

Paläolimnologische Untersuchungen im Bereich der spätbronzezeitlichen Station Hagnau-Burg am Bodensee-Obersee: Profilsäule Ha 91-E 1

WOLFGANG OSTENDORP

1.	Einleitung	223
2.	Lage der Profilsäule Ha 91-E 1	224
3.	Methoden	224
4.	Ergebnisse	226
4.1	Lithostratigraphie und Zeitstellung	226
4.2	Sedimentchemie	229
4.3	Korngrößenverteilung	229
4.4	Partikelinhalte	231
4.5	Interpretation der Schichtgenese	232
5.	Versuch einer umweltgeschichtlichen Rekonstruktion	235
6.	Literaturverzeichnis	237

1. Einleitung

Die Siedlungsniveaus spätbronzezeitlicher Stationen am Bodensee liegen in den meisten Fällen zwischen 390 und 392 m NN (Schlichtherle 1985, Abb. 9). In jüngerer Zeit wurden jedoch Kulturschichten in einer Höhenlage von etwa 398 m NN entdeckt (Schlichtherle 1988, passim u. Fußnote 9). Dieser offensichtliche Wechsel der Siedlungslage in der spätesten Urnenfelderzeit stimmt mit älteren Auffassungen überein, denen zufolge in der Spätbronzezeit zunächst ein tiefer Seestand vorherrschte, dem im 8. Jh. BC dann ein beträchtlicher Seespiegelanstieg folgte (Reinerth 1932, 71 ff. Gams/Nordhagen 1923, 187). Hinter diesen siedlungs- und umweltgeschichtlichen Ereignissen in der ersten Hälfte des letzten vorchristlichen Jahrtausends wurden klimatische Veränderungen gesehen („postglazialer Klimasturz“: Smolla 1954).

Eine Abhängigkeit der Siedlungslage vom jeweilig vorherrschenden Seestand wird unmittelbar verständlich, wenn eine landfeste Ufersiedlungsweise mit mehr oder weniger ebenerdigen Gebäuden unterstellt werden kann, sowie Kulturschichten, die telmatische oder terrestrische Ablagerungsbedingungen widerspiegeln

(Bodensee: Reinerth 1932). Beiden Vorstellungen, der Hypothese vom Klimasturz um 800 BC, als auch der Interpretation ‚terrestrischer‘ Kulturschichtablagerung wurde mit guten Argumenten widersprochen (Kossack 1956. Gross 1958, 274. Becker/Frenzel 1977, 60. Bodensee: Schmidle 1933. Bertsch 1932), so daß die Frage nach der Existenz und nach den möglichen Auswirkungen solcher Umweltveränderungen auf Seeufersiedlungen nach wie vor ungeklärt ist.

Anlässlich der Sondagen und Grabungen von G. Schöbel in der Station Hagnau-Burg (Schöbel 1992) wurden Profilsäulen und Kolbenlotkerne entnommen, anhand derer die Fragen nach Siedlungslage und Seespiegelschwankungen, nach Aufbau und Entwicklung der Uferbank erneut aufgerollt werden können. Probenahmen und Auswertungsarbeiten sind derzeit noch nicht abgeschlossen. In einer ersten Mitteilung wird die Auswertung der Profilsäule Ha 91-E 1 vorgestellt, die das Kulturschichtpaket D (874 v. Chr., terminus post quem, Billamboz/Schöbel, in diesem Band, S. 204 ff.) umschließt.

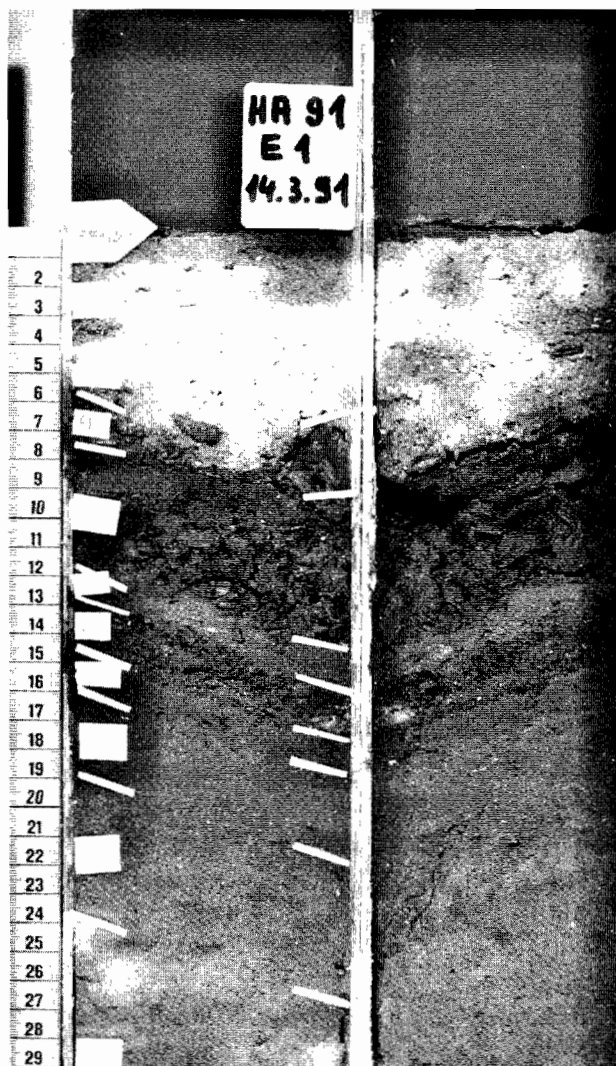
Adresse des Autors: Dr. Wolfgang Ostendorp, Limnologisches Institut, Universität Konstanz, Postfach 55 60, D-78434 Konstanz

Die Untersuchungen wurden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Schwerpunktprogramms 'Siedlungsarchäologische Untersuchungen im Alpenvorland' finanziell unterstützt. Die Bergung der Profilsäule besorgte G. Schöbel, wofür ihm bestens gedankt sei.

2. Lage der Profilsäule Ha 91-E 1

Die Station Hagnau-Burg liegt am Nordufer des Bodensee-Obersees vor der Ortslage Hagnau (TK25 8321 Konstanz, 9°19'2" ö. L. v. Gr., 47°40'20" n. Br.). Die topographischen und geologischen Verhältnisse sind bei

Abb. 1: Profilsäule Ha91-E1: Man beachte die schräg einfallenden Schichten, die gute Schichttrennung innerhalb, am Top und an der Basis des Kulturschichtpaketes sowie die zur Basis der LE 7 abnehmende Braunfärbung. Schichtbezeichnungen in Anlehnung an Schöbel, in diesem Band. Kote nach Angaben von Schöbel, mdl., bezogen auf Pegelnull Konstanz von 391,77 m ü. NN (a. S.).



