jahrhunderte betragen. So muß man sich bei der Rekonstruktion der Klimageschichte des Spät- und Postglazials auf Zuordnung in die zehn gegliederten Zonen mit einer Genauigkeit im Jahrtausend-Bereich begnügen.

Die gewonnenen Erkenntnisse der Klimageschichte sollten nicht nur für die Paläolimnologie, sondern auch für die Vorhersage künftiger Klimaentwicklungen von Bedeutung sein. Dies kann jedoch durch die zunehmende anthropogene Umweltbelastung in Frage gestellt werden.

Die Verbrennung von Kohlenwasserstoffen und die weiträumige Abholzung der tropischen Urwälder treiben den Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre in die Höhe. Wenn der befürchtete Treibhauseffekt, der durch Treibgase und andere Gase (z.B. CH_4) noch verstärkt wird, mit seinen Auswirkungen auf die regionalen Klimaverhältnisse auftreten sollte, ist eine Vorhersage der zukünftigen Klimaentwicklung, die auf den Erkenntnissen der Klimaschwankungen der Vergangenheit basiert, möglicherweise obsolet.

Die atmosphärische Erwärmung, die die berechneten Klimamodelle, ohne Berücksichtigung ihrer Unsicherheitsfaktoren, für den Fall einer Verdoppelung des atmosphärischen Kohlenstoffdioxidgehaltes prognostizieren, ist größer als alle klimatischen Verschiebungen seit dem Ende der letzten Eiszeit.

XI LITERATURVERZEICHNIS

- ANTHONI, C., CHRISTOPHERSEN, J., MADSEN, J., WIUM-ANDERSEN & JACOBSEN, N. (1980): Biologically active sulphur compounds from the green alga *Chara globularis*.- *Phytochemistry*, **19**: 1228-1229; London.
- AMMANN, B. (1982): Säkulare Seespiegelschwankungen: wo, wie, wann, warum? - *Mitt. Natf. Ges.*, **39**: 97-109; Bern.
- (1985): Introduction and Palynology: vegetational history and core correlation at Lobsigensee (Swiss Plateau).- In: Lobsigensee - Late-glacial and Holocene Environments of a Lake on the Central Swiss Plateau.- *Diss. Bot.*, **87**: 127-134; Welten.
- BADER, R.G. (1955): Carbon and nitrogen relations in surface and subsurface marine sediments.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **7**: 205-211; London-New York.
- BECKER, B. & FRENZEL, B. (1977): Paläoökologische Befunde zur Geschichte Postglazialer Flußauen im südlichen Mitteleuropa.- In: FRENZEL, B. (Hrsg.): *Dendrochronologie und Postglaziale Klimaschwankungen in Europa*.- *Erdwiss. Forsch.*, **13**: 43-61; Wiesbaden.
- BEHBEHANI, A.R. (1984): Sedimentologische Untersuchungen im südlichen Teil des Attersees (Österr. Kt. 1:25000 Bl. 64/4 Unterach, Salzkammergut, Österreich), -Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Göttingen, 137 S.
- BEHBEHANI, A. R., HANDL, M., HORSTHEMKE, E., SCHMIDT, R. & SCHNEIDER, J. (1985 a): Possible lake level fluctuations within the Mondsee and Attersee.- In: DANIELOPOL, D., SCHMIDT, R. & SCHULTZE, E. (Eds): *Contributions to the paleolimnology of the Trumer lakes (Salzburg) and the lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria)*, 136-148; Österr. Akad. Wiss./Mondsee.
- BEHBEHANI, A.R., CHONDROGIANNI, C., MÜLLER, J., NIESSEN, F., SCHMIDT, H., SCHMIDT, R., SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H.G., STRACKENBROCK, I., STURM, M., WINDOLPH, H. (1985 b): Sediments and sedimentary history of the Attersee.- In: DANIELOPOL, D., SCHMIDT, R. & SCHULTZE, E. (Eds): *Contributions to the paleo-limnology of the Trumer lakes (Salzburg) and the lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria)*, 149-176; Österr. Akad. Wiss./Mondsee.
- BEHBEHANI, A.R., MÜLLER, J., SCHMIDT, R., SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H.-G., STRACKENBROCK, I. & STURM, M. (1986): Sediments and sedimentary history of Lake Attersee (Salzkammergut, Austria).- *Hydrobiologia*, **143**: 233-246; Dordrecht.
- BOBECK, M. & SCHMIDT, R. (1975): Pollenanalytische Untersuchung von Seebohrkernen des nordwestlichen Salzkammergutes und Alpenvorlandes.- *Linzer biol. Beitr.*, **7/1**, 5-34; Linz.
- BOCHTER, R., NEUERBURG, W. & ZECH, W. (1981): Humus und Humusschwund im Gebirge.- *Nationalpark Berchtesgaden Forschungsberichte*, **2**: 110 S.; Berchtesgaden.
- BORNEMANN, J.G. (1887): Geologische Algenstudien.- *Jb. Kgl. Pr. geol. L. A. für 1886*, 116-134; Berlin.
- BORTENSCHLAGER, S. (1984): Die Vegetationsentwicklung im Spätglazial: Das Moor beim Lanser See III, ein Typprofil für die Ostalpen.- *Diss. Bot.*, **72**: 71-79; Welten.
- CATTANEO, A. & KALFF, J. (1980): The relative contribution of aquatic macrophytes and their epiphytes to the production of macrophyte beds.- *Limnol. Oceanogr.*, **25**: 2: 280-289; Lawrence/Kansas.
- CHONDROGIANNI, C. & SCHMIDT, H. (1984): Sedimentologische Untersuchungen im Attersee-Nordbecken.- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Göttingen, 208 S.
- CORILLION, R. (1957): Les charophycées de France et d'Europe Occidentale.- *Bull. Soc. sc. Bret.*, **32**: 1-499; Rennes.
- 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; (Pergamon Press); London-New York-Paris-Los Angeles .
- (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures.- *Proc. Psoleto Conf. on stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*.- Pisa.
- CREVELLO, P.D., RINE, J.M. & LANESKY, D.E. (1981): A Method for impregnating unconsolidated Cores and Slabs of Calcareous and Terrigenous Muds.- *Journ. Sed. Petrol.*, **51/2**: 658-660; Miami.
- DANECKER, E. (1969): Bedenklicher Zustand des Mondsees im Herbst 1968. - *Österr. Fischerei*, **22**: 25-31; Mondsee.
- DAVIS, C.A. (1900): A contribution to the natural history of marl.- *J. Geol.*, **8**: 485-497.

- DIGERFELDT, G. (1972): The Post-glacial development of lake Trummen.- *Folia Limnologica Scandinavia*, **16**: 1-96; Oslo.
- DOKULIL, M. & JÄGER, P. (1985): General limnological characterization of the Trumer Lakes and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee.- In: DANIELOPOL, D., SCHMIDT, R. & SCHULTZE, E. (eds): Contributions to the Paleolimnology of the Trumer Lakes (Salzburg) and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee: Österr. Akad. Wiss.: 16-24; Mondsee.
- DRAXLER, I. (1977): Pollenanalytische Untersuchungen von Mooren zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte im Einzugsgebiet der Traun.- *Jahrb. Geol. B.A.*, **120/1**: 131-163; Wien.
- (1980): Das Quartär.- In: Geologische Bundesanstalt (Hrsg.): Der geologische Aufbau Österreichs, 56-69; (Springer) Wien, New York.
- (1987): Zur Vegetationsgeschichte und Stratigraphie des Würmspätglazials des Traungletschergebietes.- In: D. Van HUSEN (Hrsg.): Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich, eine Typregion des Würm-Glazials, Mitt. Komm. Quartär. Österr. Akad. Wiss., **7**: 37-49; Österr. Akad. Wiss., Wien.
- EICHER, U. (1979): Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasser-karbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse.- Diss. Phil. nat. Fak. Univ. Bern, 205 S.; Bern.
- ERLENKEUSER, H. & WILLKOMM, H. (1970): ^{13}C - und ^{14}C -Untersuchungen an Sedimenten des großen Plöner Sees.- *Arch. Hydrobiol.*, **85/1**: 1-29; Stuttgart.
- EYSTER, C. (1958): Bioassy of water from a concretion-forming marl lake.- *Limnol. Oceanogr.*, **3**: 455-458; Lawrence/Kansas.
- FINDENEGG, J. (1969): Die Eutrophierung des Mondsees im Salzkammergut.- In: Wasser- und Abwasserforschung, **4/69**: 139-144.
- FIRBAS, F. (1954): Die Synchronisierung der mitteleuropäischen Pollendiagramme.- *Danmarks Geol. Undersogelse II*, **80**: 12-21; Raekke.
- FLÖGL, H. (1976): Die Ringkanalisation am Attersee.- *ÖWW*, **28**, (9/10): 185-193; Wien.
- FOREL, F.A. (1901): Handbuch der Seenkunde.- 242 S.; Stuttgart.
- FORSBERG, C. (1964): Phosphorus, a maximum factor in the growth of characeae.- *Nature*, **201**, 517-518; London-New York.
- FRENZEL, B. (1977): Postglaziale Klimaschwankungen im südwestlichen Mitteleuropa.- In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa.- *Erdwiss. Forschung*, **13**: 297-322; Wiesbaden.
- (1980): Klima der letzten Eiszeit.- In: Klimaänderungen, Mensch und Lebensraum: Veröff. Joachim Jungius Ges. Wiss., **44**: 9-46; Hamburg.
- FRITSCH, F.E. (1965): The Structure and the Reproduction of the Algae. Vol. II. Foreword, Phaeophyceae, Rhodophyceae, Myxophyceae.- 939 pp.; (University Press), Cambridge.
- GAMPER, M. & SUTER, J. (1982): Postglaziale Klimageschichte der Schweizer Alpen.- *Geographica Helvetica*, **2**: 105-115; Bern.
- GOLUBIC, S. & SCHNEIDER, J. (1979): Carbonate dissolution.- In: TRUDINGER, P.A. & SWAINE, D.J. (Ed.): Biogeochemical cycling of mineral-forming elements. - *Studies in Environmental Science* **3**, 107-129; Elsevier, Amsterdam - Oxford - New York.
- GORTHNER, A. (1984): Gyraulus (Gastropoda; Planorbidae) im Steinheimer Becken und Ochridsee - ein Vergleich als Beitrag zur Kenntnis der Ökologie und Evolutionsbedingungen.- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Tübingen, 138 S.
- GYGER, M., MÜLLER von MOOS, M. & SCHINDLER, C. (1976): Untersuchungen zur Klassifikation spät- und nacheiszeitlicher Sedimente aus dem Zürichsee.- *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **56**: 387-406; Zürich.
- HAEMPEL, O. (1926): Zur Kenntnis einiger Alpenseen.- *Internat. Rev. ges. Hydrobiol.*, **15**, (5/6): 273-322.
- HALE, G.J. (1903): Theories of the origin of bog lime or marl.- *Geol. Surv. Mich.*, **8**: 41-64; Washington.
- HELBIG, J. (1987): Sedimentgeologische Kartierung im Mondsee und Untersuchungen zur Phosphor-Rücklösung an Sedimenten des Mondsees und des Obertrumer Sees (Österreich), (Österr. Kt. 1:25000, Bl. 63/2 Anthering, Salzburg; Bl. 64/1 Seekirchen, Salzburg; Bl. 65/3 Mondsee, Salzkammergut, Österreich).- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Göttingen, 102 S.

- HERRMANN, A.G. & KNAKE, D. (1973): Coulometrische Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Carbonat- und Nichtcarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen.- Z. Anal. Chem., 266: 196-201; Berlin-Heidelberg-New York-München.
- HOEFS, J. (1980): Stable Isotope geochemistry.- 2nd. Ed., 203 S., (Springer) Berlin.
- HOINKES, H. (1970): Methoden und Möglichkeiten von Massenhaushaltsstudien auf Gletschern. Ergebnisse der Meßreihe Hintereisferner (Ötztaler Alpen) 1953-1968.- Z. f. Glkde. u. Glaz. Geol., 6: 37-90; Innsbruck.
- HORSTHEMKE, E. (1986): Sedimentologische Untersuchungen zum Problem von Seespiegel-schwankungen im Bereich der neolithischen Siedlung der Station See im Mondsee (Salzkammergut, Österreich), (Österr. Kt. 1:25000, Bl. 65/3 Mondsee, Salzkammergut, Österreich), 114 S.
- Van HUSEN, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal.- Jb. Geol. B.-A., 120: 1-130; Wien.
- (1979): Verbreitung, Ursachen und Füllung glazial übertiefer Talabschnitte an Beispielen in den Ostalpen.- Eiszeitalter & Gegenwart, 29: 9-22; Oehringen/Wuertt.
- (1987): Die Entwicklung des Traungletschers während des Würm-Glazials.- In: Van HUSEN, D. (Hrsg.): Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich, eine Typregion des Würm-Glazials, 7: 19-35; Mitt. Komm. Quartärf. Österr. Akad. Wiss., Wien.
- HUTCHINSON, G.E. (1975): A Treatise on Limnology. Vol. III. Limnological Botany.- 660 pp.; (John Wiley & Sons), New York-London-Sydney-Toronto.
- JAAG, O. (1949): Die neuere Entwicklung und der heutige Zustand der Schweizer Seen.- Verh. Internat. Verein. Limnol., 10: 192-209; Stuttgart.
- JAGSCH, A. (1980): Untersuchungen von Mondsee und Irrsee 1979.- Arb. Lab. Weyregg, 4: 127-152; Weyregg.
- JAGSCH, A. & MEGAY, K. (1982): Mondsee.- In: Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft (Ed.): Seenreinhaltung in Österreich, Wasserwirtschaft, 6: 155-163; Wien.
- JANIK, C. V., (1969): Die Pfahlbausiedlung See/Mondsee im Blickfeld landschaftlicher Forschung. -Jb. Oberöstr. Musealverein, 224: 181-200; Linz.
- JANOSCHEK, W. (1964): Geologie der Flyschzone und der helvetischen Zone zwischen Attersee und Traunsee.- Jb. d. Geol. Bundesanstalt, 107: 161-214; Wien.
- JONES, J.G. (1982): Activities of Aerobic and Anaerobic Bacteria in Lake Sediments and their Effect on the Water Column.- In: NEDWELL, D.B. & BROWN, C.M. (ed.): Sediment Microbiology.- Academic Press, 107-145; London.
- JOOS, M. (1982): Swiss midland-lakes and climatic changes. In: HARDING, A. (Ed.): Climatic change in later prehistory: Univ. Press, 44-51; Edinburgh.
- KAYSER, E. (1912): Lehrbuch der Geologie. In 2 Teilen. 1. Teil. Allgemeine Geologie.- 4. Auflage, Enke, 881 S.; Stuttgart.
- KEITH, M.L., ANDERSEN, G.M. & EICHLER, R. (1964): Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh-water environments.- Geochim. Cosmochim. Acta, 28: 1757-1780; Oxford-London-New York-Paris.
- KELLER, F. (1854): Die keltischen Pfahlbauten in den Schweizerseen. Pfahlbauten. -Erster Bericht. Mitteil. antiqu. Ges. Zürich, -2. Aufl. 1865, 9: 80-85; Zürich.
- KELTS, K. & HSÜ, K.J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. - In: LERMAN, A. (Ed.): Lakes. Chemistry, geology, physics: 363 pp., 295-323; Springer, New York-Berlin-Heidelberg.
- KERR, P.C., BROCKWAY, D.L., PARIS, D.F. & CRAVEN, S.E. (1973): Carbon cycle in sediment-water systems.- J. Environm. Qual., 2/1: 46-52; Madison/Wisconsin.
- KRAUSE, W. (1976): Characeen aus Bayern. Teil 1.- Ber. Bayer. Bot. Ges., 47: 229-257.
- KUSNETZOW, S.I. (1935). Microbiological researches in the study of the oxygenous regime of lakes.- Mitt. int. Ver. Limnol., 7: 562-582; Stuttgart.
- LANG, G. (1968): Vegetationsänderungen am Bodenseeufer in den letzten hundert Jahren. - Schr. Ver. Geschichte des Bodensees, 26: 295-319.
- LERMAN, J.C. (1974): Isotope "Paleothermometers" on continental Matter: Assessment.- Colloqu. Int. du C.N.R.S., 219: 163-181; Paris.
- LINZ, E. & MÜLLER, G. (1981): Isotopen-geochemische Untersuchungen an Mollusken-Schalen verschiedener Seen Mitteleuropas.- TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt., 29: 55-65; Tschermak.

- MAGNY, M. (1982): Atlantic and Subboreal: dampness and dryness?- In: HARDING, A. (Ed.): Climatic change in later prehistory: Univ. Press, 33-43; Edinburgh.
- McCREA J.M. (1950): The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale.- J. Chem. Phys. 18: 849; Lancaster.
- MEISCHNER, K.D. & RUMOHR, J. (1974): A light-weight, high-momentum gravity corer for subaqueous sediments.- *Senckenbergiana marit.*, 6, (1): 105-117; Frankfurt.
- MERKT, J. (1971): Zuverlässige Auszählungen von Jahresschichten in Seesedimenten mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen.- *Arch. Hydrobiol.*, 69: 145-154; Stuttgart.
- MERKT, J., LÜTTIG, G., & SCHNEEKLOTH, H. (1971): Vorschlag zur Gliederung und Definition der limnischen Sedimente.- *Geol. Jb.*, 89: 607-623; Hannover.
- MINDER, L. (1922): Über biogene Entkalkung im Zürichsee.- *Verh. Internat. Ver. theor. u. angew. Limnol.*, 1: 20-32; Zürich.
- MOOG, O. & MEGAY, K. (1982): Attersee.- In: Seenreinhaltung in Österreich, Limnologie, Hygiene, Maßnahmen, Erfolge; Informationsschrift Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft (BMLF): 164-172; Wien.
- MUCH, M. (1872): Erster Bericht über die Auffindung eines Pfahlbaues im Mondsee. *MAG*, 2: 203-206.
- MÜLLER, G. (1961): Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten.- *N. Jb. Miner. Mh.*, 7: 148-163; Stuttgart.
- (1966): Die Sedimentbildung im Bodensee.- *Die Naturw.*, 53, (10): 237-247; Berlin-Heidelberg-New York.
- (1971): Sediments of Lake Constance.- In: MÜLLER, G. (Ed.): *Sedimentology of parts of Central Europe*, Guidebook: 237-252; Kramer, Frankfurt/M..
- MÜLLER, G., DOMINIK, J., SCHRÖDER, G., & SCHNEIDER, J. (1983): Zur Chronologie anthropogener Schwermetalle in den Sedimenten des Attersees (Österreich).- *TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 31: 193-206; Springer, Tschermak.
- MÜLLER, GÜ. (1979): Grundlagendaten für Fuschlsee, Mondsee und Attersee sowie das gesamte Einzugsgebiet. - *Arb. Lab. Weyregg*, 3: 10-14; Weyregg.
- MÜLLER, GU. (1972): Das Gebiet des Halleswiesensees im Salzkammergut.- *OÖ. Heimatblätter* 26: 1/2, 47-53.
- MÜLLER, J., SCHMIDT, R., SCHMID, A.M., FROH, J. (1985): Die postglaziale Entwicklungs-geschichte des Funtensees (palynologische, sedimentologische und paläolimnologische Untersuchungen eines Bohrkerns).- In: Nationalpark Berchtesgaden. *Gem. Veröff. des österr. und deutsch. MaB-6 -Beitrags*, Forschungsbericht 7: 67-88; Berchtesgaden.
- MÜLLNER, J. & SIMONY, F. (1895): Die Seen des Salzkammergutes.- In: PENCK, A. & RICHTER, E. (Hrsg.): *Atlas der österreichischen Alpenseen*; Hölzel, Wien.
- MÜLLNER, J. (1896): Die Seen des Salzkammergutes und die österreichische Traun. Erläuterungen zu Lieferung I des österreichischen Seenatlas.- *Geogr. Abh.*, 6, (1): 114 S.; Berlin.
- NAUMANN, E. (1930): Einführung in die Bodenkunde der Seen.- In: THIENEMANN, A. (Hrsg.): *Die Binnengewässer*, 2: 126 S.; Stuttgart.
- Del NEGRO, W. (1969): Bemerkungen zu den Kartierungen L. WEINBERGERS im Traungletscher-gebiet (Attersee- und Traunseebereich).- *Verh. Geol. B.-A.*, 1: 12-15; Wien.
- NIESSEN, F. (1981): Sedimentologische Untersuchungen vor dem Weißenbach-Delta im Südbecken des Attersees.- Unveröff. Diplomarbeit, Göttingen, 124 S.
- OBENLÜNESCHLOSS, J. (1986): Die Sedimente des Sempachersees, Entwicklung vor und nach der Eutrophierung (Schweiz. Kt. 1:25000, Blatt 1129 Sursee, 1130 Hochdorf, Alpenvorland, Schweiz).- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Göttingen, 130 S.
- OBERDORFER, E. (1928): Lichtverhältnisse und Algenbesiedlung im Bodensee.- *Z. Bot.*, 20: 465-568.
- OFFENBERGER, J., RUTTKAY, E., SCHMIDT, R., CHONDROGIANNI, C., NIESSEN, F., SCHNEIDER, J. & STOJASPAL, F. (1981): Stratigraphische Untersuchungen im Bereich der neolithischen Station Weyregg I am Attersee.- *Fundberichte aus Österreich*, 20: 191-222; Wien.
- OFFENBERGER, J. (1981): Die "Pfahlbauten" der Salzkammergutseen.- In: *Das Mondseeland- Geschichte und Kultur*: 295-357; O.Ö. Landesverlag Linz.
- (1985): Investigations of an underwater excavation and a detailed survey within the neolithic settlement of See/Mondsee.- In: DANIELOPOL, D., SCHMIDT, R., SCHULZE, E. (Eds.): *Contributions to the paleo-*

- limnology of the Trumer Lakes (Salzburg) and the Lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria), 132-135; Österr. Akad. Wiss./Mondsee.
- PASSARGE, S. (1904 a): Die Kalkschlammablagerungen in den Seen von Lychen, Uckermark.- Jb. preuß. Geol. L. A. f. 1901, 22: 79-146; Berlin.
- PATZELT, G. & BORTENSCHLAGER, S. (1973): Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Neuedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen).- Z. Geomorph. N. F. Suppl., 16: 25-72; Berlin-Stuttgart.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter.- 393 S.; Leipzig.
- PIA, J. (1912): Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen.- Jb. Geol. Reichsanst., 62: 557-612; Wien.
- (1926): Pflanzen als Gesteinsbildner.- 355 S.; Borntraeger, Berlin.
- (1933 a): Die rezenten Kalksteine.- Z. Kristallogr., Mineral. Petrogr., Abt. B. Ergänzungs-band, 420 S.; Leipzig.
- (1933 b): Kohlensäure und Kalk.- Die Binnengewässer, 13: 183 S.; Stuttgart.
- PIKA, J. (1982): Zur Isotopengeochemie und Mineralogie der lacustrinen Ablagerungen im Zürichsee und im Schwarzen Meer.- Diss. ETH, Zürich, 232 S.; Zürich.
- PLÖCHINGER, B. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wolfgangseegebietes (1:25000) - Geologische Bundesanstalt Wien, 92 S.; Wien.
- PRESLEY, B. & KAPLAN, I. (1968): Changes in dissolved calcium sulfate and carbonate from interstitial water of near-shore sediments.- Geochim. Cosmochim. Acta 32: 1037-1048; Oxford-London-New York-Paris.
- RAMANN, E. (1896): Organogene Ablagerungen der Jetztzeit.- N. Jb. Min., Beil., 10: 119-166; Stuttgart.
- (1906): Einteilung und Benennung der Schlammablagerungen.- Z. Deut. geol. Ges. Monatsber., 58: 174-183; Berlin.
- REINERTH, H. (1922): Die Pfahlbauten des Bodensees im Licht der neuesten Forschung. - Schriften Bodensee-Geschver.: 50 S.
- RÖHRS, J. (1986): Salzburger Vorlandseen, Sedimentations- und Eutrophierungsgeschichte, Sedimentchemische Untersuchungen für ein Sanierungskonzept.- Documenta Naturea, 31: 105 S.; München.
- ROSENAUR, F. (1947): Wasser und Gewässer in Oberösterreich. - Schriftenreihe d. Oberösterr. Landesbaudirektion, 1: 1-256; Linz.
- RUDLOFF, v.H. (1980): Die Klimaentwicklung in den letzten Jahrhunderten im mitteleuropäischen Raume (mit einem Rückblick auf die postglaziale Periode).- In: OESCHGER, H., MESSERLI, B. & SVILAR, M. (Hrsg.): Das Klima: 296 S.; (Springer), Berlin-Heidelberg- New York.
- RUTTNER, F. (1947): Zur Frage der Karbonatassimilation der Wasserpflanzen, 1. Teil: Die beiden Haupttypen der Kohlenstoffaufnahme.- Österr. Bot. Z., 94: 265-294; Wien.
- SAIJO, Y. & HANYA, T. (1953): Studies on lake deposits (I). Organic content of lake deposits in Japan.- Geog. Rev. Jap., 26: 595-606; Tokyo.
- SCHADLER, J. (1959): Zur Geologie der Salzkammergutseen.- Schr. Österr. Fischerverb. 2: 36-54; Salzburg.
- SCHINDLER, C. (1971): Geologie von Zürich und ihre Beziehung zu Seespiegelschwankungen.- Vierteljahresschrift d. Naturf. Ges., 116: 284-315; Zürich.
- (1976): Eine geologische Karte des Zürichsees und ihre Deutung.- Ecologiae geol. Helv., 69/1: 125-138; Zürich.
- SCHMEIDL, H. (1972): Zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Nordrand der bayer. Voralpen.- Ber. Deutsch. Bot. Ges., 85/1-4: 79-82; Berlin.
- SCHMIDT, R. (1981): Grundzüge der spät- und postglazialen Vegetations- und Klimageschichte des Salzkammergutes (Österreich) aufgrund palynologischer Untersuchungen von See- und Moorprofilen.- Mitt. Kommission Quartär. Österr. Akad. Wiss., 3: 96 S.; Wien.
- SCHNEIDER, J. (1977): Carbonate construction and decomposition by epilithic and endolithic micro-organisms in salt- and freshwater.- In: FLÜGEL, E. (Ed.): Fossil Algae.- 248-260; (Springer), Berlin-Heidelberg-New York.
- SCHNEIDER, J., SCHRÖDER, H. G., LE CAMPION-ALSUMARD, TH. (1983): Algal Micro-Reefs-Coated Grains from Freshwater Environments.- In: PERYT, T.M. (Ed.): Coated Grains: 284-298; Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

