

TELMA	Band 18	Seite 373-395	3 Abb., 5 Tab.	Hannover, November 1988
-------	---------	---------------	----------------	-------------------------

## Pollenanalytische, torf- und sedimentpetrographische Untersuchungen an einem telmatischen Profil vom Bodensee-Ufer bei Gaienhofen

Pollenanalytical, Peat- and Sedimentpetrographical Investigations of a Telmatic Profile  
from the Shore of Lake Constance near Gaienhofen\*)

MANFRED RÖSCH und WOLFGANG OSTENDORP\*\*)   
mit einem Beitrag von EDITH SCHMIDT

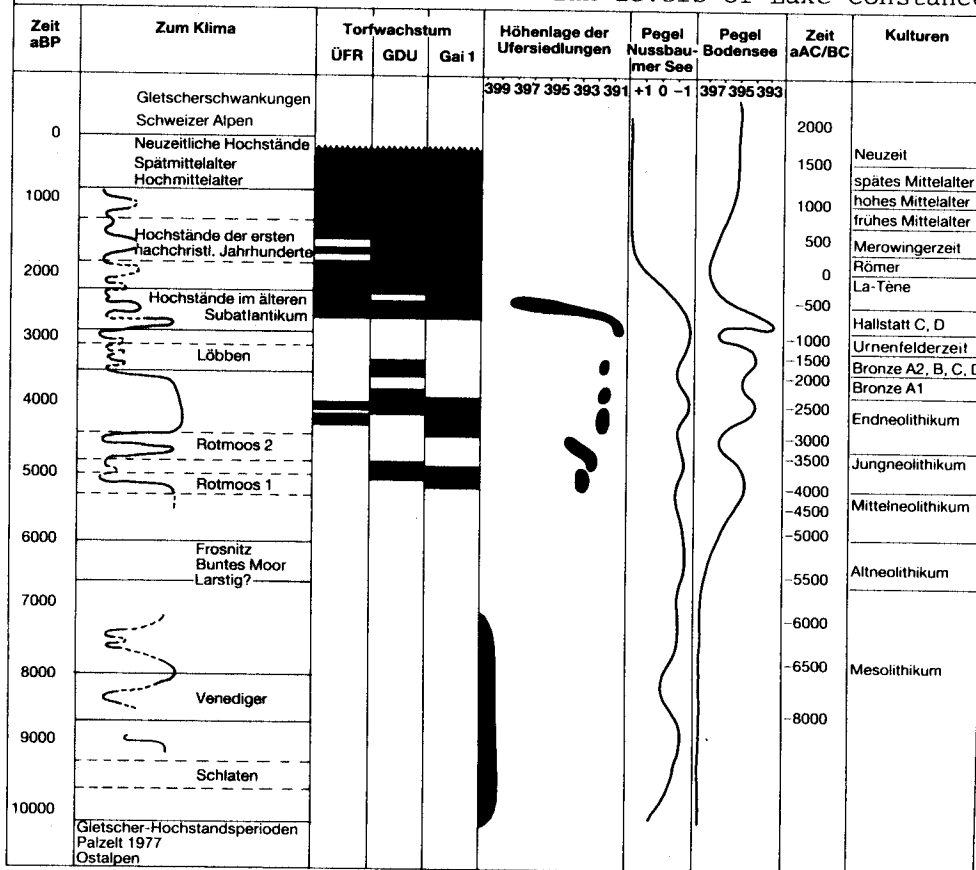
### ZUSAMMENFASSUNG

Ein Profil vom Ufer des Bodensees bei Gaienhofen, dessen Oberkante 12 m über heutigem Mittelwasser liegt, und das die lithologische Abfolge: Sand, Alm, Radizellen-Cuspidata-Torf, Erlenbruchwald-Torf, durchschlickt und mit Sandlagen, enthielt, wurde quartärbotanisch und petrographisch untersucht. Als Hinweis auf frühere Pegelstände des Bodensees ergab sich lediglich, daß der See um 12500 BP bereits unter 404 m NN abgesunken sein muß. Ein weiteres Absinken im Verlauf der Jüngeren Dryas unter 400 m NN ist wahrscheinlich. Weitere gesicherte stratigraphische Hinweise zur Pegelchronologie des Bodensee-Untersees im Holozän liegen derzeit nicht vor. So stützt sich die hypothetische Pegelkurve in der zusammenfassenden Tabelle 1 lediglich auf Hinweise aus der Höhenlage prähistorischer Ufersiedlungen. Die Torfbildung im Profil GAI 1 war im Holozän nicht kontinuierlich; vermutlich wurde sie klimatisch gesteuert: In Zeiten warmen und trockenen Klimas kam sie zum Erliegen. Ab dem Subboreal wurde der Standort in zunehmendem Maße vom Menschen beeinflusst.

\*) Überarbeitete Fassung eines Vortrags auf der Hauptversammlung der DGMT am 14. Oktober 1987 in Malente

\*\*) Anschriften der Verfasser: Dr. M. RÖSCH, Landesdenkmalamt Baden-Württemberg, Fischersteig 9, 7766 Gaienhofen - Hemmenhofen; Dipl.-Biol. W. OSTENDORP, Limnologisches Institut, Universität Konstanz, Fischersteig 9, 7766 Gaienhofen - Hemmenhofen

Tab.1: Zur Hydrologie des Holozäns am Bodensee  
Late Weichselian and Flandrian levels of Lake Constance



## SUMMARY

ÜFR - Feuernried bei Überlingen a.R.  
GDU - Durchenbergried bei Güttingen  
Gai 1 - Gaehofen Profil 1

A core from the shore region of Lake Constance, approximate 12 m above the recent lake level, was investigated by pollen analysis, plant macrofossil analysis, chemical and petrographical analysis and by mollusc analysis. The deposits begin with sand at the basis of the core, followed by bog marl, fen peat with sphagna, and elder wood carr at the top. The deposition of sand took place before 12500 BP, the bog marl grew up between 12500 and approximate 10500 and the fen peat between 10500 and 10000 BP. The formation of elder wood carr in the holocene was frequently interrupted for long periods. The core indicates a lake level lower than 404 m a.s.l. since about 12500 BP and a level lower than 400 m a.s.l. perhaps since about 10500. Up to now, indications for lake level fluctuations do come only from the positions of prehistoric lake-dwellings. On the basis of these data a hypothetical diagram of lake level fluctuations of Lake Constance was constructed. It was shown that wood carr growth took place only in times with rather wet and cool climate, especially since the Subboreal.

Beginning in this period, the carr was also affected by early man's activities, for example forest clearance which led to inwashing of eroded sand and silts.

#### INHALT

1. Einleitung
2. Material
3. Methoden
  - 3.1 Pollenanalyse
  - 3.2 Torf- und sedimentpetrographische Untersuchungen
4. Ergebnisse
  - 4.1 Lithostratigraphie
  - 4.2 Pollenstratigraphie, Chronologie
  - 4.3 Petrographie
5. Diskussion
  - 5.1 Herkunft der schichtbildenden Materialien
  - 5.2 Fazieswechsel an Hiatus
  - 5.3 Versuch einer umweltgeschichtlichen Rekonstruktion
6. Literatur

#### 1. EINLEITUNG

Säkulare Seespiegelschwankungen gelten seit GAMS & NORDHAGEN (1923) als wichtige Indizien für Klimaveränderungen. Sie können aber auch durch tektonische Vorgänge oder menschliche Eingriffe ausgelöst worden sein. Durch unterschiedliche stratigraphische Beobachtungen an limnischen Litoralsedimenten werden sie zugänglich (AMMANN 1975). Oft ist aber eine klare Deutung stratigraphischer Befunde als durch Pegelschwankungen verursacht problematisch, zumal die Spuren säkularer Schwankungen durch episodische oder saisonale Hochwässer verwischt oder überformt sein können.

Am Bodensee entstanden nach den Pionierarbeiten von WERTH (1914), BERTSCH (1929), ERB (1934, 1950) und SCHMIDLE (1942) für längere Zeit keine Arbeiten mehr auf diesem Gebiet. SCHREINER (1973, 1974) konnte mittels geologischer Geländeaufnahmen die alten Vorstellungen im wesentlichen bestätigen. Diese gehen von einem etappenweisen Absinken des spätglazialen Bodenseepiegels auf den heutigen Stand aus. Die wichtigsten dieser Etappen sind die Stände von 416 m, 407 m, 403 m, 398 m und 395 m (Tab. 2). Der letzte, genau 394,7 m für den Untersee, ist der rezente Stand. Die Vorstellungen, wann diese Wasserstände Bestand hatten, sind recht vage: Die drei Wasserstände über 400 m wurden ins Spätglazial gestellt. Der Stand von 398 m dokumentiert sich durch ein vielerorts deutlich sichtbares Kliff. Sämtliche mesolithischen Fundplätze am Bodensee liegen oberhalb dieses Kliffs. Daher wurde dieser Stand für das frühe bis mittlere Holozän angenommen. BERTSCH (1929) konnte diese Ansicht durch Pollenanalysen in der Radolfzeller Bucht untermauern. Für wechselhafte Pegelstände im Verlauf des mittleren und späten Holozäns liefern lediglich archäologische Beobachtungen über die Niveau prähistorischer Feuchtbodensiedlungen gewisse Hinweise (REINERTH 1932, SCHLICHTERLE 1985, S. 22 ff., WINIGER & HASENFRATZ 1985, S. 226 ff.).

Tab. 2: Pegelstände des Bodensees im Spätwürm und Holozän (ergänzt nach K.BERTSCH, ERB, SCHMIDLE & SCHREINER) Hydrological changes during the Flandrian at Lake Constance (completed according to K.BERTSCH, ERB, SCHMIDLE & SCHREINER)		
Pegelhöhe	Zeit	Beleg
416	Älteste Dryas	Strandlinien, Schotterterasse
407	Älteste Dryas	Strandlinien
403	Älteste Dryas bis Jüngere Dryas	Strandlinien, datierte telma- tische Ablagerungen
398	späte Jüngere Dryas bis mittleres Atlantikum	Strandlinien, datierter Kalk- silt, mesolith. Wohnpl.
395	ab spätem Atlantikum bis Gegenwart um bis zu 3m um 395m schwankend	Strandwälle, Kulturschichten

An kleineren Seen des nördlichen Alpenvorlandes konnte man in neuerer Zeit für das Atlantikum und Subboreal Wasserstände wahrscheinlich machen, die tiefer lagen als die rezenten und die teilweise mehrfach ihr Niveau veränderten (Bieler See: AMMANN 1975, 1982, Nussbaumer Seen: RÖSCH 1983, vgl. auch JOOS 1982, 1987 und GAILLARD 1985).