Schöbel, in diesem Band, S. 58ff. zusammengefaßt. Die Profilsäule Ha 91-E 1 stammt aus dem seewärtigen Abschnitt der Grabungen (Grabungskordinaten $y = 348$, $x = 499$, hinter dem Ostprofil der Grabungsfläche F2; Landeskoordinaten $r = 35.23.830$, $h = 52.81.550$) unmittelbar vor der Haldenkante in etwa 150 m Uferentfernung. Die Profil-Oberkante wurde anhand der Profilzeichnung (Schöbel, in diesem Band, S. 65 Abb. 54) bestimmt. Die Kote der Profilsäule E1 orientiert sich wie alle Niveauangaben bei Schöbel (S. 67) am Nullpunkt des Pegels Konstanz von 391,77 m NN (altes System); diese Kote entspricht 391,89 m NN (neues System). Alle im folgenden genannten Höhenangaben beziehen sich auf das alte System. Die Säule mißt lediglich 30 cm Länge und umfaßt das Kulturschichtpaket D (frühestes Datum 874 v. Chr., Billamboz/Schöbel, in diesem Band, S. 210f.) sowie die Schichten im Liegenden und im Hangenden. Ziel der Untersuchungen war es, die Kulturschichtgenese zu klären.

3. Methoden

Die analytischen Methoden sind bei Ostendorf (im Druck) beschrieben. Die Art der Darstellung, die Berechnung bestimmter Indices und der Argumentationsgang, mit welchem aus den Schichtbefunden Ablagerungsbedingungen rekonstruiert werden, wurden bereits bei Ostendorf 1990;1991 begründet. Seither hat das methodische Inventar jedoch eine Erweiterung in folgenden Punkten erfahren:

a. Nachweisgrenze der Partikelzählung:

Um die methodischen Grenzen der Partikelzählung deutlich zu machen, werden die Nachweisgrenzen in der Grobsand- und der Mittelsand-Fraktion angegeben. Entsprechende Angaben für die Feinkies-Fraktion entfallen, da alle Partikel (außer Rindenstücke und Holz, die dann zur Grobdetritus-Fraktion gezählt werden) auch in der Grobsandfraktion gefunden werden. Bei der Berechnung wird unterstellt, daß die jeweils ausgezählte Probenmenge genau ein Partikel der betrachteten Klasse enthält, und dieser Partikel auch erfaßt wird. Zahlenmäßig ist die Nachweisgrenze gleich dem Faktor, mit dem das Zählergebnis einer Stichprobe multipliziert werden muß, um den Partikelgehalt pro kg TS zu erhalten.

b. Quarzit-Quotient (Q_{Quarzite}):

Der Quarzit-Quotient (Logarithmus des Verhältnisses „Quarzite zu Silikatgesteinen“) soll zur Erkennung verwitterter Landoberflächen dienen, da Quarzite

langsamer durch chemische oder physikalische Verwitterung zersetzt werden als andere silikatische Gesteine (Goldich 1938. Carroll 1970). Vorausgesetzt wird dabei eine Anlieferung durch Zuflüsse oder Ufererosion im konstanten Verhältnis „Quarzite zu Silikatgesteine“.

c. Bithynia-Deckel-Quotient:

Die Wasserschnecke *Bithynia tentaculata* besitzt außer ihrem Kalkgehäuse einen Deckel aus einer hornartigen Substanz, mit dem die Gehäusemündung verschlossen wird. Zu jedem Tier gehört nur ein Deckel. In einer Mollusken-Thanatocoenose würde man folglich erwarten, daß sich Gehäuse und Deckel im Verhältnis 1:1 finden. Tatsächlich aber treten die Deckel meist häufiger auf als die Kalkschalen, da sie mechanisch robuster und abriebfester sind. Relative Anreicherungen von Bithynia-Deckeln deuten also auf hohe mechanische Belastung des Sediments hin, beispielsweise durch hohe Wellenenergie, durch wiederholte Aufarbeitung oder durch menschliche Nutzung und Überformung.

Q_{Bithynia} berechnet sich als

$$Q_{\text{Bithynia}} = \frac{p_{\text{Bithynia-Deckel}}}{p_{\text{Mollusken}}}$$

Da malakozoologische Fachkenntnisse fehlen, wurde statt der Zahl der Bithynia-Schalen die Zahl der erhaltenen Molluskenschalen als Bezugsgröße zugrunde gelegt.

d. Korrosionsgrad:

Die Schneckenschalen des Bodensee-Obersees werden durch kalklösende Algen-Arten angegriffen (vgl. Fritsch 1965, 866). So entstehen zunächst raue Flächen, dann Gruben und schließlich Löcher. Da dieser Vorgang nur an der Sedimentoberfläche stattfindet, kann der Korrosionsgrad k_{kor} Auskunft darüber geben, wie lange die Schalen an der Oberfläche lagen, bevor sie eingesedimentiert wurden und der Prozeß zum Stillstand kam. Bei der Schätzung des Korrosionsgrades werden in der Fraktion 2,0–6,3 mm n erhaltene Schnecken oder Schneckenschillstücke und in der Fraktion 0,63–2,0 mm m erhaltene Schnecken ausgewertet und den Klassen $i=0$ – keine Korrosion, $i=1$ – überwiegend Grubenerosion, $i=2$ – überwiegend Lochkorrosion zugeordnet. Der Korrosionsgrad berechnet sich dann als

$$k_{\text{kor}} = 0,5 \cdot \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^2 i \cdot n_i + \frac{1}{m} \sum_{i=1}^2 i \cdot m_i \right)$$

e. Trennungskoeffizient:

Der Trennungskoeffizient k_{sep} beschreibt die Unterschiede im Partikelgehalt zweier aufeinanderfolgender Schichten. Er eignet sich insbesondere dazu, den Übergang zwischen Kulturschichten und limnischen oder telmatischen Ablagerungen zu beschreiben. Bei einer ungestörten Ablagerung von Holzkohlen, Hüttenlehmstücken, Getreideresten usw. auf ein unbewegtes,

verfestigtes Sediment werden sich sehr starke Gradienten KS-typischer Partikel bilden. Anders dagegen bei durch Welleneinflüsse aufgearbeiteten Kulturschichten mit breiter Übergangszone zwischen der noch unaufgearbeiteten Kulturschicht und dem rein limnischen Sediment. Der Trennungskoeffizient ist somit ein Maß für den abrupten Wechsel zwischen zwei Sedimentationsregimen bzw. zwei Materialprovinzen.