- SCHNEIDER, J., MÜLLER, J., STURM, M. (1987): Die sedimentologische Entwicklung des Attersees und des Traunsees im Spät- und Postglazial.- In: Van HUSEN, D. (Hrsg.): Das Gebiet des Traungletschers, Oberösterreich, eine Typregion des Würm-Glazials, Mitt. Komm. Quartärf. Österr. Akad. Wiss., 7: 51-78; Österr. Akad. Wiss., Wien.
- SCHRÖDER, H.G. (1982): Biogene benthische Entkalkung als Beitrag zur Genese limnischer Sedimente. Beispiel: Attersee (Salzkammergut, Oberösterreich).- Diss. Math. Nat. Fak. Univ. Göttingen, 178 S.; Göttingen.
- SCHRÖDER, H.G., WINDOLPH, H. & SCHNEIDER, J. (1983): Bilanzierung der biogenen Karbonatproduktion eines oligotrophen Sees (Attersee, Salzkammergut - Österreich).- Arch. Hydrobiol., 97, (3): 356-372; Stuttgart.
- SCHRÖTER, C. & KIRCHNER, O. (1896): Die Vegetation des Bodensees I. - Schr. Ver. Geschichte d. Bodensees, 25: 1-122.
- SHARPIRO, L. & BRANNOCK, W.W. (1962): Rapid Analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks.- U.S. Geol. Surv. Bull., 1144-A; Washington.
- SIEGENTHALER, U. (1979): Stable hydrogen and oxygen isotopes in the water cycle.- In: JÄGER, E. & JUNZIKER, J.C. (Eds.): Lectures in isotope geology, 264 p; (Springer), Berlin-Heidelberg-New York.
- SIEGENTHALER, U. & EICHER, U. (1985): Stable isotopes of carbon and oxygen in carbonate sediments of Lobsigensee. In: Lobsigensee - Late-glacial and Holocene Environments of a Lake on the Central Swiss Plateau.- Diss. Bot., 87: 162-164; Welten.
- SIMONY, F. (1850): Die Seen des Salzkammergutes. - Sitzungsber. Kaiserl. Akad. Wiss., math. nat. Classe, 543-566; Wien.
- SLUPETZKY, H. (1975): Geomorphologische Beschreibung und Erläuterung.- Zu: FINSTER-WALDER, R., NEUGEBAUER, G & SLUPETZKY, H.: Alpen. Nördliche Flysch- und Kalkalpen, Kartenprobe 2: Alpiner Talsee mit Wildbach und Schwemmkegel, Wolfgangsee. - Landformen im Kartenbild. Topographisch-Geomorphologische Kartenprobe 1:25000: 11-26; Braunschweig.
- SPENGLER, E. (1911): Die Schafberggruppe.- Mitt. Geol. Ges., 4: 181-275; Wien.
- SPENGLER, E. & PIA, J. (1924): Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut.- Samml. geol. Führer, 26: Borntraeger, Berlin.
- STRACKENBROCK, I. (1985): Sedimentologische Untersuchungen im mittleren Teil des Attersees. (Österr. Kt. 1:25000, Bl. 64/4 Unterach, Salzkammergut, Oberösterreich).- Unveröff. Diplomarbeit Univ. Göttingen, 89 S.
- STUMM, W. & MORGAN, J. (1981): Aquatic Chemistry.- Wiley Interscience, 563 pp.; New York.
- STURM, M. (1984): Suspended particles in lakes.- EAWAG-News, 16/17: 3-6; Dübendorf/Zürich.
- TENNANT, C.B. & BERGER, R.W. (1957): X-ray determination of dolomite-calcite ratios of carbonate rocks.- Am. Mineralogist, 42: 23-29; Washington.
- TICHY, G. (1985): General observations on the geology of the piedmont lake area.- In: DANIELOPOL, D., SCHMIDT, R. & SCHULTZE, E. (Eds.): Contributions to the paleo-limnology of the Trumer lakes (Salzburg) and the lakes Mondsee, Attersee and Traunsee (Upper Austria), 1-8, Österr. Akad. Wiss./Mondsee.
- UNGEMACH, H. (1960): Sedimentchemismus und seine Beziehungen zum Stoffhaushalt in 40 europäischen Seen.- Diss., Christian-Albrechts-Universität Kiel, 420 S.; Kiel.
- UREY, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances.- Journ. Chem. Society, 98: 562-581; London.
- UREY, H.C., LOWENSTAM H.A., EPSTEIN, S. & MCKINNEY, C.R. (1951): Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the Southeastern United States.- Bull. Geol. Soc. Am., 62: 399 pp; New York.
- WALTHER, J. (1894): Lithogenesis der Gegenwart. Dritter Teil einer Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft.- 518 S.; Jena.
- WEINBERGER, L. (1955): Exkursion durch österreichische Salzachgletschergebiete und die Moränengürtel der Irsee- und Attersee-Zweige des Traungletschers.- Verh. Geol. B. A. Sonderheft D: 7-40; Wien.
- WENZEL, W. (1956): Aufschluß des Bodens mit Salpetersäure und Perchlorsäure zur Bestimmung der Gesamtphosphorsäure im Boden unter Verwendung der Vanadat-Molybdat-Methode.- Z. Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 75: 216-222; Weinheim/Bergstraße.
- WERNER, F. (1966): Herstellung von ungestörten Dünnschliffen aus wassergesättigten, pelitischen Lockersedimenten mittels Gefriertrocknung.- Meyniana, 16: 107-122; Kiel.

- WESENBERG-LUND, C. (1901): Studier over sokalk, Bonnemaim og Sogyte; danske Indsoer.- Meddel. dansk. geol. Foren., 7: Kobenhavn.
- WETZEL, R.G. (1960): Marl encrustation on hydrophytes in several Michigan lakes.- *Oikos*, 11/2: 223-236; Copenhagen.
- WINDOLPH, H. & SCHNEIDER, J. (1981): Untersuchungen zu den sedimentliefernden Prozessen und zur Sedimentationsgeschichte des Attersees.- *Arb. Lab. Weyregg*, 5: 175-180; Weyregg.
- WOOD, R. & IMAHORI, K. (1965): Revision of the Characeae. First Part Monograph of the Characeae.- 904 pp.; (Verlag von J.Cramer), Weinheim.
- Graf WURMBRAND, G. (1875): Ergebnisse der Pfahlbau-Untersuchungen. III. *MAG.* 5: 119 S.
- ZÜLLIG, H. (1985): Pigmente phototropher Bakterien in Seesedimenten und ihre Bedeutung für die Seenforschung.- *Schweiz. Z. f. Hydrol.*, 47/2: 87-126; (Birkhäuser Verlag), Basel-Boston-Stuttgart.

XII METHODIK

XII.1 Geländearbeiten/Probennahme

Die Entnahme von Fall-Lot-Kernen erfolgte auf einem mit Geräten ausgerüsteten Schlauchboot (Wiking CAT 2). Die Kolben-Lot-Kerne wurden von einer Plattform aus mit einer Mast- und Windenkonstruktion (WEMAG-Winde, Honda-Motor) entnommen. Die Stationen wurden mit einem Sextanten eingepeilt. Zur Entnahme von Algenproben und zur Beobachtung der Sublitoral-Zonen wurde getaucht.

XII.1.1 Zufluß- und Schotterproben

Die Zufluß- und Schotterproben wurden mit einem Löffel während der Niedrigwässer aus den jeweiligen Bachbetten entnommen und in Plastikbehälter eingefüllt.

XII.1.2 Sediment-Kerne

Die Fall-Lot-Kerne wurden mit einem Fall-Lot (6 cm Durchmesser, nach MEISCHNER & RUMOHR 1974) mit durchsichtigen PVC-Glasrohren entnommen. Die Kerne wurden, luftdicht verschlossen, in einem Kühlraum bei 4°C zur Weiterverarbeitung gelagert. Mittels Metallkassetten (50 x 15 x 10 cm) wurden von Tauchern aus der Unterwassergrabung der Station See (Mondsee) vertikale Profilstiche entnommen. Jeder Profilabschnitt besitzt eine Länge von 100 cm (2 direkt übereinander entnommene Kassetten). Für die pH/Eh-Messungen wurden spezielle Lochkerne angefertigt. Auf zwei gegenüberliegenden Seiten, versetzt in 2,5 cm Abständen, wurden Löcher in PVC-Röhren gebohrt und mit Tesa-Band wasserdicht verklebt. Die Kolben-Lot-Kerne wurden mittels eines modifizierten Kullenberg-Lotes (Limnologisches Institut Mondsee) (Kerndurchmesser 36 bzw. 60 mm) entnommen.

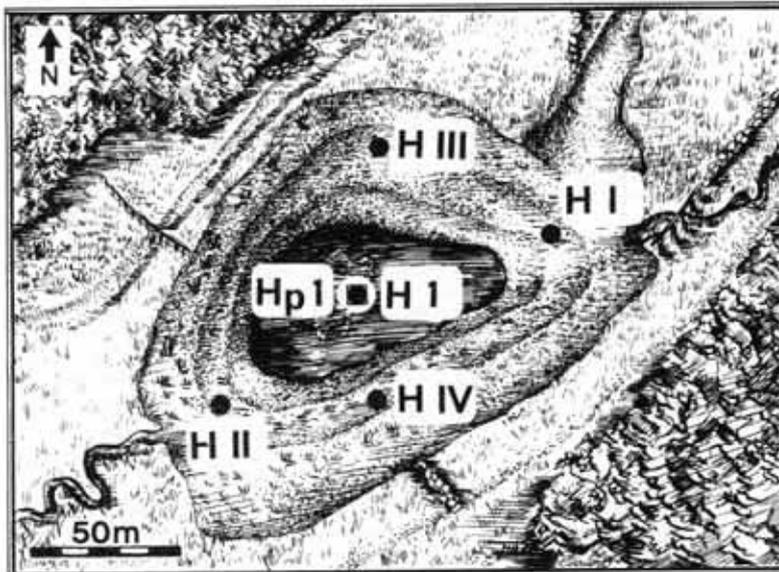


Abb. 48: Die Probennahmestationen im Halleswiesee.

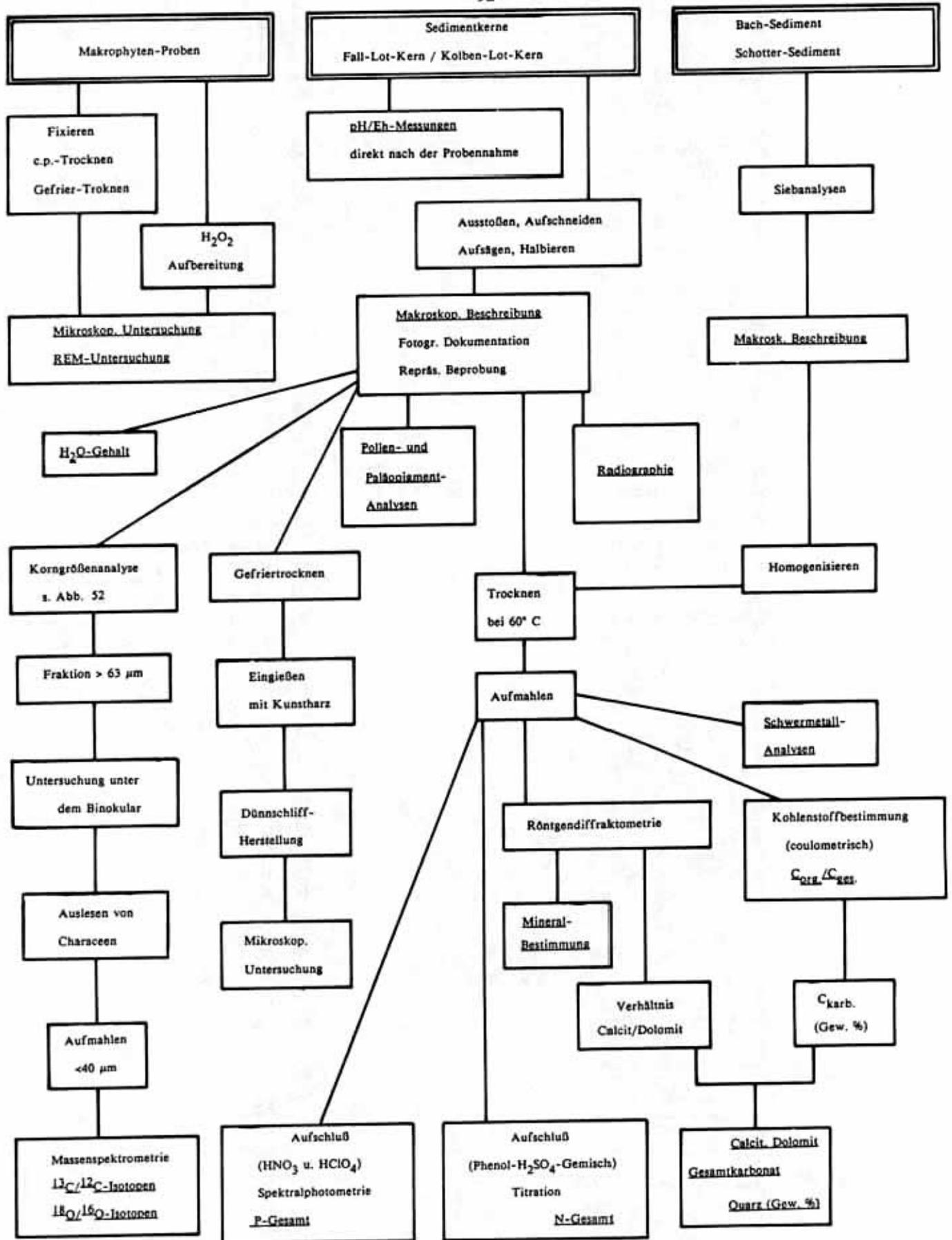


Abb. 49: Schematische Darstellung der Sedimentaufbereitung und Analytik.

XII.2 Laboruntersuchungen

Die verschiedenen Untersuchungsschritte sind in Abb. 49 als Flußdiagramm zusammengestellt. Die einzelnen Methoden werden im folgenden näher erläutert.

XII.2.1 Die Verarbeitung von Sedimentkernen

XII.2.1.1 Sedimentkerne

Nach dem Ausstoßen bzw. Zersägen wurden die Kerne der Länge nach mit einem Elektrolyse-Messer (Bau: Dr. H. TORUNSKI, Gö.) in zwei Teile aufgeschnitten, photographiert und beschrieben. Danach folgte die gezielte Probenahme (ca. 10 g Naßgewicht) an einer Hälfte des Kerns mit einem Spatel. Für die Pollenanalyse wurde 1 cm³ der jeweiligen Lagen entnommen. Die andere Hälfte wird im Kühlraum bei +4°C aufbewahrt.

XII.2.1.2 pH/Eh-Kerne

XII.2.1.2.1 pH/Eh-Messungen

Die Messung an den pH/Eh-Kernen erfolgte unmittelbar nach der Kernentnahme am Seeufer. pH- und Redoxpotential wurden mittels einer pH-Elektrode (Einstabmeßkette, Typ LOT 405 M 8, Fa. Ingold, Frankfurt/Main) bzw. Eh-Elektrode (Einstabmeßkette, Typ Pt 4800 M 5, Fa. Ingold) und einem tragbaren Meßgerät (Typ Portamess 902, Fa. Knick, Berlin) gemessen. Die pH-Elektroden-Eichung erfolgte über Pufferlösungen mit dem pH-Wert 4,7; 7 und 9 (Fa. Ingold). Die Eichung der Pt-Elektrode wurde mit einer gesättigten Lösung von Chinhydrin in pH 4 Pufferlösung mit dem Sollwert von +228 mV bzw. in Redox-Puffer (Ingold) durchgeführt. Die Temperatur wurde mit einem elektronischen Meßfühler und einem Tasto-therm-Gerät (Fa. Braun) gemessen.

XII.2.1.2.2 Auswertung der pH/Eh-Messungen

Die Auswertung der Meßdaten erfolgte über ein von Dipl. Geol. J. HELBIG angefertigtes Rechenprogramm. Für jeden Kern sind die pH/Eh-Daten zusammen mit dem ΔEh (Veränderungen des Eh zwischen zwei Meßpunkten in mV/cm) gegen die Tiefe des Meßpunktes im Sediment in Kurven dargestellt.

Die Eh-Werte werden nach STUMM & MORGAN (1981) zur einfacheren Interpretation in $p\epsilon$ -Werte nach der Beziehung

$$p\epsilon = \frac{Eh \times F}{2,3 RT}$$

umgerechnet (vgl. Abb. 47).

Dabei gilt: R = Gaskonstante, T = Temperatur in Grad Kelvin, F = Faradaykonstante

Die $p\epsilon$ -Werte entsprechen dem negativ dekadischen Logarithmus der Elektronenaktivität. Die Elektronenaktivität ist ein Maß für die Reduktionsintensität eines Milieus. Ein oxidierendes Milieu wird durch hohe $p\epsilon$ -Werte bzw. niedrige Elektronenkonzentrationen angezeigt. Die $p\epsilon$ -Werte sind Temperatur-unabhängig und können innerhalb eines Kernprofils miteinander verglichen werden.

XII.2.2 Die Vorbereitung der Proben

Die Proben wurden für die geochemischen Analysen und röntgendiffraktometrischen Untersuchungen homogenisiert (Ultraschallbehandlung der Kernproben) und bei 60°C getrocknet. Anschließend wurden sie mit einem Achat-handmörser bzw. in einer Kugelmühle fein (<40 µm) gemahlen.

XII.2.3 Die Bestimmung von Gesamt-, Karbonat- und Nichtkarbonat-Kohlenstoff

Der Gehalt an Gesamt-, Karbonat-, und Nichtkarbonat-Kohlenstoff wurde coulometrisch nach HERRMANN & KNAKE (1973) ermittelt (Coulomat Fa. Ströhlein & CO, Düsseldorf, Coulostat und Titrator Fa. Metrohm, Herisau). Dabei wird zuerst der Gehalt an Gesamtkohlenstoff bestimmt. Unabhängig von der Gesamtkohlenstoffbestimmung erfolgt die Analyse des Nichtkarbonatkohlenstoffs. Aus der Differenz der beiden Analysenwerte ergibt sich der Gehalt an Karbonatkohlenstoff. Der Nichtkarbonatkohlenstoff wird hier als organischer Kohlenstoff betrachtet, da andere Kohlenstoffmodifikationen in den Seesedimenten praktisch nicht vorkommen.

XII.2.4 Röntgendiffraktometrie

Die Proben wurden mit einem Diffraktometer mit CuK_α -Strahlung bei 40 KV und 30 mA und einer Geschwindigkeit von 1 Grad/Minute gemessen (Filter: Ni, Divergenzschlitz: 1 Grad, Papiergeschwindigkeit: 600 mm/h, Calibrierung: $11-4 \times 10^3$).

Die Auswertung der Röntgendiagramme erfolgte nach TENNANT & BERGER (1957), wobei die von BEHBEHANI (1984) angefertigte Eichkurve benutzt wurde. Diese Eichkurve zeigt im Vergleich mit der Eichkurve von TENNANT & BERGER (1957) eine Abweichung von bis zu 10 % (s. Abb. 50). HELBIG (1987) stellte eine Eichkurve nach NIESEN (1981) auf, berechnet mit den Daten von BEHBEHANI (1984) (s. Abb. 51).

Qualitativ konnten von den Feldspäten hauptsächlich Albit und Mikroklin und von den Tonmineralen Chlorit, Muskovit, Montmorillonit, Illit und Kaolinit identifiziert werden. Als ein drittes Karbonatmineral wurde Siderit (FeCO_3) festgestellt, das frühdiagenetisch im Sediment gebildet wird (vgl. Kap. IX).

XII.2.5 Berechnung von Dolomit, Calcit und Gesamtkarbonat

Durch die röntgendiffraktometrische Bestimmung des Calcit/Dolomit-Verhältnisses lassen sich die Gehalte an Calcit, Dolomit und Gesamtkarbonat mit Hilfe der durch die coulometrische Bestimmung bekannt gewordenen Calciumkarbonat-Werte quantitativ bzw. semiquantitativ bestimmen, wie die folgende stöchiometrische Rechnung zeigt:

$$100 \% \text{ CaCO}_3 = 12 \% \text{ C}$$

$$100 \% \text{ Ca Mg}(\text{CO}_3)_2 = 13,02 \% \text{ C}$$

So lassen sich zwei Faktoren für Calcit bzw Dolomit ausrechnen.

$$(1) \text{ Calcit} = (100 : 12) \times \text{C-cc} \rightarrow \text{Cc} = 8,33 \times \text{C-cc}$$

$$(2) \text{ Dolomit} = (100) : 13,02) \times \text{C-dol} \rightarrow \text{Dol} = 7,68 \text{ C-dol}$$

$$(\text{Cc} = \text{Calcit}, \text{C-cc} = \text{Kohlenstoff von Calcit}, \text{Dol} = \text{Dolomit}, \text{C-dol} = \text{Kohlenstoff von Dolomit})$$

Die Faktoren ergeben sich aus:

$$\text{Molgew. Calcit} : 12 = 100 : 12 = 8,33$$

$$\text{Molgew. Dolomit} : 24 = 184,4 : 24 = 7,68$$

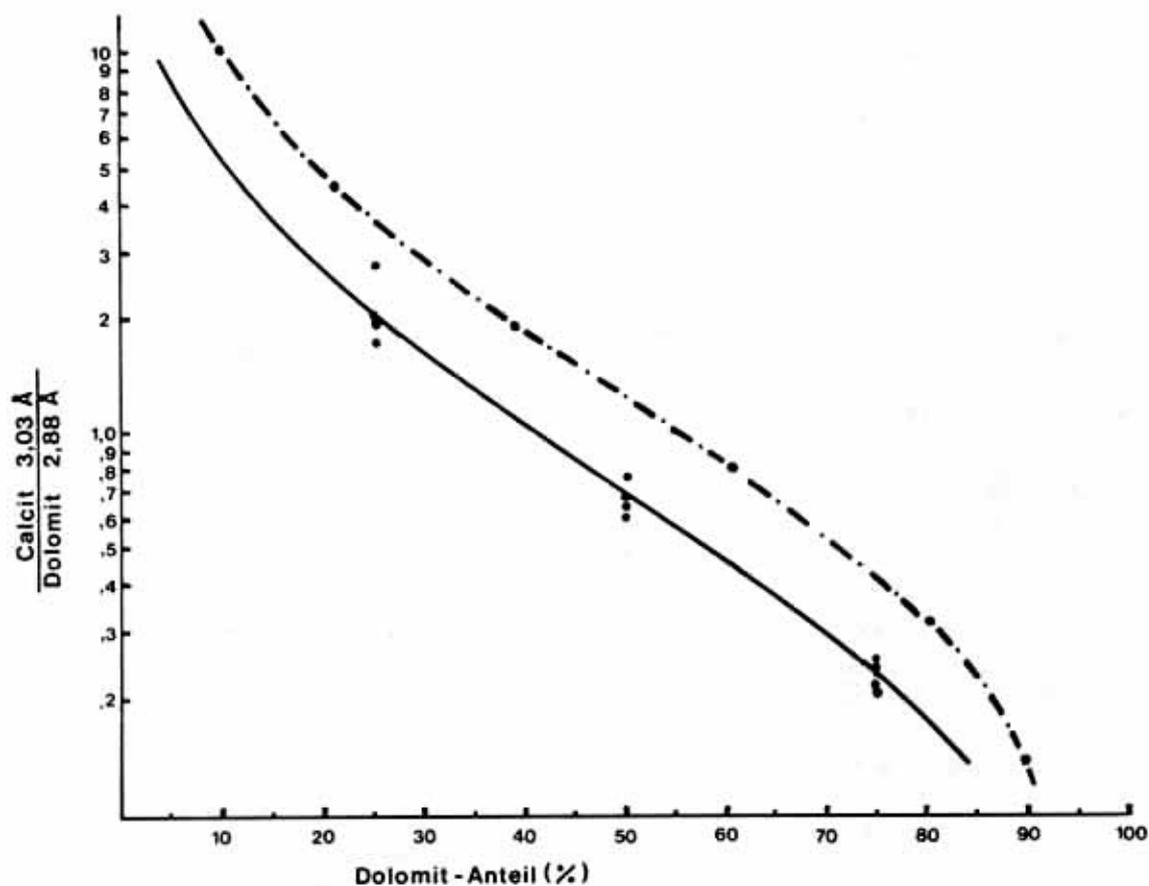


Abb. 50: Bestimmung des Calcit-Dolomit-Verhältnisses auf Grund der Intensitäten der jeweils stärksten Calcit- und Dolomit-Linie. Unterbrochene Linie: Eichkurve von TENNANT & BERGER (1957); durchgezogene Linie: Eichkurve von BEHBEHANI (1984).