Im Sommer 1986 wurde bei Straßenbauarbeiten zwischen Gaienhofen und Hemmenhofen, etwa 100 m vom heutigen Ufer des Untersees entfernt, ein Torflager angeschnitten, womit der Anlaß zu dieser Untersuchung gegeben war.

## 2. MATERIAL

Im mutmaßlichen Zentrum des erwähnten Torflagers wurde ein Profil entnommen, und zwar bis zu einer Tiefe von 1,10 m unter Straßenoberkante aus der Profilwand des Baggergrabens, von 1,10 m bis 3,20 m Tiefe durch eine Bohrung mit dem Russischen Torfbohrer von der Grabenschle aus. Die Kernposition lautet

Gemeinde Gaienhofen, Lks. Konstanz, TK25 8319 Öhningen  
r=98.195, h=82.230, OK= 407,25 m (Höhe nach Angaben der  
Straßenbauverwaltung).

Die topographische und geländemorphologische Situation kann aus der Abbildung 1 entnommen werden.

Das Material wurde von W.OSTENDORP lithostratigraphisch und petrographisch, von M.RÖSCH palynologisch und quartärbotanisch untersucht. Wie pedologisch-quartärgeologische Sondagen von R.VOGT (unpubl.) zeigen, tritt die nachfolgend beschriebene lithologische Abfolge am Untersee-Ufer zwischen Gaienhofen und Hemmenhofen mehrfach auf, und zwar stets auf dem gleichen Niveau.

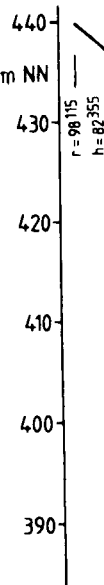


Abb. 1  
Lage des  
Position  
3. MET  
3.1 Po  
Relati  
3.2 To  
1. org  
ang  
2. Hun  
ang  
3. Hun  
ang  
4. Ca  
PEI  
ang  
sov  
5. Ge  
bi  
na  
S

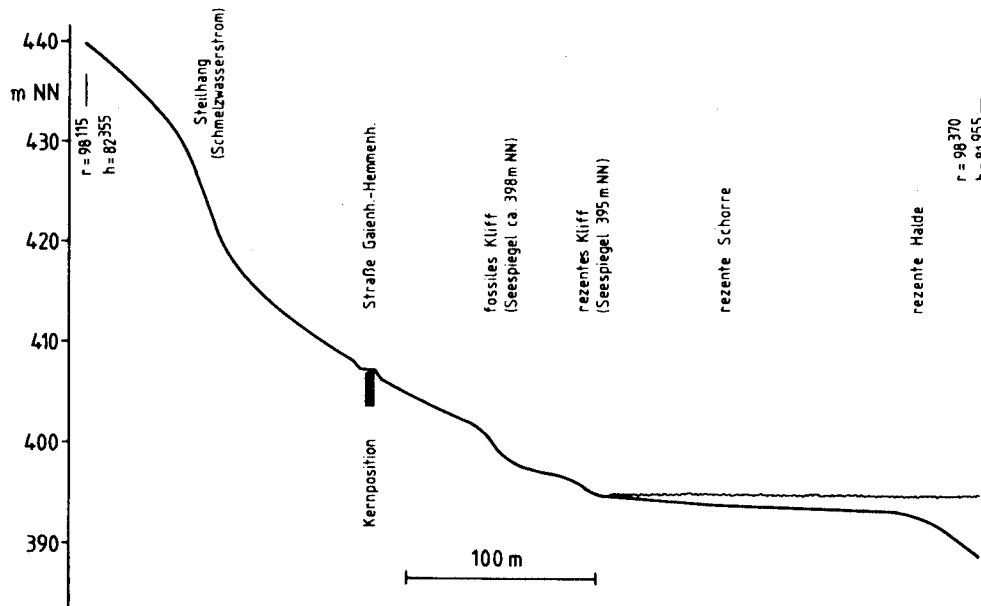


Abb. 1  
Lage des Profils GAI-1 (Aufriß, Schnitt), schematisch  
Position of the profile GAI-1 and stratigraphic section

### 3. METHODEN

#### 3.1 Pollenanalyse

Relativanalyse (vgl. RÖSCH 1985b)

#### 3.2 Torf- und Sedimentpetrographische Untersuchungen

1. organische Substanz: als Glühverlust (560°C, 8 Std.), angegeben als OS in % d.TS (Trockensubstanz)
2. Humifizierungsgrad: n.SPINGER in SCHLICHTING & BLUME 1966, angegeben als HUM in % d.OS
3. Humifizierungsart: n.WELTE in SCHLICHTING & BLUME 1966, angegeben als Q<sub>4/6</sub> (dimensionslos)
4. Ca, Mg, Sr: flammen-absorptionsspektrometrisch (Modell PERKIN-ELMER 3030 B) im HCl (20%ig)-sauren Aufschluß; angegeben nur GK (Gesamtcarbonat = CaCO<sub>3</sub>+MgCO<sub>3</sub>+SrCO<sub>3</sub>) sowie die atomaren Quotienten Mg/Ca und Sr/Ca
5. Gesamt-Phosphor: n.VOGLER (Molybdänblau-Methode) mit Ascorbinsäure als Reduktionsmittel im H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-sauren Aufschluß nach Glühen und H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Behandlung; angegeben als Abweichung  $\delta$  vom Erwartungswert

Tab. 2: Pegelstände des Bodensees im Spätwürm und Holozän  
(ergänzt nach K.BERTSCH, ERB, SCHMIDLE & SCHREINER)  
Hydrological changes during the Flandrian at Lake  
Constance (completed according to K.BERTSCH, ERB,  
SCHMIDLE & SCHREINER)

Pegelhöhe	Zeit	Beleg
416	Älteste Dryas	Strandlinien, Schotterterasse
407	Älteste Dryas	Strandlinien
403	Älteste Dryas bis Jüngere Dryas	Strandlinien, datierte telma- tische Ablagerungen
398	späte Jüngere Dryas bis mittleres Atlantikum	Strandlinien, datierter Kalk- silt, mesolith.Wohnpl.
395	ab spätem Atlantikum bis Gegenwart um bis zu 3m um 395m schwankend	Strandwälle, Kulturschichten

An kleineren Seen des nördlichen Alpenvorlandes konnte man in neuerer Zeit für das Atlantikum und Subboreal Wasserstände wahrscheinlich machen, die tiefer lagen als die rezenten und die teilweise mehrfach ihr Niveau veränderten (Bieler See: AMMANN 1975, 1982, Nussbaumer Seen: RÖSCH 1983, vgl. auch JOOS 1982, 1987 und GAILLARD 1985).

Im Sommer 1986 wurde bei Straßenbauarbeiten zwischen Gaienhofen und Hemmenhofen, etwa 100 m vom heutigen Ufer des Untersees entfernt, ein Torflager angeschnitten, womit der Anlaß zu dieser Untersuchung gegeben war.

## 2. MATERIAL

Im mutmaßlichen Zentrum des erwähnten Torflagers wurde ein Profil entnommen, und zwar bis zu einer Tiefe von 1,10 m unter Straßenoberkante aus der Profilwand des Baggergrabens, von 1,10 m bis 3,20 m Tiefe durch eine Bohrung mit dem Russischen Torfbohrer von der Grabensohle aus. Die Kernposition lautet

Gemeinde Gaienhofen, Lks. Konstanz, TK25 8319 Öhningen  
r=98.195, h=82.230, OK= 407,25 m (Höhe nach Angaben der  
Straßenbauverwaltung).

Die topographische und geländemorphologische Situation kann aus der Abbildung 1 entnommen werden.

Das Material wurde von W.OSTENDORP lithostratigraphisch und petrographisch, von M.RÖSCH palynologisch und quartärbotanisch untersucht. Wie pedologisch-quartärgeologische Sondagen von R.VOGT (unpubl.) zeigen, tritt die nachfolgend beschriebene lithologische Abfolge am Untersee-Ufer zwischen Gaienhofen und Hemmenhofen mehrfach auf, und zwar stets auf dem gleichen Niveau.

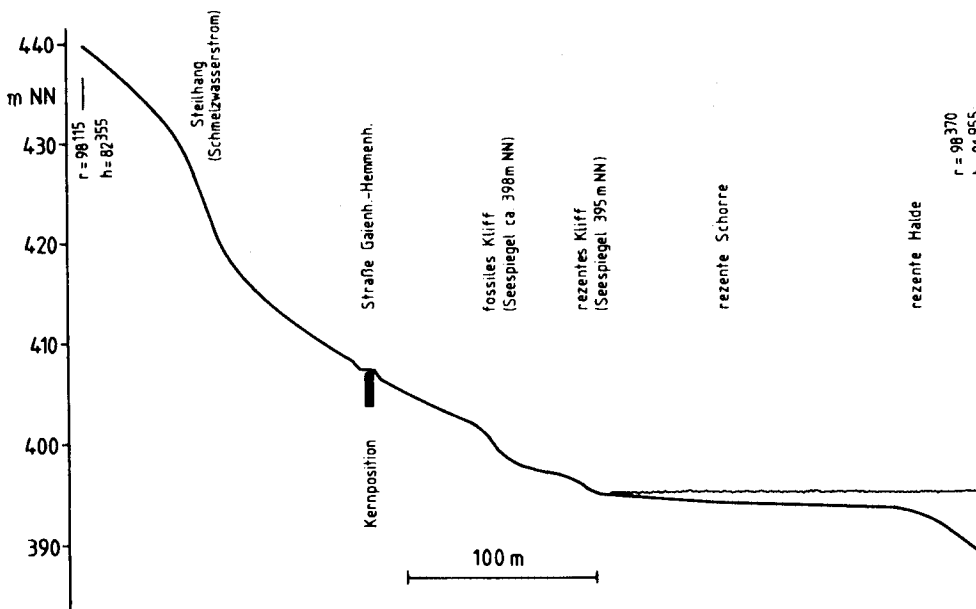


Abb. 1  
Lage des Profils GAI-1 (Aufriß, Schnitt), schematisch  
Position of the profile GAI-1 and stratigraphic section

### 3. METHODEN

#### 3.1 Pollenanalyse

Relativanalyse (vgl. RÖSCH 1985b)

