

Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Bereich der Station Hörnle I am Bodensee-Untersee

Von Wolfgang Ostendorp, Limnologisches Institut, Universität Konstanz

1. Einleitung

Die paläoökologischen Aussagemöglichkeiten, die sich aus Sediment- und Bodenprofilen der unmittelbaren Seeuferzone ergeben, gehen über das hinaus, was an Tiefenkernen erkennbar und interpretierbar ist, da Extremereignisse wie etwa Wasserspiegelschwankungen bzw. uferdynamische Prozesse und lokal begrenzte Einflüsse (z.B. Siedlungstätigkeit) hier deutlicher faßbar sind. Anhand der Profilsäule E90 aus der jungneolithischen Station Hörnle I (Gem. Horn, Ldkr. Konstanz, 47° 41' 37" n. Br., 9° 00' 12" ö. L. v. Gr.) soll versucht werden, ein Stück Ufergeschichte des Bodensee-Untersees zu rekonstruieren.

2. Material, Methoden

Der 76 cm lange Profilblock stammt aus dem zentralen Bereich von Hörnle I mit guter Kulturschichterhaltung (vgl. Dieckmann, in diesem Band). Er umfaßt die spätglazialen und holozänen Schichten im Liegenden der Siedlung, die erhaltenen Kulturschichten selbst, sowie nachsiedlungszeitliche Seekreide-Deckschichten (*Abb. 23*). Die Zeitstellung der nicht siedlungszeitlichen Schichten wurde von den 10 bzw. 12 m entfernten Pollenprofilen P3/4 (Liese-Kleiber 1985) und E52 (Rösch 1985b) übernommen.

Die umweltgeschichtliche Interpretation stützt sich auf

- die visuelle sedimentpetrographische Ansprache, insbesondere auf Texturmerkmale,
- die granulometrische Analyse,
- sedimentchemische Daten,
- Partikelzählungen aus der Kies- und Grobsandfraktion.

Zusätzlich wurden in der Umgebung von E90 Dünnschliff-Proben entnommen und ausgewertet. Die Interpretation der Parameter folgt im wesentlichen Ostendorp (1990).

Kote	lithologische Einheiten	Beschreibung
395,00–394,85	3.0.1–3.0.4	geschichtete Seekreide
394,85–394,74	3.0.5–3.0.7	ungeschichtete Seekreide mit plattigen, schwärzlichen Pflanzenresten an der Basis
394,74–394,715	4.1.1	Seekreide-Mischsediment mit Geröllen
394,715–394,67	4.3.1–4.3.3	AH 3: grobdetritischer, kiesiger Silikatsand, stark verwürgt
394,67–394,615	4.4.1–4.4.2	AH 3: humoser Silikatsand mit Beckenton-Linsen, stark verwürgt
394,615–394,585	4.5.1–4.5.2	AH 3: silikatsandiger Grobdetritus
394,585–394,56	4.6.1	AH 3: grobdetritischer Silikatsand mit Beckenton-Linsen
394,56–394,525	4.11.1	AH 2: Brandschicht mit Holzkohlen, Kiesen, verkohlten und unverkohlten Pflanzenresten
394,525–394,515	4.12	AH 1: humoser Silikatsand, mit dem Hangenden und Liegenden verwürgt
394,515–394,475	5.0.1	silikatsandhaltige Seekreide mit Molluskenschill
394,475–394,38	6.0.1–6.0.2	geschichtete, gelblich-graue und mittelgraue Seekreide mit einzelnen Silikatsandbändern
394,38–394,24	7.0.1–7.0.3	grauer Beckenton mit Silikatsandbändern, Sulfid-Bänderung und Dropstones

Tabelle 4. Bodensee-Untersee. Lithostratigraphische Beschreibung der Profilsäule Ho 86 E90; AH – archäologischer Horizont; Kote in Meter Berliner NN.

3. Ergebnisse

Tabelle 4 enthält eine knappe sedimentologische Beschreibung des Kerns; eine Auswahl der Basisdaten ist in *Abb. 23* dargestellt. Die nachfolgende Diskussion beschränkt sich im wesentlichen auf die umweltgeschichtliche Rekonstruktion; weitere Einzelheiten können Ostendorp (1991) entnommen werden.

4. Versuch einer umweltgeschichtlichen Rekonstruktion

Die Schicht 7.0 wird von Liese-Kleiber (1985) in die Älteste Dryas gestellt. Es handelt sich um Ablagerungen des tieferen Sublitorals bzw. des Profundals (hoher Silt/Ton-Anteil, feine Laminierung). Heutiges Wellenklima vorausgesetzt, dürfte die Sedimentbildungstiefe bei mindestens 4 m unter winterlichem Niedrigwasser gelegen haben. Mithin lag der damalige Seespiegel bei etwa 400 m NN oder höher. Einige