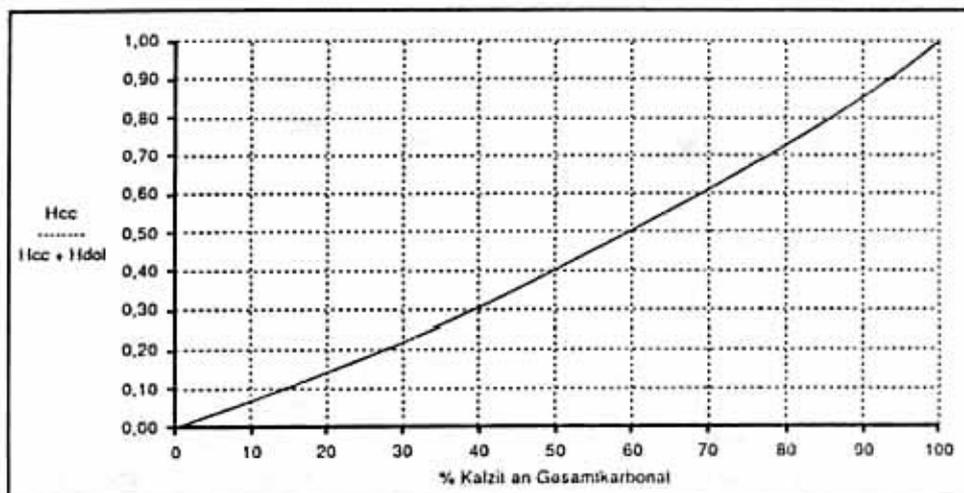


Abb. 51: Die Eichkurve nach NIESSEN (1981), berechnet mit Daten von BEHBEHANI (1984), aus HELBIG (1987).

Aus der Röntgenauswertung ist das Verhältnis Calcit/Dolomit bekannt:

$$\text{Calcit} : \text{Dolomit} = a$$

Für Calcit und Dolomit werden die Gleichungen (1) und (2) eingesetzt:

$$8,33 \times \text{C-cc} = a \times 7,68 \times \text{C-dol}$$

$$\text{C-cc} = \frac{(a \times 7,68) \times \text{C-dol}}{8,33} \quad \hat{a} \times 7,68 : 8,33 = b$$

$$(3) \text{ C-cc} = b \times \text{C-dol}$$

Aus den coulometrischen Analysen ist der Gehalt an Karbonatkohlenstoff (C-Karb.) bekannt:

$$(4) \text{ C-Karb.} = F \quad \hat{\text{C-cc} + \text{C-dol} = F}$$

Für C-cc wird aus der Gleichung (3) $b \times \text{C-dol}$ in die Gleichung 4 eingesetzt:

$$(b \times \text{C-dol}) + \text{C-dol} = F$$

$$(b + 1) \times \text{C-dol} = F$$

$$\text{C-dol} = F : (b + 1) = M$$

Aus der Differenz von C-Karb. und C-dol ergibt sich der Wert für C-cc.

$$\text{C-cc} = F - M = N$$

Die Gehalte an Calcit und Dolomit können jetzt durch zwei Dreisatzbildungen berechnet werden. Daraus ergibt sich dann der Gehalt an Gesamtkarbonat.

Anhand eines Beispiels soll die stöchiometrische Berechnung erläutert werden:

Verhältnis Calcit/Dolomit = $a = 3$

Karbonatkohlenstoff = $F = 8 \%$

$$a = (8,33 \times \text{C-cc}) : (7,68 \times \text{C-dol}) = 3$$

$$8,33 \times \text{C-cc} = 23,04 \times \text{C-dol}$$

$$\text{C-cc} = 2,77 \text{ C-dol} \quad (3)$$

$$\text{C-cc} + \text{C-dol} = 8 \quad (4)$$

$$2,77 \text{ C-dol} + \text{C-dol} = 8$$

$$3,77 \text{ C-dol} = 8 \quad \text{----> C-dol} = 2,12 \quad \hat{\text{C-cc}} = 5,88$$

Der Gehalt an Dolomit errechnet sich aus : $13,02 \%$ C-dol = 100% Dolomit, demnach: $2,12 \%$ C-dol = 16% Dolomit

Der Gehalt an Calcit errechnet sich aus: $12,00 \%$ C-cc = 100% Calcit, demnach: $5,88 \%$ C-cc = 49% Calcit

Gesamtkarbonat = Calcit + Dolomit = 65%

XII.2.6 Die Bestimmung von Quarz

Der stärkste Quarzpeak ($2\theta = 26,64$ Grad) steht bei den röntgendiffraktometrischen Analysen in einem bestimmten Verhältnis zum Calcitpeak (Dr. J. MÜLLER, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieurgeologie, TU München, frdl. pers. Mitt.). Danach läßt sich der Gehalt an Quarz durch die folgende Gleichung berechnen:

$$\text{Qz \%} = (\text{Cal \%} : \text{Hcal}) \times \text{Hqz} \times 0,6$$

Qz = Gewichtsprozent Quarz; Hqz = Höhe des stärksten Quarzpeaks in mm; Cal = Gewichtsprozent Calcit; Hcal = Höhe des stärksten Calcitpeaks in mm; 0,6 = Faktor

Da der Quarzpeak ($2\theta = 26,64$ Grad) von Tonmineralen überlagert und verstärkt werden kann, wurde ein zweiter Quarzpeak ($2\theta = 20,84$ Grad) zum Vergleich der Intensitäten und zur Vermeidung von Fehlern aufgezeichnet.

XII.2.7 Analyse des Gesamtphosphors

Die Bestimmung des Gesamtphosphor-Gehaltes erfolgte spektralphotometrisch. Die getrockneten und gemahlene Sedimentproben wurden mit Salpetersäure und Perchlorsäure (Verh. 2,5 : 1) bei ca. 180°C aufgeschlossen (WENZEL 1956, SHARPIRO & BRANNOCK 1962). Der Phosphor wurde als gelbe Komplexverbindung in Ammonium-Molybdat-Vanadat-Lösung (0,25 %ige NH_4VO_3 -Lsg. + 5 %ige $(\text{NH}_4)_2\text{MoO}_4$ -Lsg., 1 : 1) spektralphotometrisch bei 440 nm gemessen.

XII.2.8 Bestimmung des Gehaltes an Gesamt-Stickstoff

Die Analyse des N_{ges} -Gehaltes erfolgte nach DIN 19684 des Bodenuntersuchungsverfahrens im Landwirtschaftlichen Wasserbau. Zwei bis vier Gramm des feingemahlene Sedimentes werden in Aufschlußkolben mit dem Phenol-Schwefelsäure-Gemisch versetzt. Nach der Umsetzung der Nitrate werden 3-5 g Natrium-Thiosulfat zur Reduktion der entstandenen Nitroverbindungen hinzugefügt. Nach 15 Minuten wird 0,5 g Selenreaktionsgemisch zugesetzt. Nach dem Aufschlußverfahren wird die Lösung in einen 200 ml-Meßkolben überführt, mit dest. Wasser aufgefüllt und anschließend filtriert. 20 ml der Aufschlußlösung werden in den Destillierkolben der Stickstoffbestimmungsapparate nach Parna-Wagener, BISTABIL (Fa. Brand) pipettiert und mit 25 ml 30 gew.-%iger Natronlauge versetzt. Der beim Destillationsvorgang entweichende Ammoniak wird in 20 ml 0,01 N Salzsäure aufgefangen. Der Gehalt an Stickstoff wird durch Rücktitration mit 0,01 N Salzsäure bestimmt.

XII.2.9 Korngrößenanalyse

Die Korngrößenverteilung wurde mit Hilfe eines Siebsatzes (Schallfix, Fa. Rhevum) und eines elektronischen Korngrößenmeßgerätes (Sedigraph 5000 D, Fa. Micromeritics) in EAWAG-Labor, (Kastanienbaum, Schweiz) bestimmt. Bei dieser Methode wird zuerst die Fraktion $>63 \mu\text{m}$ durch Siebanalyse getrennt. Die Fraktion $<63 \mu\text{m}$ wird nach dem Zentrifugieren dekantiert und mit Ultraschall behandelt. Danach wird die Probe unter kontinuierlichem Rühren in Suspension gehalten und in die Meßküvette des Sedigraphen überführt.

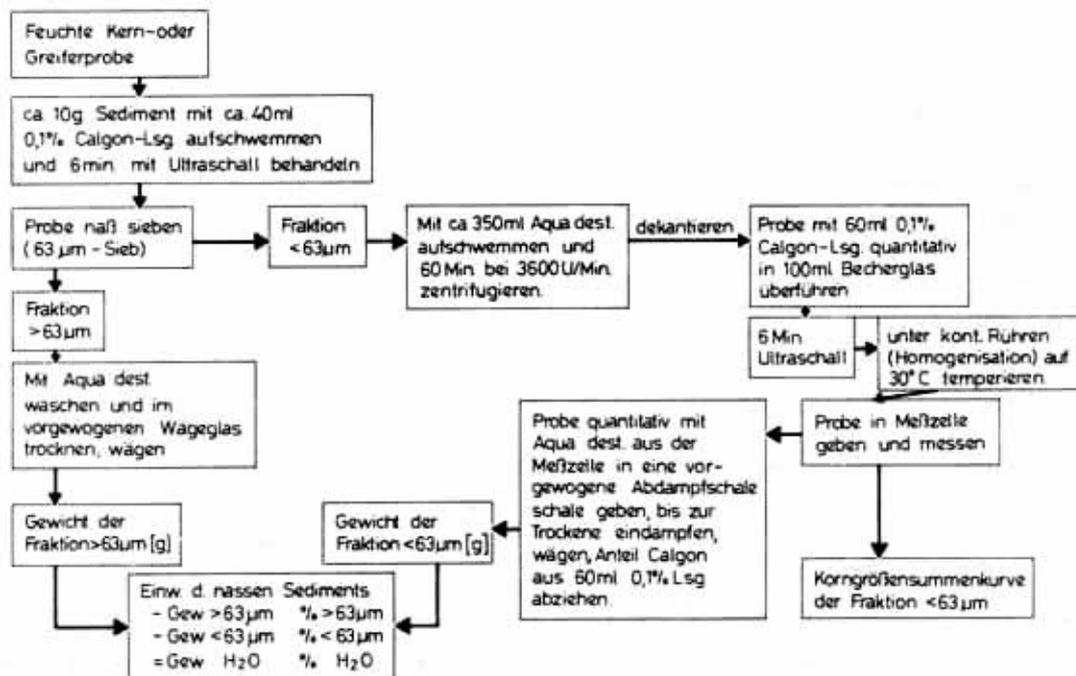


Abb. 52: Schema zur Probenaufbereitung für die Korngrößenanalyse mit dem Sedigraphen (nach RÖHRS 1986).

Die Fallgeschwindigkeit der Sedimentpartikel wird dann über die Intensitätszunahme eines Röntgenstrahls, der die Probe passiert, gemessen. Dies wird nach dem Stoke'schen Gesetz vom Gerät in Korngrößen umgerechnet, deren Verteilung unmittelbar als Summenkurve dargestellt wird.

XII.2.10 Mikroskopische Untersuchungen

Die Proben wurden nach der Homogenisierung zunächst mit H_2O_2 (10 %ig) behandelt, naß gesiebt und bei $60^\circ C$ getrocknet. Die Kornfraktion $>63 \mu m$ wurde mit Hilfe eines Binokulars untersucht und semiquantitativ ausgewertet. Die Angabe der Anteile erfolgte in % der Gesamtzahl. Die rezenten Algen-Proben wurden qualitativ untersucht und mit den Makrophytenresten der Sedimentproben verglichen.

XII.2.11 Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenmessungen

Die unter dem Binokular ausgelesenen Characeen-Röhrchen (reines Karbonat) werden zuerst feingemahlen und nach HOEFS (1980) im Isotopenlabor des Geochemischen Institutes massenspektrometrisch untersucht. 10-20 g werden mit 100 %iger H_3PO_4 und einem Überschuß an P_2O_5 in besonderem Gefäß (s. McCREA, 1950, S. 849) getrennt eingewogen und für 6-8 Stunden abgepumpt. Danach wird das Karbonat durch Drehen des Gefäßes zur vollständigen Reaktion gebracht. Nach der sehr schnellen Reaktion des Calcites wird das Gefäß direkt ans Massenspektrometer (Finnigan MAT 251) gebracht, um die Isotopenmessung durchzuführen.

XII.2.12 Dünnschliffmikroskopie

Bei der Herstellung der Dünnschliffe von Seesedimenten ist nach WERNER (1966) und MERKT (1971) vorgegangen worden (vgl. auch CREVELLO et al. 1981). Aus dem halbierten Sedimentkern wird mit gespanntem Stahldraht eine ca. 8 mm dicke und 10 cm lange Sedimentplatte herausgeschnitten und in Schachteln aus Aluminiumfolie überführt. Die gefüllten Schachteln werden in passend geschnittene Löcher einer Styroporplatte gesteckt. Eine flache durch Styropor abgefütterte und in einer Holzkiste stehende Blechwanne wird bis zum Rand mit flüssigem Stickstoff gefüllt. Die Styroporplatte mit den Proben wird auf die Flüssigkeitsoberfläche gelegt. Die auf diese Weise gefrorenen Proben werden dann 24 Stunden in dem Gefriertrocknungsgerät (Alpha I-5, Fa. Ehrst) getrocknet. Die getrockneten Proben werden in einer Vakuum-Pumpe mit Kunstharz vergossen. Nach 12 Stunden werden die vorgehärteten Präparate einige Stunden bei $70^\circ C$ nachgehärtet, danach ausgehüllt, vorgeschliffen und gesägt. Die nun ca. 2 mm dicken Platten werden mit Kunstharz auf Glasträger aufgeklebt und drei Tage bei Zimmertemperatur und einige Stunden bei $40^\circ C$ nachgehärtet. Abschließend werden die Präparate auf $30-50 \mu m$ dünn geschliffen, abgedeckt und unter dem Polarisationsmikroskop untersucht.

Unter gekreuzten Polarisatoren sind die kalkigen Lagen stark doppelbrechend und somit blendend hell. Die dunklen Lagen mit organischer Substanz sind dagegen optisch isotrop. Die Silikatlagen fallen durch ihre vom Calcit abweichenden kristalloptischen Eigenschaften sofort auf. Bei der Verwendung von Gipsplättchen Rot I erscheint der Kalkspat lichtgrün, die isotropen Komponenten tiefrot, Quarz und Feldspäte usw. je nach Lage der Indikatrix orange oder tiefblau. So bleibt die organische Substanz immer sichtbar und die Silikat Körner können leicht von Karbonat unterschieden werden (vgl. MERKT 1971).

XII.2.13 Stereoscan-Aufnahmen

Die aussagekräftigsten Proben ($>63 \mu m$) und die rezenten Characeenreste, die zuerst unter dem Binokular untersucht worden waren, wurden für die Aufnahmen ausgewählt und auf REM-Träger aufgebracht. Nach der Gold-Palladium-Bedampfung wurden die Proben mit einem Raster-Elektronenmikroskop der Fa. Cambridge (Mark 2A, Typ 96113) aufgenommen.

XII.2.14 Radiographie

Die Kernhälften wurden stückweise im Format 20,6 cm mit einer Seifert-Durchlicht-Röntgen-Kamera (Typ ERESKO) auf Agfa Gevaert Strukturix D4 abgebildet. Die Belichtungszeit betrug 60 sec bei 50 KV und 3 mA. Der Abstand zwischen der Röntgenquelle und dem Kernstück lag bei 60 cm. Die Reproduktion von den Negativen auf die Positive erfolgte auf Agfa Gevaert (AG-P-90)-Photopapier im Maßstab 1 : 1.

XII.2.15 Fehlerbetrachtung

Die relative Standardabweichung wurde für alle geochemischen Analysen ausgerechnet, nachdem ev. Ausreißer mittels der 4s-Schranke ausgesondert worden waren. Die Standardabweichung s wurde berechnet nach:

$$s = \sqrt{\frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{N - 1}} \quad \text{oder: } s = \sqrt{\frac{\sum d^2}{N - 1}}$$

N = Anzahl der Einzelbestimmungen

x_i = Einzelmeßwert

\bar{x} = arithmetischer Mittelwert aus den Meßwerten

d = Abweichung der Meßwerte vom Mittelwert \bar{x}

Die relative Standardabweichung C wurde berechnet nach:

$$C = \frac{(s \cdot 100)}{\bar{x}} \quad s = \text{Standardabweichung}$$

Es wurde versucht, die relative Standardabweichung bei den coulometrischen Bestimmungen unter 1,5 % und bei den Phosphor- und Stickstoffanalysen unter 5 % zu halten. Wenn die relative Standardabweichung bei den Doppelbestimmungen darüber hinausging, wurde eine dritte Analyse durchgeführt. Danach wurden die Werte nach Ausreißern überprüft. Ein Ausreißer ist ein Meßwert, der stark nach einer Seite hin abweicht. Die 4s-Schranke diente als Kriterium für die Aussonderung von Ausreißern. Ein Meßwert wird ausgesondert, wenn der außerhalb des Bereichs $\bar{x} \pm 4 \cdot s$ liegt ($x_i - \bar{x} > 4 \cdot s$). Der Mittelwert \bar{x} und die Standardabweichung s werden zuvor unter Vernachlässigung des ausreißerverdächtigen Wertes berechnet.

XIII ANHANG

	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]
Mondsee-Bach- Sedimente	55	-	55	19	-	1,20
Mondsee-Bach- sedimente	53	-	53	18	-	1,09
Halleswiessee-Moor- bach-Sedimente	48	45	93	-	1,07	0,34
Halleswiessee-Moor- bach-Sedimente	49	45	94	-	1,08	0,31
Halleswiessee-Bach- Sedimente	2	93	95	-	0,02	0,29
Halleswiessee-Bach- Sedimente	2	94	96	-	0,02	0,28

Tab. 6: Sedimentologische
Daten der Bach-
Proben.

Halleswiessee-Wasser

Seemitte, -1 m Wassertiefe Uferbereich, -1 m Wassertiefe

El.Leitf. $\mu\text{S/cm } 20^\circ\text{C}$	189	142
pH-Wert	7,80	7,68
SBV mval/l	2,07	1,49
O ₂ (Sauerstoff) mg/l	11,32	12,21
O ₂ -Sättigung %	89	96
Ammonium (NH ₄ ⁺ -N)	0,072	0,168
N/NO ₃ ⁻	1,21	1,07
Ges.-P	0,005	0,012
Ca mmol/l	0,77	0,63
Mg mmol/l	0,37	0,26
Gesamthärte mmol/l	1,14	0,89

Tab. 7: Hydrochemische
Werte des
Halleswiessee-
Wassers.

HALLESWIESSEE (Kolbenlotkern H 1)

Sed.-Tiefe (cm)	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]	N [%]	C/N	P _T (ppm)	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
3-6	20	24	44	12	0,8	7,67	0,49	15,7	425	6,7	68,1	25,2
10-12	47	10	57	7	4,7	6,37	0,68	9,7	310	2,1	58,0	39,9
15-17	28	19	47	10	1,5	10,08	0,77	13,1	360	23,5	62,7	13,8
18	35	20	55	10	1,8	8,33			330			
25-27	45	12	57	8	3,8	6,25	0,63	10,3	323			
30-32	54	8	62	11	6,8	5,69	0,59	9,6	255	4,8	55,6	39,6
35-37	23	18	41	14	1,3	7,01	0,65	10,8	394			
45-47	15	35	50	11	0,4	8,71	0,62	14,0	351	24,6	51,7	23,6
55-57	24	21	45	17	1,1	5,25	0,46	11,4	362			
62-64	12	44	56	10	0,3	8,06	0,53	15,2	377			
73-75	11	39	50	9	0,3	13,16	0,63	20,9	348			
78-80	37	8	45	12	4,6	1,85	0,04	46,3	339	2,6	70,1	27,3
84-85	5	28	33	12	0,2	5,79	0,30	19,3	400			
89	23	15	38	20	1,5	3,44	0,29	11,9	403			
100-102	10	24	34	21	0,4	8,79	0,56	15,7	532			
110	2	20	22	2	0,1	11,50	0,77	14,9	585	5,7	33,0	61,3
125-128	2	42	44	3	0,05	10,98	0,49	22,4	447	4,4	36,3	59,3
151	6	21	27	18	0,3	11,54	0,69	16,7	516			
161	18	10	28	15	1,8	2,71	0,15	14,5	428	2,0	42,1	55,9
191	2	18	20	2	0,1	9,54			511			
207	17	15	32	15	1,1	2,84	0,14	20,3	391	2,0	37,2	60,8
212	-	-	-	-	-	-	-		4204			
230	3	16	19	22	0,2	9,63	0,62	15,5	481	2,7	31,1	66,2
266	19	6	25	8	3,2	2,10			303			
280	6	21	27	8	0,3	8,73	0,53	16,3	452	3,8	36,5	59,7
296	20	12	32	15	1,7	7,58			350			
305	19	12	31	16	1,6	7,85			409			
319	23	7	30	15	3,3	2,24	0,22	10,2	352	1,8	45,2	53,0
321	25	22	47	20	1,1	7,64	0,42	18,2	327	5,8	54,6	39,6
340	18	11	29	14	1,6	7,76			420			
360	17	11	28	14	1,5	7,11	0,49	14,5	465	5,3	35,0	59,7
387	-	-	-	-	-	-	-		4180			
392	17	5	22	7	3,4	2,04	0,14	14,6	293			
410	18	18	36	12	1,0	6,20			450			
432	46	18	64	12	2,6	1,04	0,11	9,5	231	1,9	60,8	37,3
439	16	38	54	14	0,4	6,41	0,34	18,9	285			
460	19	17	36	11	1,1	5,65	0,44	12,8	483	9,7	41,5	48,8
490	16	14	30	11	1,1	8,03	0,59	13,6	1160			
520	12	17	29	17	0,7	8,11			423			
550	3	17	20	16	0,2	8,05	0,56	14,4	398	6,2	40,3	53,5
574	36	22	58	13	1,6	1,89			263			
585	25	22	47	16	1,1	1,56	0,15	10,4	245	19,6	48,2	32,2
600	12	27	39	25	0,4	1,40	0,18	7,8	250	19,3	46,8	33,9
610	4	20	24	47	0,2	2,73	0,21	13,0	281	15,6	42,2	42,2
620	9	27	36	27	0,3	1,57	0,15	10,5	223	6,6	56,0	37,4
630	15	10	25	12	1,5	0,81	0,09	9,0	204	6,2	46,9	46,9

Tab. 8: Sedimentologische, korngößenanalytische und sedimentchemische Daten des
Halleswiessee-Profiles (H 1).

HALLESWIESSEEMOOR (HM)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]	Sand [%]
190	2	10	12	24	0,2	26,69	
200	57	3	60	4	19,0	9,87	2,00
210	2	28	30	22	0,1	12,70	
230	61	5	66	5	12,2	7,62	
248	19	18	37	15	1,1	3,40	
250	53	6	59	5	8,8	8,67	2,53
260-270	33	5	38	11	6,6	19,36	
270-280	45	8	53	14	5,6	8,71	
295-300	2	30	32	21	0,1	11,89	
336	16	27	43	17	0,6	3,66	2,41
356	9	30	39	18	0,3	9,32	
370-373	4	25	29	17	0,2	11,11	1,66
374-375	9	31	40	23	0,3	11,67	
390	21	20	41	16	1,1	3,20	
395-400	19	61	80	11	0,3	2,40	
410-412	10	48	58	10	0,2	11,11	0,87
430	17	17	34	17	1,0	4,44	
435	32	11	43	12	2,9	14,52	
460-463	19	21	40	21	0,9	6,05	8,06
475	14	15	29	14	0,9	4,50	
490	12	30	42	19	0,4	5,19	0,93
500-502	33	5	38	12	6,6	6,22	0,49
507-510	21	30	51	20	0,7	1,35	0,41
520-523	2	30	32	21	0,1	8,32	2,98
525	12	39	51	23	0,3	1,61	
570	21	51	72	13	0,4	0,97	26,59
585-588	16	27	43	18	0,6	1,21	
595-600	14	24	38	24	0,6	3,96	1,25
602	21	30	51	22	0,7	2,38	4,29
610	39	6	45	7	6,5	13,87	59,34
632	29	6	35	18	4,8	19,71	16,67
655	16	27	43	17	0,6	1,87	20,71
660-663	31	28	59	15	1,1	1,27	1,80
681	2	20	22	22	0,1	6,94	18,80
700-703	29	32	61	12	0,9	0,61	

Tab. 9: Sedimentologische Daten des Halleswiesmoor-Profiles (HM).