k_{sep} berechnet sich als

$$k_{\text{sep}} = \frac{n_i - n_j}{1/2 \cdot (n_i + n_j) (z_i - z_j)}$$

mit: n – Anzahl kg^{-1} TS kulturschichtbürtiger Partikel (hier: Holzkohlen, Samen, Früchte, Getreidereste, Hüttenlehmstücke)

i, j – i -te bzw. j -te Schicht

z_i, z_j – Kote des Schwerpunkts der benachbarten Schichten i und j

Für sehr scharf voneinander getrennte, geringmächtige Schichten ergeben sich Werte um 1, für zwei identische Schichten erhält man den Wert 0. Es versteht sich von selbst, daß k_{sep} im konkreten Fall auch von der Güte der Schichtpräparation und von der Wahl der Schichtgrenzen abhängt.

f. Partikeldiversität:

Die Partikeldiversität H^* ist ein Maß für die Zusammensetzung eines Schichtpaketes aus unterschiedlichen Partikelklassen. Schichten, die sich – wie beispielsweise eine reine Seekreideschicht – nur aus wenigen Partikelgruppen zusammensetzt, weisen eine geringe Diversität auf, während eine Schicht, die unter dem Einfluß sehr verschiedener Materialquellen und Ablagerungsumgebungen zustande gekommen ist (etwa eine aufgearbeitete Kulturschicht mit Seesediment-Einschwemmungen) eine höhere Diversität besitzt.

Die Formulierung von H^* orientiert sich am informationstheoretisch hergeleiteten Shannon-Weaver-Index H' (Shannon/Weaver 1967), der in der Beschreibung biologischer Populationen breite Verwendung gefunden hat (Haeupler 1982. Gray 1984). Auch für die Beschreibung von Thanatocoenosen wurde er herangezogen (Küttel 1984. Frey 1986. Schmidt 1990). H^* wird berechnet als:

$$H^* = - \sum n_i/N \cdot \text{lb}(n_i/N); \text{dim } H^* = \text{bit}$$

mit: n_i – Partikelzahl pro kg TS der Klasse i in einer Schicht N – Gesamtzahl der Partikel einer Schicht

Betrachtet werden nur die Partikel größer als 0,63 mm. Da H^* mit wachsender Zahl an belegten Partikelklassen zunimmt, wird zusätzlich die ‚Gleichverteilung‘ (Äquität n . Pielou 1975) angegeben:

$$J = H^*/H^*_{\text{max}}, \text{ mit } H^*_{\text{max}} = \text{lb } k$$

mit: k – Zahl der belegten Partikelklassen

J erreicht maximale Werte, wenn alle belegten Partikelklassen mit gleich vielen Partikeln vertreten sind. Sind

jedoch die Partikel sehr ungleich auf die Klassen verteilt, wird J klein.

Die Partikelzählung umfaßt die Korngrößenfraktionen Grobsand (0,63–2,0 mm), Feinkies (2,0–6,3 mm) und – falls vorhanden – Mittelkies (6,3–20 mm). In der Mittelsandfraktion (0,20–0,63 mm) wurden nur Characenen-Oogonien bzw. -Oosporen und Ostracodenschalen gezählt.

g. Korngrößenverteilung

Zur Korngrößenanalyse wurde grubenfrisches Material eingesetzt; ein Aufschluß zur Dispergierung oder eine Zerstörung der OS wurde nicht vorgenommen. Die Daten für die Fraktion größer als 2,0 mm stammt aus dem Partikelzählprogramm, die Korngrößen der Sandfraktion wurden mit Prüfsieben gewonnen, die der Silt- und Tonfraktion mit dem GALAI-CIS 1 Particle Analyzer des Instituts für Seenforschung Langelangen (für die Benutzung des Gerätes sei H.-G. Schröder bestens gedankt). Die drei Korngrößenverteilungen konnten miteinander verbunden werden, da der Durchlauf der ersten beiden Verfahren bekannt war. Da die Korngrößen häufig log-normal verteilt sind, werden sie im Text als ζ -Wert angegeben, wobei

$$\zeta = 0,5 \cdot (\lg D_o - \lg D_u) + \lg D_u - \lg 2,0$$

ist (D_u – Maschenweite des die Fraktion auffangenden Siebes, D_o – Maschenweite des nächstgrößeren Siebes; beim Particle Analyzer wird mit den voreingestellten Größenklassen analog verfahren).

Abkürzungen:

OS – Organische Substanz

KS – Kulturschicht

LE – lithologische Einheit(en)

k_{sep} – Trennungskoeffizient

X_{Mg} – Molenbruch Magnesium (bezogen auf alle Erdalkali-Elemente)

X_{Sr} – Molenbruch Strontium (bezogen auf alle Erdalkali-Elemente)

GC – Gesamt-Carbonat

P_{tot} – Gesamt-Phosphor

Fe_{tot} – Gesamt-Eisen

Q_{Quarzite} – Zahlenverhältnis der Quarzite zu Silikatgesteinen (logarithmisch)

HUM – Humifizierungsgrad

$Q_{472/664}$ – Humifizierungsart

Q_{Bithynia} – Bithynia-Deckel-Quotient

H^* – Partikeldiversität

J – Äquität (Evenness)

ζ – logarithmisch transformierte Korngröße

k_{kor} – Korrosionskoeffizient

md – Median der Korngrößenverteilung (ζ -transformiert)

var – Varianz der Korngrößenverteilung (ζ -transformiert)

Sk – Schiefe (Skewness) der Korngrößenverteilung (ζ -transformiert)

Ku – Wölbung (Kurtosis) der Korngrößenverteilung (ζ -transformiert)