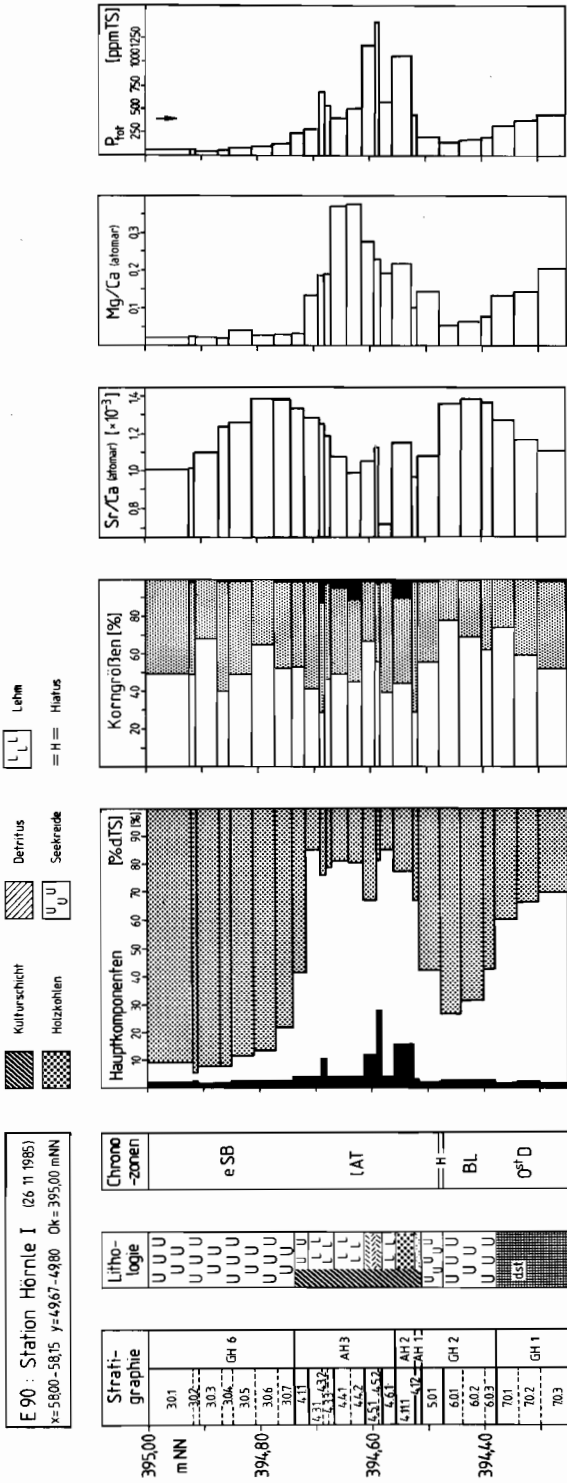


Abb. 23, Anfang, Bodensee-Untersee. Ergebnisse der stratigraphischen und sedimentologischen Untersuchung der Profilsäule Ho 86 E90. Stratigraphie: Bezeichnung der Schichten wie in Tab. 4, AH – archäologischer Horizont, GH – geologischer Horizont. Zeitstellung: 0'D = Älteste Dryas, BL = Bölling, IAT = Spätes Atlantikum, eSB = Frühes Subboreal. – Hauptkomponenten: schwarz – organische Substanz; punktiert – Gesamtkarbonat. – Korngrößen: schwarz – Kies; punktiert – Sand; weiß – Silt und Ton. – P_{tot} – Gesamt-Phosphor. – Partikelzählungen: punktiert – Fraktion > 2,0 mm; weiß – Fraktion 0,63–2,0 mm; Dimension – lg (Partikelzahl) kg⁻¹ TS.

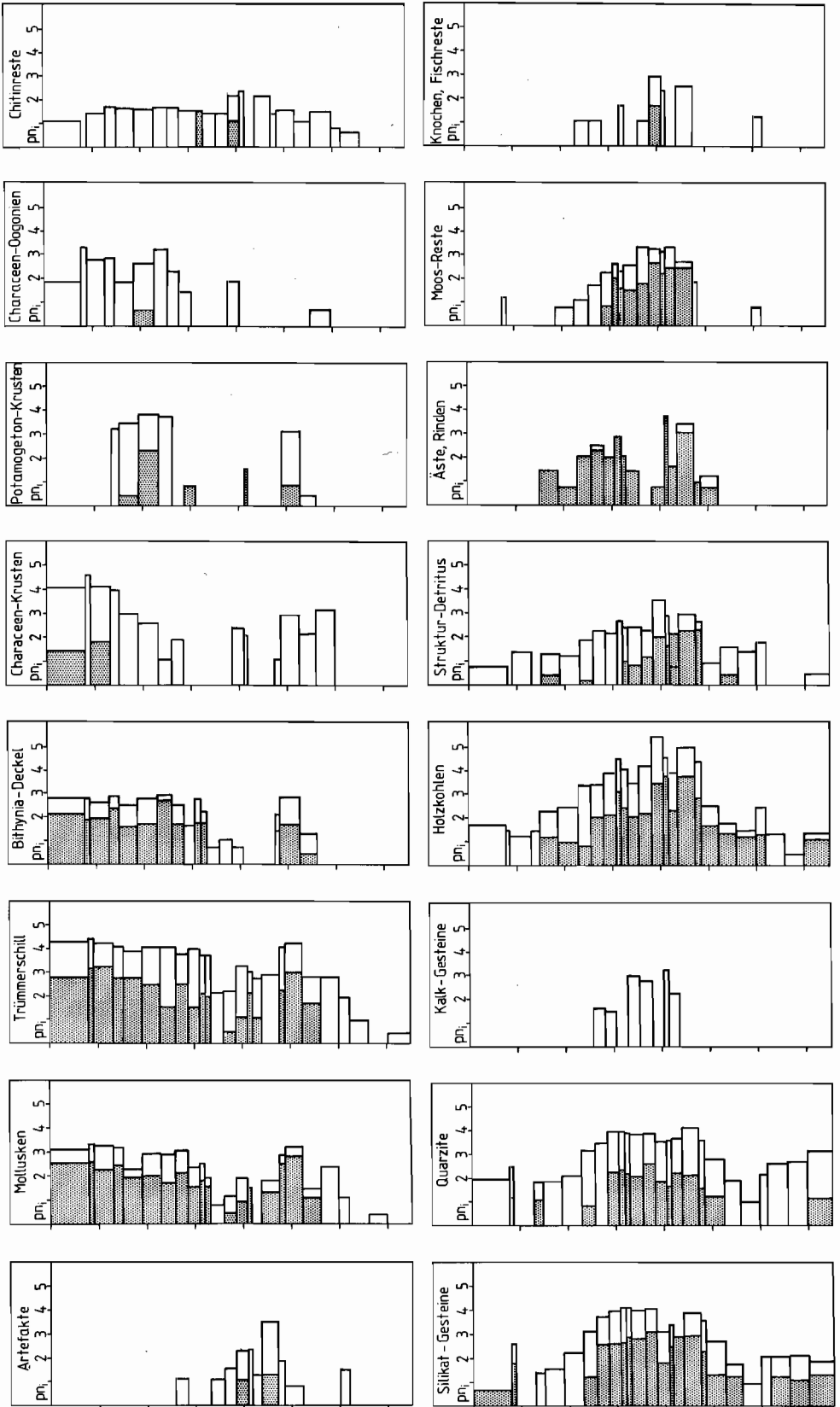
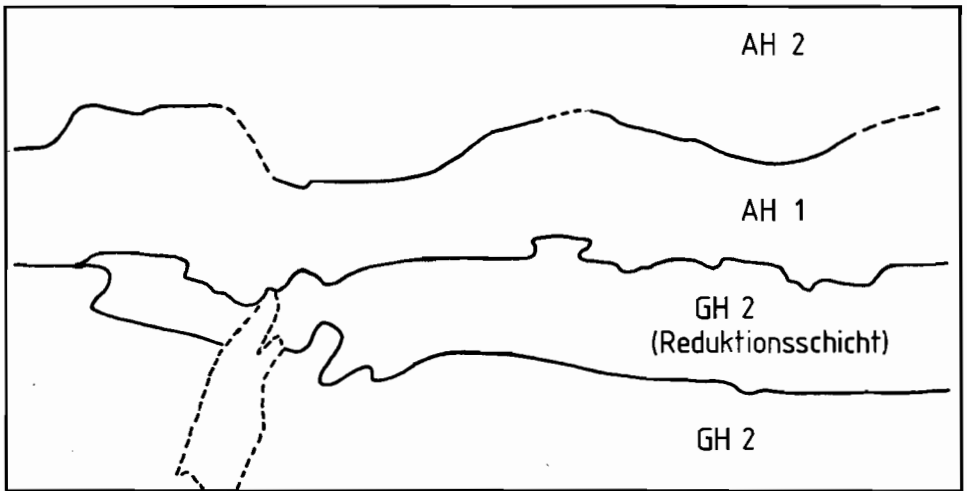