HALLESWIESSEE (Fall-Lot-Kern H I)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]	P ₁ [ppm]
3-5	25	25	50	9	1,0	8,61	367
10-12	37	19	56	8	1,9	8,90	
20	27	30	57	9	0,9	7,19	
37-39	17	36	53	17	0,5	9,07	
50-51	24	12	36	11	2,0	11,54	
70-72	38	9	47	12	4,2	3,50	
75-77	-	11	11	-	-	15,86	
90-93	6	30	36	22	0,2	11,64	

HALLESWIESSEE (Fall-Lot-Kern H III)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]	P ₁ [ppm]
3-5	15	13	28	9	1,2	14,02	392
30-32	34	11	45	11	3,1	8,39	
43-44	37	7	44	10	5,3	12,24	
59-60	35	10	45	11	3,5	3,21	
63-65	16	21	37	16	0,8	6,16	
84-86	-	17	17	-	-	15,74	

HALLESWIESSEE (Fall-Lot-Kern H II)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]	P ₁ [ppm]
3-5	41	6	47	7	6,8	9,76	294
10-11	42	3	45	5	14,0	9,47	
30	27	11	38	9	2,5	8,59	
44-46	28	15	43	15	1,9	5,59	
55-58	45	9	54	9	5,0	3,89	
76-77	-	10	10	-	-	16,62	

HALLESWIESSEE (Fall-Lot-Kern H IV)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]	P ₁ [ppm]
3-5	27	5	32	8	5,4	13,43	346
40-42	16	11	27	12	1,5	11,96	
55-56	49	3	52	4	16,3	9,43	
105	4	10	14	14	0,4	19,52	

Tab. 10: Sedimentologische und sedimentchemische Daten der Fall-Lot-Kerne (H I-H IV) des Halleswiessees.

MONDSEE (Kolbenlotkern MON K 1)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]	N [%]	C/N	P [ppm]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
0-2	54	8	62	32	6,8	3,01	0,20	15,1	245	56,3	32,8	10,9
7-9	19	-	19	40	-	11,29	0,33	34,2	333	100,0	0,0	0,0
17-19	2	-	2	32	-	3,30	0,17	19,4	299	42,9	25,7	31,4
25-27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	44,8	32,4	22,8
26-28	20	7	27	16	2,9	6,47	0,21	30,8	658	44,0	-	-
29-31	81	2	83	5	40,5	2,11	0,11	19,2	82	34,8	44,3	20,9
43-45	88	2	90	4	44,0	1,29	0,04	32,3	62	25,5	42,5	32,0
60-62	92	-	92	4	-	1,19	0,03	39,7	60	-	-	-
80-83	91	2	93	3	45,5	1,37	0,04	34,3	56	3,1	55,2	41,7
100-103	86	5	91	5	17,2	1,35	0,04	33,8	31	14,8	50,3	34,9
105-107	90	2	92	3	45,0	1,54	0,07	22,0	46	-	-	-
120-122	90	2	92	4	45,0	1,54	0,07	22,0	44	-	-	-
129-131	85	3	88	5	28,0	1,15	0,06	19,2	34	2,0	70,6	27,4
134-135	91	1	92	3	91,0	1,37	0,06	22,8	29	28,9	51,2	19,9
160-162	88	4	92	4	22,0	1,22	0,06	20,3	30	-	-	-
200-202	90	2	92	5	45,0	1,26	0,07	18,0	26	11,0	64,1	24,9
250-252	85	4	89	5	21,3	1,01	0,05	20,2	29	-	-	-
270-272	91	2	93	3	45,5	1,00	0,05	20,0	17	9,5	66,1	24,4
300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,1	72,5	20,4
300-302	87	2	89	7	43,5	0,85	0,10	8,5	41	-	-	-
330-333	75	4	79	12	18,8	0,74	0,12	6,2	56	5,7	64,1	30,2
350	76	3	79	10	25,3	0,71	0,11	6,5	51	-	-	-
360-362	65	1	66	19	65,0	0,52	0,10	5,2	90	-	-	-
397-400	66	7	73	13	9,4	0,61	0,11	5,5	67	11,4	64,0	24,6
400	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11,4	64,7	23,9
420-422	68	4	72	18	17,0	0,59	0,01	59,0	85	7,5	62,9	29,6
470-473	60	3	63	20	20,0	0,52	0,11	4,7	105	-	-	-
483-486	76	6	82	13	12,7	0,52	0,14	3,7	68	13,3	52,0	34,7
500	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,2	62,7	28,1
508-510	62	7	69	15	8,9	1,39	0,13	10,7	80	-	-	-
520-522	53	5	58	6	10,6	2,64	0,10	26,4	60	11,2	68,4	20,4
530-533	69	4	73	19	17,3	0,58	0,10	5,8	72	-	-	-
540-542	64	2	66	8	32,0	0,99	0,07	14,1	72	9,7	68,6	21,7
570-573	64	1	65	20	64,0	0,46	0,10	4,6	86	6,1	51,6	42,3
579-581	61	1	62	22	61,0	0,48	0,21	2,3	91	10,5	58,2	31,3
585-588	79	4	83	11	19,8	0,68	0,07	9,7	49	9,96	-	-
595-596	62	-	62	13	-	0,55	0,06	9,2	100	8,5	59,5	32,0
598-600	63	-	63	9	-	0,54	0,08	6,8	108	4,6	63,9	31,5
600	-	-	-	-	-	-	0,09	7,6	69	-	-	-
610-612	78	2	80	15	39,0	0,68	0,07	10,4	93	9,2	63,6	27,2
620-622	75	2	77	5	37,0	0,73	-	-	-	8,2	62,4	29,4
628-630	84	4	88	9	21,0	0,68	0,08	8,5	48	12,5	65,6	21,9
640-642	64	1	65	20	64,0	0,49	0,13	3,8	106	-	-	-
663-664	62	1	63	22	62,0	0,40	0,07	5,7	117	13,2	53,8	33,0
680-683	60	-	60	18	-	0,38	0,15	2,5	124	-	-	-
700-702	65	1	66	20	65,0	0,49	0,13	3,8	102	4,7	61,9	33,4
718-720	69	8	77	12	8,6	0,59	0,11	5,4	79	18,8	52,0	29,2
738-740	52	35	87	6	1,5	0,57	0,01	5,7	68	55,5	28,5	16,0

MONDSEE (Kolbenlot-Kern)

Sed.-Tiefe [cm]	<0,063 [µm]	>0,063 [µm]	>0,2 [µm]	>0,63 [µm]	>2 [µm]	>6,3 [µm]	>10 [µm]	>16 [µm]	>20 [µm]
743-753	12,7%	1,9%	6,2%	39,5%	37,5%	2,2%	-	-	-
743-753	7,2%	1,4%	2,1%	11,2%	26,8%	28,0%	23,3%	-	-
763-778	7,4%	1,6%	2,8%	9,2%	17,3%	9,4%	32,7%	19,6%	-
778-791	11,9%	4,6%	8,1%	15,9%	23,1%	14,2%	3,6%	18,6%	-
791-801	24,0%	4,2%	6,5%	10,5%	13,3%	7,1%	3,7%	12,2%	18,5%
801-808	15,3%	5,3%	11,4%	19,3%	25,5%	16,8%	6,4%	-	-

MONDSEE (MON K 1)

Sed.-Tiefe [cm]	Fraktion	Cc [%]	Dol [%]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	Cc/Dol	C _{org} [%]
743-753	<63µm	50	19	69	7	2,63	0,97
743-753	2mm-6,3mm	67	31	98	-	2,16	0,17
753-763	<63µm	51	22	73	8	2,32	0,76
753-763	2mm-6,3mm	70	27	97	-	2,59	0,32
763-778	<63µm	51	21	72	5	2,43	0,80
763-778	2mm-6,3mm	79	20	99	-	3,95	0,26
778-791	<63µm	47	27	74	5	1,74	0,43
778-791	2mm-6,3mm	64	35	99	-	1,83	0,15
791-801	<63µm	17	43	60	7	0,40	0,21
791-801	2mm-6,3mm	40	49	89	1	0,82	0,66
801-808	<63µm	47	27	74	6	1,74	0,30
801-808	2mm-6,3mm	69	25	94	1	2,76	0,30

Tab. 11: Sedimentologische, sedimentchemische und Korngrößen-analytische Daten des Mondsee-Sublitoral-Profiles (MON K 1).

MONDSEE (Grabungskassette 4)

Sed.-Tiefe [cm]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	C _{org} [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
7-9	82,4	4,8	1,9	33,0	59,3	7,5
14-16	85,9	3,0	1,7	22,3	45,4	32,3
20-22	92,4	-	1,5	33,7	43,1	23,2
25-27	89,2	1,8	1,8	36,7	43,2	20,2
30-32	91,6	-	1,5	31,6	45,8	22,6
35-37	88,1	-	1,8	14,8	50,9	34,4
41-43	86,6	-	1,8	17,8	49,6	32,6
48-50	87,8	2,2	1,8	10,2	52,6	37,2
50-52	85,9	-	1,8	13,6	55,2	31,7
55-57	89,3	-	1,6	13,3	52,2	34,5
60-62	90,7	-	1,8	20,1	53,2	26,7
67-69	86,7	2,0	1,9	7,6	59,8	32,7
72-74	87,4	-	1,6	11,9	58,8	29,3
77-79	89,6	2,4	1,5	8,7	60,2	29,1
83-85	88,8	1,5	1,5	15,0	59,7	25,3
89-91	92,1	-	1,6	13,9	67,3	18,9
94-96	91,2	-	1,3	22,4	56,4	21,1
98-100	90,9	1,1	1,5	28,2	52,1	19,6

MONDSEE (MON K 2)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Qz [%]	C _{org} [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
0-3	60,7	7,5	13,4	5,1	60,5	30,2	9,3
5-7	74,8	3,0	12,2	1,8	51,8	35,4	12,8
10-12	73,9	<2	9,7	1,8	27,8	58,2	14,0
15-17	70,6	<2	11,4	1,9	15,7	57,7	26,6
20-22	71,1	3,7	8,1	1,9	19,4	61,7	18,9
25-27	66,5	5,0	7,2	2,0	17,8	61,9	20,3
30-32	74,1	3,2	9,8	1,7	14,2	59,2	26,6
35-37	68,3	3,6	9,2	1,9	20,4	60,2	19,2
40-42	68,0	3,6	9,3	1,7	22,7	55,2	22,1
45-47	63,4	4,8	12,7	2,2	22,4	56,6	21,0
51-53	74,4	3,6	14,7	2,0	59,2	36,0	4,8
56-58	67,2	7,5	10,4	1,6	40,7	37,9	21,4
61-63	84,0	<2	3,6	1,5	21,5	45,9	32,6
70-72	-	-	-	-	13,4	49,8	36,8
80-82	90,4	<2	3,0	1,5	15,0	53,8	31,2
90-92	-	-	-	-	11,4	46,3	42,3
100-102	-	-	-	-	15,9	47,9	36,2
120-122	88,9	<2	3,1	1,5	6,4	70,8	22,8
160-162	88,0	<2	3,6	1,5	4,3	58,3	37,4

MONDSEE (MON 5)

Sed.-Tiefe [cm]	Ges.-Karb. [%]	Qz [%]	C _{org} [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
2-4	90,8	-	1,7	21,0	50,1	28,9
6-8	90,3	1,6	1,4	21,5	58,6	19,9
13-15	87,9	-	2,0	11,1	62,0	26,8
20-22	90,4	-	1,4	6,7	70,7	22,6
25-27	85,8	-	1,6	10,7	62,0	27,3
32-34	88,5	-	1,3	9,2	60,7	30,0
39-41	88,3	2,4	1,5	15,7	59,9	24,4
44-46	92,7	-	1,1	32,4	50,3	17,4
51-53	89,4	1,7	1,7	14,7	63,4	22,0
58-60	90,1	-	1,4	7,8	66,8	25,5
65-67	90,0	-	1,3	17,7	60,5	22,2
70-72	89,6	-	1,4	13,7	65,6	20,6
75-77	93,6	-	1,3	21,5	62,1	16,5
80-82	90,1	2,1	1,3	3,2	85,3	11,5

MONDSEE (MON K 3)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Qz [%]	C _{org} [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
0-3	55,3	6,2	15,5	4,7	26,0	54,1	19,9
5-7	57,1	8,5	18,1	3,4	31,6	63,7	4,7
9-11	50,8	10,6	11,3	2,5	5,8	63,8	30,4
14-16	55,3	6,8	11,6	2,1	7,8	58,7	33,5
18-20	57,0	4,0	19,3	2,2	16,2	54,0	29,8
23-25	56,2	6,9	18,4	2,1	23,8	53,6	22,6
29-31	38,4	17,6	18,0	1,8	44,8	32,4	22,8
34-36	71,3	5,4	6,8	2,8	14,9	52,0	33,1
41-43	72,1	3,8	6,2	2,1	10,3	51,0	37,9
45-47	73,6	3,9	5,1	2,2	3,2	47,0	49,8
50-52	74,5	3,9	5,9	1,9	1,3	46,9	51,8
61-63	78,1	<2	4,0	2,0	3,7	46,9	49,7
70-72	77,9	<2	4,7	1,9	7,6	52,8	39,6
80-82	-	-	-	-	3,3	47,0	49,7
90-92	-	-	-	-	2,3	49,4	48,6
100-102	82,5	<2	4,5	1,7	0,7	44,0	55,3
150-152	82,5	<2	3,6	1,9	0,4	56,3	43,3

MONDSEE (MON K 4)

Sed.-Tiefe [cm]	Cc [%]	Dol [%]	Qz [%]	C _{org} [%]	Sand [%]	Silt [%]	Ton [%]
0-2	51,9	6,1	16,4	3,7	14,4	66,9	18,7
4-6	53,9	4,1	15,9	3,4	17,9	61,7	20,9
8-10	45,0	7,9	19,9	3,9	26,2	55,4	18,4
14-16	41,3	13,8	24,6	2,5	16,2	66,8	17,0
20-22	48,6	8,1	18,3	2,1	9,2	56,8	34,0
25-27	45,6	5,9	22,5	2,1	10,9	71,9	17,2
30-32	46,2	8,2	18,0	2,4	13,4	63,0	23,6
35-37	45,9	13,7	15,9	2,8	15,9	65,9	18,2
40-42	45,1	15,8	16,9	2,8	8,9	54,5	36,6
45-47	50,0	8,1	20,3	2,8	7,0	66,1	26,9
50-52	45,4	7,4	17,0	2,4	17,9	55,9	26,2
55-57	39,4	8,7	15,4	2,8	11,0	59,0	30,0
60-62	47,0	11,0	22,3	2,3	19,1	53,5	27,4
65-67	32,1	23,3	24,8	2,4	-	-	-
70-72	40,3	15,7	22,5	1,7	33,8	49,1	11,1
75-77	23,7	35,4	10,5	2,5	36,8	48,7	14,5
80-82	38,6	28,0	16,2	1,8	37,5	46,7	15,8
85-87	45,8	19,6	12,8	2,0	38,4	47,0	14,6
90-92	44,3	19,9	13,5	1,8	47,8	42,9	9,3
95-97	40,1	24,6	9,2	2,1	19,2	62,5	18,3
100-102	56,3	13,2	9,6	2,4	13,4	58,1	28,5
105-107	55,0	12,1	12,1	2,5	8,5	61,8	29,6
110-112	64,2	4,8	9,0	2,7	8,9	58,1	30,0
115-117	44,6	26,2	9,6	2,4	8,9	65,4	25,7
120-122	67,6	5,9	6,4	2,3	10,1	53,8	36,1
130-132	66,9	5,4	6,4	2,1	2,4	46,2	51,4
158-160	80,5	<2	5,3	1,8	0,8	49,5	49,7

Tab. 12: Sedimentologische und korngößenanalytische Daten der Profillreihe (Wassertiefe: -4 m bis -10 m) Station See im Mondsee (Grabungskassette 4, MON 5 und MON K2-MON K4).

ATTERSEE (Kolbenlotkern ATT 16, -1,6 m Wassertiefe)

Sed.-Tiefe (cm)	Cc (%)	Qz (%)	C _{org} (%)	P _c (ppm)	Sand (%)
1	19	64	0,65	-	63,4
15-17	17	37	0,51	124	88,4
31	14	58	1,01	-	85,0
37-40	10	51	2,32	213	57,6
44-46	26	58	1,18	346	48,1
58-60	5	33	18,08	-	52,0
85-87	76	14	0,98	112	26,9
98-103	21	40	3,57	1800	42,9
107-109	68	19	1,12	157	33,0
123-125	21	37	1,16	243	48,3
150-153	28	32	2,03	287	3,0
175-177	81	10	1,25	127	23,3
195-197	40	28	1,87	238	10,0
205-207	82	10	1,20	-	24,1
222-225	47	22	1,80	-	13,0

ATTERSEE (Kolbenlotkern ATT 18, -2,5 m Wassertiefe)

Sed.-Tiefe (cm)	Cc (%)	Qz (%)	C _{org} (%)	P _c (ppm)	Sand (%)
1-2	17	59	1,84	-	82,3
23-25	50	21	1,50	-	-
28-30	18	32	2,19	-	-
38-40	9	28	10,25	188	23,4
41-43	10	45	1,86	183	60,0
50-52	11	35	3,51	-	-
64	24	36	2,36	-	-
70-80	9	35	6,82	-	44,4
83-85	14	43	1,39	229	73,1
88-94	10	41	5,49	-	44,9
110	8	41	18,20	-	37,7
128-130	23	38	2,02	226	71,4
135-137	11	55	3,98	473	52,2
154-157	54	30	4,52	441	18,4
165-167	45	35	1,63	281	49,4
180-182	28	31	1,12	239	10,5
190-192	72	8	0,87	131	13,6
195-200	25	35	1,52	-	14,5
208-210	80	3	0,73	98	5,8
215-217	41	23	1,00	205	6,4
218-221	80	5	0,89	106	10,3
225-227	55	16	1,24	175	23,4

ATTERSEE (Kolbenlotkern ATT 17, -2 m Wassertiefe)

Sed.-Tiefe (cm)	Cc (%)	Qz (%)	C _{org} (%)	P _c (ppm)	Sand (%)
1-3	18	29	0,70	-	83,0
30-32	18	28	0,41	148	90,2
34-40	17	28	8,20	-	-
46-48	47	33	2,02	325	34,6
65-67	80	7	1,01	118	25,0
78-80	40	27	3,65	313	26,4
85-87	65	20	1,07	163	22,4
99-101	23	37	2,17	320	34,6
110-112	37	29	1,71	246	6,8
138-140	83	4	0,80	146	25,1
165-167	58	36	1,16	257	31,3

ATTERSEE (Fall-Lotkern AT 121, -3,5 m Wassertiefe)

Sed.-Tiefe (cm)	Cc (%)	Qz (%)	C _{org} (%)	P _c (ppm)	Sand (%)
0-3	63	22	2,84	164	56,0
8-10	77	9	1,35	131	35,5
20-22	78	8	2,08	135	27,4
30-33	81	8	1,42	132	26,1
40-43	77	14	1,51	145	22,0
50-53	75	5	1,19	131	37,9
60-63	81	6	1,16	126	33,9
70-73	83	5	1,50	150	28,0
80-81	33	26	2,26	426	3,3
82	77	7	1,44	197	22,8
84	51	15	2,17	394	16,0
86	88	2	1,29	169	29,5
90	48	14	2,55	286	13,8
100	91	3	1,18	193	14,3
114-116	26	41	2,85	531	8,7

Tab. 13: Sedimentologische und sedimentchemische Daten der Ablagerungen des Weyregger Schelfs (ATT 16-18 und AT 121).

ATTERSEE

Sed.-Tiefe (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Attensee (ATT 18)		
58	-4,51	-9,59
68-70	-4,35	-9,87
82	-4,35	-9,01
165-167	-4,52	-8,83
180-182	-4,39	-8,84
190	-3,93	-9,01
208	-4,10	-9,08
215	-4,35	-9,78
218	-3,97	-9,56
225	-3,92	-9,25
Attensee		
Chara(rezent)	-2,98	-9,60
Chara(rezent)	-3,20	-10,07
MA 77	-4,57	-9,00
MA 64	-4,22	-8,94
KR 1	-2,63	-8,84
KR 2	-1,99	-8,94

Sed.-Tiefe (cm)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Attensee (ATT 16)		
85-87	-4,13	-8,98
109	-4,39	-9,48
175	-4,66	-9,5
195	-4,99	-9,62
Attensee (ATT 17)		
65-67	-4,38	-9,26
84-85	-4,59	-9,13
110	-4,59	-9,45
137	-3,93	-8,94

Tab. 14: Isotopen-Daten der Weyregger Sedimente, Oberflächenproben (MA 77 und MA 64) und Karbonat-Krusten (KR 1-2) des Attersees.

MONDSEE (MON K 1)

Sed.-Tiefe	Karbonat-Detritus [%]	Silikat-Detritus [%]	Krusten [%]	Schalen [%]	Characeen [%]	Chara-Typ	Oogonien	Chara-Röhrchen
0-2	5	10	10	30	40	B,F,G	häufig	häufig
7-9	5	85	-	10	-	-	-	-
17-19	5	95	-	-	-	-	-	-
29-31	5	2	5	10	78	F,G	-	vorhanden
43-45	-	-	-	1	99	B,F,G	vorhanden	sehr häufig
80-83	3	2	15	10	70	-	-	-
100-103	-	-	-	20	80	B,F	-	sehr häufig
129-131	1	1	5	23	70	B	-	vorhanden
134	-	-	-	5	95	F,G	sehr häufig	sehr häufig
200-202	-	-	-	15	85	B,F,G	vorhanden	vorhanden
270-273	-	-	-	10	90	B,F	-	vorhanden
300	-	-	-	18	82	B,C,F,G	vorhanden	häufig
330-333	2	5	3	10	80	A,B	-	vorhanden
400	3	2	-	15	80	B,C,E	häufig	vorhanden
420-423	4	8	2	15	71	A,B,D	vorhanden	vorhanden
483-486	2	5	2	10	81	A,B	vorhanden	vorhanden
500	2	2	-	10	86	B,E	häufig	vorhanden
520-522	3	3	-	8	86	A,B,E	vorhanden	vorhanden
540-543	4	2	-	9	85	B,E	vorhanden	vorhanden
570-573	1	3	-	4	92	A,B,E	häufig	häufig
579-581	14	15	-	3	68	A,B	-	vorhanden
587-590	-	-	-	8	92	A,B	vorhanden	häufig
595-596	20	11	-	4	65	B,E	-	vorhanden
598-599	8	7	-	7	78	B,E,G	häufig	vorhanden
600	5	4	-	6	85	B,E	-	vorhanden
620-622	2	1	-	11	86	B,F	-	sehr häufig
628-630	2	1	-	3	94	B,F	-	häufig
663-664	25	20	-	1	54	A,B	-	vorhanden
700-702	1	2	-	2	95	B,C,F	-	sehr häufig
718-720	35	10	-	1	54	B,C,F	vorhanden	vorhanden
738-740	98	2	-	-	-	C	-	-

Tab. 15: Biogene Zusammensetzung und Detritus-Anteile der Sandfraktion des Kolben-Lot-Kerns MON K1/Mondsee.

HALLESWIESSEE

Sed.-Tiefe	Karbonat-Detritus [%]	Silikat-Detritus [%]	Schalen [%]	Characeen [%]	Chara-Typ	Oogonien	Chara-Röhrchen
3-5	20	15	3	62	C	-	vorhanden
10	-	-	-	99	C	-	-
28	-	-	-	98	C	-	sehr häufig
30	-	-	-	99	C	-	-
45	-	-	4	96	C	-	sehr häufig
80	60	3	14	23	C	-	sehr häufig
110	14	81	3	2	C	-	vorhanden
128	94	5	1	-	-	-	-
162	40	53	4	3	C	-	vorhanden
208	51	45	2	2	-	-	-
230	30	70	-	-	-	-	-
281	73	26	1	-	-	-	-
319	30	68	1	1	-	-	-
321	68	31	-	1	-	-	-
360	28	78	2	-	-	-	-
432	62	20	1	17	-	-	-
550	44	54	1	1	-	-	-
585	20	78	1	1	-	-	-
600	30	70	-	-	-	-	-
610	10	90	-	-	-	-	-
620	20	79	1	-	-	-	-
630	75	25	-	-	-	-	-

Tab. 16: Biogene Zusammensetzung und Detritus-Anteile der Sandfraktion des Halleswiessee-Profiles (H1).

ATTERSEE (ATT 16)

Sed.-Tiefe [cm]	Characeen [%]	Schalen [%]	Detritus [%]	Chara-Typ	Oogonien	Chara-Röhrchen
15,0-17,5	2	-	98	-	-	-
37,5-40,0	1	1	98	-	-	-
44,0-46,5	4	1	95	-	-	-
58,0-60,0	3	1	96	-	-	-
85,0-87,5	93	4	3	R,D	vorhanden	vorhanden
107,0-109,5	97	1	2	B	vorhanden	vorhanden
123,0-125,5	2	1	97	-	-	-
150,0-153,0	93	3	4	-	-	-
175,0-177,5	97	2	1	-	-	-
195,0-197,5	96	3	1	-	-	-

ATTERSEE (ATT 17)

Sed.-Tiefe [cm]	Characeen [%]	Schalen [%]	Detritus [%]	Chara-Typ	Oogonien	Characeen
30,0-32,5	1	-	99	-	-	-
46,0-48,5	20	1	79	-	-	-
65,0-67,5	97	2	1	G,F	vorhanden	vorhanden
77,5-80,0	58	2	40	-	-	-
85,0-87,5	93	1	4	B,E,C	häufig	häufig
99,0-101,5	1	1	98	-	-	-
110,0-112,5	96	2	2	B	häufig	vorhanden
137,5-140,0	98	1	1	-	vorhanden	-
165,0-167,5	96	2	2	E,G	vorhanden	häufig

ATTERSEE (ATT 18)

Sed.-Tiefe [cm]	Characeen [%]	Schalen [%]	Detritus [%]	Chara-Typ	Oogonien	Chara-Röhrchen
37,5-40,0	1	-	99	-	-	-
41,5-43,5	2	-	98	-	-	-
82,5-85,0	3	-	97	-	-	-
127,5-130,0	20	-	80	-	-	-
135,0-137,5	1	1	98	-	-	-
155,0-157,5	82	3	15	-	-	-
165,0-167,5	40	3	57	-	-	-
180,0-182,5	59	1	40	B	vorhanden	vorhanden
190,0-192,5	95	5	-	B,F,G	-	vorhanden
208,0-210,5	92	8	-	B,G	-	vorhanden
215,0-217,8	93	6	1	B,F,E	häufig	sehr häufig
218,0-221,0	97	3	-	B	-	vorhanden
225,0-227,5	97	3	-	B,E,F,G	vorhanden	sehr häufig

ATTERSEE (AT 121)

Sed.-Tiefe [cm]	Characeen [%]	Chara-Typ	Oogonien	Schalen [%]	Detritus [%]
0-3	85	B,E,F	vorhanden	5	10
8-10	98	E,F	-	2	-
20-22	96	B,F	vorhanden	3	1
30-33	98	B,F,G	häufig	2	-
40-43	98	B,F,G	sehr häufig	2	-
50-53	93	A,B,F	vorhanden	4	3
60-63	94	B,F	vorhanden	3	3
70-73	95	B,F	vorhanden	3	2
80-81	93	-	-	2	5
82	97	B,F	vorhanden	2	1
83	99	B,E,F,G	vorhanden	1	-
86	97	B,F	vorhanden	2	1
90	98	B,F,G	vorhanden	1	1
100	98	-	-	2	-
114-116	90	B,F	häufig	2	8

Tab. 17: Biogene Zusammensetzung und Detritus-Anteile der Sandfraktion Weyregger Schelf/Attersee.