#### 3.2 Torf- und Sedimentpetrographische Untersuchungen

1. organische Substanz: als Glühverlust (560°C, 8 Std.), angegeben als OS in % d.TS (Trockensubstanz)
2. Humifizierungsgrad: n.SPINGER in SCHLICHTING & BLUME 1966, angegeben als HUM in % d.OS
3. Humifizierungsart: n.WELTE in SCHLICHTING & BLUME 1966, angegeben als Q<sub>4/6</sub> (dimensionslos)
4. Ca, Mg, Sr: flammen-absorptionsspektrometrisch (Modell PERKIN-ELMER 3030 B) im HCl (20%ig)-sauren Aufschluß; angegeben nur GK (Gesamtcarbonat = CaCO<sub>3</sub>+MgCO<sub>3</sub>+SrCO<sub>3</sub>) sowie die atomaren Quotienten Mg/Ca und Sr/Ca
5. Gesamt-Phosphor: n.VOGLER (Molybdänblau-Methode) mit Ascorbinsäure als Reduktionsmittel im H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-sauren Aufschluß nach Glühen und H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Behandlung; angegeben als Abweichung δ vom Erwartungswert

6. Gesamt-Eisen: n.OLSON (o-Phenanthrolin-Methode) im H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>-sauren Aufschluß nach Glühen und H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>-Behandlung; angegeben als Abweichung  $\delta$  vom Erwartungswert
7. Mikroskopische Untersuchung: Fraktionen 0,2 - 0,63 mm und 0,63-2,0 mm, qualitativ
8. Berechnung der Erwartungswerte von Fe<sub>t</sub> und P<sub>t</sub>:  
Es wird davon ausgegangen, daß die OS-Fraktion im Mittel a, die GK-Fraktion b und die GS-Fraktion c g P<sub>t</sub>/kg enthält. Dann lautet der Erwartungswert von P<sub>t</sub> einer beliebigen Probe

$$P_t = a \cdot OS + b \cdot GK + c \cdot GS$$

Die Gleichung besitzt nur 2 Freiheitsgrade, da GS durch 100 - OS - GK ersetzt werden kann, also

$$P_t = (a-c) \cdot OS + (b-c) \cdot GK + 100 \cdot c$$

Durch multipel-lineare Korrelation erhält man die Koeffizienten (a-c), (b-c) und c, mithin auch a und b.








Der wahre P<sub>t</sub>-Gehalt einer jeden Probe unterscheidet sich vom Erwartungswert um die Differenz  $\delta$

$$P_t = P_t \pm \delta$$

auf die in Kapitel 4.3.8 Bezug genommen wird.

Bei der Ermittlung des Erwartungswertes von Fe<sub>t</sub> wird entsprechend verfahren.

Einzelheiten vgl. OSTENDORP 1989 (in Vorbereitung).

<p><b>Legende zum Pollendiagramm Gaienhofen GAI 1</b></p> <p><b>Lithologie</b></p> <p><b>Komponenten ( nach TROELS - SMITH 1955 )</b></p> <p><b>Hauptdiagramm Signaturen</b></p> <p><b>Birke</b> ○</p> <p><b>Kiefer</b> ●</p> <p><b>Eichenmischwald (Eiche, Ulme, Linde, Esche, Ahorn)</b> ■</p> <p><b>Buche</b> ▲</p> <p><b>Erle</b> □</p>	<p><b>Turfa lignosa</b> </p> <p><b>Turfa herbacea</b> </p> <p><b>Sand</b> </p> <p><b>Ton, Silt</b> </p> <p><b>Limus detritosus</b> </p> <p><b>Limus calcareus</b> </p> <p><b>Turfa bryophytica</b> </p>	<p><b>Chronozonen (sensu WELTEN 1982)</b></p> <p>BL Bölling</p> <p>AL Alleröd</p> <p>YD Jüngere Dryas</p> <p>mAT mittleres Atlantikum</p> <p>eSB frühes Subboreal</p> <p>mSB mittleres Subboreal</p> <p>lSB spätes Subboreal</p> <p>eSA frühes Subatlantikum</p> <p>mSA mittleres Subatlantikum</p> <p>lSA spätes Subatlantikum</p>
---	--	---

weiße Fläche bis zur Trennlinie Bäume, rechts davon Sträucher, gerastert Gräser und Kräuter

biostratigraphische Abkürzungen vgl. Tab. 3

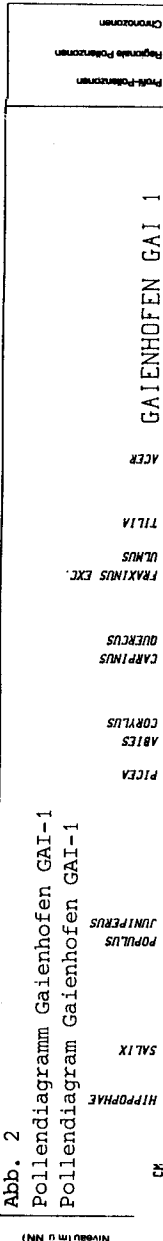
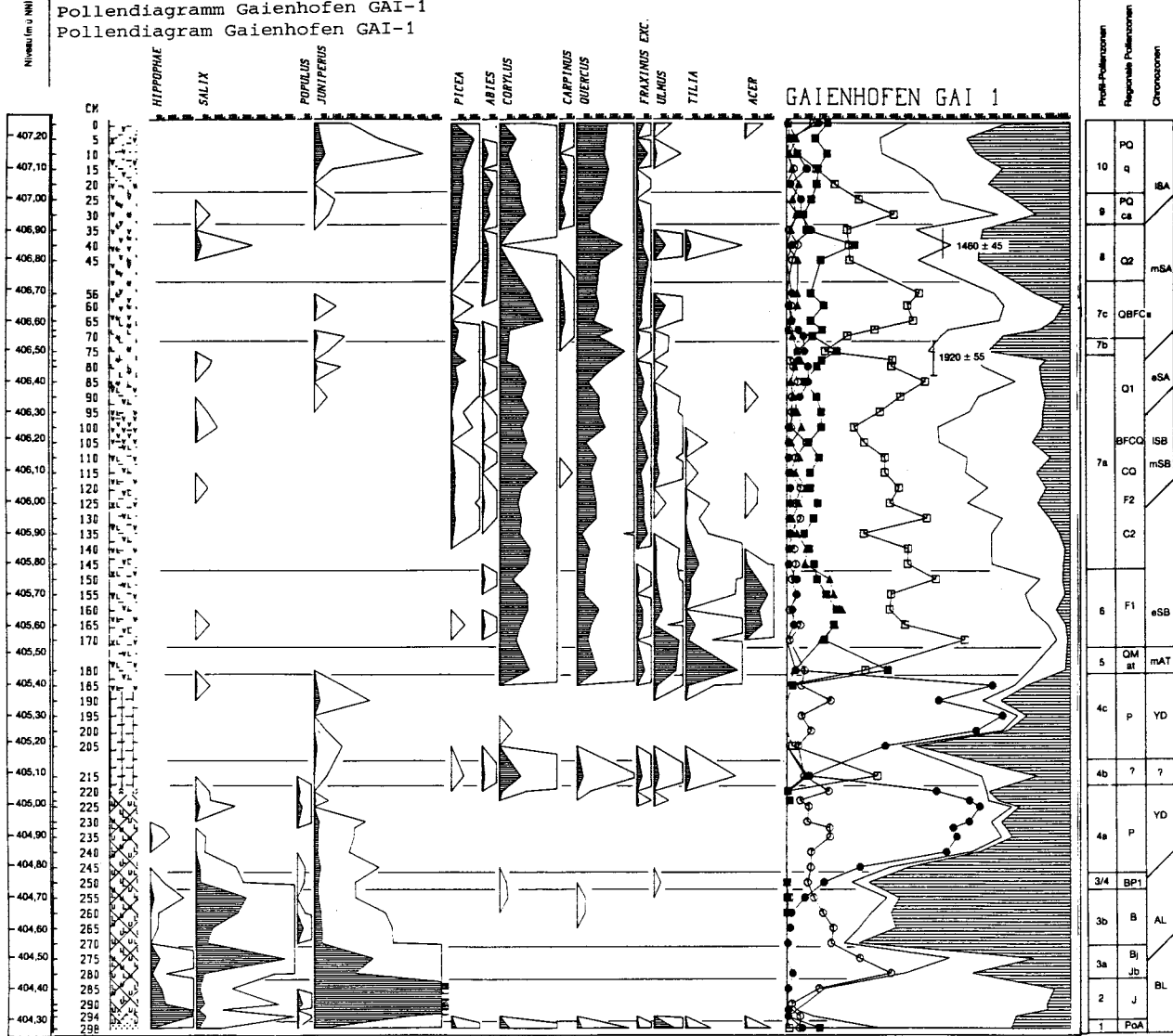


Abb. 2

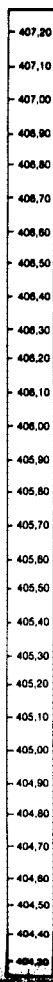
Niveau (m ü NN)



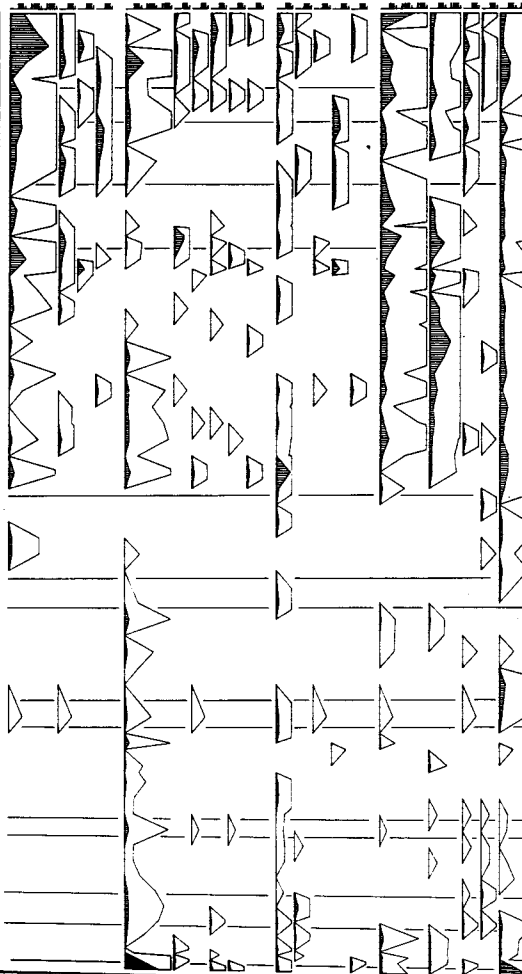
ABB. 2  
 Pollendiagramm Gaienhofen GAI-1  
 Pollendiagramm Gaienhofen GAI-1



Metereis (m ü NN)



CEREALE  
 PLANTAGO LANCEOLATA  
 CENTAUREA CYANUS  
 URTICA IND.  
 ARTEMISIA  
 CHENOPODIACEAE  
 PLANTAGO MAJOR/MEDIA  
 RUMEX SP.  
 CARYOPHYLLACEAE  
 CENTAUREA JACCA T.  
 APIACEAE  
 VALERIANACEAE  
 MENTHA  
 FILIPENDULA  
 RANUNCULUS T.  
 CICHORIACEAE  
 ASTERACEAE  
 RUBIACEAE  
 ROSACEAE  
 VARTA