So – Sortierung der Korngrößenverteilung n . Traske

4. Ergebnisse

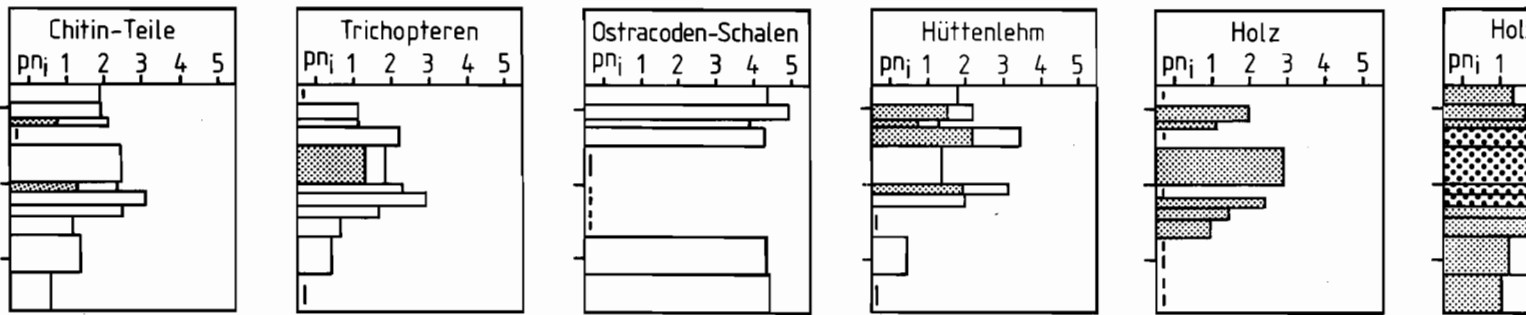
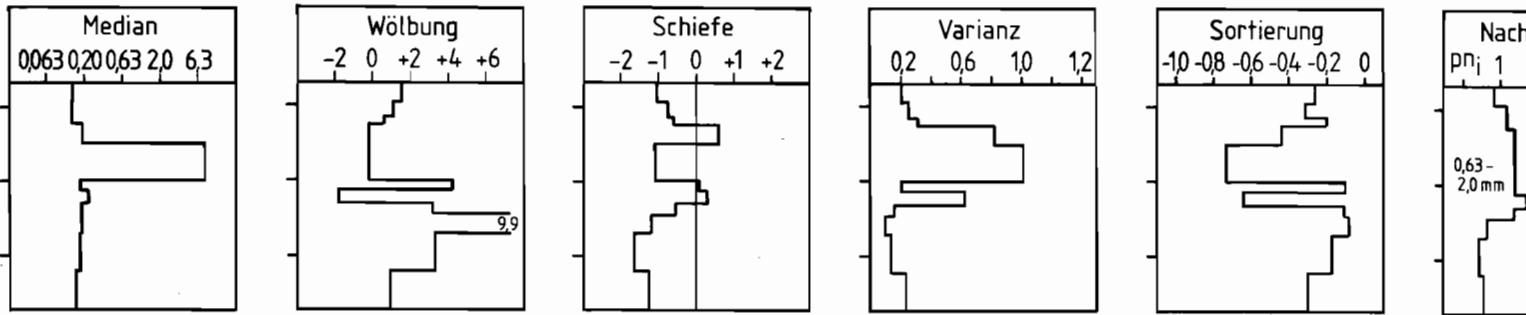
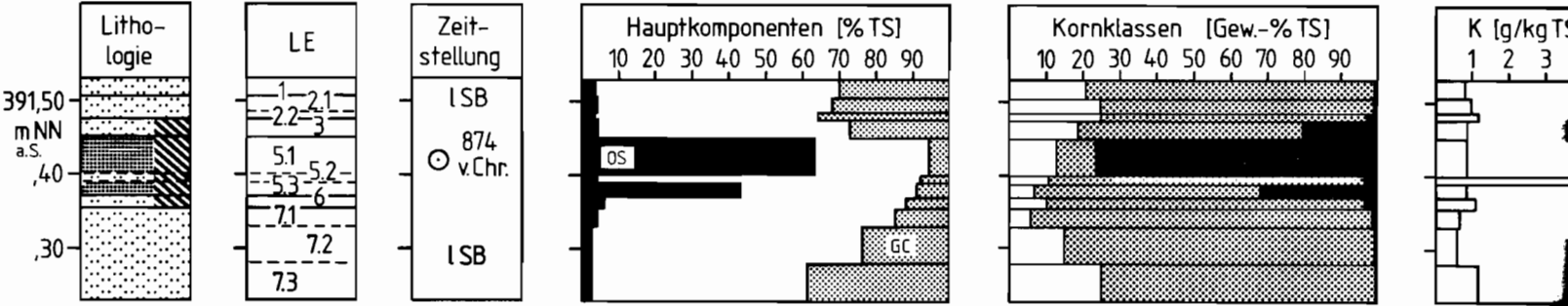
Die Ergebnisse der sedimentchemischen und granulometrischen Analyse sowie der Partikelzählung sind in Abbildung 2 dargestellt. Auf die Bedeutung und Aussagekraft der einzelnen Parameter wurde bereits bei Ostendorp 1990 eingegangen, so daß hier lediglich ergänzende Anmerkungen anzubringen sind.

4.1 Lithostratigraphie und Zeitstellung

Die Tabelle 1 gibt die lithologische Einteilung der Profilsäule wieder; die Bezeichnung der LE folgt den Befundbezeichnungen in der entsprechenden Profilzeichnung (Schöbel, in diesem Band, S. 65 Abb. 54).

Die Abbildung 1 zeigt die beiden Hälften der Profilsäule nach Präparation der Schichten. Das Liegende beginnt mit einem grauen Silikatsand, der zum Top hin wolkige, undeutlich begrenzte bräunliche Flecken zeigt. Die Grenze zum KS-Paket D ist gleichwohl deutlich gezogen. An dessen Basis liegt eine nur 8 mm mächtige organische Schicht, die von der nachfolgenden Brandschicht durch ein 3 mm mächtiges Sandband getrennt wird. Eine präparative Trennung war nicht möglich, so daß beide Einheiten zu LE 6 zusammengefaßt wurden. Die beiden Brandschichten werden durch ein Silikatsandband getrennt. Die Schichtgrenzen sind sehr scharf und deutlich gezogen. Auch die KS-Oberkante ist scharf gegen den nachfolgenden Silikatsand abgesetzt, der an der Basis (LE 3) noch einige große unverkohlte(!) Knochenbruchstücke enthält. Zum Top hin werden keine Schichtgrenzen mehr sichtbar, so daß die Unterteilung in LE 1, 2.1 und 2.2 willkürlich erfolgen mußte. LE 1 ist vermutlich bereits in rezente Aufarbeitungs- und Umlagerungsprozesse eingebunden. Die LE 7.3 bis 7.1 datieren in das 10. Jahrhundert BC, die LE 2.2 und 2.1 wurden im 9. Jahrhundert BC gebildet (Beitrag Rösch, S. 256 f.). Hiaten zwischen Kulturschicht und Sandstraten wurden weder an der Basis noch am Top des KS-Paketes festgestellt. Für die KS D liegt ein dendrochronologisches Datum von 874 v. Chr. post quem vor. Das Alter der zum Liegenden folgenden, im Profilblock aber nicht erreichten KS B und C wird auf ca. 998–991 bzw. 949 v. Chr. geschätzt (Beitrag Billamboz/Schöbel, S. 210).