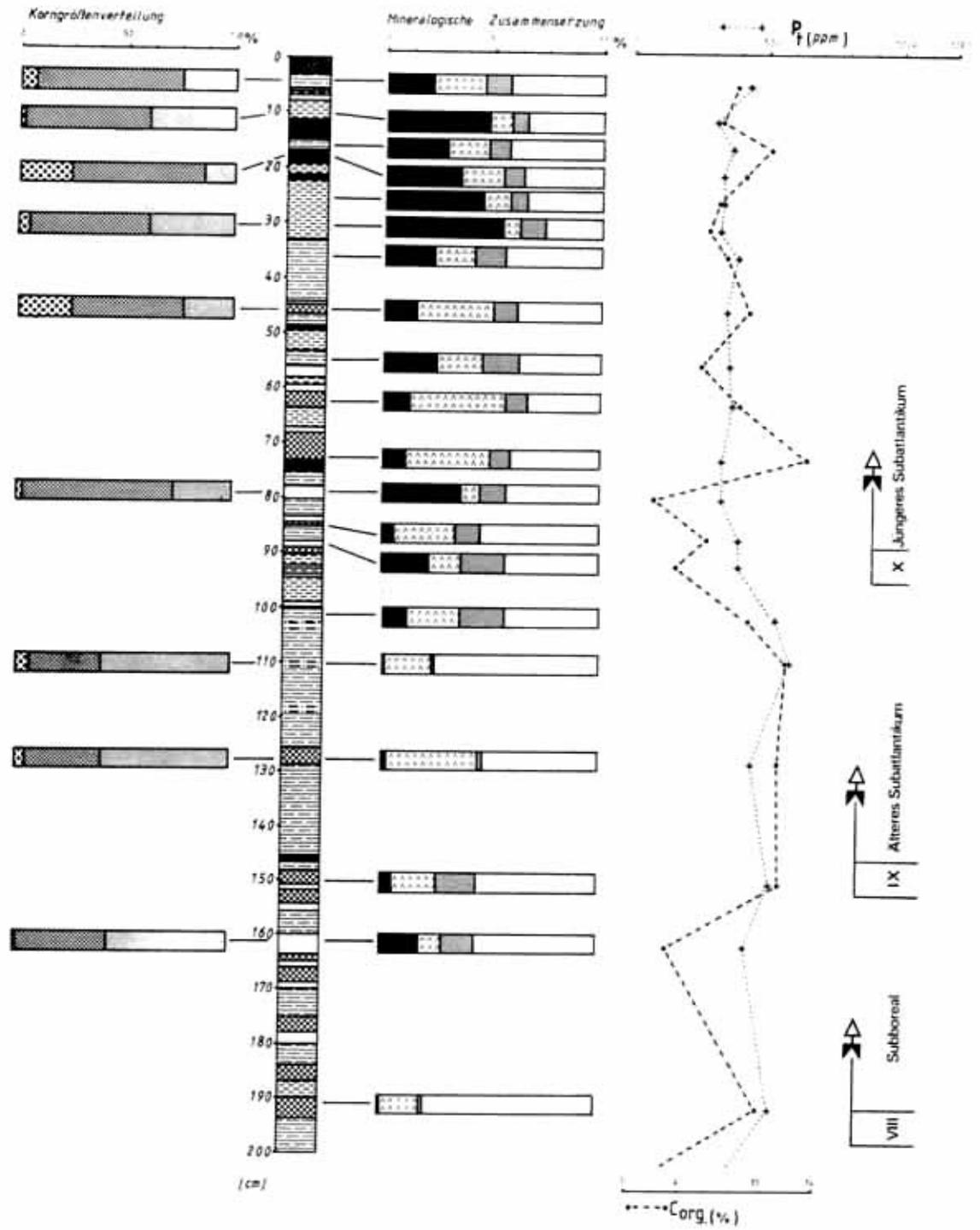


Abb. 53: Detaillierte Darstellung vom Halleswiesseprofil H 1 (Abb. 53 a).

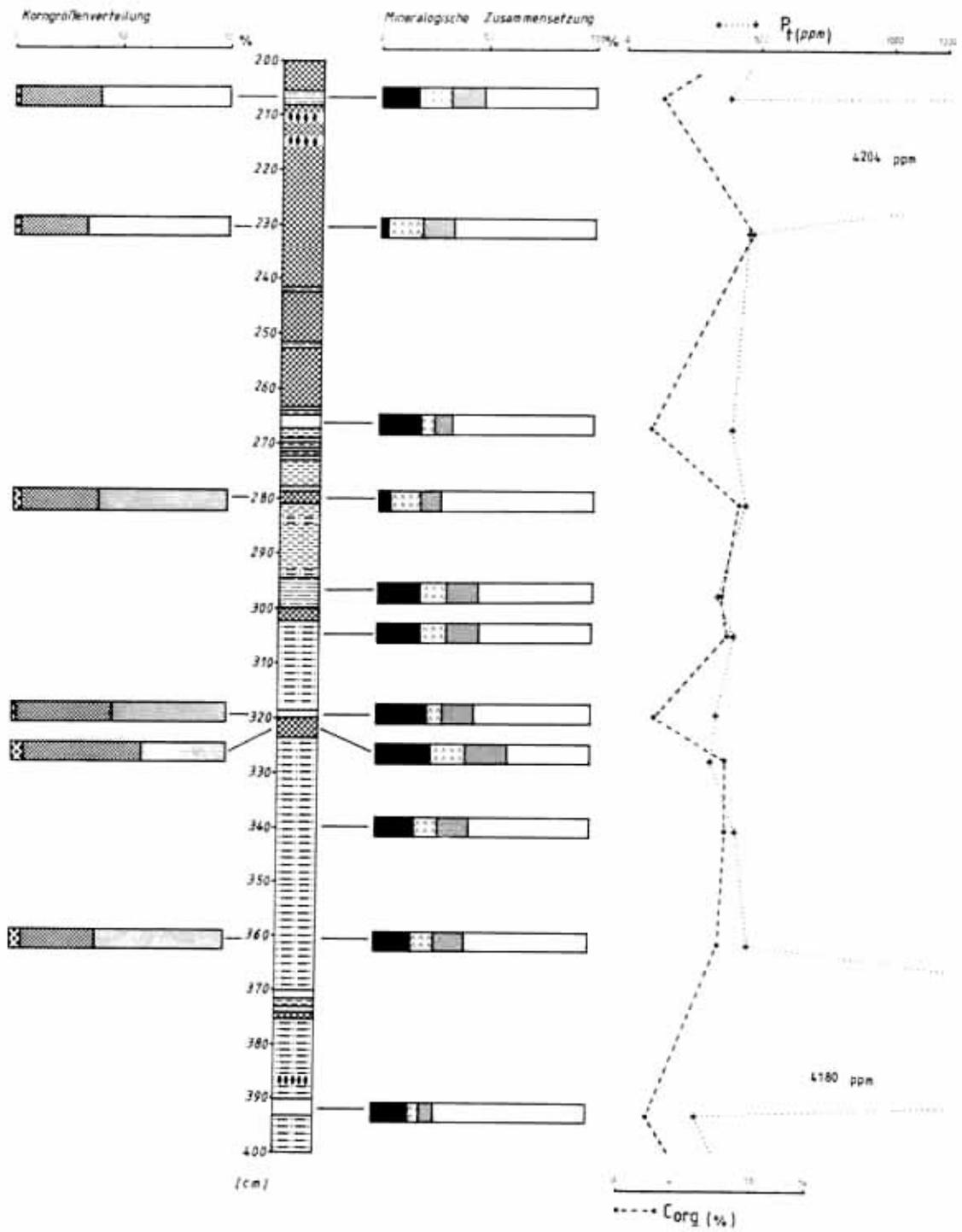


Abb. 53 b.

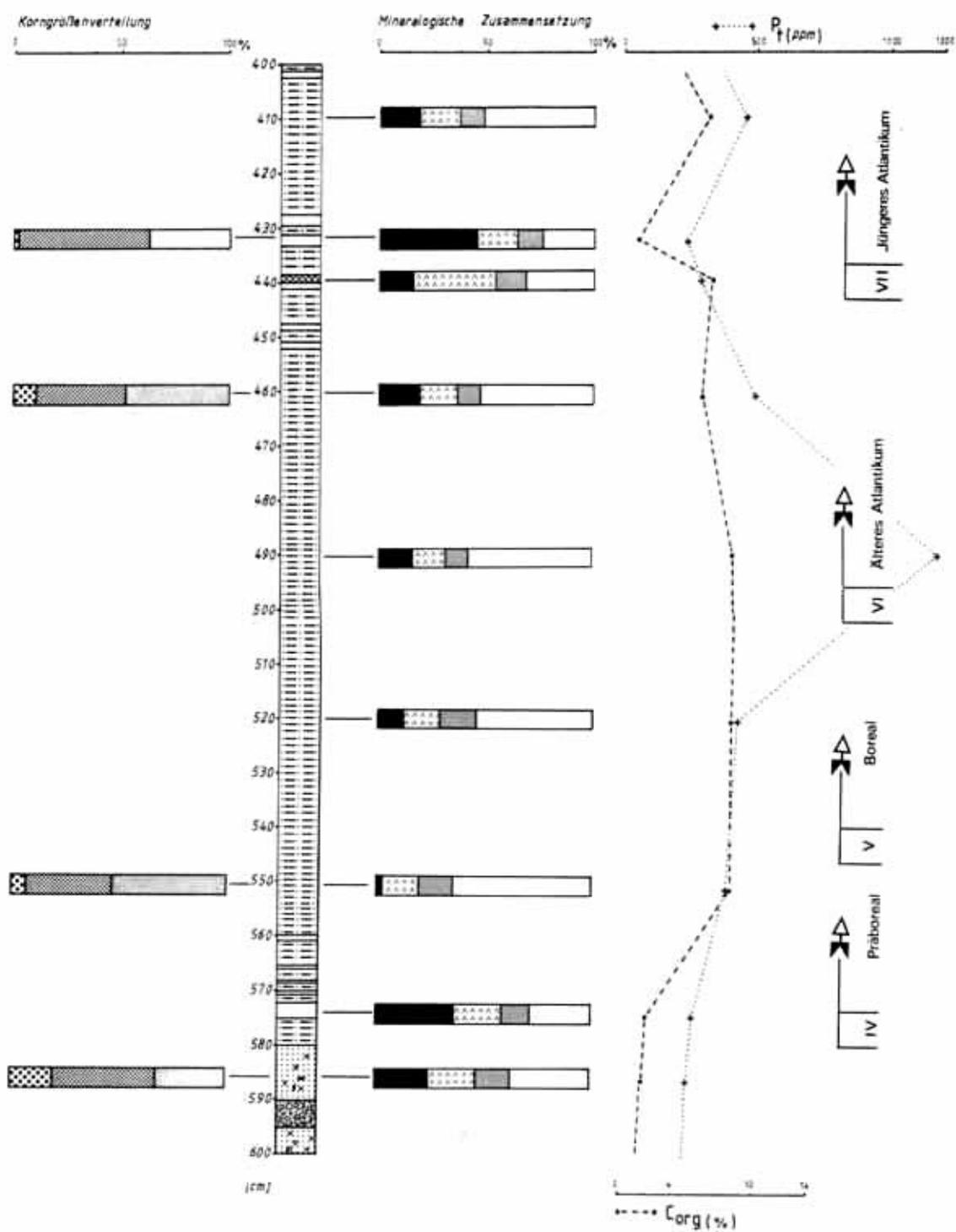


Abb. 53 c.

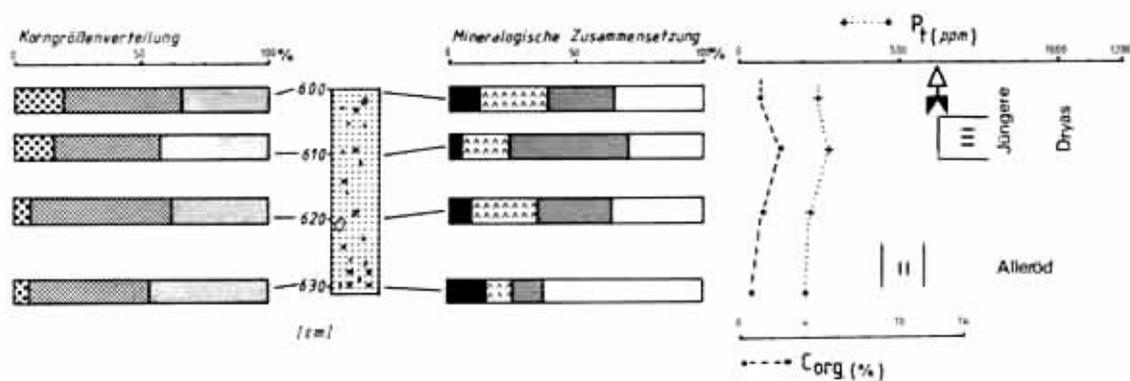


Abb. 53 d.

LEGENDE

Kalkmudde I (grau)		Feine Lamination		Calcit	
Kalkmudde II (schwarz)		Geröll		Dolomit	
Kalkmudde III (gelblich-braun)		Materialwechsel		Quarz	
Kalkmudde IV (rotbraun)		Seschluff (grau-gelblichbraun)		Rest	
Detritusmudde (weiß-gelblichbeige)				Sand	
org. Material				Silt	
Vivianit				Ton	

Abb. 53 e: Legende zu der Darstellung des Halleswieseeprofils.

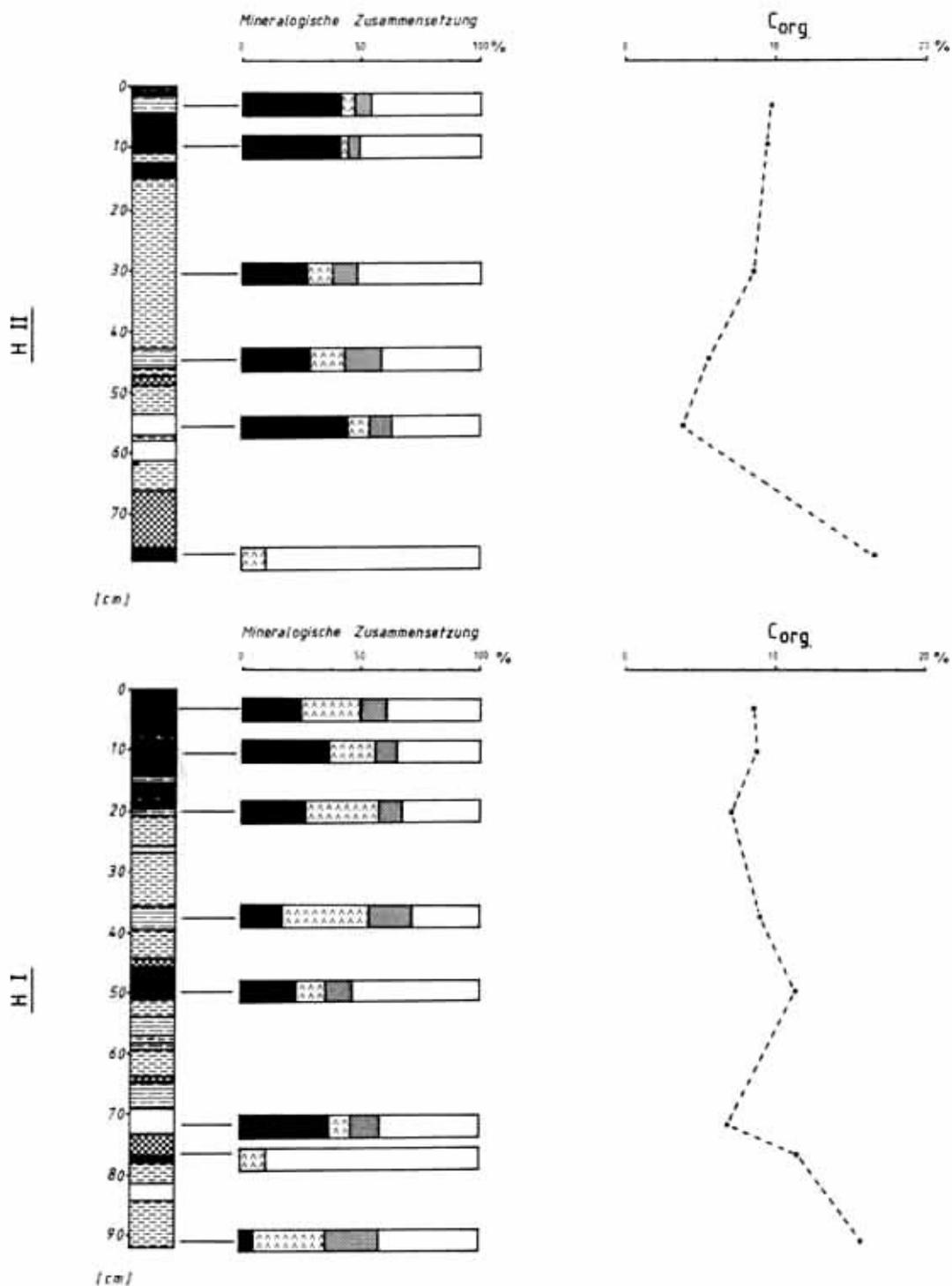


Abb. 54: Sedimentologische Zusammensetzung der Fall-Lot-Kerne des Halleswiesees (H I - H II), Legende s. Abb. 53 e.

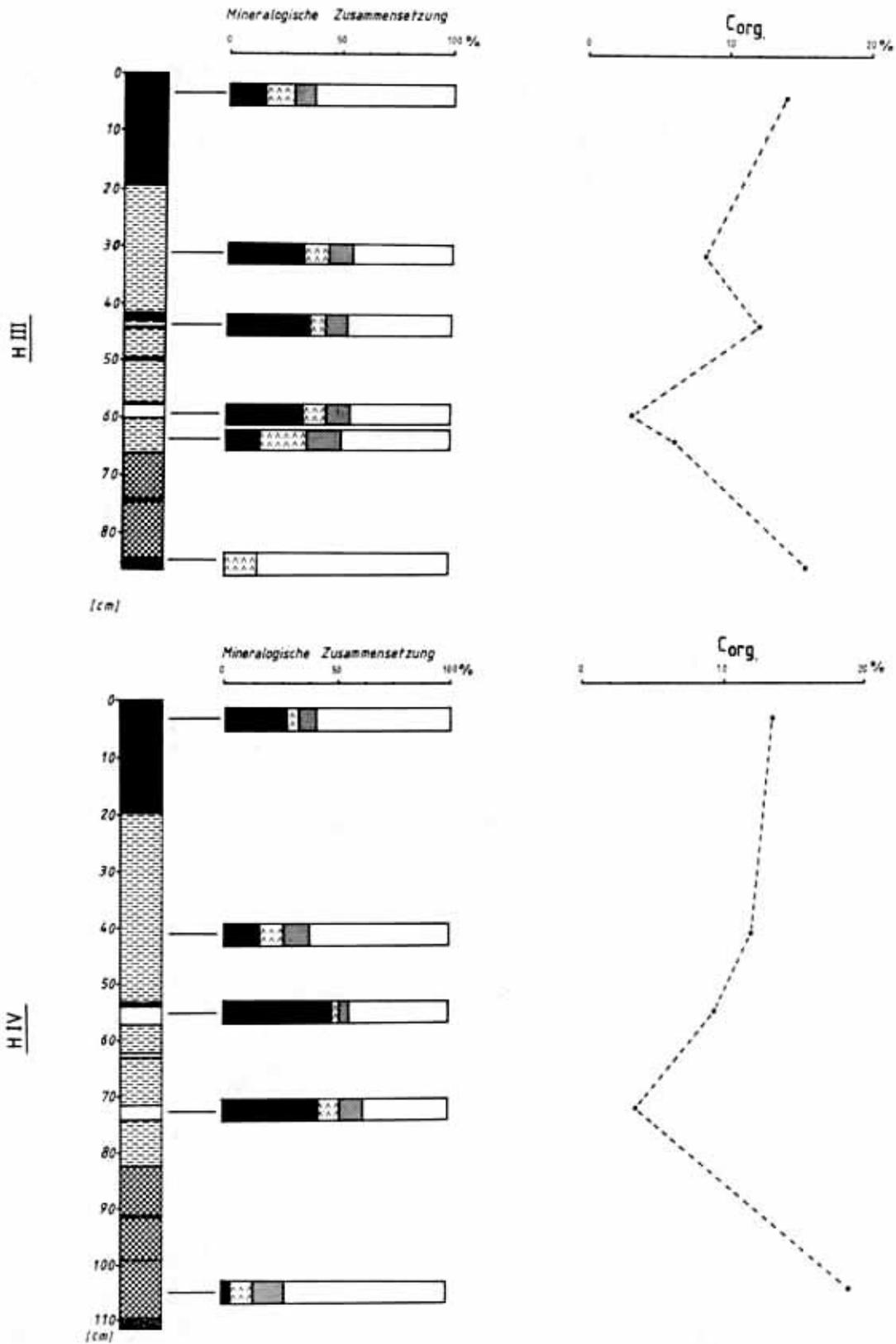


Abb. 55: Sedimentologische Zusammensetzung der Fall-Lot-Kerne des Halleswiesesee (H III - H IV), Legende s. Abb. 53 e.

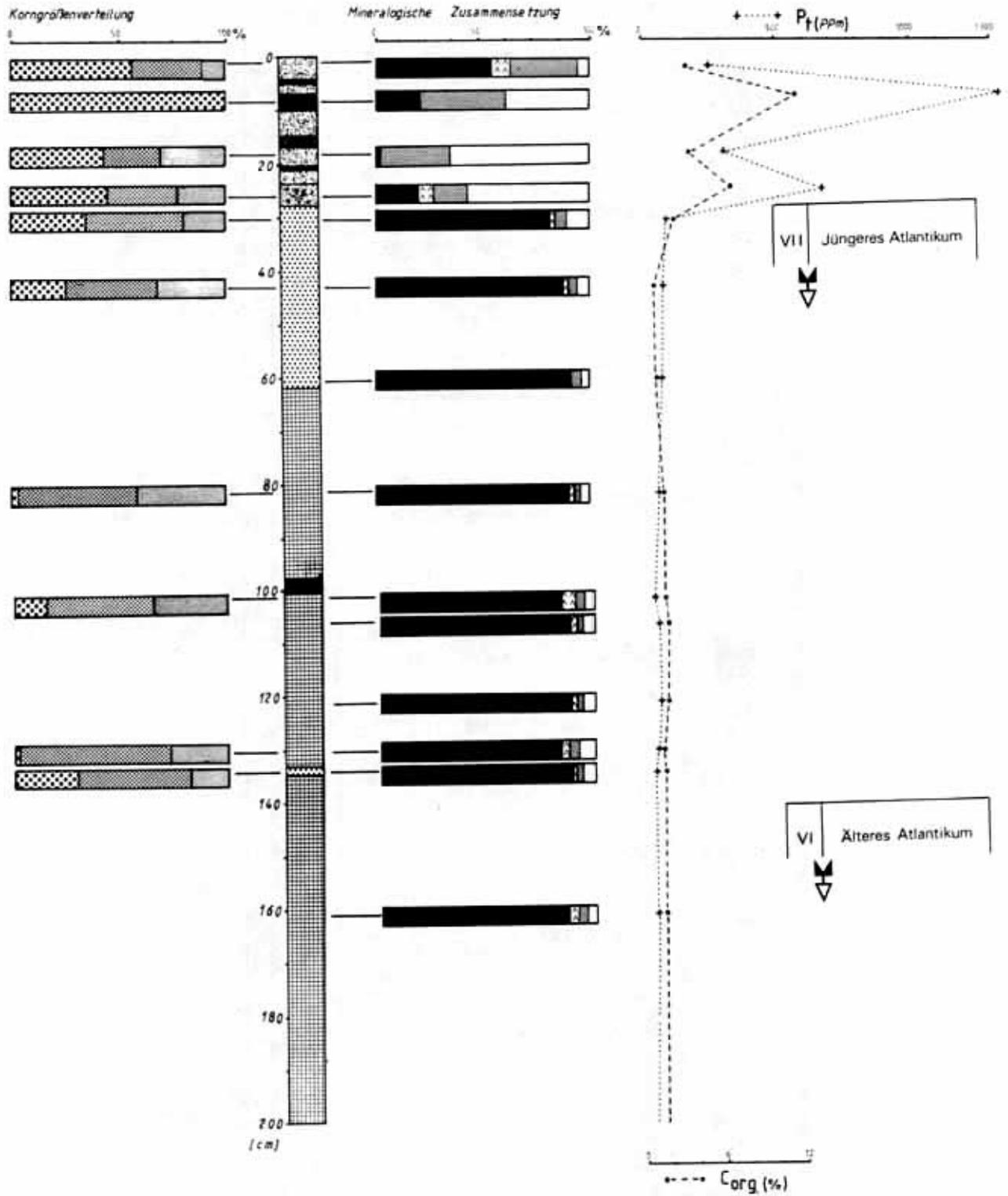


Abb. 56: Detaillierte Darstellung des Mondsee-Sublitoral-Profiles MON K 1, Wassertiefe 4,5 m (Abb. 56 a).