CASTANEA 0.5% JUGLANS 0.5% LYTHIUM 0.5%  
 POLYGONUM AVICULARE 1.1% POTENTILLA T. 6.5%  
 RUTIDAE 1.5% NENTYANTHES 1.5%  
 LYTHIUM 0.7% TEUCRIUM 0.7%  
 CASTANEA 0.7% ONOBRITIS T. 0.7% SECALE 0.7%  
 HUMULUS/CANNABIS 2.2%  
 JUGLANS 1.5% SECALE 0.5%  
 SECALE 0.5%  
 TRIFOLIUM 0.5%  
 HUMULUS/CANNABIS 0.5%  
 FRANGULA ALBA 0.5% HUMULUS/CANNABIS 1.1% LYCOPODIUM IND. 1.6%  
 ALLIUM T. 0.5% LOTUS 1.1% TEUCRIUM 0.5%  
 LOTUS 0.5%  
 HYPERICUM 0.4% LYCOPODIUM IND. 0.4%  
 LYCOPODIUM IND. 0.4% POLYPODIUM VULGARE 0.4%  
 CALTHA T. 0.5% FRANGULA ALBA 0.4% SAMBUCEUS 24.3%  
 FABACEAE 0.5%  
 ALLIUM T. 0.5%  
 ALLIUM T. 1.5%  
 NENTYANTHES 1.5%  
 NENTYANTHES 1.5%  
 ERICACEAE 0.5%  
 HEDERA 0.4%  
 CAMPANULACEAE 0.5%  
 GELUM T. 0.5%  
 ARNICA 0.3%  
 CALTHA T. 0.3%  
 LITHOSPERMUM ARVENSE 0.5%  
 CALTHA T. 1.2%  
 HELIPACHYS 0.3% MELAMPYRUM 0.3%  
 FRANGULA ALBA 0.5% PINUS Cembra 2.7% PLANTAGO ALPINA T. 0.5%

Profil-Pflanzenzone		Regionale Pflanzenzone		Chromozonen	
10	PQ q	ca	ISA		
9	PO ca				
8	Q2		mSA		
7c	OBFCa				
7b					
	Q1		aSA		
	BFCQ		ISB		
7a	CQ		mSB		
	F2				
	C2				
6	F1		aSB		
5	QM at		mAT		
4c	p		VD		
4b	? ?				
4a	P		VD		
3/4	BP1				
3b	B		AL		
3a	Bj Jb				
2	J		BL		
1	PoA				

Abb. 2  
 Fortsetzung

Metereis (m ü NN)

CEAE

ETON  
 IN

ACEAE

UM

ELLA STL.  
 MINATA

zonen  
 Pflanzenzonen  
 n

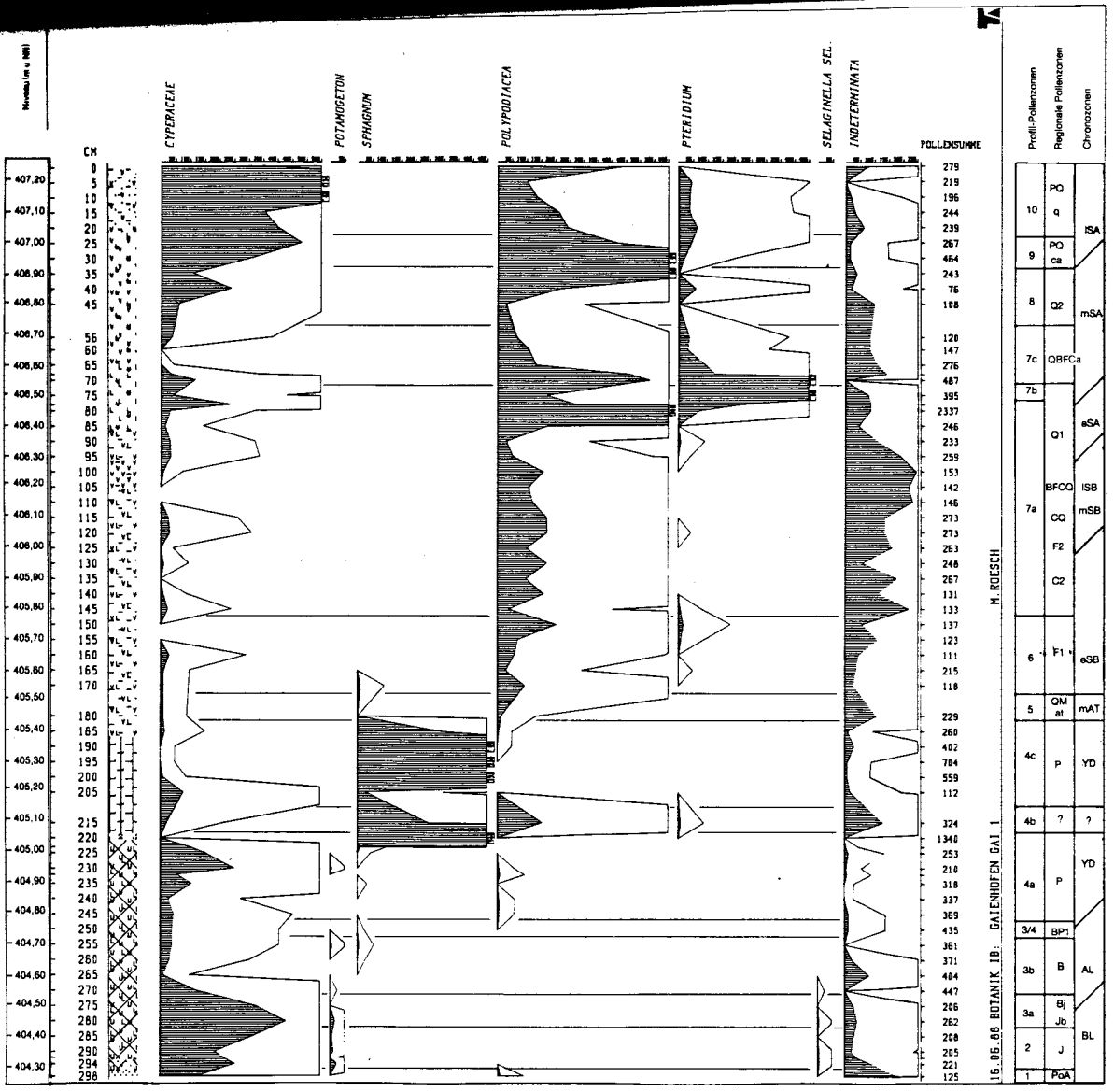


Abb. 2:  
Fortsetzung  
Continuation



## 4. ERGEBNISSE

## 4.1 Lithostratigraphie

Vereinfachte Profilbeschreibung (Tiefenangaben in m ü.NN):

406,62 - 407,25	Erlenbruchwald-Torf
406,48 - 406,62	quarzit. Fein- bis Mittelsand, teilweise anmoorig
405,38 - 406,48	Erlenbruchwald-Torf
405,06 - 405,38	Radizellen-Bleichmoos-Torf
404,29 - 405,06	Wiesenkalk (Alm)
404,05 - 404,29	quarzit. Mittelsand

## 4.2 Pollenstratigraphie, Chronologie

Das Pollenprofil (Abb. 2) läßt sich in 10 Profil-Pollenzonen gliedern, die teilweise noch feiner unterteilbar sind (Tab.3). Diese werden nun mit der regionalen Pollenstratigraphie für das westliche Bodenseegebiet (LANG 1973, RÖSCH 1983, 1985a, 1986, 1989a) korreliert (Tab. 3). Da die Chronologie dieser regionalen Biostratigraphie durch zahlreiche Radiocarbonaten bekannt ist, wird somit das Bildungsalter des hier untersuchten Profils ermittelt. Der palynostratigraphische Datierungsansatz wird durch 2 Radiocarbonaten aus dem oberen Bereich des Profils gestützt (Tab. 4).

Tab. 4: Die Radiocarbonaten von Gaienhofen GAI-1  
Radiocarbon datings of Gaienhofen GAI-1

Labor-Nr.	Niveau(ca.)	Pollenzone	Material	Sigma 13C	14C-Alter BP	siderisches Alter (a AC)
Hd-10788	406,41-406,50	7a/7b-Q1	Holz	-27,96	1920 <sub>+55</sub>	0-180
-10636	406,83-406,93	8-Q2	Holz	-29,85	1460 <sub>+45</sub>	530-660

Kalibration nach STUIVER & REIMER (1986) mit Referenzkurve von STUIVER & BECKER (1986). Angegeben ist der Altersbereich, für den bei Kalibration des 2-Sigma-Intervalls mehr als 80%ige Wahrscheinlichkeit besteht.

### 4.3 Petrographie

Die Ergebnisse der torf- und sedimentpetrographischen Untersuchungen sind in Abbildung 3 dargestellt.

#### 4.3.1 Organische Substanz (OS)

Der als "organische Substanz" interpretierte Glühverlust schwankt zwischen 1,3 und 78,9% der TS. In den Sanden 6.1 bis 6.3 erreicht er minimale, in den Torfen 4.6 bis 4.9 maximale Werte.

#### 4.3.2 Gesamt-Carbonat (GK)

Der berechnete GK dürfte etwashöher liegen als der wahre Wert, da bei dem verwendeten Aufschlußverfahren sorptiv gebundene Erdalkalien mit erfaßt werden. GK beträgt in den Sanden 6.1 bis 6.3 etwa 15% der TS, im Bereich der Carbonatkrustenschichten 4.11 bis 5.24 liegt er zwischen 70 und 80% und in den Torfschichten im Hangenden bei etwa 5 bis 10%. Allerdings sind GK-Konzentrationen unterhalb von etwa 10% nur zu einem geringen Teil partikulärem Carbonat zuzuschreiben, da die OS eine beträchtliche Austauschkapazität gegenüber divalenten Kationen besitzt (ca. 200 mval/100 g bei pH 6, entspricht maximal 11 g Ca, Mg-Carbonat/100 g OS, vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984).

#### 4.3.3 Gesamt-Silikate (GS)

Die Differenz  $\delta = 100\% - OS\% - GK\%$  wird als Gesamt-Silikat (hier vor allem: Quarzite, Gesteinstrümmer, Muscovite, Feldspäte, Tonminerale) interpretiert; der wahre Gehalt an klastischen Silikaten dürfte geringfügig niedriger liegen, da auch Metalloxide mit zu dieser Fraktion gerechnet werden. GS schwankt zwischen 1 bis 5% in der Carbonatkrustenzone und 80 bis 95% in den sandigen Schichten; auch im Bereich der Torfe kommen GS-Gehalte von 20 bis 50% der TS vor.