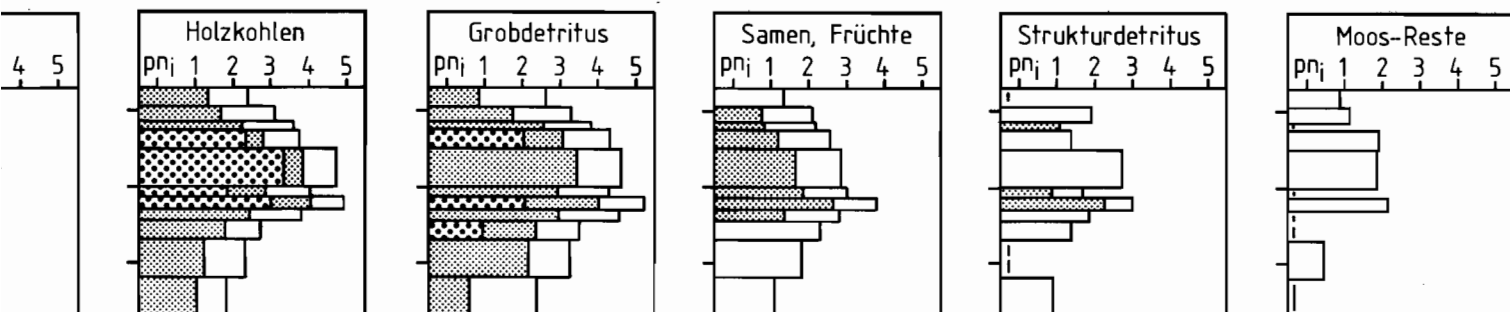
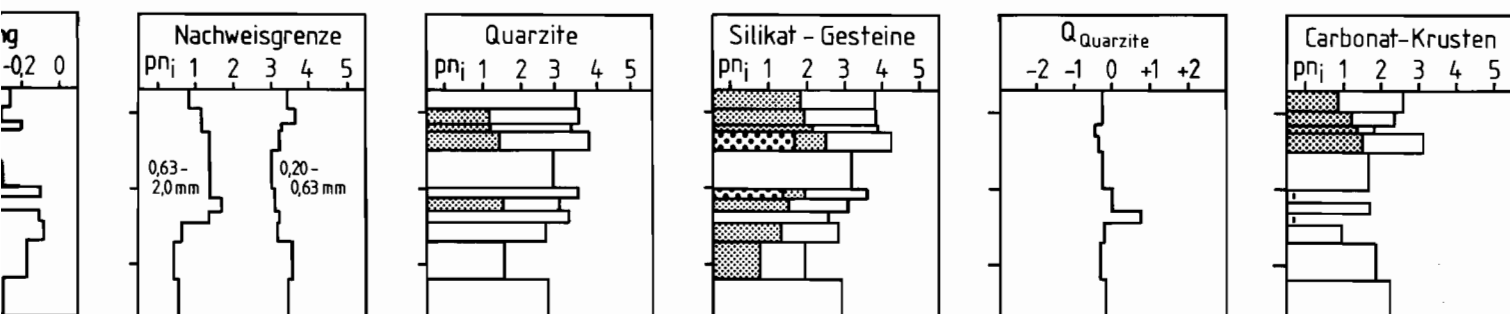
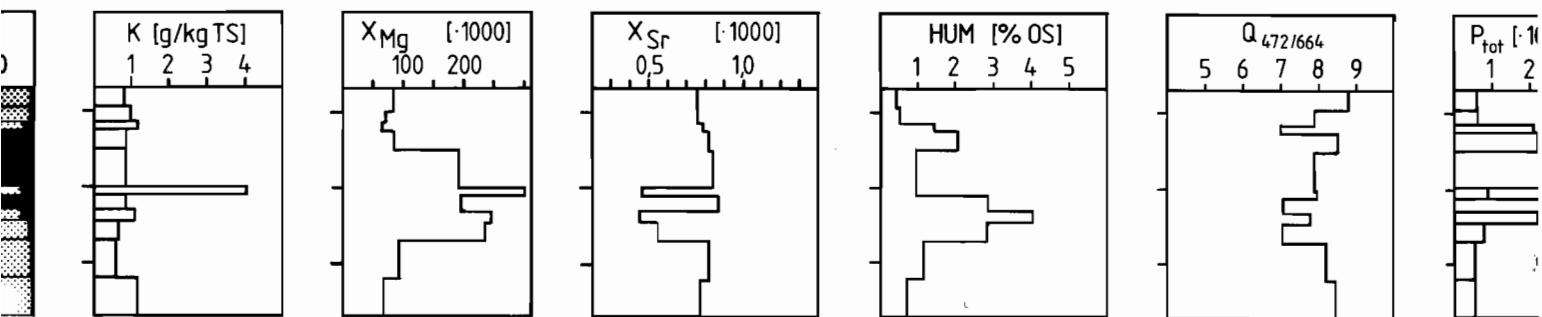
Hagnau - Burg E 1 14. 03. 1991
 TK25 8321 r = 3523,830, h = 52 81,550