Abb. 23, Schluß. Bodensee- Untersee. Erläuterungen siehe S. 294.



a

DS 014 - Hörnle I



b

Abb. 24. Bodensee-Untersee. Baugrund der Siedlung „Hörnle IA“. a Dünnschliff-Photoserie; b Erläuterungen.

wenig gerundete Mittelkiese (Dropstones) in der siltig-tonigen Matrix deuten auf Eisrandnähe hin. Möglicherweise fällt die Bildung in die Zeit des „Konstanzer Stadiums“ (Stadium 9; Schreiner 1974; Keller u. Krayss 1980), für die Werth (1914) und Schmidle (1942) aufgrund des Talweg-Niveaus der Egg-Wollmatinger Ausflußrinne des Überlinger (Eisstau-)Sees einen Untersee-Spiegel von knapp 410 m NN annehmen. Lithologisch kann das Beckensediment 7.0 wahrscheinlich mit der Einheit 5 der Profundalsedimente parallelisiert werden (siehe Beitrag Niessen u. Sturm, in diesem Band).

Mit zunehmender Klimaverbesserung zu Beginn des Bølling (ca. 13000 BP) setzt die erste Seekreidefällung ein, die in den Profundalkernen durch die Seekrei-

delagen α und β der lithologischen Einheit 3, in der Profilsäule E90 durch die Schicht 6.0 repräsentiert wird (hoher Carbonat- und Sr/Ca-Wert, niedriger Mg/Ca-Quotient). Es handelt sich um sublitorale Bildungen (hoher Characeen-Krusten-Anteil, Mollusken, geringer Gesteinstrümmer- und Quarzit-Gehalt), für die eine Wasserbedeckung von ca. 4 m angenommen werden kann. Rösch u. Ostendorp (1988) haben für das frühe Bølling einen Maximalwasserstand unter 404 m NN nachgewiesen, so daß sich der tatsächliche Wasserstand zwischen etwa 399 und 404 m bewegt haben dürfte.

An der Oberkante der Seekreide 6.0.1 liegt eine etwa 6500 Jahre umfassende Schichtlücke, verursacht möglicherweise durch eine kürzere oder längere Periode niedriger Wasserstände. Kornvergrößerungen als Hinweise für Wellenaufarbeitung (Reduktionssedimente) wurden an der Oberkante von 6.0.1 nicht gefunden.

Das Seekreidepaket 5.0.1 hat sich im späten Atlantikum (ca. 5800–6200 BP), also etwa 1000 Jahre vor Gründung der Hornstaader Siedlung, abgelagert. Die partikuläre Zusammensetzung (hohe Konzentration an Gesteinsfragmenten und vor allem an Silikat-Körnern, an erhaltenen Mollusken, Trümmerschill und *Bithynia*-Deckeln, größere Mengen an *Potamogeton*-Krusten neben Characeen-Krusten) weist damit auf eine eu- oder sublitorale Entstehung hin, wobei das Material durch Wellenschlag umgelagert wurde. Zum Bildungszeitpunkt waren die Ufer schon durch den Menschen beeinflußt (hoher Holzkohleanteil). Der hohe Quarzit- und Gesteinsfragmentanteil stammt vermutlich aus erodierten Beckentonen landwärts des Kernentnahmepunktes.