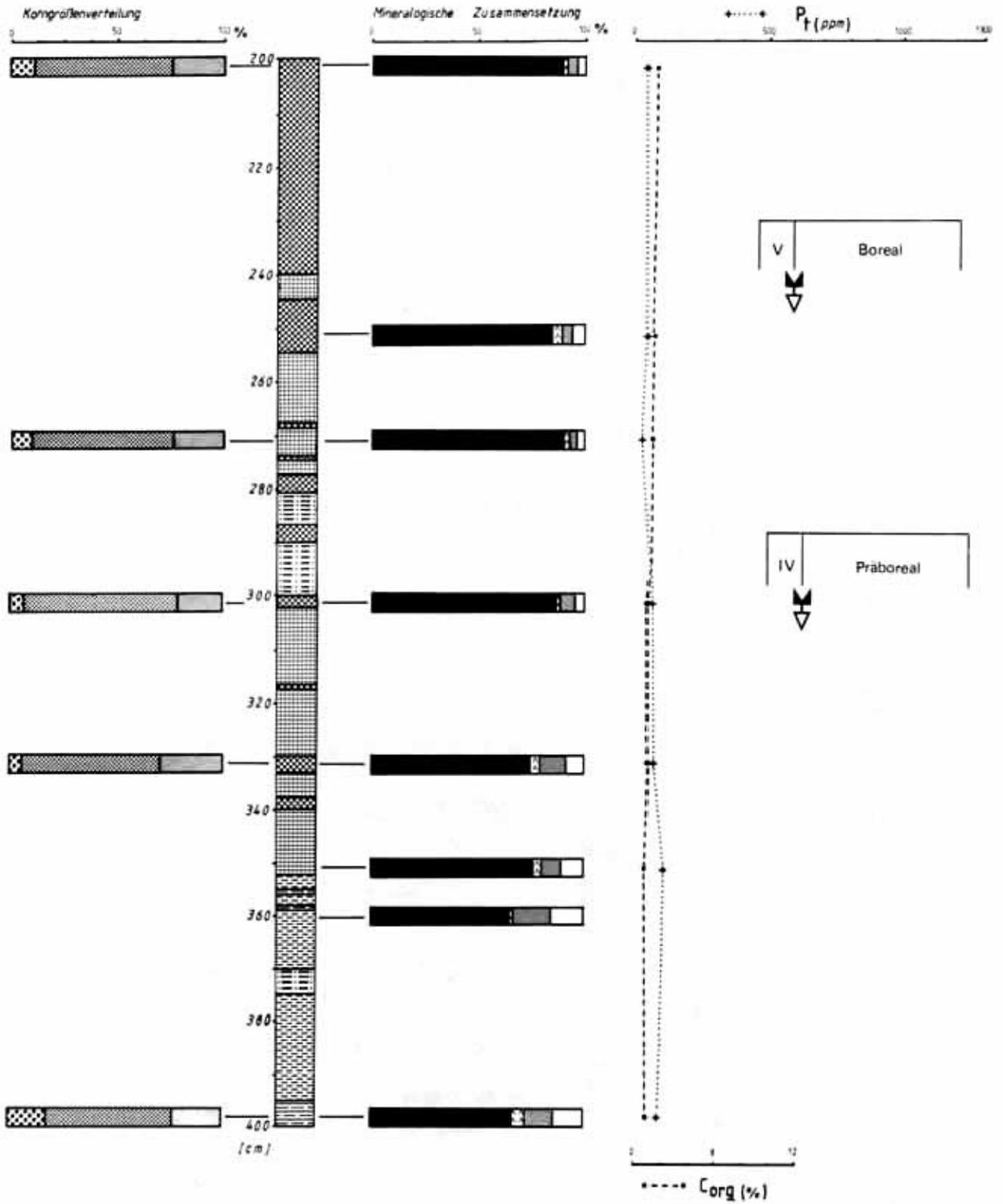


Abb. 56 b.

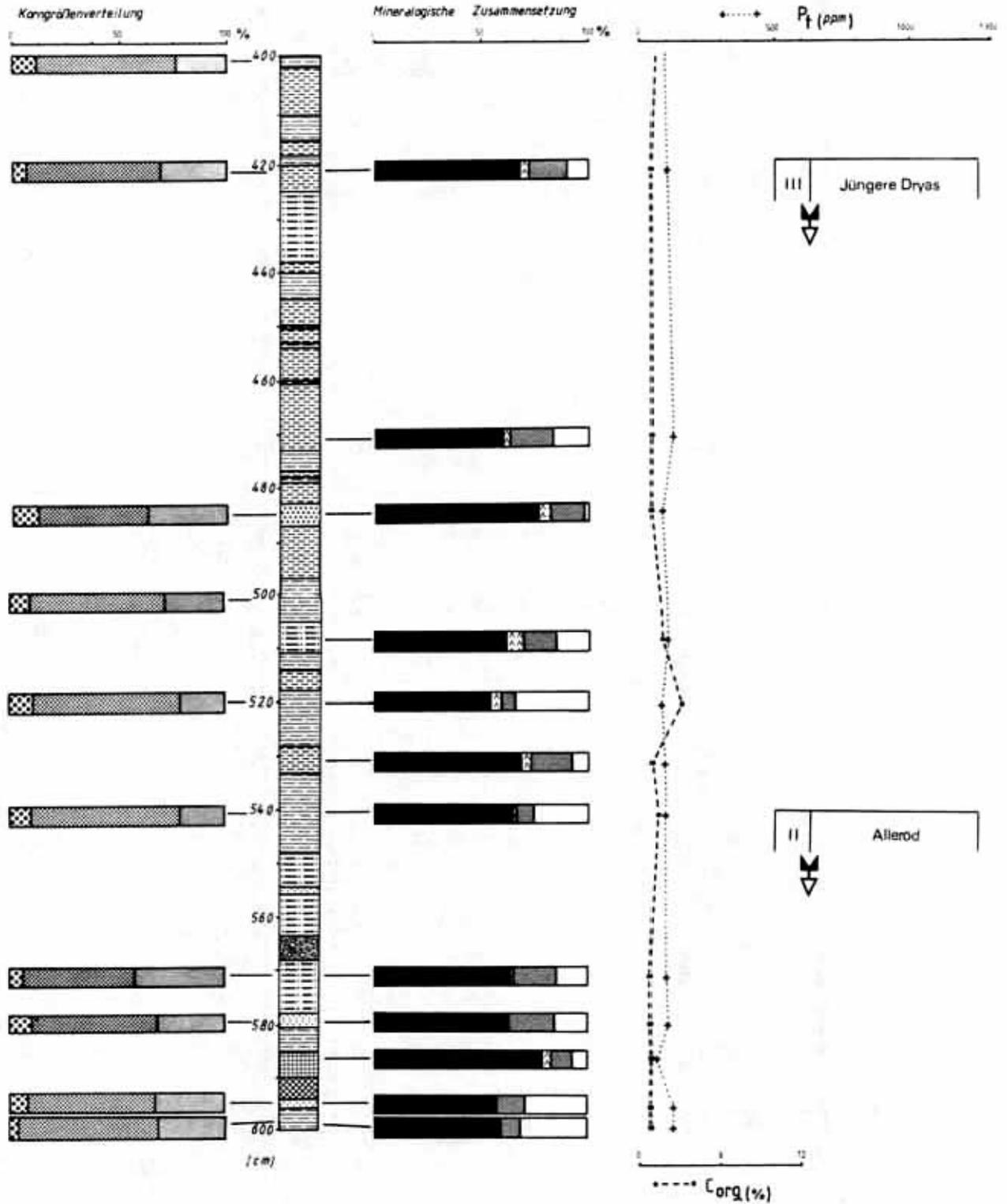


Abb. 56 c.

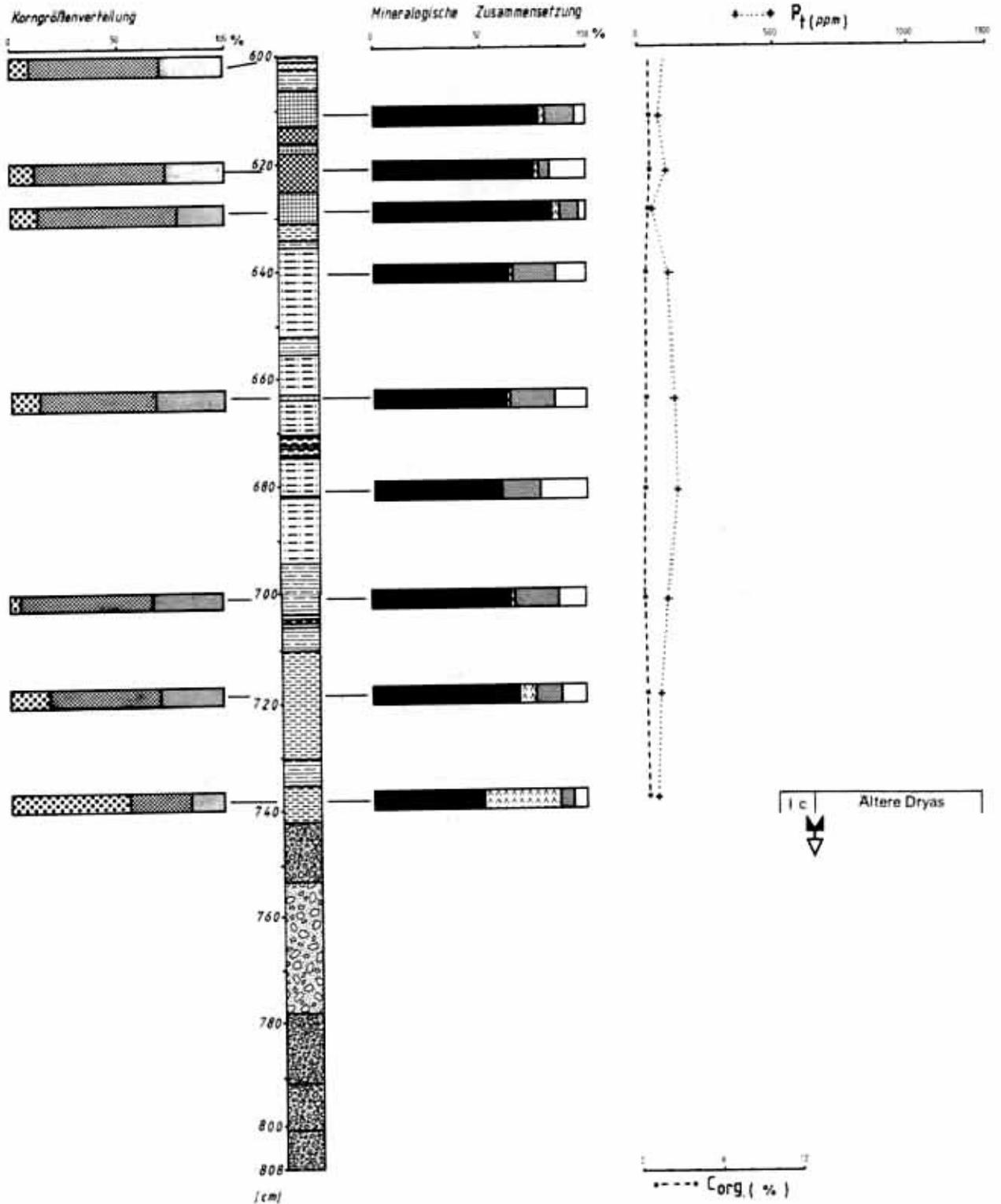


Abb. 56 d.

LEGENDE

<i>überwiegend organ. Material</i>	}		<i>Seemergel (dunkelgrau)</i>		<i>Calcit</i>	
<i>Kulturschicht, Material umgelagert</i>			<i>Seemergel (dunkelgrau, sandig)</i>		<i>Dolomit</i>	
<i>überwiegend mineral. Material</i>						
<i>Holz</i>			<i>Feine Lamination</i>		<i>Quarz</i>	
<i>Seekreide (weißlichgrau-gelblichgrau)</i>			<i>Geröll</i>		<i>Rest</i>	
<i>Seekreide (hellgrau)</i>			<i>Materialwechsel</i>		<i>Sand</i>	
<i>Seekreide (gelblichweiß, sandig)</i>			<i>Muschel- u. Schneckenschalen</i>		<i>Silt</i>	
<i>Seemergel (hellgrau)</i>					<i>Ton</i>	

Abb. 56 e: Legende zu der detaillierten Darstellung des Mondsee-Sublitoral-Profiles (Kolbenlotkern MON K 1, Wassertiefe 4,5 m).

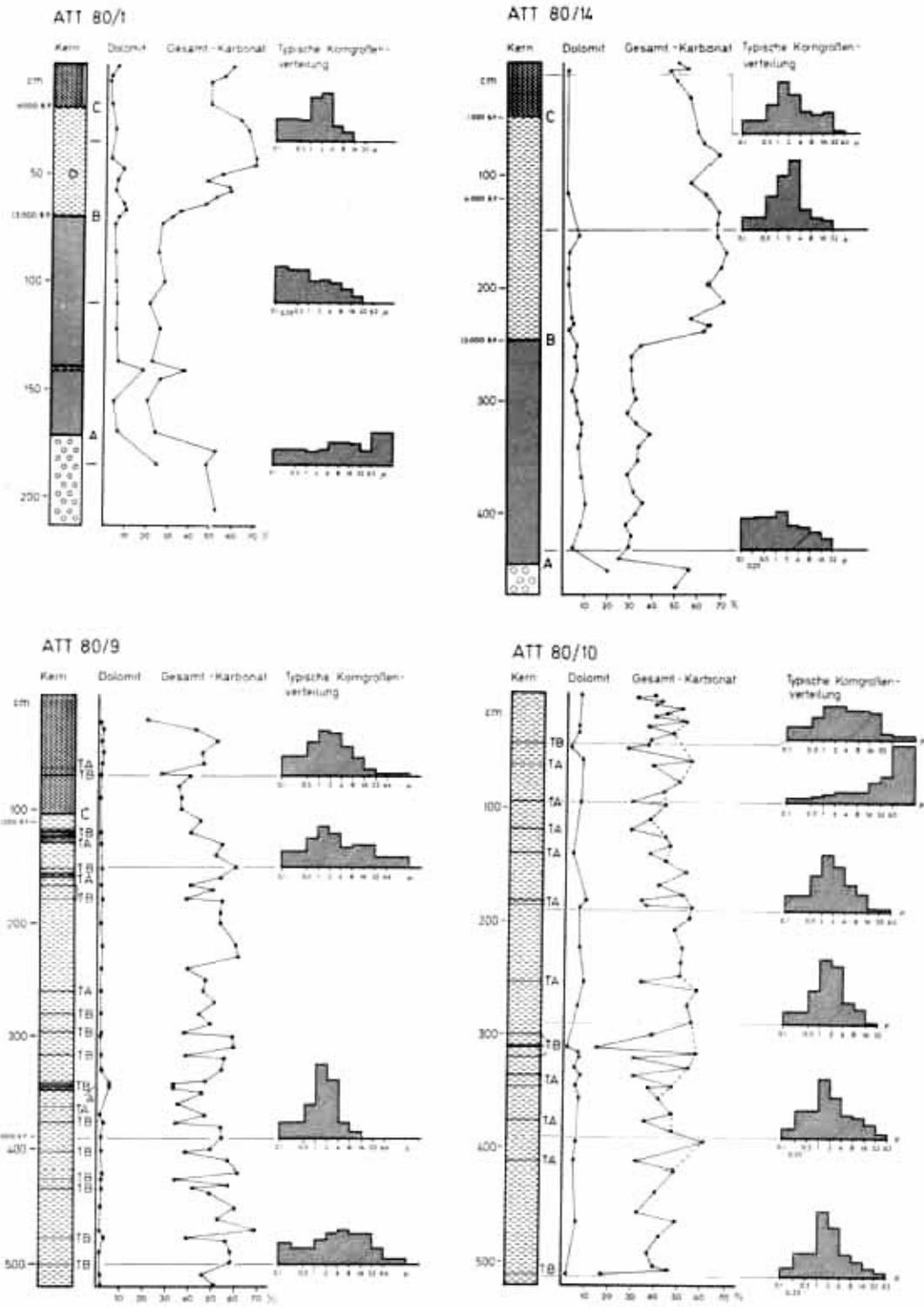


Abb. 57: Sedimentprofile des Attersees mit den wichtigsten sedimentologischen Parametern.

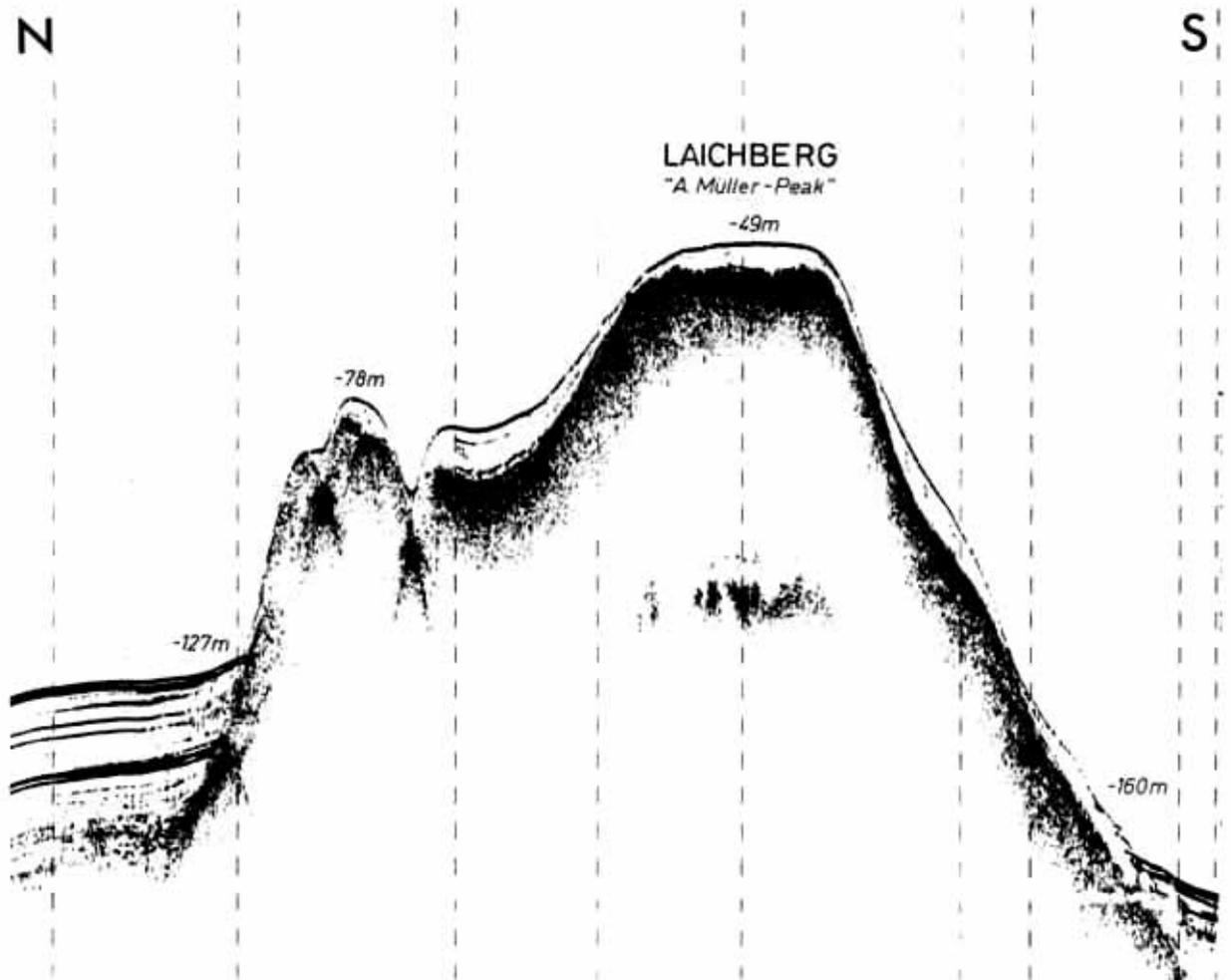
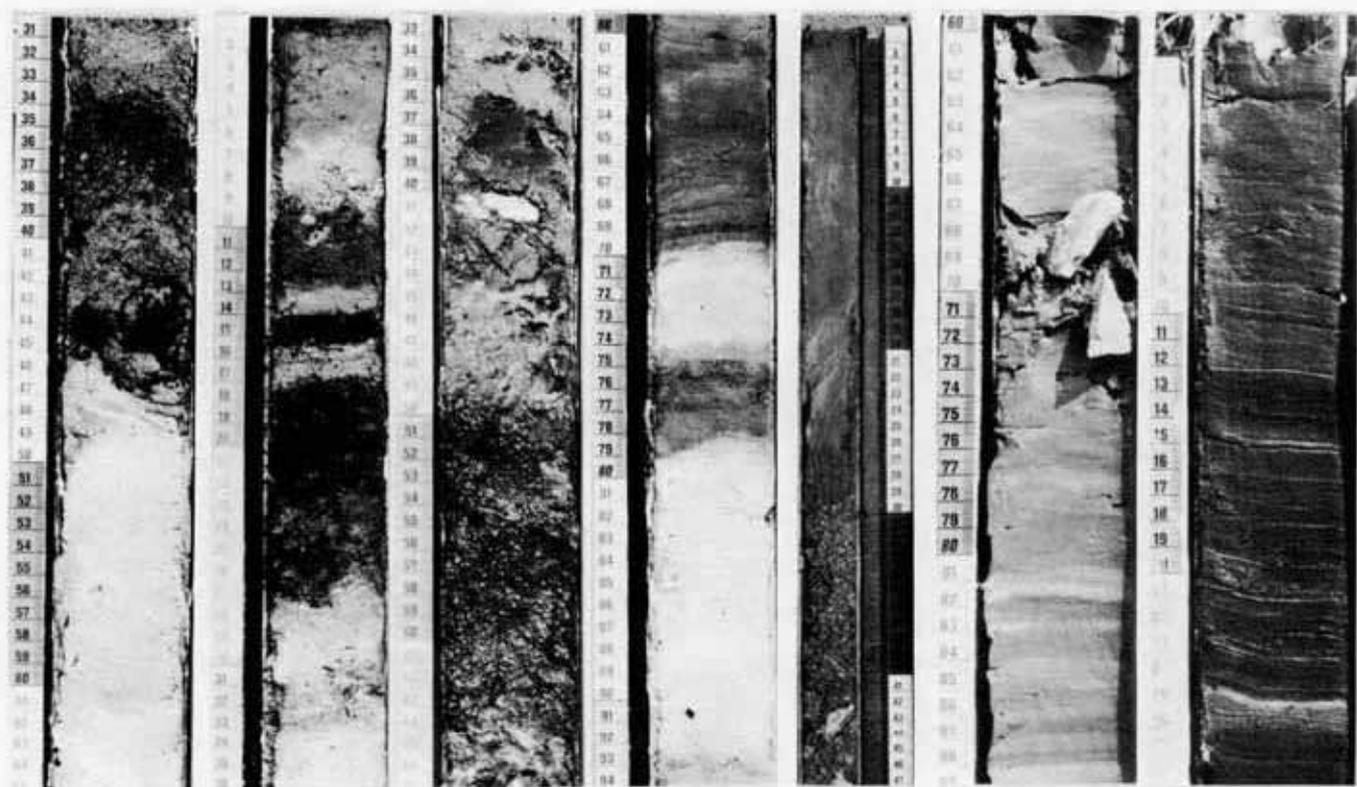


Abb. 58: Sedimentechographie - Längsprofil Nord-Süd (ORE; 3,5 KHz, über die Zentralschwelle des Attersees (Laichberg), Aufnahme: Dr. J. Müller, TU München). Lage des Profils: s. Abb. 21. Bei dem kräftigen Reflektor unter den Sedimenten auf dem Top der Schwelle handelt es sich um Moränen-Material. Deutlich sind die hohen Sedimentmächtigkeiten in den angrenzenden Becken im Gegensatz zur Schwelle zu erkennen (aus: SCHNEIDER et al. 1987).