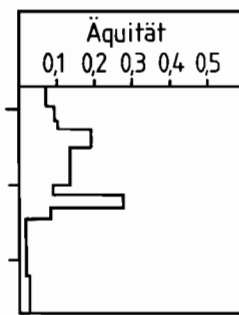
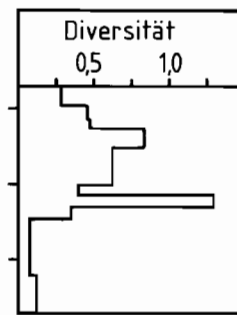
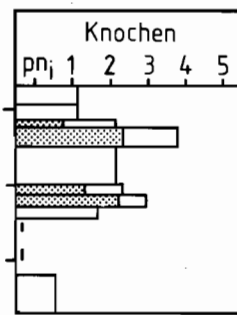
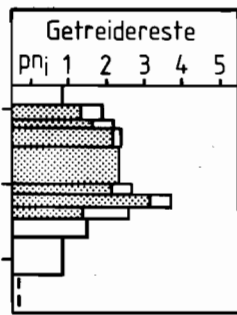
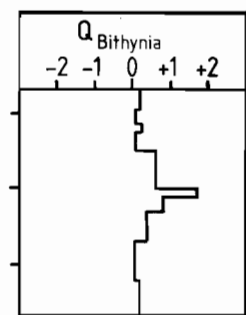
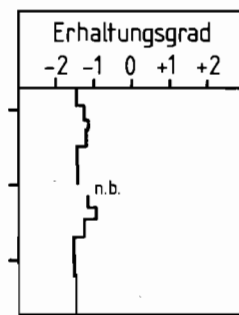
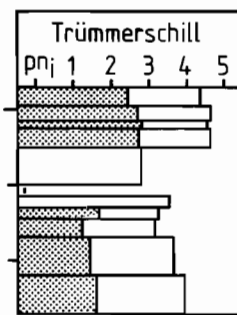
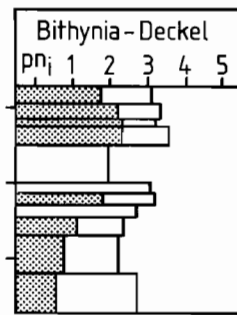
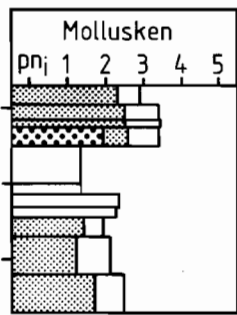
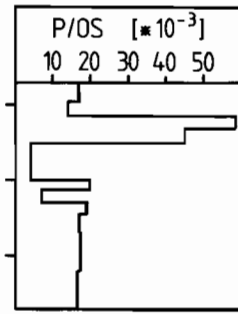
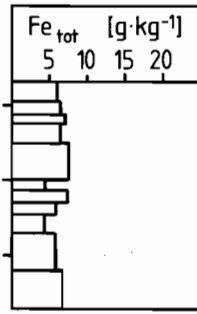
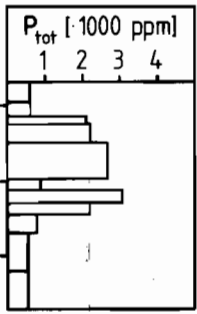


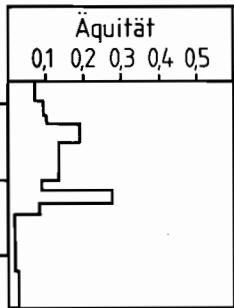
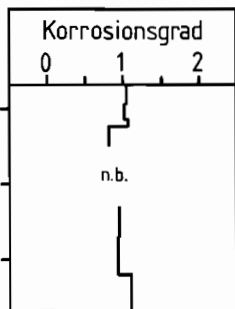
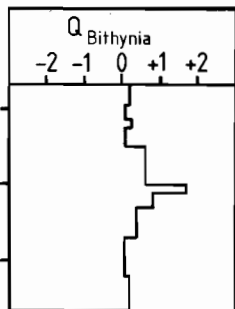
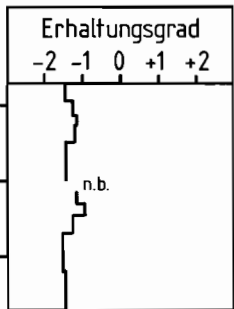
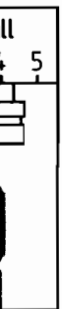
- Kulturschicht
- Brandschicht
- Silikatsand
- Dendro-Datum

Abb. 2: Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchung der Profilsäule Ha 91-E 1: Zeitstellung: ISB - spätes Subboreal (Chronozone nach Rösch, in diesem Band. Dendro-Datum nach Billamboz/Schöbel, in diesem Band). Kornklassen: schwarz - Kies (> 2,0 mm), punktiert - Sand (0,063-2,0 mm), weiß - Silt + Ton (< 0,063 mm);

Partikelzählung: weiß - Grobsandfraktion (0,63-2,0 mm), fein punktiert - Feinkies-Fraktion (2,0-6,3 mm), grob punktiert - Mittelskies- und Grobkiesfraktion (6,3-63 mm), Ostracoden - Grob- und Mittelsandfraktion (0,20-2,0 mm); weitere Erläuterungen s. Text.







4.2 Sedimentchemie

Die sedimentchemischen Parameter (Abb. 2) folgen im wesentlichen der lithologischen Einteilung in Silikatsandschichten und Kulturschichten. Unabhängig davon werden einige Unterschiede zwischen der vorliegenden (Obersee-)Profilsäule und entsprechenden Untersuchungen am Untersee sichtbar (Ostendorf 1990; 1991), die ebenfalls kurz angesprochen werden.

Der Gesamt-Carbonatgehalt ist – verglichen mit Sedimenten des Bodensee-Untersees – generell gering (max. 39%). Hierin kommen limnochemische Unterschiede zwischen den beiden Seeteilen zum Ausdruck, die bis heute erhalten geblieben sind (Müller 1966, Abb. 10). Sein Minimum erreicht der Kalkgehalt in der KS 5.1.

Die OS-Konzentration läßt die beiden Brandschichten LE 5.1 und 5.3 deutlich hervortreten, während sie sonst erwartungsgemäß gering ist.

Die K-Konzentrationen sind niedrig, da die Sedimente aufgrund ihres niedrigen Silt- und Tonanteils eine geringe Kationenaustauschkapazität besitzen.

Der X_{Mg} -Wert liegt durchwegs höher als in Untersee-Sedimenten, was auf einen höheren Anteil an allochthonen, Mg-reichen Kalken schließen läßt (limnisch-biogen gefällte Carbonate: X_{Mg} bis $30 \cdot 10^{-3}$). Maximale Werte werden im Kulturschichtpaket erreicht. Der Sr-Molenbruch verhält sich teilweise spiegelbildlich, da limnische Carbonate hohe Anteile an $SrCO_3$ enthalten. Insgesamt liegen die Werte jedoch unter denen der Untersee-Sedimente.

Der Humifizierungsgrad ist wie bei vielen limnischen

oder telmatischen Ablagerungen niedrig; an der Basis der Kulturschicht (LE 6 u. 7.1) erreicht er maximale Werte von etwa 3–4% d.OS.