#### 4.3.4 Humifizierungsgrad (HUM)

Der Anteil der NaOH-NaOxalat-extrahierbaren Huminstoffe an der gesamten organischen Fraktion wird als Humifizierungsgrad der Pflanzenstreu interpretiert. Die Mineralisationsgeschwindigkeit der Streu, und damit gleichzeitig ihr teilweiser Umbau in (extrahierbare) Huminstoffe ist von der Verfügbarkeit von Nährstoffen (Stickstoff, Phosphor) sowie von der Anwesenheit von Sauerstoff abhängig. Eine Verknappung der O<sub>2</sub>-Verfügbarkeit tritt in hydromorphen Böden ein, so daß - konstante Nährstoffversorgung vorausgesetzt -, ein verringerter HUM-Wert als Verstärkung "hydromorpher Merkmale" (höherer Grundwasserstand, geringerer Grundwasserstrom, geringere vertikale Perkolation) interpretiert werden kann. So besteht in den Schilf-Niedermoorböden im Wasserwechselbereich des Bodensee-Untersees eine signifikant negative Beziehung zwischen HUM und jährlicher Überflutungsdauer (OSTENDORP 1988). - HUM schwankt zwischen etwa 5 und 30% der OS; die noch niedrigeren Werte der Sande 6.1 bis 6.3 sind stark fehlerbehaftet und sollen hier nicht interpretiert werden.

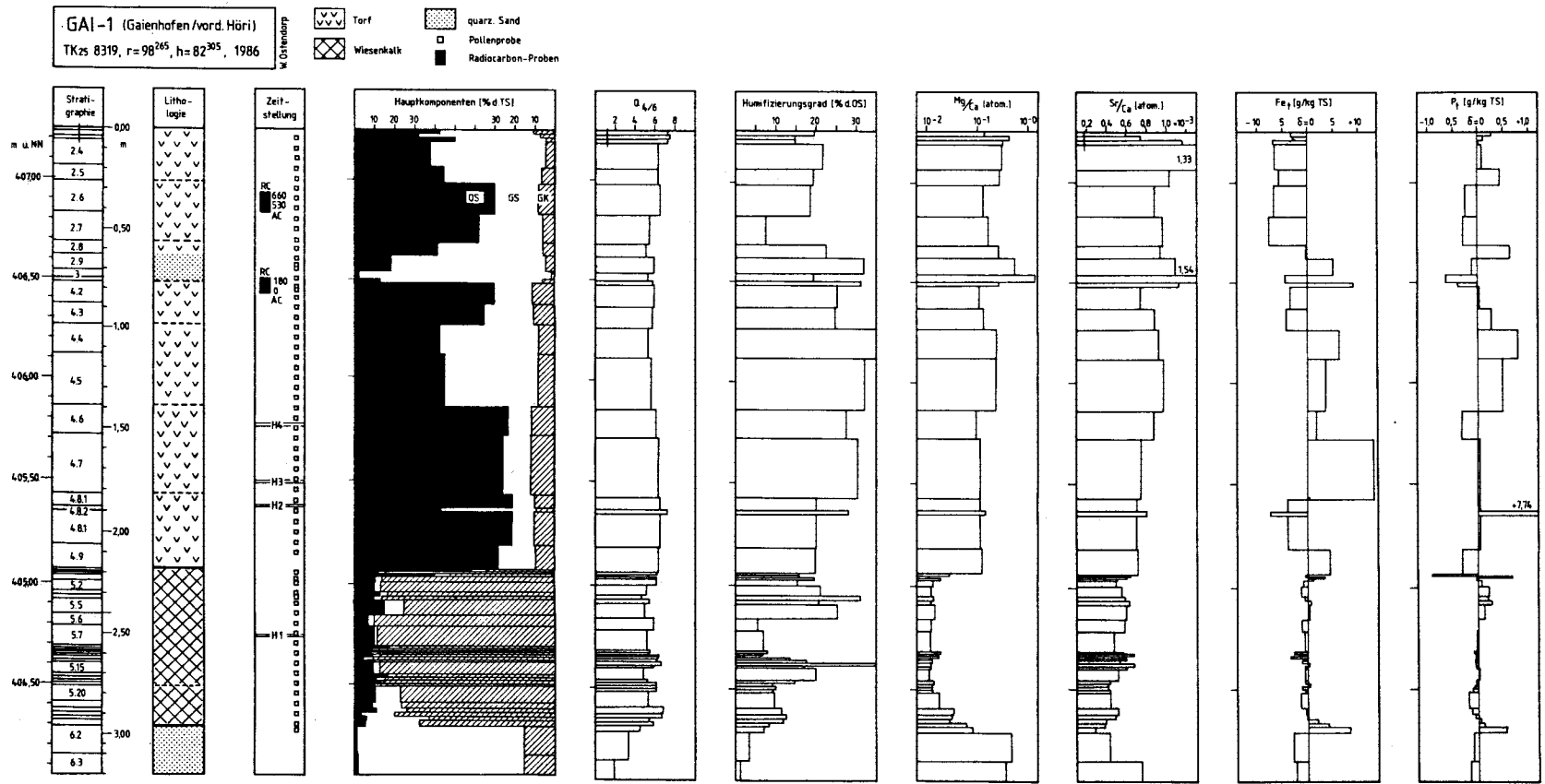


Abb. 3  
 Lithologie und Sedimentpetrographie von Profil Gaienhofen GAI-1  
 Lithology and geochemistry of the profile Gaienhofen GAI-1

#### 4.3.5 Humifizierungsart ( $Q_4/6$ )

Der Quotient der Absorption der extrahierbaren Huminstoffe bei 472 nm und bei 664 nm ( $Q_4/6$ ) gilt als Maß für das Vorherrschen von Grauhuminsäuren ( $Q_4/6 < 3$ ), Braunhuminsäuren ( $Q_4/6 = 4 - 5$ ) oder Fulvosäuren ( $Q_4/6 > 5$ ). Hohe Anteile an Fulvosäuren gelten als Hinweis auf eine geringe mikrobielle Aktivität in den Böden (SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL 1984).

In der gesamten Profilsäule oberhalb 404,32 m NN schwankt der  $Q_4/6$  nur wenig zwischen 5 und 7. Die höchsten Werte werden in den Kalkkrustenschichten sowie in den Torfen 4.8 bis 4.9 (Radizellen-Braunmoos-Torfe) erreicht.

#### 4.3.6 Mg/Ca-Verhältnis (atomar)

Die geologischen Ausgangsmaterialien der Sediment- und Bodenbildung im Unterseegebiet besitzen ein atomares Mg/Ca-Verhältnis von 0,15 bis 0,30 für pleistozäne Geschiebe und etwa 0,8 für die Obere Süßwassermolasse (OSM) (OSTENDORP unpubl.). Im Wasserkörper des Untersees beträgt das Verhältnis 0,31 (MÜLLER 1969a), im Sedimentporenwasser 0,45 (MÜLLER 1969b). Aufgrund der höheren Löslichkeit der Mg-Carbonate gegenüber Calcit besitzen biogen gefällte Carbonate ein Mg/Ca-Verhältnis von nur 0,005 bis 0,030. Anhand des Mg/Ca-Verhältnisses kann also eine Herkunftsbestimmung der Carbonatfraktion eines Sediments vorgenommen werden. - Das Mg/Ca-Verhältnis der Sande 6.3 und 6.2 liegt im Bereich 0,39 bis 0,48, das der Carbonatkrustenschichten 4.11 bis 5.20 zwischen 0,012 und 0,025, während die Torfe und Sande im Hangenden wesentlich höhere Mg-Gehalte aufweisen ( $Mg/Ca = 0,11 - 0,56$ ). Organische Substanzen binden Ca infolge Komplexbildung (Ca-Humate) wesentlich stärker als Mg (vorwiegend reversibel adsorptive Bindung), so daß dieses hohe Verhältnis zunächst überrascht; die Erklärung liegt wahrscheinlich darin, daß im hangwärtigen Bereich wesentlich mehr Mg als Ca ausgewaschen und mit dem Perkolationswasser verfrachtet wurde, zumal Mg-Carbonate löslicher sind als Ca-Carbonate. Durch die selektive Entfernung des Ca aus der gelösten Phase kam es zu einer zusätzlichen Erhöhung des Mg/Ca. Anders als die OS adsorbieren Tonminerale beide Erdalkali-Ionen mit ähnlichen Selektionskoeffizienten (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1984), so daß der Mg/Ca-Quotient signifikant positiv mit GS korreliert ist ( $r=0,747$ ,  $\alpha < 0,1\%$ ,  $n=20$ ). Für  $GS = 100\%$  ergibt sich  $Mg/Ca = 0,80 \pm 0,09$ , ein Wert, der in der Größenordnung des Ionenverhältnisses im Perkolationswasser liegen dürfte.

#### 4.3.7 Sr/Ca-Verhältnis (atomar $\cdot 10^{-3}$ )

Seit den Untersuchungen von MÜLLER (1969a) ist bekannt, daß die lakustrisch gefällten Carbonate des Bodensees einen außergewöhnlich hohen Strontiumgehalt aufweisen. Die hohen Sr/Ca-Quotienten sowohl der Krümelkalke (0,8 bis 1,3) als auch der Molluskenschalen (1,2 bis 2,4) werden bedingt durch hohe Sr/Ca-Werte im Pelagialwasser des Bodensees (um 6), die ihrerseits durch die Verwitterung von Coelestin( $SrSO_4$ )-führenden Schich-



ten des "Wettersteinkalks" im Einzugsgebiet des Alpenrheins hervorgerufen werden. Auch eiszeitliche Geschiebe und spät-glaziale Beckentone zeigen erhöhte Quotienten (0,94 - 1,30), während beispielsweise die OSM nur Werte um 0,40 aufweist (OSTENDORP unpubl.). - Die Sr/Ca-Werte der Sande 6.3 bis 6.1 liegen zwischen 0,4 und 0,7; ihr Carbonatanteil dürfte damit teilweise aus der Molasse, teilweise aus glazialen Geschieben stammen. Der Quotient nimmt nach oben ab, was darauf hindeuten könnte, daß hier der Molasse-Anteil nach oben hin ansteigt. In den Kalkkrustenschichten 4.11 bis 5.24 werden Werte zwischen 0,3 und 0,6 erreicht, was nach Maßgabe rezenter Vergleichsproben (Wiesenkalk, Fließwassertuffe: 0,20 - 0,32) für eine emerse Carbonatbildung ohne See-Einfluß spricht. In den nach oben folgenden Torfen erhöht sich das Sr/Ca-Verhältnis auf Werte zwischen 0,7 und 1,2. Dies könnte das Resultat einer selektiven Ca-Lösung durch perkolierendes Grundwasser sein, da Calcit etwa 2,5 mal löslicher ist als Strontianit. Angaben über die Adsorptionseigenschaften der OS gegenüber Sr sind nicht bekannt geworden.