An der Oberkante der Seekreide 5.0.1 wurde wie auch an zahlreichen anderen Stellen im zentralen Siedlungsbereich eine dünne, nur ca. 2–5 mm mächtige Sandlage entdeckt, die sich überwiegend aus Quarziten zusammensetzt. Präparativ ist die Sandlage kaum zu fassen, im Dünnschliff tritt sie jedoch oft deutlich hervor (Abb. 24). Der Sandfilm liegt deutlich unterhalb der Kulturschicht (KS) AH1 und steht offensichtlich in keinem genetischen Zusammenhang mit dieser. Vielmehr handelt es sich um einen Reduktionshorizont, aus dem durch Wellenschlag die feineren Calcitteilchen herausgewaschen worden sind, und der aufgrund der Versiegelung durch die Kulturschicht erhalten geblieben ist. Vermutlich ging der Siedlungsgründung eine Wasserstandsabsenkung unmittelbar voraus, die allerdings nur wenige Jahre angedauert haben mag. In ähnlicher stratigraphischer Position (394,15 m NN, ca. 4000 BC) wurde in der Station Allensbach ein subfossiler Strand gefunden und beschrieben, und auch dort konnte anhand der lithostratigraphischen Verhältnisse eine Seespiegelsenkung um 4000 v. Chr. wahrscheinlich gemacht werden (Ostendorp 1990).

Die Schicht 4.12 entspricht dem archäologischen Horizont 1 (AH1) (zahlreiche Artefakte, Holzkohlen, Moosreste und Kormophytenreste [„Struktur-Detritus“]), der jedoch in der Profilsäule E90 wenig typisch ausgeprägt ist (starke Verwürgungen mit dem Liegenden – fossile Begehungsstrukturen? – und der Brandschicht im Hangenden). Da die Schicht an seebürtigen Partikeln nur die mechanisch robusten wie Mollusken, Trümmerschill und *Bithynia*-Deckel enthält, wird sie als terrigen, d.h. bei höchstens geringer und zeitlich begrenzter Wasserbedeckung und ohne Aufarbeitung durch Wellenschlag gebildet, angesehen (zumindest stellenweise fein schuppig-laminierte Textur, Fehlen von Characeen- und *Potamogeton*-Krusten sowie

Characeen-Oogonien; keine Wasserpflanzenreste: Rösch 1985 b, 182). Mithin lag der seinerzeitige Wasserstand wohl ganzjährig unter 394,55 m NN. Die im Hangenden folgende Brandschicht (4.11.1 = AH2) enthält in beträchtlichem Maße seebürtige Reste wie Mollusken und Trümmerschill, während die empfindlicheren Krusten und Oogonien fehlen. Der hohe Sr/Ca-Quotient weist auf einen hohen Anteil limnigener Carbonate hin. Hierbei handelt es sich jedoch nicht um vom See eingespülte Seekreiden, sondern eher um Seekreide-Brocken, in denen sich bereits eine Bodenbildung (Humuseinschwemmung) vollzogen hatte (Ostendorp, unpubliziert, „verbraunte Seekreide“) und die als solche vom Menschen in die Siedlung verbracht wurden. Demzufolge läßt sich auch im AH2 kein eindeutiger See-Einfluß nachweisen.

Das Kulturschichtpaket AH3 (= 4.6.1 bis 4.3.1) besteht aus wechselnden Lagen von sandigen Detritusschichten und humosen Lehmbändern, deren geringe Gesamtcarbonat-Menge nicht aus biogen gefällter limnigener Seekreide stammt, sondern aus Moränenmaterial oder Beckentonen (maximales Mg/Ca-Verhältnis, minimaler Sr/Ca-Quotient); vermutlich wurden diese Materialien anthropogen eingebracht. Die Konzentration limnigener Partikel ist sehr gering; Mollusken und *Bithynia*-Deckel liegen in der Nachweisgrenze, die Konzentration an Trümmerschill beträgt nur noch 1–10 % der in den Seekreiden anzutreffenden Mengen. Krusten und Oogonien werden nur vereinzelt angetroffen. Die höchsten Mengen an limnigenen Partikeln weist der Detritus 4.5.1 auf. Rösch (1985 b, 171; 172) fand in den unteren und mittleren Horizonten des AH3 nur sehr wenige Wasserpflanzenreste. Bedenkt man, daß seebürtige Partikel in geringem Umfang auch durch menschliche Tätigkeiten eingeschleppt worden sein könnten, wird man einem möglichen See-Einfluß auch hier skeptisch gegenüberstehen.

Das Hangende des Kulturschichtpaketes AH1–AH3 wird durch Seekreiden gebildet, die nach einem vermuteten Tiefstand zur Zeit des Hornstaader Dorfes (erste Eichen- und Eschen-Schlagdaten 3913/14 v. Chr., Siedlungsdauer wenige Jahrzehnte, vgl. Billamboz, in diesem Band) einen Wasserstandsanstieg markieren. Im Zuge dessen wurde die Kulturschichtoberkante erodiert; kulturschichttypische Materialien wurden aufgenommen und in die limnigene Seekreide eingebettet (Ausdünnung von P_{100} , Gesteinsfragmenten, Quarziten, Moos-Resten und Holzkohlen nach oben sowie Zunahme limnigener Elemente, d.h. Ges.-Carbonat, Sr/Ca-Quotient, Mollusken, *Bithynia*-Deckel, Auftreten von Carbonatkrusten und Oogonien. Die Schicht 4.1.1 ist ein typisches Umlagerungssediment. Die Aufarbeitung der Kulturschicht-Oberkante hat allerdings nicht sehr tief gegriffen, da die Schichten 4.3.2 und 4.3.3 praktisch unbeeinflusst sind. Die Seekreiden 3.0.7 bis 3.0.5 wurden bei einem mittleren Mittelwasserspiegel um 395 m gebildet.