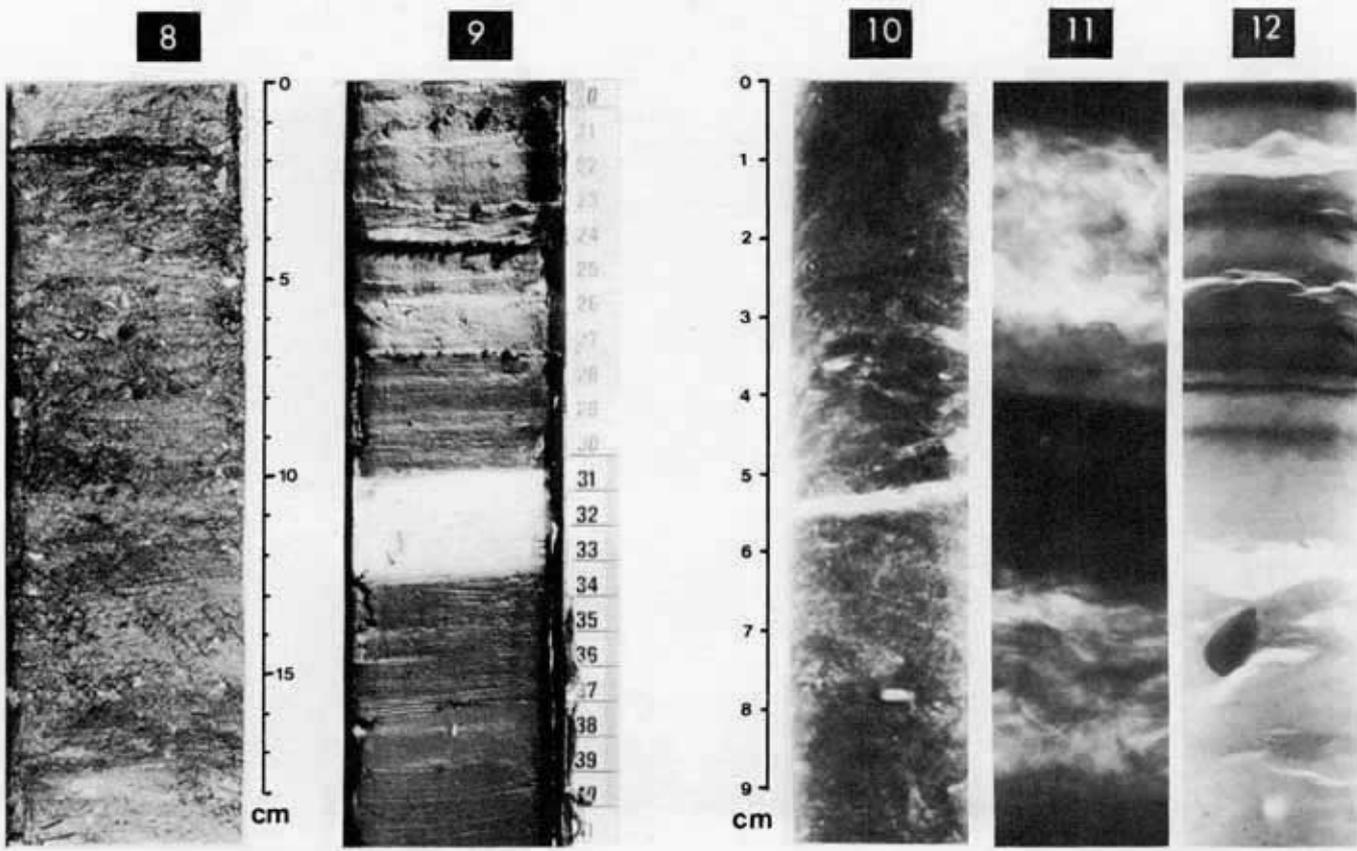
Tafel 1

Repräsentative Auswahl von Sedimentkern-Abschnitten

- Fig. 1: Sedimentkern ATT 17 (Weyregger Schelf), Sedimentabschnitt 26-62 cm, Wechsella-
gerung: Quarzsand, Kulturschicht, Detritusmudde und Seekreiden.
- Fig. 2: Sedimentkern ATT 18 (Weyregger Schelf), Sedimentabschnitt 120-160 cm, von oben
nach unten: Detritusmudde, Kulturschicht und Seemergel.
- Fig. 3: Sedimentkern ATT 16 (Weyregger Schelf), Sedimentabschnitt 28-65 cm, Wechsella-
gerung: Quarzsand, Detritusmudde und Kulturschicht.
- Fig. 4: Sedimentkern ATT 18 (Weyregger Schelf), Sedimentabschnitt 182-218 cm, Wechsella-
gerung von Detritusmudde (dunkel) und Seekreide (hell).
- Fig. 5: Sedimentkern MON K 1 (Mondsee), Sedimentabschnitt 714-760 cm, Glazialtone aufgela-
gert auf Glazialschottern.
- Fig. 6: Sedimentkern HM 1 (Halleswies-Moor), Sedimentabschnitt 653-686 cm, "drop stones" in
dem spätglazialen Seeschluff.
- Fig. 7: Sedimentkern HM 1 (Halleswies-Moor), Sedimentabschnitt 478-510, feinlaminierte Sedi-
mente des Älteren Atlantikums.
- Fig. 8: Sedimentkern HM 1 (Halleswies-Moor), Sedimentabschnitt 195-220 cm, Übergangszone
Sediment/Torf mit Landschnecken.
- Fig. 9: Sedimentkern HM 1 (Halleswies-Moor), Sedimentabschnitt 498-521 cm, feinlaminierte
Sedimente mit einer 1 cm dicken Kalkmudde IV-Schicht und einer 2,5 cm mächtigen
Detritusmudde-Lage.
- Fig. 10: Radiographie des Sedimentkerns MON K 1 (Mondsee), Sedimentabschnitt 15-25 cm, er-
kennbare Bioturbation.
- Fig. 11: Radiographie des Sedimentkerns ATT 18 (Attersee), Sedimentabschnitt 30-40 cm,
Wechsella-gerung von Detritusmudde (dunkel) und Kulturmaterial (hell).
- Fig. 12: Radiographie des Sedimentkerns HM 1 (Halleswies-Moor), Sedimentabschnitt 593-603
cm, "drop stones" in dem postglazialen Seeschluff.



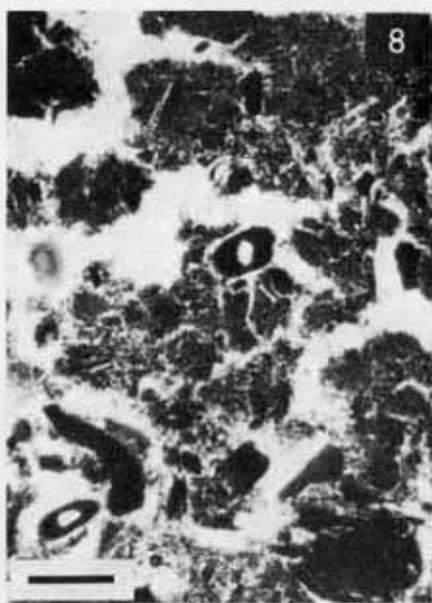
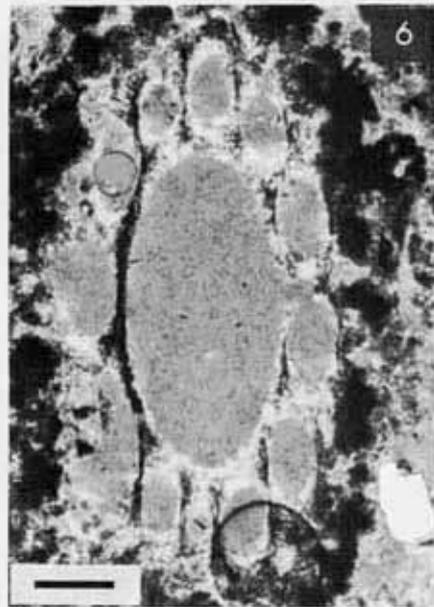
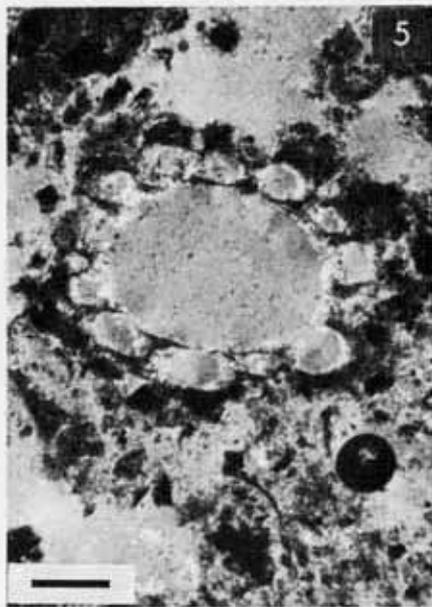
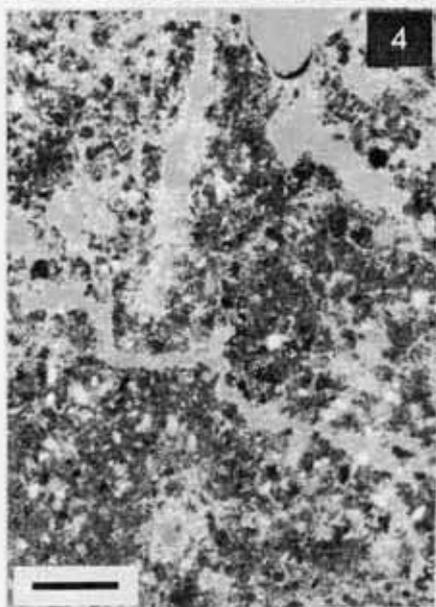
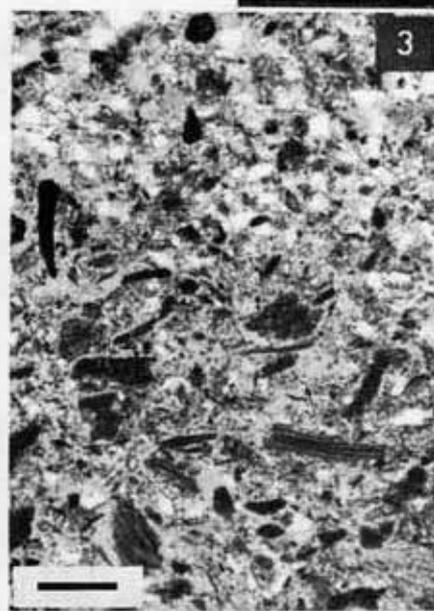
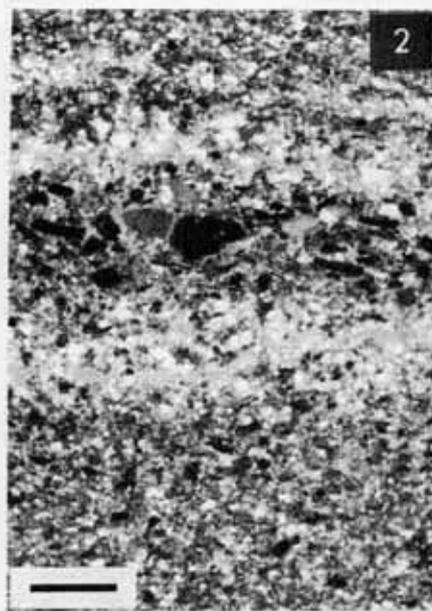
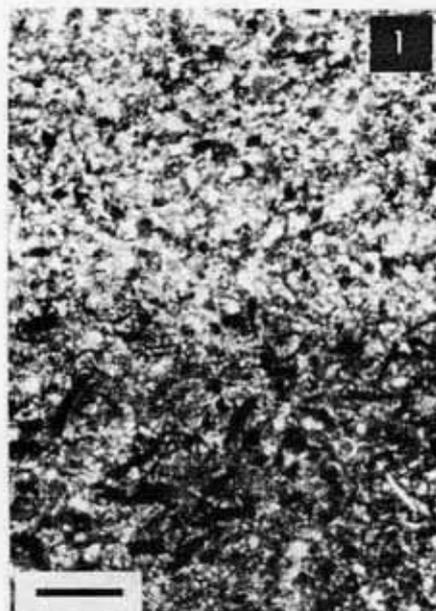
1 2 3 4 5 6 7



8 9 10 11 12

Tafel 2 Dünnschliffmikroskopie

- Fig. 1: Wechsellagerung von silikatischen (hell), und organogen (dunkel) geprägten Sedimentschichten, karbonatischer Anteil grau (ATT 118 / Attersee); gekreuzte Polarisatoren, Balkenlänge 100 μm
- Fig. 2: Wechsellagerung von Silikaten (hell), organischen Partikeln (dunkel) und Karbonaten (grau); gekreuzte Polarisatoren, Rot I, Balkenlänge 100 μm
- Fig. 3: Ausschnittvergrößerung von Fig. 2, Balkenlänge 50 μm
- Fig. 4: Dünnschliff einer Seekreide aus dem Attersee; oben Mitte: Längsschnitt eines Chara-Röhrchens, unten links: Querschnitt eines Chara-Röhrchens, Silikate: hell, mikritischer Karbonat: grau, Balkenlänge 100 μm
- Fig. 5: Chara-Querschnitt (Seekreide / Attersee); Innenwand: grobe Calcitkristalle, Außenwand: mikritisches Karbonat, Balkenlänge 50 μm
- Fig. 6: Schräger Anschnitt eines Chara-Röhrchens (Seekreide / Attersee), Balkenlänge 50 μm
- Fig. 7: Feine Lamination in einer Seekreide des Mondsee-Sublitorals; helle karbonatische Lagen und dunkle karbonatische, silikatische und organogene Lagen, Balkenlänge 100 μm
- Fig. 8: Übergangszone zwischen See- und Torfsedimenten des Halleswies-Moors; Torf, deutliche Pflanzenstrukturen, Balkenlänge 100 μm
- Fig. 9: Übergangszone zwischen See- und Torfsedimenten des Halleswies-Moors; Nicht verkalkte Oogonie, eingebettet in karbonatischem Sediment, Balkenlänge 50 μm

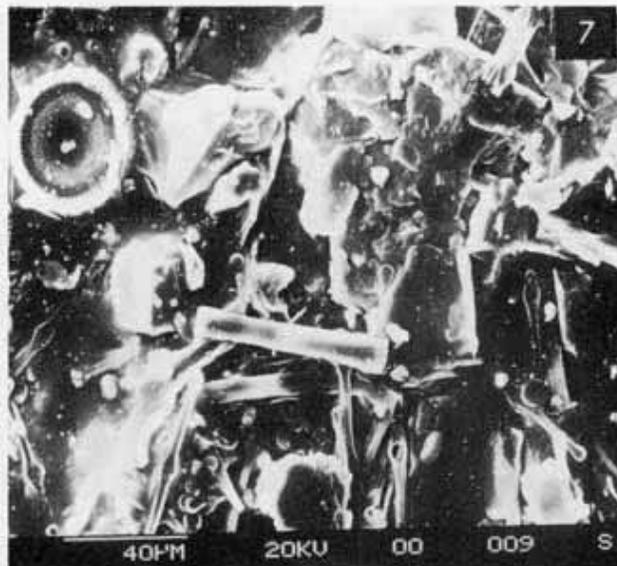
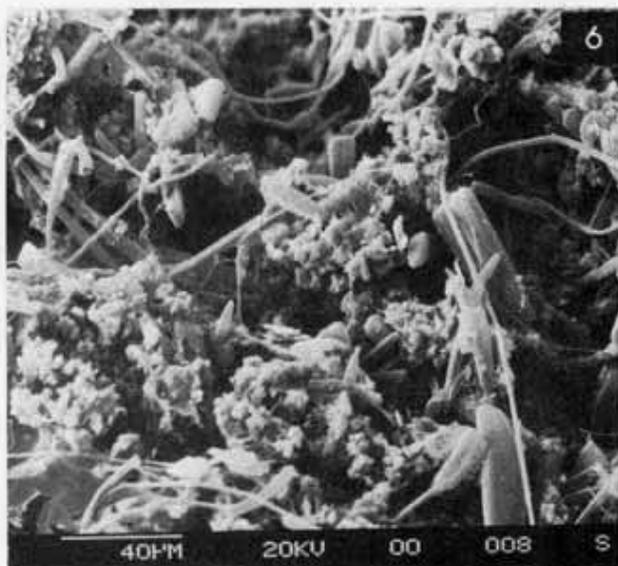
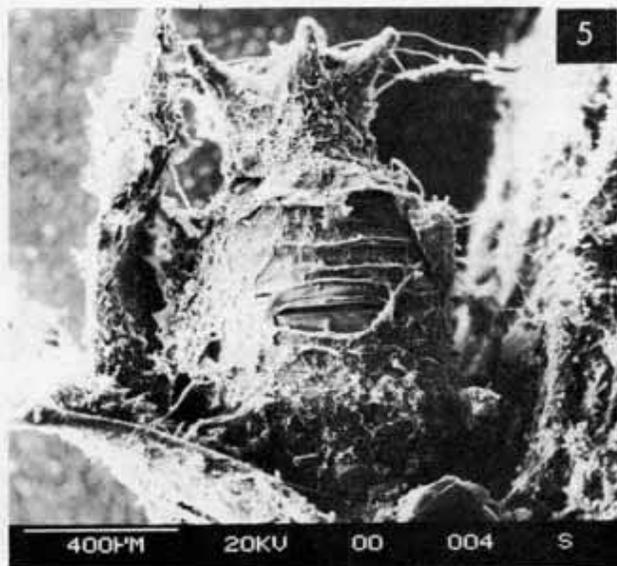
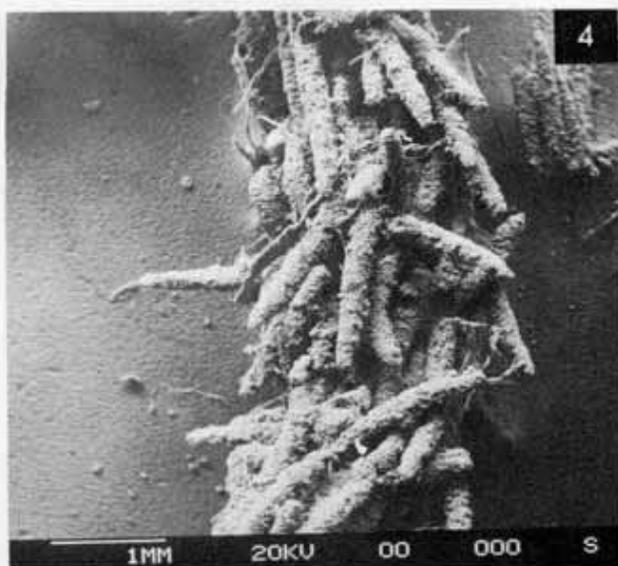
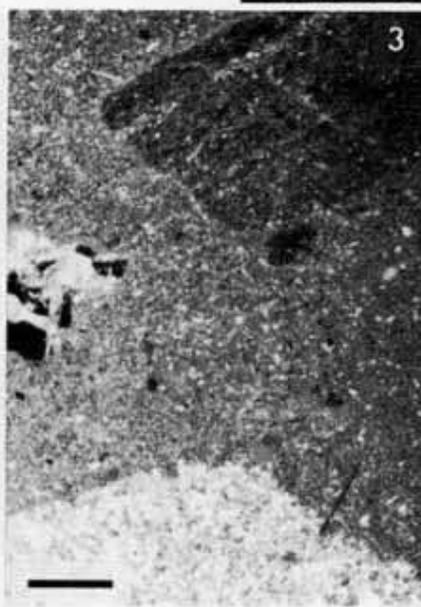
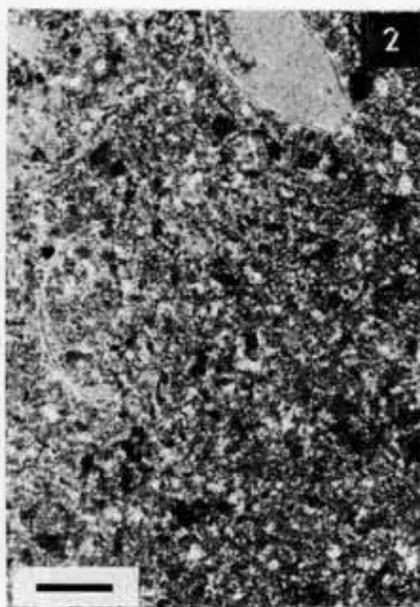


Tafel 3

- Fig. 1: Übergangzone zwischen See- und Torfsedimenten des Halleswies-Moors; Landschnecke an der Grenze Sediment-Torf, Balkenlänge 50 μm
- Fig. 2: Kalkmudde des Halleswieses; Silikate: hell, Karbonate: grau, organische Partikel: dunkel, Muschelschalen, Balkenlänge 50 μm
- Fig. 3: Drop-Stones aus den Kalkalpen, eingebettet in Seesediment (Halleswiessee), Balkenlänge 100 μm

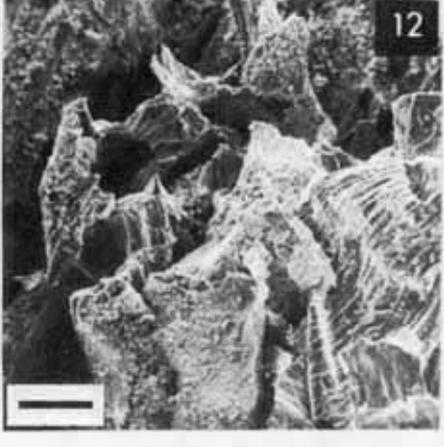
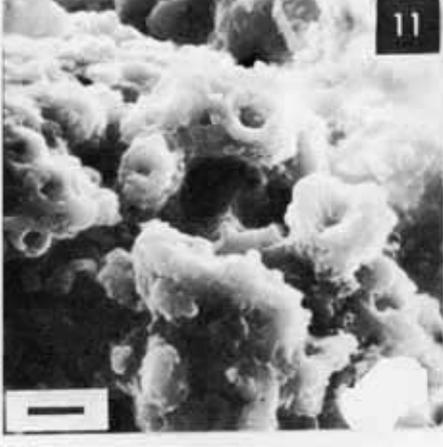
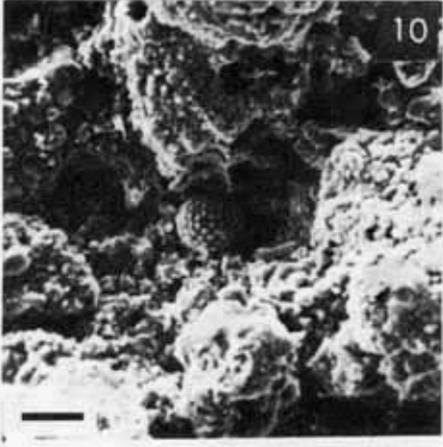
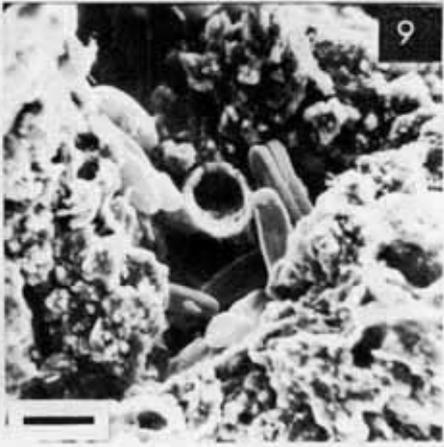
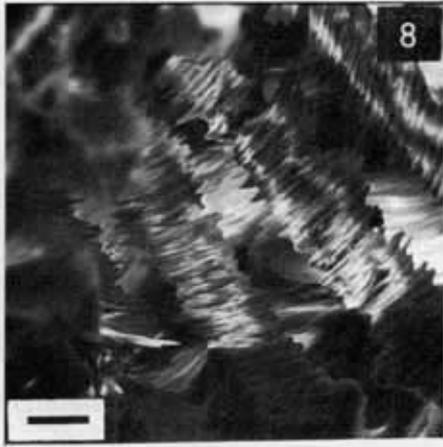
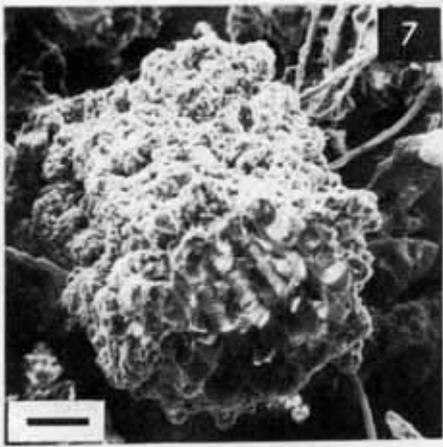
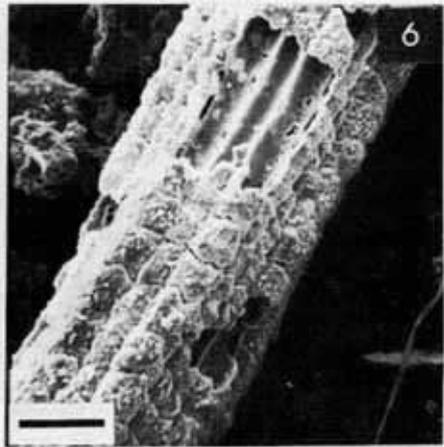
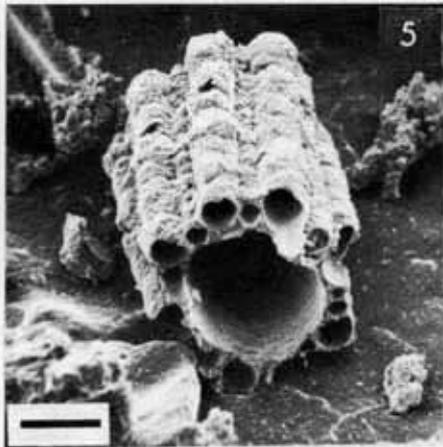
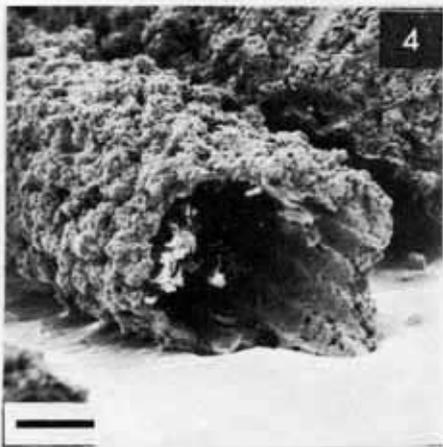
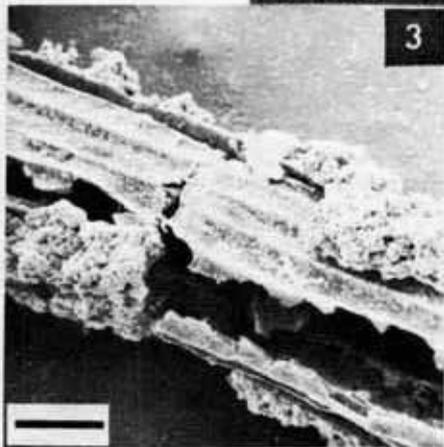
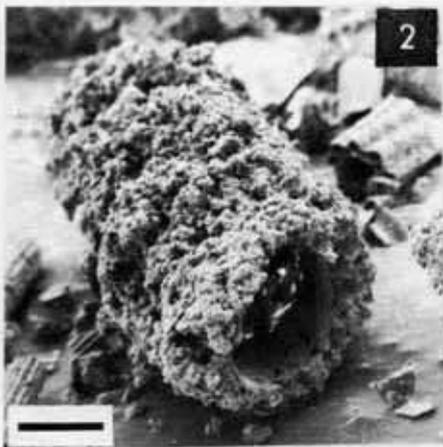
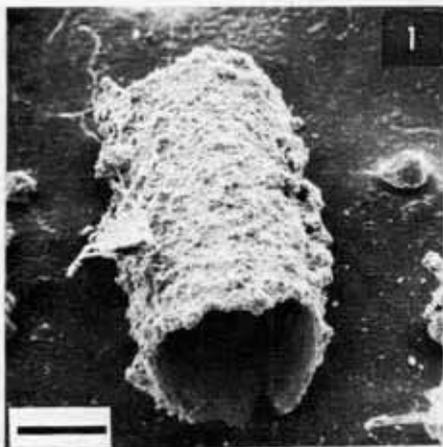
REM-Aufnahmen