Der Gehalt an Ges.-Phosphor schwankt mit der OS-Konzentration, da die organische Substanz in seebürtigen Ablagerungen wie in Kulturschichten die wesentliche P-Quelle darstellt. Die davon unabhängigen P-Änderungen lassen sich am einfachsten anhand des P/OS-Quotienten erkennen. Hier wird deutlich, daß die rein limnischen Ablagerungen recht konstante Werte zwischen 15 und $20 \cdot 10^{-3}$ aufweisen, während die Brandschichten – im Gegensatz zum Profil As86 E6 – P-verarmt sind. Andererseits enthalten die LE 3 und 2.2 ‚zuviel‘ Phosphor; es handelt sich dabei um seebürtige Ablagerungen mit einem hohen Anteil an Knöchensplittern (Hydroxylapatit!) und organischen Kulturschichtresten (s.u.).

4.3 Korngrößenverteilung

Mit Ausnahme der Kulturschichten LE 5.1 und 5.3 besteht das Material aller Schichten aus Sand (Abb. 2); die häufigste Fraktion ist in allen LE die Mittelsandfraktion $0,20-0,335$ mm ($\zeta = -0,88$). Die beiden Brandschichten LE 5.1 und 5.3 hingegen sind durch grobe Holzkohlen gekennzeichnet, so daß die Kiesfraktion bei mehr als 30% liegt. Der Siltanteil schwankt zwischen knapp 6% und 25%, der Tonanteil liegt in fast allen Fällen unter 0,1%. Die Form der Korngrößenverteilungskurven (Abb. 3) belegt die gute Anpassung an eine log-Normalverteilung bei ‚natürlich‘ entstandenen

Tabelle 1: Lithologie der Profilsäule HA 91 E1.

LE	Kote*	lithologische Beschreibung	Farbe nach Munsell
7.3	391, 24–398, 28	Silikatsand, homogen, m. fließenden Übergängen zum Hangenden	7,5 Y 6/1
7.2	391, 28–391, 32	Silikatsand, homogen, m. undeutlich wolkiger Braunfärbung	7,5 Y 6/1
7.1	391, 32–391, 35	Silikatsand, homogen, m. deutlichen bräunliche Flecken od. Bändern	
6	391, 35–391, 37	Kulturschicht; humoser Silikatsand, 8 mm mächtig (im Liegenden), wenig humoser Silikatsand, 3 mm mächtig (im Hangenden), scharf abgesetzt vom Hangenden (LE 5.3)	
5.3	391, 37–391, 385	Kulturschicht (Brandschicht), ungeordnet, scharf abgesetzt vom Hangenden (LE 5.2)	5 Y 2/1
5.2	391, 385–391, 40	Kulturschicht (Silikatsand), ungeordnet, scharf abgesetzt vom Hangenden (LE 5.1)	2,5 Y 4/1
5.1	391, 40–391, 46	Kulturschicht (Brandschicht), ungeordnet, m. einigen Flecken aus humosem Lehm; scharf abgesetzt vom Hangenden (LE 3)	7,5 Y 2/1
3	391, 46–391, 475	Kulturschicht (Silikatsand mit Kulturschicht-Bestandteilen), m. fließenden Übergängen zum Hangenden (LE 2.2)	5 Y 5/1
2.2	391, 47–391, 49	Silikatsand, homogen, m. fließenden Übergängen zum Hangenden (LE 2.1)	
2.1	391, 49–391, 51	Silikatsand, homogen, m. fließenden Übergängen zum Hangenden (LE 1)	7,5 Y 6/1
1	391, 51–391, 53	Silikatsand, homogen	7,5 Y 6/1

* altes System (Nullpunkt Pegel Konstanz = 391,77 m NN a. S.)