#### 4.3.8 Abweichungen $\delta_p$ vom Erwartungswert $P_t$

Während der Mineralisation der Pflanzenstreu wird Phosphor relativ zur OS angereichert, da die Streu in der Regel stark an P verarmt ist. In Niedermoor-Böden wird P vor allem als unlösliches und abbauresistentes Inositol-Phosphat, daneben aber auch als P-Fe-Huminkomplex festgelegt. Das Ausmaß der P-Akkumulation hängt vom P-Gehalt der Streu, von der externen P-Versorgung (hier: Perkolationswasser) sowie von der internen P-Versorgung (Abbaugrad) ab. So weisen ombrotrophe Hochmoortorfe einen  $P_t$ -Gehalt der OS von 0,2 bis 0,7 g/kg auf, während er bei minerotrophen Torfen bei etwa 0,5 bis 2 g/kg liegt (OSTENDORP 1988). In diesen Spannweitenbereich fallen auch die Bodenoberschichten landwärtiger Röhrichniedermoore am Untersee-Ufer.

Nach dem eingangs erwähnten Verfahren wurde bei GAI-1 ein  $P_t$ -Gehalt der OS von 2,07 g/kg OS ermittelt, während GK 0,13 und GS 0,90 g/kg enthalten. Das gewählte Modell erklärt 73% der Varianz der  $P_t$ -Einzelwerte (ohne Bef. 4.8.2). Insbesondere die Torfe sind mit über 2 g P/kg OS sehr gut P-versorgt. Eine unter dem Durchschnitt liegende P-Versorgung (negative  $\delta_p$ -Werte) wurde beispielsweise in den Schichten 4.10 - 4.9 (Beginn der Radizellen-Bleichmoostorf-Bildung) gefunden. Bei den überdurchschnittlichen P-Anreicherungen fällt die Schicht 4.8.2 mit weit über dem Erwartungswert liegenden Konzentrationen (9,07 g P/kg TS) auf. Hier liegt möglicherweise eine lokale  $Fe^{III}$ -Phosphat-Fällung vor, wie sie auch rezent im Untersee-Uferbereich gefunden wurde. Für eine anthropogen bedingte P-Anreicherung (Brandrodung, Abfall-Lagerung, Fäkalien etc.) liegen keine Argumente vor. Weitere überdurchschnittliche P-Anreicherungen liegen am Ende der Wiesenkalk-Phase (5.5 - 4.11); ab 4.5 treten positive  $\delta_p$ -Werte häufiger auf, vermutlich verursacht durch die kolluviale Einschwemmung von Feinmaterial (Tonminerale) mit

hoher P-Adsorptionskapazität. Der Wechsel von negativen  $\delta$ -Werten in 5.22 bis 5.18 über  $\delta$ -Werte nahe 0 (5.17 - 5.6) hin zu positiven  $\delta$ -Werten in 5.5 bis 4.11 kann als allmähliche Nährstoffanreicherung aufgrund von Bioakkumulation am Standort und/oder aufgrund von höherer P-Auswaschung im Sickerwasser-Einzugsbereich interpretiert werden.

#### 4.3.9 Abweichungen $\delta_{Fe}$ vom Erwartungswert $Fe_t$

Über das chemische Verhalten von Fe in Niedermoorböden ist wenig bekannt, so daß auf eine umweltgeschichtliche Interpretation verzichtet werden muß. Es sei lediglich auf die fast durchgängig negativen  $\delta$ -Werte in den Torfschichten 2.1 bis 4.3 bzw. die positiven  $\delta$ -Werte zwischen 4.4 und 4.9 hingewiesen. Die OS enthält 23,7 g  $Fe_t$ /kg, die GS-Fraktion 12,7 und die GK-Fraktion praktisch kein  $Fe_t$  (rechnerisch -0,2 g/kg). Das Modell erklärt 73% der Varianz der Einzelwerte.

#### 4.3.10 Mikroskopische Analyse

Die Ergebnisse der qualitativen mikroskopischen Analyse der Fraktion 0,2 bis 2,0 mm sind in Tabelle 5 dargestellt.

Tab.5: Ergebnisse der qualitativen mikroskopischen Untersuchung Results of the microscopical investigation											
Schicht	Quarzit	Muscovit	Gesteins- fragmente	Struktur- carbonate	Mollusken, Schill	organ. Detritus	Moose	Samen	Ostracoden	Chitin- reste	Holzkohlen
3	xxx	-	x	-	-	xxx	-	-	-	-	xx
5.1	-	-	-	xxx	xx	xxx	-	-	xx	x	x
5.2	x	-	-	xxx	x	xx	-	-	x	-	-
5.3	-	-	-	xxx	x	xxx	-	xx	x	x	-
5.5	x	-	-	xxx	xx	xxx	-	-	x	x	-
5.6	-	-	-	xxx	x	xx	-	-	x	x	-
5.7	-	-	-	xxx	x	xx	x	-	x	-	-
5.15	x	-	x	xxx	x	x	-	-	x	-	-
5.20	-	-	x	xxx	x	xx	xx	-	x	x	-
5.22	x	x	-	xxx	x	xxx	xx	xx	xx	x	-
5.23	x	x	-	xxx	x	xx	-	-	x	-	-
5.24	xx	x	x	xxx	x	xx	x	-	x	x	-
6.1	xxx	xx	x	xx	x	xxx	-	-	x	x	-
6.3	xx	x	xxx	-	-	-	-	-	-	-	-

Der S  
stein  
bei 6  
aus M  
5.22)  
Geste  
aus s  
förm  
röhre  
spong  
zenre  
Rippe  
ten.  
zente  
entfe  
und S  
liche  
Mollu  
gel u  
käfer  
darüb  
sowie  
plect  
den.  
ten 5

De  
Bleic  
(Th I  
SMITH  
Eine  
nicht  
torf

4.3.

Aus  
rest

Succ  
Punc  
Coch  
Vall  
Vall  
Euco  
Vert

A  
euro  
alpi  
dina  
(JAE  
ca,  
reic

Der Sand 6.3 enthält einen höheren Anteil an klastischen Gesteinsfragmenten als die nach oben folgenden Sande 6.1 und 3; bei 6.1 spricht der hohe Anteil an Muscovit für die Herkunft aus Molassematerial. Die unteren Kalkkrustenschichten (5.24 - 5.22) besitzen einen größeren Gehalt an Quarziten, Muscovit und Gesteinsfragmenten als die oberen.- Die Karbonatkrusten bestehen aus sehr verschieden geformten, meist schuppen- bis plattenförmigen, kragen- oder knospenförmigen, teils aber auch dünn röhrenförmigen Strukturen mit stets glatter Außenfläche und spongiöser Binnenstruktur. An den Innenwänden haften oft Pflanzenreste (Moosblättchen, Cuticula-Reste), gelegentlich sind die Rippenstrukturen von grasartigen Blättern als Abdrücke erhalten. Es handelt sich damit um emers gefällte Wiesenkalke. Rezentente Krusten vergleichbarer Struktur wurden wenige Kilometer entfernt in Wangen gefunden (vgl. auch LANG 1973, S. 120 ff. und STARK 1925, 1927). - Bei den noch identifizierbaren pflanzlichen und tierischen Resten überwiegen Schneckengehäuse und Molluskenschill sowie Ostracoden-Schalen, aber auch Moosstengel und -blätter und Chitinreste (u.a. Flügeldecken einer Laufkäferart) treten fast überall auf. Der Wiesenkalk 5.22 enthält darüberhinaus zahlreiche Reste von *Drepanocladus sect. Adunca*, sowie Früchte von *Carex cf. hostiana*, *C. flava agg.* und *Schoenoplectus tabernaemontani*. Characeen-Oogonien wurden nicht gefunden. - Holzkohlen treten - soweit untersucht - nur in den Schichten 5.1 und 3, ferner in 2.4 und 2.1 auf.

Der Torf im Liegenden bis 405,38 m kann als Radizellen-Bleichmoostorf mittleren Zersetzungsgrades angesprochen werden (Th Radizellen 2, LD 2, Tb sphagni 2 an; Ansprache nach TROELSMITH 1955). Die Sphagna gehören der Section Cuspidata an. Eine weitergehende Bestimmung war infolge schlechter Erhaltung nicht möglich. - Der Torf im Hangenden ist als Erlenbruchwaldtorf zu bezeichnen.

#### 4.3.11 Mollusken des Wiesenkalks (E.SCHMIDT)

Aus den Siebproben (Tab. 5) wurden die erhaltenen Molluskenreste ausgelesen; es handelt sich um

- Succinea putris* L. (Bef. 5.23)
- Punctum pygmaeum* DRAP. (Bef. 5.5, 5.22, 5.23)
- Cochlicopa lubrica* O.F.MÜLLER (Bef. 5.1)
- Vallonia pulchella* O.F.MÜLLER (Bef. 5.1)
- Vallonia excentrica* STERKI (Bef. 5.22)
- Euconulus alderi* GRAY (Bef. 5.1)
- Vertigo genesii* GREDLER (Bef. 5.22)

Alle Arten sind heute weit verbreitet mit holarktischem oder eurosibirischem Areal; allein *Vertigo genesii* hat eine boreoalpine Verbreitung mit zahlreichen rezenten Vorkommen in Skandinavien und Einzelfunden in der Schweiz, Bayern und Österreich (JAECKEL 1960). Alle Arten, mit Ausnahme von *Vallonia excentrica*, die trockenere Standorte bevorzugt, leben heute in kalkreichen Sümpfen und nassen Wiesen. Die meisten der obengenannten

Arten wurden bereits von STARK (1925, 1927) in Wiesenkalcken der Moore des Bodanrücks gefunden. - Reste von submers lebenden Mollusken des Bodensee-Litorals waren nicht enthalten.

## 5. DISKUSSION

### 5.1 Herkunft der schichtbildenden Materialien

Die Sande 6.3 bis 6.1 stammen vermutlich aus Material der Oberen Süßwassermolasse und aus würmzeitlichem Geschiebe (hoher Mg/Ca, niedriger Sr/Ca); in 6.1 dürfte der Molasse-Anteil überwiegen (sehr niedriger Sr/Ca, hoher Muscovit-Anteil, umgelagerte Pollen thermophiler Gehölze). Für das Tertiär typische Paly-nomorphen (GRONER 1986) wurden jedoch nicht beobachtet. Gleichzeitig beginnt in 6.1 bereits Kalkkrustenbildung. Hinweise, daß 6.3 bis 6.1 limnisch abgelagert oder umgelagert wurden, konnten nicht gefunden werden.