- Fig. 4: Hauptstengel einer Characee mit Blättern.
- Fig. 5: Oogonie mit Krone, festsitzend an einer Characee
- Fig. 6: Oberfläche einer Characee mit Fäden, Mikroorganismen und Karbonatpartikeln.
- Fig. 7: Epilimnischer Calcit-Kristall und Plankton, gefiltert aus dem Epilimnion des Mondsees



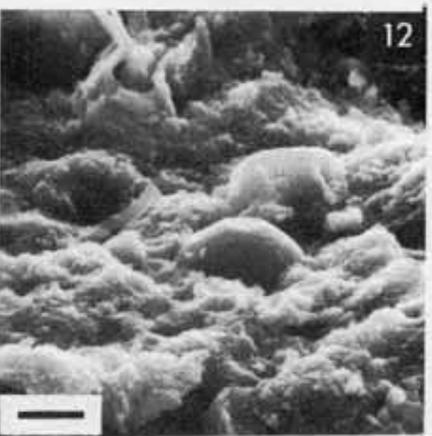
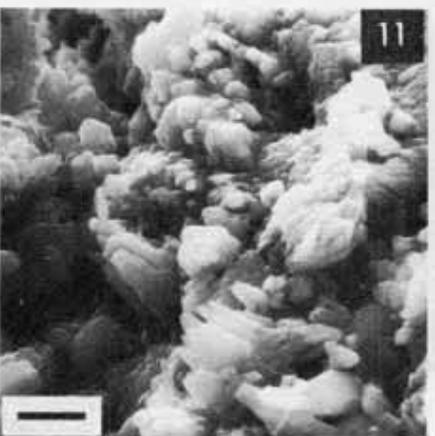
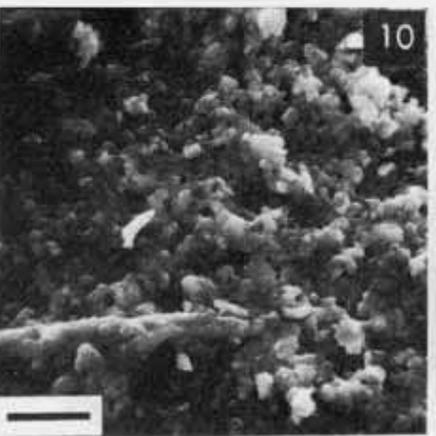
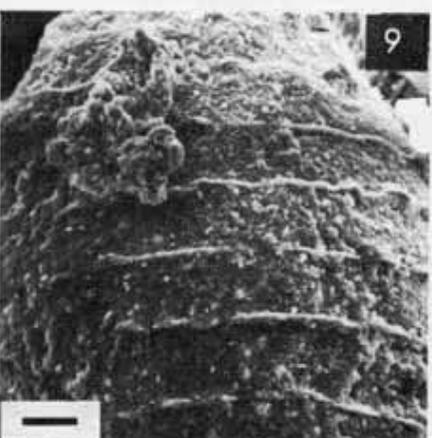
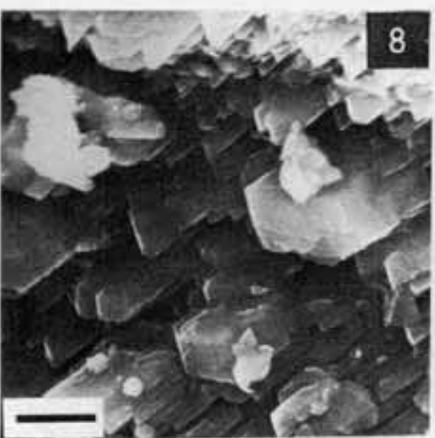
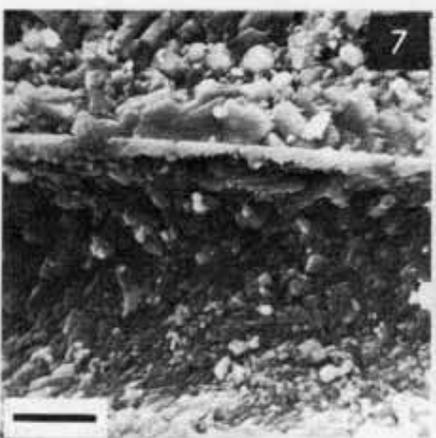
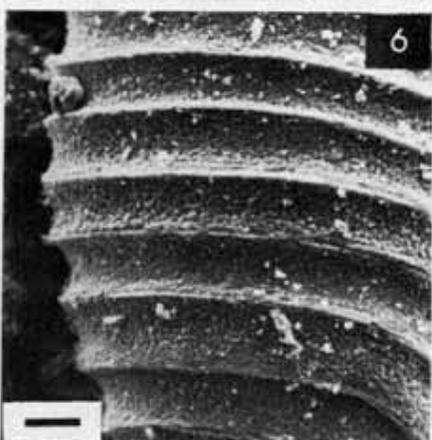
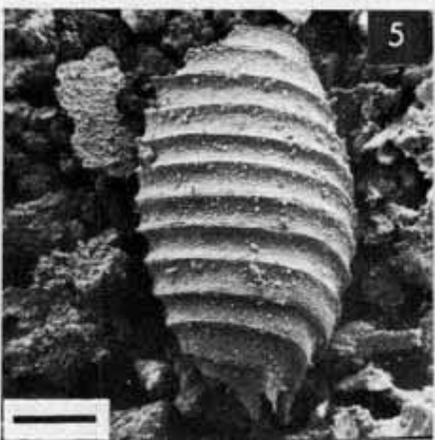
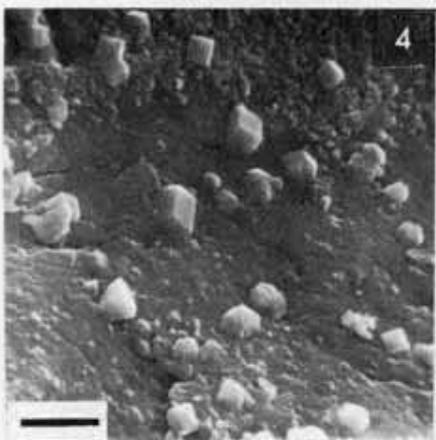
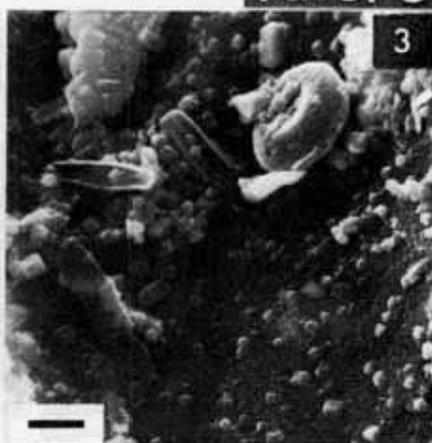
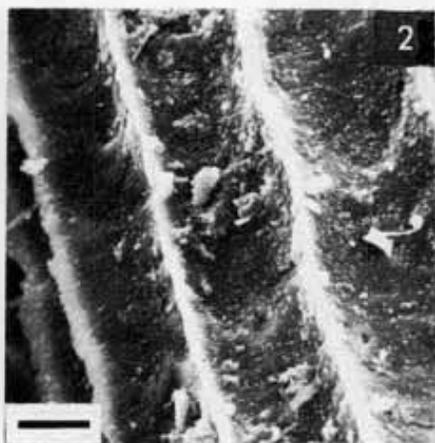
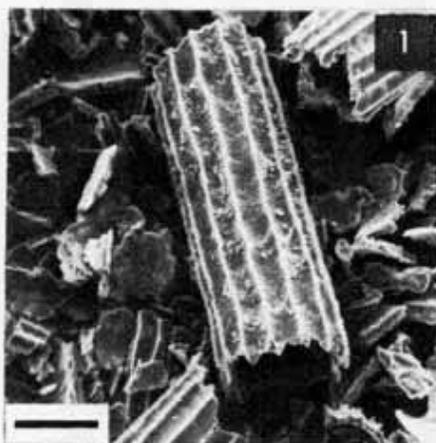
Tafel 4

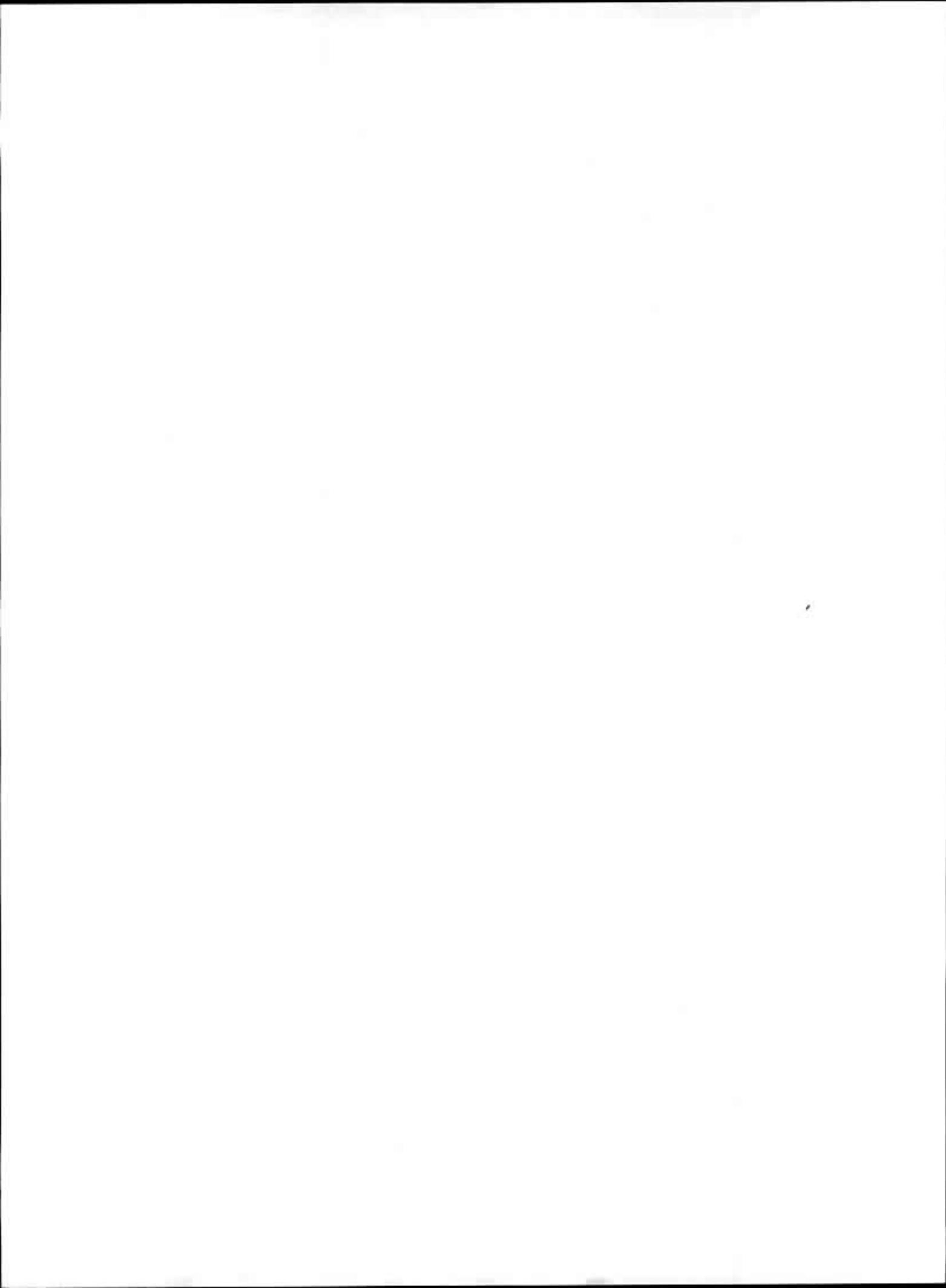
- Fig. 1: Verkalktes Chara-Röhrchen vom Typ A, (vgl. Abb. 42), Balkenlänge 150 μm
- Fig. 2: Verkalktes Chara-Röhrchen vom Typ B, Balkenlänge 400 μm
- Fig. 3: Verkalkte Characee, Bildung von Typ C durch mechanische Zerbrechung der äußeren Kalkkruste vom Typ E, Balkenlänge 150 μm
- Fig. 4: Verkalktes Chara-Röhrchen vom Typ F, Balkenlänge 250 μm
- Fig. 5: Verkalktes Chara-Röhrchen vom Typ E, Balkenlänge 150 μm
- Fig. 6: Spuren der Kalkauflösung auf einer verkalkten Characee, Balkenlänge 150 μm
- Fig. 7: Verkalktes Chara-Röhrchen vom Typ G, Balkenlänge 100 μm
- Fig. 8: Innenwand von Fig. 7, Balkenlänge 25 μm
- Fig. 9: Diatomee auf einer Characee, Balkenlänge 10 μm
- Fig. 10: Pyritframboid (Bildmitte) auf einer verkalkten Characee, Balkenlänge 10 μm
- Fig. 11: Spuren der mikrophytischen Kalkausscheidung auf einer Characee, Balkenlänge 5 μm
- Fig. 12: Zu Vivianit umgewandelte org. Substanz des Halleswiesesee, Balkenlänge 150 μm



Tafel 5

- Fig. 1: Verkalktes Chara-Röhrchen vom Typ C (Halleswiessee), Balkenlänge 150 μm
- Fig. 2: Ausschnittvergrößerung von Fig. 1, Balkenlänge 25 μm
- Fig. 3: Ausschnittvergrößerung von Fig. 2, Diatomeen und Calcit-Kristalle, Balkenlänge 5 μm
- Fig. 4: Ausschnittvergrößerung von Fig. 3, sekundär gebildete Calcit-Kristalle auf einer Characee, Balkenlänge 3 μm
- Fig. 5: Verkalkte Oogonie, Balkenlänge 150 μm
- Fig. 6: Ausschnittvergrößerung von Fig. 5, Balkenlänge 50 μm
- Fig. 7: Ausschnittvergrößerung von Fig. 6, Balkenlänge 15 μm
- Fig. 8: Ausschnittvergrößerung von Fig. 7, schuppenartige Bildung von Calcit-Kristallen auf einer Oogonie, Balkenlänge 3 μm
- Fig. 9: Verkalkte Oogonie, Balkenlänge 50 μm
- Fig. 10: Ausschnittvergrößerung von Fig. 9, Balkenlänge 15 μm
- Fig. 11: Ausschnittvergrößerung von Fig. 10, dichte Bildung von Calcit-Kristallen, Balkenlänge 5 μm
- Fig. 12: Chrysophyceen, eingebettet in der Kalkmudde des Halleswiessees, Balkenlänge 5 μm





GÖTTINGER ARBEITEN ZUR GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

- 1: GROOS, Helga (1969): Mitteldevonische Ostracoden zwischen Ruhr und Sieg (Rechtsrheinisches Schiefergebirge). - 110 S., 48 Abb., 3 Tab., 20 Taf., 8 Beil. DM 12,50
- 2: GRIMM, Arnulf (1969): Die Grundwasserverhältnisse im Raum Kassel (Nordhessen) unter besonderer Berücksichtigung der Hydrochemie. - 143 S., 23 Abb., 8 Tab., 1 Taf., 21 Beil. DM 20,00
- 3: FÜTTERER, Dieter (1969): Die Sedimente der nördlichen Adria vor der Küste Istriens. - 57 S., 25 Abb. DM 6,60
- 4: GEISSLER, Horst (1969): Zur Stratigraphie und Fazies der Finnentropfer Schichten sowie zur Ökologie ihrer Fauna (Mittlere Givet-Stufe, nordöstliches Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge). - 67 S., 31 Abb., 4 Tab., 1 Taf. DM 11,20
- 5: H. MARTIN-Festschrift (1970): VIII + 166 S., 41 Abb., 4 Tab., 11 Taf. DM 20,00
- 6: SCHMIDT, Albert (1970): Geologische und petrologische Untersuchungen im Grenzbereich Weiler Schiefer/Gneis von Urbeis (Schuppenzone von Lubine/Vogesen). - 31 S., 6 Abb., 2 Taf. DM 6,80
- 7: PAUL, Josef (1970): Sedimentgeologische Untersuchungen im Limski kanal und vor der istrischen Küste (nördliche Adria). - 75 S., 43 Abb., 25 Tab. DM 10,80
- 8: DANIELS, Curt H. v. (1970): Quantitative ökologische Analyse der zeitlichen und räumlichen Verteilung rezenter Foraminiferen im Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). - 109 S., 8 Taf. DM 16,00
- 9: JAHNKE, Hans (1971): Fauna und Alter der Erbslochgrauwacke (Brachiopoden und Trilobiten, Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge und Harz). - 105 S., 50 Abb., 11 Taf. DM 18,40
- 10: EDER, Wolfgang (1971): riff-nahe detritische Kalke bei Balve im Rheinischen Schiefergebirge (Mittel-Devon, Garbecker Kalk). - 66 S., 14 Abb., 6 Tab., 5 Taf. DM 11,60
- 11: AHRENDT, Hans (1972): Zur Stratigraphie, Petrographie und zum tektonischen Aufbau der Canavese-Zone und ihrer Lage zur Insubrischen Linie zwischen Biella und Cuorné (Norditalien). - 89 S., 38 Abb., 4 Taf., 7 Beil. DM 18,00
- 12: LANGENSTRASSEN, Frank (1972): Zur Fazies und Stratigraphie der Eifel-Stufe im östlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge, Bl. Schmallenberg und Girkhausen). - 106 S., 4 Taf. DM 18,40
- 13: UFFENORDE, Henning (1972): Ökologie und jahreszeitliche Verteilung rezenter benthonischer Ostracoden des Limski kanal bei Rovinj (nördliche Adria). - 121 S., 41 Abb., 5 Tab., 12 Taf. DM 18,80
- 14: GROOTE-BIDLINGMAIER, Michael v. (1974): Tektonik und Metamorphose im Grenzbereich Damara-Prädamara, südwestlich Windhoek (Südwestafrika). - 80 S., 50 Abb. DM 15,20
- 15: FAUPEL, Jürgen (1974): Geologisch-mineralogische Untersuchungen am Donkerhoek-Granit (Karibib-District, Südwestafrika). - 95 S., 48 Abb., 8 Tab., 2 Beil. DM 17,20
- 16: ENGEL, Wolfgang (1974): Sedimentologische Untersuchungen im Flysch des Beckens von Ajdovscina (Slowenien). - 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 3 Taf. DM 14,40
- 17: FAUPEL, Myrsini (1975): Die Ostrakoden des Kasseler Meeressandes (Oberoligozän) in Nordhessen. - 77 S., 3 Abb., 1 Tab., 13 Taf. DM 22,00
- 18: RIBBERT, Karl-Heinz (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabasuzuges (NW-Harz). - 58 S., 19 Abb., 2 Tab. DM 12,80
- 19: NIEBERDING, Franz (1976): Die Grenze der zentralen Granitzone südwestlich Otjimbingwe (Karibib-District, Südwestafrika): Intrusionsverband, Tektonik, Petrographie. - 78 S., 7 Taf. DM 15,60
- 20: ÇINAR, Cemil (1978): Marine Flachwasserfazies in den Honseler Schichten (Givet-Stufe, Lüdenscheider Mulde, Rechtsrheinisches Schiefergebirge). - 77 S., 28 Abb., 4 Profile, 11 Taf. DM 16,40
- 21: LIESCHE, Stefan (1980): Die tektonische Gesteinsdeformation im Gebiet des Latroper Sattels und der Wittgensteiner Mulde im östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - 89 S., 7 Taf. DM 17,20
- 22: HEINRICHS, Till (1980): Lithostratigraphische Untersuchungen in der Fig Tree Gruppe des Barberton Greenstone Belt zwischen Umsoli und Lomati (Südafrika). - 118 S., 42 Abb., 13 Tab. DM 20,00
- 23: VIETH, Jutta (1980): Thelodontier-, Acanthodier- und Elasmobranchier-Schuppen aus dem Unter-Devon der Kanadischen Arktis (Agnatha, Pisces). - 69 S., 27 Abb., 10 Taf. DM 22,80
- 24: VOLLBRECHT, Axel (1981): Tektongenetische Entwicklung der Münchberger Gneismasse (Quarzkorngefüge-Untersuchungen und Mikrothermometrie an Flüssigkeitseinschlüssen). - 122 S., DM 21,00
- 25: SAUERLAND, Ulrike (1983): Dacryoconariden und Homocteniden der Givet- und Adorf-Stufe aus dem Rheinischen Schiefergebirge (Tentaculitoidea, Devon). - 86 S., 17 Abb., 7 Taf. DM 16,80
- 26: HENN, Albrecht H. (1985): Biostratigraphie und Fazies des hohen Unter-Devon bis tiefen Ober-Devon der Provinz Palencia, Kantabrisches Gebirge, N-Spanien. - 100 S., 41 Abb., 3 Taf. DM 17,50
- 27: REUTER, Antje (1985): Korngrößenabhängigkeit von K-Ar Datierungen und Illit-Kristallinität anchizonaler Metapelite und assoziierter Metatuffe aus dem östlichen Rheinischen Schiefergebirge. - 91 S., 32 Abb., 16 Tab. DM 17,20
- 28: MADER, Hermann (1986): Schuppen und Zähne von Acanthodieren und Elasmobranchiern aus dem Unter-Devon Spaniens (Pisces). - 59 S., 18 Abb., 1 Tab., 7 Taf. DM 15,20
- 29: MICHELS, Dietmar (1986): Ökologie und Fazies des jüngsten Ober-Devon von Velbert (Rheinisches Schiefergebirge). - 86 S., 21 Abb., 7 Tab., 3 Taf. DM 15,60
- 30: PÖHLIG, Charlotte (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks und des Werra-Anhydrits (Zechstein 1) in Südost-Niedersachsen. - 99 S., 50 Abb., 6 Tab., 6 Taf. DM 18,00

- 31: ROUSHAN, Firouz (1986): Sedimentologische und dynamische Aspekte der Fazies und Paläogeographie im Bereich der Wiedenest-Formation (Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). - 101 S., 44 Abb., 2 Tab., 5 Taf. DM 19,20
- 32: HORSTMANN, Uwe E. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, Südwest Afrika/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama Group. - 95 S., 32 Abb., 12 Tab. DM 16,80
- 33: SCHWEINEBERG, Joachim (1987): Silurische Chitinozoen aus der Provinz Palencia (Kantabrisches Gebirge, N-Spanien). - 94 S., 24 Abb., 13 Taf. DM 22,40
- 34: BEHBEHANI, Ahmad-Reza (1987): Sedimentations- und Klimageschichte des Spät- und Postglazials im Bereich der Nördlichen Kalkalpen (Salzkammergutseen, Österreich). - 120 S., 5 Taf. DM 19,60

Der Subskriptionspreis liegt jeweils 25% unter dem oben angegebenen Verkaufspreis.

Herausgabe und Vertrieb

Geologische Institute der Universität Göttingen
D-3400 G ö t t i n g e n, Goldschmidt-Str. 3, Tel. 0551/39-7900