Im Hangenden folgen Seekreidebildungen des tieferen Sublitorals (3.0.5–3.0.1) (Laminierung, hoher Anteil an Characeen-Krusten bei Fehlen von *Potamogeton*-Krusten in 3.0.3 bis 3.0.1, geringe Anteile von Felsgesteintrümmern, Quarziten und Struktur-Detritus); sie sind weitgehend frei von kulturschichttypischen Elementen, wenn von leicht erodierbaren und transportierbaren Holzkohlestückchen abgesehen wird. Sie markieren also einen weiteren Seespiegelanstieg, der offenbar ohne bedeutenden Hiatus auf die Transgressionssedimente 3.0.7 bis 3.0.5 folgte. An der Profilsäule E6 der Station Allensbach-Strandbad konnte ein stratigraphisch ähnlicher

Seespiegelanstieg (394,30 m NN, ca. 3800–3500 BC) wahrscheinlich gemacht werden (Ostendorp 1990). Die Oberkante des Schichtpaketes 3.0 wurde seinerzeit von der Kulturschicht AH4 des Pfyner Dorfes (ab etwa 3586 v. Chr., Billamboz 1985) abgedeckt. AH4-Reste wurden noch bei der Sondage 1977 im nur 3 Meter entfernten Schnitt 9 angetroffen (Schlichtherle 1990, 40), sind aber 1980 streckenweise ausgegraben worden oder fielen bis 1986 vollständig der rezenten Ufererosion zum Opfer. Die SK 3.0 wurde also in einer Zeitspanne von etwas mehr als 250 Jahren abgelagert.

Im Hinblick auf die Pegelchronologie des Untersees können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden (Abb. 25), die allerdings an weiteren Stationen des Untersees überprüft und abgesichert werden müssen:

In der Ältesten Dryas (vor 13 000 BP) herrschten Wasserstände vor, die vielleicht bei ca. 408 m NN, auf jeden Fall aber bei über 400 m NN lagen; für das Bølling (13 000–12 000 BP) kann ein Seespiegelstand zwischen etwa 399 und 403 m angenommen werden. Für die Zeit zwischen Allerød und spätem Atlantikum (um 4000 v. Chr.) fehlen Ablagerungen; ein zeitweise niedrigerer Wasserstand als 395 m NN ist wahrscheinlich. Noch im 5. Jahrtausend v. Chr. stieg der Wasserspiegel an, wobei sich strandnahe Seekreiden abgelagerten. Unmittelbar vor Siedlungsgründung (ca. 3914/13 v. Chr.) kam es zu einer vielleicht nur kurzfristigen Seespiegelsenkung. Für

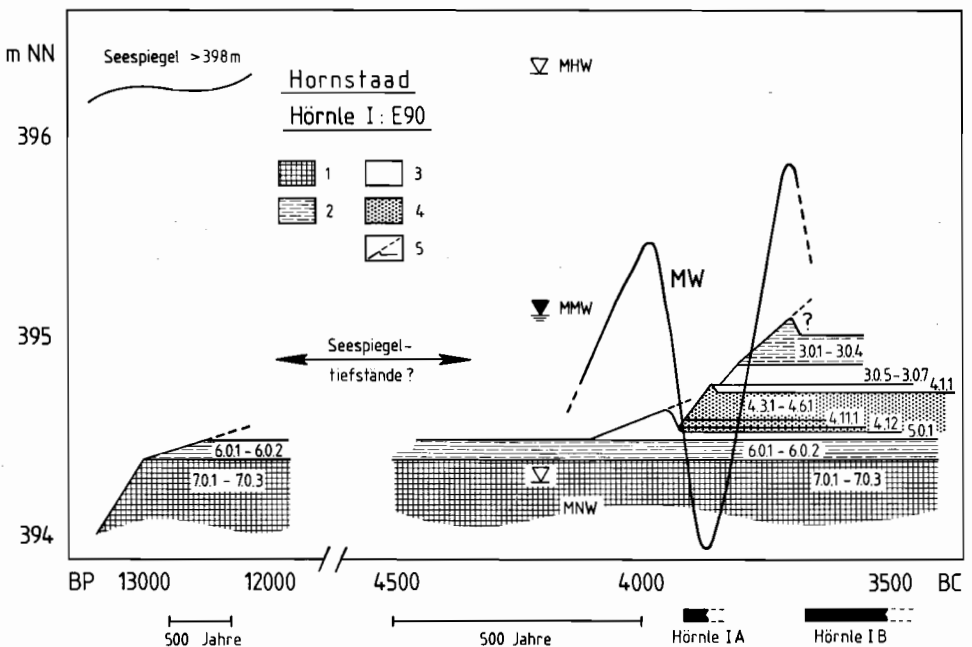


Abb. 25. Bodensee-Untersee. Pegelchronologie, Sedimentwachstum, Erosion und Kulturschichtbildung anhand sedimentpetrographischer Untersuchungen an der Profilsäule Ho 86 E90 (schematisch). 1 sublitorale Beckensedimente; 2 Seekreiden; 3 strandnah aufgearbeitete Seekreiden; 4 Kulturschichten; 5 Erosion und virtuelles Sedimentwachstum (gestrichelt), MW – vermuteter Mittelwasserspiegel, MMW, MHW, MNW – heutiger mittlerer Mittel-, Hoch- und Niedrigwasserspiegel des Untersees (Periode 1887–1987), Koten in m Berliner NN.

die Zeit der Siedlungsdauer, die auf etwa 50 Jahre geschätzt wird, läßt sich kein eindeutiger See-Einfluß in den Kulturschichten nachweisen. Nach dem Ende des Hornstaader Dorfes stieg der See an und erodierte dabei die Kulturschicht-Oberkante. Bis zur Gründung des Pfyner Dorfes von Hörnle I (um 3586 v. Chr.) stieg der See zunächst weiter an; der mittlere Mittelwasserspiegel mag bei 397 m NN gelegen haben. Diese Ergebnisse decken sich im wesentlichen mit der Interpretation des Kerns E6 in der Station Allensbach-Strandbad, wobei anhand der dortigen Befunde das zur Erklärung als ausreichend angenommene Ausmaß der Wasserstandsänderungen etwas anders eingeschätzt wurde. Die Ursache liegt zumindest teilweise im unterschiedlichen Wellenangriff an einem lee- (Hornstaad) bzw. luvwärtigen Ufer (Allensbach).