Bei den Kalkkrusten-Schichten 4.11 bis 5.24 handelt es sich um Wiesenkalkausfällungen und nicht um Seekreide (Struktur, geringer Sr/Ca, Landmollusken, Carex-Früchte, Moos-Reste, Flügeldecken-Reste von Laufkäfern). Hinweise auf Einschwemmungen durch den See konnten nicht gefunden werden; auch das häufige Vorkommen von Muschelkrebse kann nicht in diese Richtung gedeutet werden, da Ostracoden auch in kleinen Wasserlachen vorkommen können und eine ökologisch interpretierbare Artenliste (noch) nicht verfügbar ist. Die organischen Ablagerungen kennzeichnen aufgrund ihres hohen OS-Gehaltes (> 30%) und hohen GCa- und GSi-Anteils ein minerotrophes Hangmoor als Ablagerungsstätte. Die Torfe lassen sich lithostratigraphisch folgendermaßen gliedern (in Klammern die differenzierenden Merkmale):

- |     |             |  |
|-----|-------------|--|
| I   | 4.9 - 4.8.1 | (HUM, Sr/Ca)                                 |
| II  | 4.7 - 4.6   | (OS, GSi, Sr/Ca, HUM, Mg/Ca, $\delta_p$ )    |
| III | 4.5 - 4.4   | (OS, GSi, Sr/Ca, HUM, Mg/Ca, $\delta_{Fe}$ ) |
| IV  | 4.3 - 4.2   | (OS, GSi, Mg/Ca)                             |
| V   | 4.1 - 2.8   | (OS, GSi, HUM, Mg/Ca)                        |
| VI  | 2.7 - 2.6   | (OS, GSi, Mg/Ca, $\delta_p$ )                |
| VII | 2.5 - 2.1   |  |

### 5.2 Fazieswechsel an Hiatus

Es konnten Hiatus bei etwa 404,75 m NN (H1, ca. 700 Jahre Dauer), bei 405,38 m NN (H2, ca. 4000 J.): bei 405,50 m NN (H3, ca. 2000 J.) sowie zwischen 405,77 und 406,25 m NN (H4, mehrere kürzere Hiatus unbekannter Dauer) festgestellt werden. Für H1 wird kein petrographisch feststellbarer Fazieswechsel sichtbar; dem H2 entspricht möglicherweise die hellbraune Torfschicht 4.8.2 mit hohen Silikateinschwemmungen und extrem

hohen  
lich w  
H4 lie  
III. I  
sehr a  
dingun

5.3 Ve

Als si  
1974)  
der im  
anstei  
hinter  
schen  
Basis  
mit na  
fallwe  
Oberem  
der ab  
Jahren

Mit  
die Sc  
damit  
hangbü  
ren, s  
fällun  
teile  
vorgär  
Pflanz  
penras  
Spiege  
(Stand

Um  
teil r  
kal be  
ceen-I  
bitus  
(Ostra  
(Siche  
hostio  
nople

Die  
bis e  
gut 2  
rd. 7  
bleib  
tatio

Fa  
es se  
Torfe

hohen  $P_t$ -Gehalten. H3 spiegelt den nur im HUM und Sr/Ca deutlich werdenden Wechsel von Torfpaket I zu Torfpaket II wider, H4 liegt vermutlich im Übergangsbereich der Torfpakete II und III. Insgesamt sind die lithologischen Fazieswechsel nicht sehr ausgeprägt, was für in etwa gleichbleibende Bildungsbedingungen spricht.

### 5.3 Versuch einer umweltgeschichtlichen Rekonstruktion

Als sich im Spätwürm (Stand VIII) des Rhein-Gletschers (SCHREINER 1974) das Eis von der Halbinsel HÖri abzulösen begann, konnte der im Nordwesten befindliche Eisstausee zwischen Eisrand und ansteigendem Hang der HÖri nach Süden hin entwässern. Der Strom hinterließ bei etwa 410 bis 430 m NN eine Steilstufe, die zwischen Gundholzen und Öhningen überall zu verfolgen ist. An der Basis des Hanges wurden verschiedentlich fluviatile Sedimente mit nach Süd einfallender Schüttung angetroffen. Dabei wurden fallweise eiszeitliche Geschiebe oder Material der anstehenden Oberen Süßwassermolasse erodiert und miteinander vermengt wieder abgelagert. Auf diese Weise entstanden vor mehr als 12.500 Jahren die Sande 6.3 bis 6.1.

Mit dem weiteren Abrücken des Gletschers vom Festland wurde die Sohle der Vorflut tiefer gelegt (bis unter 404 m NN) und damit sank auch der Spiegel des Gletscherstausees. Nun konnte hangbürtiges Ca- und Mg-reiches Hangwasser das Gelände perkolieren, so daß es bereits um 12.500 BP zu massiven Wiesenkalkausfällungen kam. Die Wiesenkalke enthielten zunächst noch hohe Anteile an silikatischen Klastika, was auf andauernde Erosionsvorgänge, mithin auf eine hangwärtig noch nicht geschlossene Pflanzendecke hindeutet (Wacholder-Sanddorn-Gebüsche mit Steppegras und Hochstaudenfluren). Sehr wahrscheinlich lag der Spiegel des Bodensees schon zu dieser Zeit unter 404 m NN (Stand von 403 m NN?).

Um etwa 12.000 BP schließt sich die Vegetation, der GS-Anteil nimmt stark ab (5.20, 5.19); in diese Zeit fällt ein lokal bedingt hoher Prozentsatz an Salix-, Cyperaceen- und Poaceen-Pollen, so daß die lokale Vegetation vielleicht den Habitus von Kalkflachmooren mit kleinen freien Wasserflächen (Ostracoden!) trug; die durch Großreste nachgewiesenen Arten (*Sichelmoos*, *Drepanocladus sect. Adunca*, Saumsegge, *Carex cf. hostiana*, Gelbe Segge, *C. flava* agg., Graue Seebirse, *Schoenoplectus tabernaemontani*) stützen diese Deutung.

Die Kalkausfällungen dauerten ohne auffällige Änderungen bis etwa 10.400 BP (5.19 bis 4.11), womit sich innerhalb von gut 2000 Jahren, mit einer längeren Unterbrechung im Alleröd, rd. 77 cm Kalkablagerungen gebildet haben. Der GS-Anteil bleibt gering: vermutlich verhinderte eine geschlossene Vegetationsdecke die Erosion der flachgründig verwitterten Böden.

Fast übergangslos brach um 10.400 BP die Kalkfällung ab und es setzte Torfbildung (Radizellen-Cuspidata-Torf) ein. Die Torfe enthielten wesentlich mehr GS als die Schichten des Lie-

genden; ob dies freilich als Zeichen verstärkter Erosion gedeutet werden darf, muß offenbleiben. Die zunächst abgelagerten Torfe 4.9, 4.8.2 und 4.8.1 spiegeln eine Sphagnum-reiche Vegetation wider (hoher Sphagnum-Sporen-Gehalt, geringer HUM).

Der GS-haltige Torf 4.8.2 wurde in der Jüngeren Dryas in einer Umgebung ohne völlig geschlossene Vegetationsdecke gebildet, woraus erhöhte Erosionsstätigkeit folgte. Die zonale Vegetation bestand seit dem Ende des Alleröd aus lichten Kiefernwäldern.

Im Holozän findet nur noch ein geringes, vielfach unterbrochenes Torfwachstum statt (Tab. 4). Die Gründe hierfür liegen möglicherweise im weiteren Absinken des Seespiegels auf zunächst 398 m NN, dann auf 395 m NN oder tiefer (vgl. BERTSCH 1929); damit dürften sich auch die Quellhorizonte weiter seewärts verlagert haben. Darüberhinaus könnte das relativ warme Klima für die wiederholte Stockung des Torfwachstums verantwortlich gewesen sein. So kam es erstmals wieder im mittleren Atlantikum (RPZ QM), eventuell zur Zeit der Klimaverschlechterung Frosnitz/Misox, kurzfristig zu Torfbildung. Zonale Vegetation waren Lindenschwälder mit in Einwanderung begriffener Buche.

Erst in der Mitte des frühen Subboreals kam es wieder zu nennenswerter Torfbildung. Bezeichnenderweise geschieht dies in der Regionalen Pollenzone F1 (etwa 4600 bis 4300 BP, entspr. etwa 3500 bis 3000 BC), die zeitlich der Klimaverschlechterung Rotmoos 2/Piora entspricht. In dieser Zeit expandiert die Buche im gesamten südlichen Mitteleuropa (RÖSCH 1989b). Von den nachfolgenden Regionalen Pollenzonen C2 und F2 ist die erste sehr verkürzt und die zweite fehlt. Somit wurde während des subborealen Klimaoptimums zwischen 4300 und 3500 BP (etwa 3000 bis 1800 BC) offenbar wiederum kein Torf gebildet. Torfwachstum findet anschließend wieder statt in den Regionalen Pollenzonen CQ, BCFQ und Q1, also ab 3500 BP; es geht, mit kürzeren Unterbrechungen, weiter bis in die frühe Neuzeit. Hier sei angemerkt, daß mit den Klimaverschlechterungen Lössen (etwa 1700 bis 1300 BC) und Göschenen 1 (nach 1000 BC) das holozäne Klimaoptimum zu Ende ging und nachfolgend keine längeren Phasen mit sehr günstigem Klima mehr auftraten (FURRER & al. 1987).

Ab dem Subboreal dürfte das Torfwachstum in zunehmendem Maße auch von menschlichen Eingriffen beeinflußt worden sein. Die Ablagerungen sind gekennzeichnet durch sehr hohe GSi-Gehalte, die auf kolluviale Einschwemmungen zurückzuführen sein dürften. Auf ein häufigeres Auftreten waldfreier Plätze mit schütterer Vegetation deutet auch das Vorkommen von Getreidepollen und Artemisia hin. Im ersten vorchristlichen Jahrtausend werden die Einschwemmungen offenbar geringer.

Der vorübergehende Rückgang der Erlenkurve in römischer Zeit legt Rodungen der Feuchtbodenwälder in der Uferzone nahe. Die umfangreiche Rodungstätigkeit (Holzkohlen in 3) führte offenbar zu massiver Bodenerosion. Sie begann zunächst mit leichteren Feinmaterialumlagerungen (4.1), ging später dann aber in schicht-

flutartige  
diges Mate  
Fehlen von  
hin, daß d  
In diese S  
ren Holz z  
klare Zuor  
Migrations  
schwächer  
sich auch  
rungszeige  
um aquilin  
eines Feuc  
werten.