Zusammenfassung und Ausblick³

In den voranstehenden sieben Beiträgen wurden erste Arbeitsergebnisse der Bohrkampagnen US 87 und BO 88 zusammengefaßt. Obschon die Auswertungen noch nicht abgeschlossen sind, können einige Schlußfolgerungen gezogen werden, die für den weiteren Gang der Untersuchungen von Bedeutung sind.

1. Lithologische Gliederung

Die zunächst rein visuelle Beurteilung der Sedimentkerne ergab folgendes Bild: Insgesamt konnten 5 LE (lithologische Einheiten) differenziert werden, von denen LE5–3 in das Spätglazial fallen, LE1 etwa die letzten 100 bis 200 Jahre umfaßt, während die holozänen Abfolgen (LE2) auf diesem Wege oft nicht weiter gliederbar sind. Je nach Seebecken, (heutiger) Wassertiefe und Untergrundmorphologie fiel die Schichtmächtigkeit der LE unterschiedlich aus (Beitrag Niessen u. Sturm). Sedimentchemisch, mineralogisch, magnetometrisch und biologisch sind die holozänen Sedimente noch differenzierter gliederbar (Beiträge von Ostendorp u. a., von Neukirch sowie von Hofmann): Der markanteste lithologische Wechsel, im Kern US 8707 auf etwa 4500 BC datiert (Rösch, in Vorbereitung), betrifft den Übergang von litoralen zu pelagialen Seekreiden, verbunden mit einer deutlichen Abnahme des Gesamt-Carbonat-Gehaltes infolge „Verdünnung“ durch Eintrag aus dem Einzugsgebiet (Beiträge von Niessen u. Schröder sowie von Ostendorp u. a.). Wegen eines Hiatus an der Basis konnte der Beginn der litoralen Seekreidebildung nicht näher bestimmt werden.

Magnetik-Messungen an ungeöffneten Kernen sind bestens geeignet, die spätglazialen und frühholozänen lithologischen Wechsel zu indizieren (Beitrag Giovanoli). Auch für holozäne Sedimentabschnitte ergeben sich entsprechend den relativen Anteilen von Seekreiden und allochthonen Klastika Unterschiede, wobei eine detaillierte Korrelation mit sedimentchemischen bzw. mineralogischen Daten noch aussteht.

³) Zusammengestellt von W. Ostendorp.

In Verbindung mit Seismik-Profilen läßt sich der Verlauf der lithologischen Einheiten in der Fläche verfolgen (Beitrag Niessen u. Schröder). Dadurch werden Verteilungsmuster (Verfüllung, Überdeckung, Mächtigkeitswechsel u. a.) deutlich, die differenzierte Schlußfolgerungen auf Herkunft und Genese der Bio- und Lithoklastika sowie auf Wasserstandsschwankungen erlauben. Exemplarisch wurde hier das Gebiet zwischen Mettnau-Reichenau-Schwelle und Rheinsee-Beckenzentrum vorgestellt.

2. Hinweise auf die Wasserstandsgeschichte des Untersees

Die spätglazialen Wasserstände lagen, wie bereits frühere Untersuchungen gezeigt haben, zumindest phasenweise weit über dem heutigen Seespiegel. Während die LE5 und 4 über weite Gebiete hinweg gleich mächtig bleiben, ändern sich die Schichtmächtigkeiten Bölling-zeitlicher Sedimente in einer Profundalkernserie von der (heutigen) Brandungsplattform bis zum Beckenzentrum; dies deutet darauf hin, daß sie bei erheblich niedrigerem Wasserspiegel abgelagert wurden (Beitrag Niessen u. Sturm). Zu Beginn des Holozäns kam es bei weiterhin niedrigem Wasserstand an der Mettnau-Reichenau-Schwelle zur Ausbildung einer Litoralplattform, bedingt durch die Sedimentation von Flachwassercarbonaten. In der Folgezeit stieg der Wasserspiegel wieder an, wodurch diese Flachwassercarbonat-Plattform von dem eher allochthonen schwarz-pigmentierten Seemergel überdeckt wurde (Beitrag Niessen u. Schröder).

Für das mittlere und späte Holozän ergeben die bisherigen Untersuchungen der Seismik-Profile und der Profundalkerne keine eindeutigen Hinweise auf Wasserstandsschwankungen, die deswegen insgesamt wohl geringer waren als vordem. Strand- und Litoralsedimente dagegen reagieren sensibler auf kleinere Veränderungen (Beitrag Ostendorp). Das anhand solcher Untersuchungen erreichte zeitliche wie vertikal-räumliche Auflösungsvermögen liegt im Bereich von wenigen hundert Jahren und einigen Dezimetern mittlerer Mittelwasserspiegel-Änderung und kommt damit den Anforderungen ziemlich nahe, die seitens siedlungsarchäologischer Forschung an derartige Vorhaben herangetragen werden. Als Beispiel wurden die Ergebnisse eines Profilblockes aus der Station Hörnle I herangezogen; sie zeigen, daß der Siedlungsgründung des Hornstaader Dorfes um 3914/13 v. Chr. eine vielleicht nur kurzzeitige Wasserstandssenkung vorausging. Zur Zeit der Siedlungsdauer ist im untersuchten Profilblock kein eindeutiger See-Einfluß nachzuweisen, während nach deren Ende bis zur Gründung des Pfyner Dorfes um 3586 v. Chr. der See wieder anstieg. Diese Interpretation deckt sich weitgehend mit früheren Untersuchungen an der Station Allensbach-Strandbad.

Ungefähr gleichzeitig mit der Seespiegelsenkung wird im Kern US 8707 im Zeller See ein überaus deutliches Signal sichtbar, das gekennzeichnet ist durch eine Verstärkung aller „Erosionsindikatoren“ und einen Rückgang des Gesamt-Carbonats (Beitrag Ostendorp u. a.); ein entsprechendes biologisches Signal (Beiträge von Neukirch sowie von Hofmann) ist jedoch nicht erkennbar. Die Vermutung liegt nahe, daß die Wasserspiegelabsenkung zu einer Ufererosion geführt hat, wobei glazigene Ablagerungen angegriffen und beckenwärts verfrachtet wurden. Andererseits

fällt das Signal mit der Erstbesiedlungsphase der Unterseeufer zusammen, so daß auch der Mensch als erosionsauslösender Faktor in Frage kommt. Beim derzeitigen Wissensstand ist dies noch nicht entscheidbar.

3. Erosion im Hinterland und Eutrophierung

Das Erosionsgeschehen im Einzugsbereich der Radolfzeller Aach wurde anhand des Profundalkerns US 8707 dargestellt (Beitrag Ostendorp u.a.). Bei der Interpretation der sedimentologischen Signale sind allerdings auch – wie schon oben angedeutet – Seespiegelschwankungen und Ufererosion sowie die mögliche Verlagerung der Aach-Mündung zu berücksichtigen. Der im Kern erfaßte holozäne Abschnitt von etwa 6400 bis ca. 4700 BC ist durch eine hohe Carbonatkonzentration bei niedriger Konzentration der Erosionsindikatoren gekennzeichnet. Von ca. 4700 BC bis etwa 600 AD nehmen die Erosionsindikatoren schubweise zu, unterbrochen von wenigen kurzzeitigen stabilen Phasen oder „Regenerationsphasen“, in denen die Carbonatkonzentration ansteigt und die Intensität der Erosionsindikatoren zurückgeht. Seit etwa 600 AD treten qualitativ andere Verhältnisse ein, gekennzeichnet durch Intensitätsabnahme der Erosionsindikatoren und Zunahme der Carbonatkonzentration bei gleichzeitiger Zunahme des Trophie-Indikators Gesamt-Phosphor; dieser Trend verstärkt sich seit etwa 1600 AD. Nach Ausweis der Pigmentkonzentrationen, die als Maß für die pelagische Phytoplanktonproduktion dienen, treten Eutrophierungsphasen um etwa 2000 BC, um 400 AD und – besonders ausgeprägt – nach 1900 AD ein (Beitrag Neukirch). Die letzten beiden Fälle sind mit einer Erhöhung der Phosphor-Konzentrationen im Sediment verbunden, was darauf hindeutet, daß ein erhöhter P-Eintrag aus dem Hinterland ursächlich für die Produktionserhöhung verantwortlich ist. Den qualitativen wie quantitativen Umstrukturierungen in der Phytoplankton-Biozönose folgt das Zooplankton sowie die Bodenfauna des Litorals und des Profundals (Beitrag Hofmann). Ausgeprägt ist der Wechsel von eher oligotraphenten zu eutraphenten Biozönosen zwischen etwa 1500 BC und 800 AD, den nacheinander die pelagisch lebenden *Bosmina*-Arten, die litoralen Arten der Wasserfloh-Familie Chydoridae und die profundalen Zuckmücken-Larven (Chironomidae) zeigen. Ein weiterer faunistischer Wechsel, ebenfalls eine Trophiezunahme anzeigend, tritt zwischen 1800 und 1900 AD auf. Methodisch bedingt, ist die Probennahmendichte der zoologischen und Pigmentanalysen geringer als die der sedimentologischen Untersuchungen, so daß eine unmittelbare Parallelisierung von biologischen Signalen und Erosionsintensität vorerst nicht möglich ist.

4. Verknüpfung mit dem Siedlungsgeschehen

Es stellt sich abschließend die Frage nach den Ursachen und Mechanismen, die hinter den limnologischen Veränderungen stehen, die in den Profundalsedimenten des Zeller Sees sichtbar werden. Handelt es sich um eine bloße „natürliche Seenalterung“, wie sie für die vorindustrielle Zeit von vielen Limnologen angenommen

wird? Diese Frage läßt sich bereits jetzt verneinen: Es treten vielmehr diskrete Veränderungen „schübe“ auf, die von stabilen Phasen abgelöst werden, und die zumindest teilweise auf Erosionsereignisse im Hinterland zurückgehen. Das erste holozäne Signal dieser Art fällt in die Zeit der ersten bäuerlichen Besiedlung des Hegau. Wurde die erhöhte Erosion durch Klimarückschläge (höherer mittlerer Gebietsniederschlag und -abfluß, höhere Frequenz von Starkregenereignissen?) oder durch den Menschen (Rodungstätigkeit) hervorgerufen? Als Diskussionsgrundlagen stehen uns Angaben über Zeit und Ausmaß von Gletschervorstößen im Alpenraum, pollenanalytisch nachweisbare Rodungsphasen im Hinterland des Zeller Sees und archäologische Siedlungsbelege am Unterseeufer und im Hinterland zur Verfügung, wie sie in *Abb. 14* zusammengefaßt sind (Beitrag Ostendorp u. a.). Die Frosnitz-/Misoxer Schwankung ist die einzige, die vor der ersten bäuerlichen Besiedlung durch holozäne Ablagerungen im Kern US 8707 erfaßt wird: Interpretierbare sedimentologische Veränderungen sind hier nicht erkennbar. Spätere Schwankungen werden von den Eingriffen des Menschen in die Landschaft überlagert.