Nach ei  
1300 AC ko  
2.4), begl  
Lichtungsz  
endgültig  
Um 1600 AC

## 6. LITERATUR

- AMMANN, B.  
auf  
56,  
-- (19  
Mit  
BERTSCH, K.  
Nach  
1 T  
ERB, L. (19  
zia  
-- (19  
bad  
FURRER, G.,  
Zur  
der  
GAILLARD, M.  
and  
lev  
GAMS, H. &  
kru  
Mün  
GRONER, U.  
und  
Hel

flutartige Bodenbewegungen über (3), bei denen auch mittelsandiges Material bewegt wurde. Der geringe GCa-Gehalt und das Fehlen von leicht verwitterbarem Muscovit in 3 deutet darauf hin, daß das Material aus einem verwitterten Unterboden stammt. In diese Schicht ragte auch eine umgestürzte Esche hinein, deren Holz zur  $^{14}\text{C}$ -Datierung verwandt wurde; allerdings ist eine klare Zuordnung des Baumstammes zu Bef. 3 nicht möglich. Die Migrationsvorgänge setzten sich bis kurz vor 700 AC in abgeschwächer Form fort. Die menschlichen Eingriffe dokumentieren sich auch in der Zunahme der Kultur-, Lichtungs- und Verhageungszeiger (*Cerealia*, *Plantago lanceolata*, *Artemisia*, *Pteridium aquilinum*, *Juniperus* u.a.); die Cyperaceen sind im Bereich eines Feuchtbodenwaldes ebenfalls als lokale Lichtungszeiger zu werten.

Nach einer vorübergehenden Beruhigung zwischen etwa 700 und 1300 AC kommt es zu erneuten Rodungen (Holzkohlen in 2.1 und 2.4), begleitet von Erosionsvorgängen und einer Zunahme von Lichtungszeigern (lokal auch Cyperaceen): Der Uferwald wurde endgültig gerodet und durch feuchtes Extensivgrünland ersetzt. Um 1600 AC bricht das Pollenprofil ab.

## 6. LITERATUR

- AMMANN, B. (1975): Vegetationskundliche und pollenanalytische Untersuchungen auf dem Heidenweg im Bielersee.- Beitr.Geobot.Landesaufn.Schweiz 56, 76 S, 12 Abb., 11 Tab., 13 Beilagen; Bern.
- (1982): Säkuläre Seespiegelschwankungen: wo, wie, wann, warum?- Mitt.Naturf.Ges.Bern N.F. 39: 97-106; Bern.
- BERTSCH, K. (1929): Wasserspiegelschwankungen des Bodensees in der älteren Nacheiszeit.- Schr.Ver.Geschichte d.Bodensees 56:51-59, 6 Abb., 1 Tab., Konstanz.
- ERB, L. (1934): Erläuterungen zu Blatt Überlingen und Reichenau.- Geol.Spezialkarte von Baden, 120 S.; Freiburg i.Br.
- (1950): Die Flußgeschichte der Radolfzeller Aach.- Mitteilungsbl. bad.geol.Landesanstalt 1949, 56-59; Freiburg i.Br.
- FURRER, G., BURGA, C., GAMPER, M., HOLZHAUSER, H.-P. & MAISCH, M. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit.- Geographica Helvetica 42 (2): 61-91; Zürich.
- GAILLARD, M.-J. (1985): Postglacial paleoclimatic changes in Scandinavia and Central Europe. A tentative correlation based on studies of lake level fluctuations.- Ecologia Mediterranea 11(1), 159-175, Marseille.
- GAMS, H. & NORDHAGEN, H. (1923): Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa.- Landeskundl.Forsch. 25, 336 S., München.
- GRONER, U. (1986): Zur Problematik von umgelagerten Palynomorphen in Glazial- und Spätglazialsedimentendes Schweizer Mittellandes.- Eclogae Geol. Helv. 79 (3): 617-639, 3 Abb., 5 Taf., Basel.

- JAECKEL, S.G.H. (1960): Ergänzungen und Berichtigungen zum rezenten und quartären Vorkommen der mitteleuropäischen Mollusken.- In: BROHMER, P., EHRMANN, P. & ULMER, G. (Hrsg.), Die Tierwelt Mitteleuropas, 2, Lief. I, S. 27-294, Leipzig.
- JOOS, M. (1982): Swiss midland-lakes and climatic changes.- In: HARDING, A.F. (edit.): Climatic change in later prehistory, 44-51, Edinburgh.
- "- (1987): Holozäne Seespiegelschwankungen.- Geogr.Helv. 42, 2, 123-125, Zürich.
- LANG, G. (1973): Die Vegetation des westlichen Bodenseegebiets.- Pflanzensoziologie 17, 451 S., Jena.
- MÜLLER, G. (1969a): High strontium contents and Sr/Ca-ratios in Lake Constance waters and carbonates and their sources in the drainage area of Rhine river.- Mineral.Deposita 4: 75-84, Berlin.
- "- (1969b): Diagenetic changes in interstitial waters of holocene Lake Constance sediments.- Nature 224: 258-259, London.
- OSTENDORP, W. (1988): Schilfrückgang am Bodensee-Untersee. Ursachen. Gegenmaßnahmen.- Ber.Limnol.Inst.Univers.Konstanz, 770 S., Konstanz.
- "- (1989): Hemmenhofener Methoden (In Vorber.).
- PATZELT, G. (1977): Der zeitliche Ablauf und das Ausmaß postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen.- In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa, Erdwiss.Forsch. 13, 248-259, Wiesbaden.
- REINERTH, H. (1932): Das Pfahldorf Sipplingen.- Führer z. Urgeschichte 10, 154 S., Hamburg.
- RÖSCH, M. (1983): Geschichte der Nussbaumer Seen, Kanton Thurgau und seit dem Ausgang der letzten Eiszeit ihrer Umgebung aufgrund quartärbotanischer, stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen.- Mitt.thurgau.naturforsch.Ges. 45, 110 S., 37 Abb., 8 Tab., Frauenfeld.
- "- (1985a): Nussbaumer Seen - Spät- und postglaziale Umweltsveränderungen einer Seengruppe im östlichen Schweizer Mittelland.- In: LANG, G. (edit.): Swiss lake and mire environments during the last 15000 years. Diss.Bot. 87: 337-380, 24 Abb., 5 Tab., Vaduz.
- "- (1985b): Ein Pollenprofil aus dem Feuerried bei Überlingen am Ried: Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Bedeutung für das Holozän im Bodenseegebiet.- B.U.M.S. 2.Materialh.z.Vor- und Frühgeschichte in Bad.-Württ. 7: 43-79, 8 Abb., 11 Tab., Stuttgart.
- "- (1986): Zwei Moore im westlichen Bodenseegebiet als Zeugen prähistorischer Landschaftsveränderung.- TELMA 16: 83-111, 9 Abb., 3 Tab., Hannover.
- "- (1989a): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen im Durchenbergried. Siedlungsarchäologie im Alpenvorland II.- Forsch.u.Ber.z. Vor- und Frühgeschichte Bad.-Württ. (im Druck).
- "- (1989b): Ein radiometrisch datiertes Pollenprofil von Breitnau-Neuhof im südlichen Schwarzwald.- Carolina 46 (in Vorber.).

SCHAEFFER, 11  
ST

SCHLICHTHE 11  
E  
QU  
WÜ

SCHLICHTIN Ha

SCHMIDLE, st  
10

SCHREINER, L  
-"- (1  
st

STARK, P. Um  
i.  
-"- (1  
um  
Be

STUIVER, M ca  
Ne

STUIVER, M Ca

TROELS-SMI gi

WELTEN, M. li  
95

WERTH, E. de  
gl

WINIGER, J 10



- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1984): Lehrbuch der Bodenkunde. 11. Aufl.- 394 S., 153 Abb., 77 Tab., 1 Taf., Verlag Enke, Stuttgart.
- SCHLICHOTHERLE, H. (1985): Prähistorische Ufersiedlungen am Bodensee - eine Einführung in naturräumliche Gegebenheiten und archäologische Quellen.- B.U.M.S. 2. Materialh.z.Vor- und Frühgeschichte in Bad.-Württ. 7: 9-42, 15 Abb., Stuttgart.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.P. (1966): Bodenkundliches Praktikum.- 209 S., Hamburg, Berlin.
- SCHMIDLE, W. (1942): Postglaziale Spiegelhöhen des Bodensees und der Vorstoß des Konstanzer Gletschers.- Schr.Ver.Gesch.Bodensee 68, 109-142, Konstanz.
- SCHREINER, A. (1973): Erläuterungen zur geologischen Karte 1:25 000, L 8219 Singen/Htwl., 130 S., 12 Abb., 4 Taf., 6 Beil., Stuttgart.
- (1974): Erläuterungen zur geologischen Karte des Landkreises Konstanz mit Umgebung 1: 50 000, 286 S., 2. Auflage, Freiburg i.Br.
- STARK, P. (1925): Die Moore des badischen Bodenseegebiets. I. Die nähere Umgebung von Konstanz.- Ber.naturf.Ges.Freiburg 24: 1-123, Freiburg i.Br.
- (1927): Die Moore des badischen Bodenseegebiets. II. Das Areal um Hegne, Dettingen, Kaltbrunn, Mindelsee, Radolfzell und Espasingen.- Ber.naturf.Ges.Freiburg 28,1: 1-237, Freiburg i.Br.
- STUIVER, M. & BECKER, B. (1986): High-precision Calibration of the Radiocarbon Time Scale, AD 1950-25=00 BC.- Radiocarbon 28, 2B: 863-910; New Haven.
- STUIVER, M. & REIMER, P.J. (1986): A Computer Program for Radiocarbon Age Calibration.- Radiocarbon 28, 2B: 1022-1030, New Haven.
- TROELS-SMITH, J. (1955): Karakterisering af løse jordater. Danmarks Geologiske Unders. 4. Raekke, 3,10, 35-73, Kopenhagen.
- WELTEN, M. (1982): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen: Bern-Wallis.- Denkschr.Schweiz.Naturf.Ges. 95: 104 S., 37 Diagramme, Basel.
- WERTH, E. (1914): Die Uferterrassen des Bodensees und ihre Beziehungen zu den Madalenien-Kulturstätten im Gebiet des ehemaligen Rheingletschers.- BRANCA-Festschrift, 164 ff.
- WINIGER, J. & HASENFRATZ, A. (1985): Ufersiedlungen am Bodensee.- Antiqua 10, 253 S., 36 Abb., 9 Tab., 76 Taf.; Basel.