Eine direkte Parallelisierung zwischen den einzelnen Erosionsphasen und Besiedlungsphasen ist beim gegenwärtigen Stand der Arbeiten meist nicht möglich; zu groß sind noch die Probenabstände in den Profundalkernen und zu ungenau und lückenhaft die Datierung. In ähnlicher Weise sind auch die Indikatoren anthropogener Landschaftsumgestaltung, wie sie in *Abb. 14* zusammengefaßt sind, mit raum-zeitlichen Unschärfen behaftet, so daß sie für das hier geschilderte Problem nur eine begrenzte Aussagekraft besitzen. Um angesichts dieser immanenten Unwägbarkeiten dennoch ein Gliederungsmodell zur Diskussion stellen zu können, werden die LUE 1 u. 2.1 bis 2.12 wie folgt zusammengefaßt:

Phase I: LUE 2.12, ca. 6400–4700 BC (hohe Carbonat-Konzentrationen, geringe Intensität der Erosionsindikatoren, geringe Intensität der Trophie-Indikatoren [Beitrag Ostendorp u. a.], Dominanz oligotropher Zooplankton-Arten [Beitrag Hofmann]): „natürlicher“ Ausgangszustand des Sees, obwohl die alt- und mittelneolithische Besiedlung des Hinterlandes archäologisch und pollenanalytisch bereits begonnen hat.

Phase II: LUE 2.11–2.6, ca. 4700–1600 BC (deutlicher Rückgang des Carbonatgehaltes, Anhebung der Trophie-Indikatoren auf ein höheres Niveau, eher geringfügige Intensitätszunahme der Erosionsindikatoren [Beitrag Ostendorp u. a.], erste, noch schwach ausgebildete Maxima der Phytopigmentkonzentration als Indikatoren einer erhöhten Primärproduktion im Pelagial [Beitrag Neukirch], Abundanzzunahme eutrropher Zooplankter [Beitrag Hofmann]): ein bereits durch mineralische Einschwemmungen und Trophie-Zunahme gekennzeichnetes Gewässerhaushalt; siedlungsarchäologisch ist diese Phase gekennzeichnet durch eine mehrfach unterbrochene Ufer- und Hinterlandbelegung, der in den Pollenstratigraphien des Feuenrieds und des Durchenbergrieds eine Vielzahl isolierter Rodungsphasen entspricht, die jeweils von Waldregenerationsphasen unterbrochen werden (*Abb. 14*).

Phase III: LUE 2.5–2.1, ca. 1600 BC – 1800 AD (etwa gleichbleibende Carbonatkonzentration, Erosionsindikatoren auf deutlich erhöhtem Niveau, Trophie-Indikatoren gegenüber Phase II nur wenig verändert [Beitrag Ostendorp u. a.], deutliche Zunahme der Primärproduktion [Beitrag Neukirch], Dominanzwechsel zu

eutraphenten Formen im Zooplankton, im litoralen und profundalen Zoobenthos [Beitrag Hofmann]): ein durch verstärkte Hinterland-Erosion deutlich eutrophiertes Gewässer, wobei pelagiale, litorale und profundale Biozönosen eine Umschichtung ihres Formenspektrums erfahren. Die markantesten biozönotischen Änderungen des Zeller Sees fallen etwa in die Mitte des ersten Jahrtausends n. Chr. In der Phase III verdichtet sich die Siedlungsbelegung im Hinterland; seit ca. 500 AD kann von einem Siedlungskontinuum sowohl im Hinterland als auch an den Seeufnern gesprochen werden. Die oben genannten Hinterland-Moore zeigen eine nahezu lückenlose Folge von langdauernden Rodungsphasen, die durch wenige, zeitlich begrenzte Regenerationsphasen begrenzt werden (*Abb. 14*).

Phase IV: LUE 1, ca. 1800 – 1986 n. Chr. (leichter Anstieg der Carbonatkonzentration, deutliche Intensitätsverminderung der Erosionsindikatoren, starke Zunahme der Trophie-Indikatoren [Beitrag Ostendorp u. a.], überaus starke Zunahme der die pelagische Primärproduktion indizierenden Pigmente [Beitrag Neukirch], Auslöschung bestimmter oligotropher Zooplankter sowie Abundanzzunahme eutraphenter Formen im Benthos [Beitrag Hofmann]): eutropher See in einer weitgehend geöffneten Kulturlandschaft mit intensiver Landwirtschaft, beginnender industrieller Produktion, starker Bevölkerungsentwicklung und – in diesem Jahrhundert – mit einem sich ausdehnenden Fremdenverkehrsgewerbe, mit Einsatz von Mineraldüngern und Gülle in der Landwirtschaft und der Verwendung von Waschmittelposphaten. Der Wechsel in den sedimentchemischen wie biologischen Parametern überschreitet bei weitem das Maß der in den vorangegangenen 7000 Jahren menschlicher Besiedlung erfolgten Veränderungen.

Insgesamt verstärkt sich unser Eindruck, daß die seengeschichtliche Entwicklung der letzten 7000 Jahre eher durch anthropogene als durch klimatische Faktoren gesteuert wird. Eine klare Beweisführung ist freilich noch nicht möglich. Ebenso kann derzeit eine Überlagerung durch Wasserspiegeländerungen bzw. durch Veränderungen im Aach-Mündungsbereich nicht ausgeschlossen werden.

5. Ausblick

Unsere Arbeiten haben gezeigt, daß eine entscheidende Verbesserung des Kenntnisstandes erst durch die kombinierte Anwendung mehrerer unabhängiger Methoden möglich ist, – ein Konzept, das nur im Rahmen einer interdisziplinären Arbeitsgruppe umgesetzt werden kann. Die Sicherheit, mit der Folgerungen wie die obigen verallgemeinert werden können, muß aus der Interpretation von Seismikprofilen, den Untersuchungen mehrerer Kerne aus verschiedenen Seeteilen und mit erhöhter Probendichte gewonnen werden. Eine verbesserte zeitliche Auflösung mittels ^{14}C - und Pollenanalysen ist dringend notwendig. Auch diesbezüglich stellen unsere Untersuchungen zur Paläolimnologie des Bodensee-Untersees erst den Anfang dar.