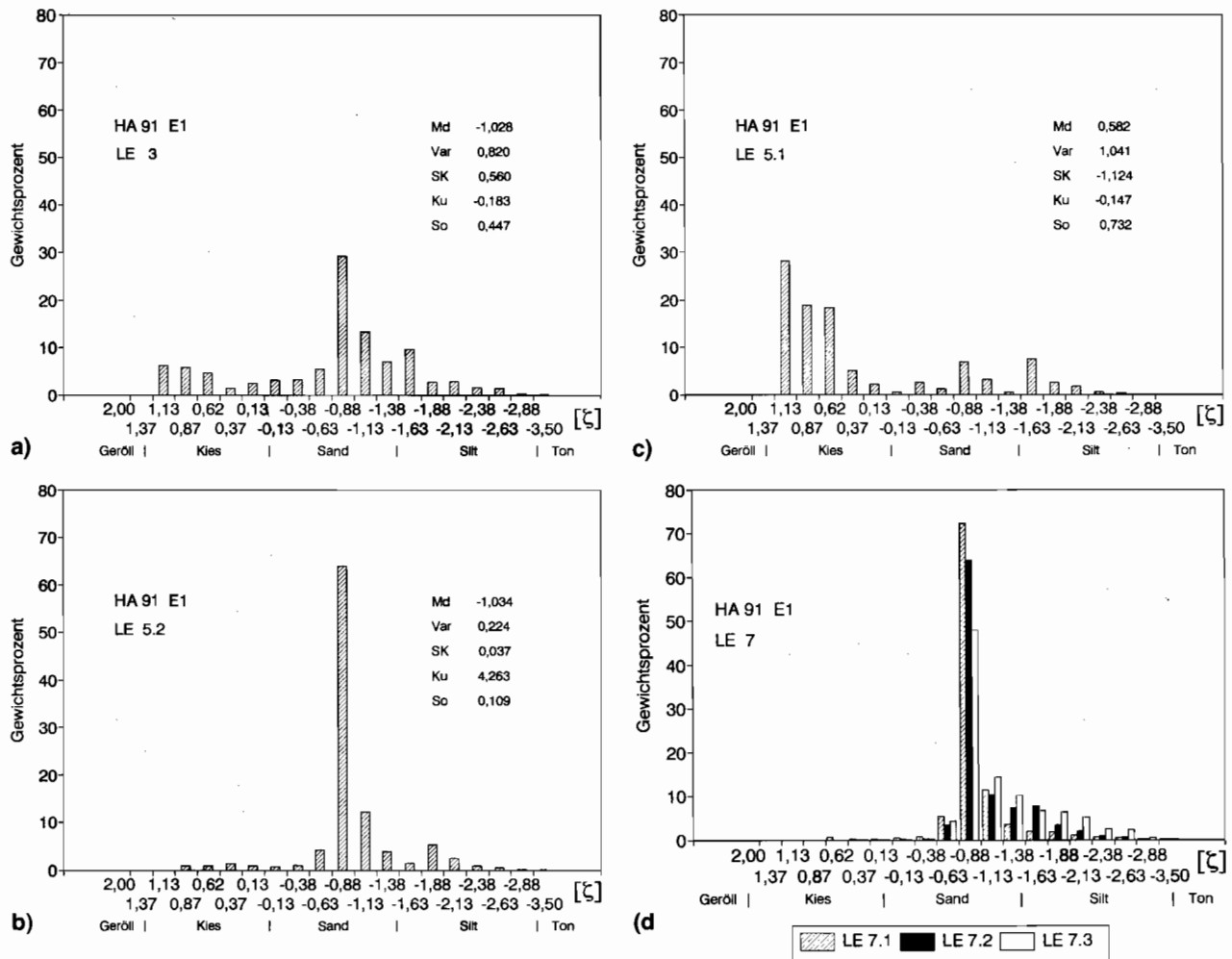


Abb. 3: Korngrößenverteilungen ausgewählter Schichtpakete der Profilsäule Ha91-E1: (a) LE 3 – bimodale Verteilung mit Häufigkeitsmaxima bei $\zeta = -0,88$ und $\zeta = 0,87$ bis 1,13, (b) LE 5.1 – irreguläre Korngrößenverteilung in der Brandschicht, (c) LE 5.2 – bimodale

Verteilung mit Häufigkeitsmaxima bei $\zeta = -0,88$ und $\zeta = 1,88$ bis 2,13, (d) Zusammenstellung der Verteilungen von LE 7.1 bis 7.3: Es wird deutlich, wie die modale Korngrößenfraktion (0,20–0,355 mm, $\zeta = -0,88$) auf Kosten der Silt- und Tonfraktion wächst.

Schichten. Die Verteilungsform der Brandschichten weicht aufgrund anderer Bildungsgesetze stark ab.

Der Korngrößenmedian (Md) der Sandschichten schwankt nur unwesentlich; entsprechend dem hohen Anteil an groben Resten steigt er bei den KS 5.1 und 5.3 deutlich an. Die Wölbung (Kurtosis, Ku) der Verteilungskurve wird mit der Wölbung einer entsprechenden Normalverteilung ($Ku = 0$) verglichen; positive Werte zeigen eine vergleichsweise steilgipfelige Verteilung, negative Werte eine flache Verteilung an. Eine steilgipfelige Verteilung entsteht beispielsweise durch intensive Sortierungsprozesse, so daß im Extremfall nur eine dominierende Kornklasse zurückbleibt (Abb. 3 d). In den meisten Schichten schwankt Ku zwischen -2 und $+2$, liegt also in der Nähe der Normalverteilung. Die LE 5.2, 6, 7.1 und 7.2 weisen jedoch Werte über $+3$ auf, was als Indiz für langandauernde Sortierungsprozesse gedeutet wird.

Die Varianz einer Korngrößenverteilung (Var) ist ebenso wie der Sortierungskoeffizient (s. u.) ein Streu-

ungsmaß, das jedoch stark auf Kornklassen weitab vom Modalwert reagiert. Im Falle der Profilsäule Ha 91-E 1 sind Var und So eng miteinander korreliert ($r = 0,907$, $n = 11$). Hohe Varianzen mit Werten über $0,5 \zeta$ -Einheiten zeigen die Kulturschichten 5.3 und 5.1 sowie die LE 3.

Der Schiefe-Wert (Sk) ergibt sich aufgrund der Asymmetrie der Verteilung zum Medianwert; bei ideal symmetrischen Kurven ist $Sk = 0$, überwiegt der grobkörnige Anteil, wird Sk positiv, bei Überwiegen der feinen Klassen bleibt Sk negativ. Die Sk-Werte der meisten Schichten sind negativ.

Der Sortierungskoeffizient (So) ist ein stark mittentontes Spreizungsmaß für eine Korngrößenverteilung, da zur Berechnung nur die Quartilwerte herangezogen werden, während die beiderseitigen ‚Schwänze‘ der Verteilung unberücksichtigt bleiben. Besonders gut sortiert ($So > -0,2 \zeta$ -Einheiten) sind die LE 7.2 bis 6 sowie LE 5.2 im Kulturschichtpaket.

4.4 Partikelinhalte

Die Nachweisgrenze für alle Partikelklassen außer Characeen-Oogonien/Oosporen und Ostracoden-Schalen schwankt zwischen $pn_i = 0,69$ und $pn_i = 1,69$, d. h. wenn pro kg TS 5 bzw. 49 Partikel vorhanden sind, kann die betreffende Partikelklasse mit 50% Wahrscheinlichkeit nachgewiesen werden. Für die Characeen-Reste und Ostracoden-Schalen liegen die Werte zwischen 1000 und 4700 Partikel pro kg TS Gesamtsediment. Im Gegensatz zu Rösch (S. 258 ff.) konnten in keiner Schicht Characeen-Oogonien bzw. -Oosporen gefunden werden. Das gilt insbesondere auch für die KS 5.3 bis 5.1 (Nachweisgrenze bei ca. 1000 kg^{-1}), in den Rösch die Reste von 5 Characeen-Arten angetroffen hatte.

Bei den Carbonat-Krusten handelt es sich um mehr oder minder rundliche Partikel mit unebener, aber geschlossener Außenstruktur. Bildungsort und Entstehungsweise sind einstweilen nicht bekannt. Aufgrund des Fehlens von Röhren, Wurzelstrukturen o.ä. wird angenommen, daß sie limnischer Herkunft sind. Characeen-Krusten wurden in keiner Schicht gefunden.

Die ‚Chitinteile‘ bestehen fast ausschließlich aus Bruchstücken von Fliegen-Puparien. Freilebende Fliegen-Larven bevorzugen klar die mäßig feuchten Biotope mit guter Versorgung an abbaufähiger organischer Substanz. So ermittelte Heimer 1979 für permanent überschwemmte Biotope eines Altrheinarms eine Brachycera-Emergenz von $6-895 \text{ Ind. m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, während die entsprechenden Werte für die höchstens wenige Wochen im Jahr überschwemmten Standorte zwischen 838 und $3195 \text{ Ind. m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ schwankten. In mesophilen Wald- bzw. Wiesengesellschaften wurden Fliegen-

Emergenzen von nur etwa $46-865 \text{ Ind. m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ gefunden (Ellenberg et al. 1986, Tab. 65; 66).

Erstmals konnten in einer Profilsäule größere Mengen an Köcherresten von Köcherfliegenlarven (Trichoptera) gefunden werden. Es handelt sich um dünne Chitin-Häutchen, die noch wie ursprünglich beim lebenden Tier mit kleinen Steinen besetzt sind, oder aber zumindest deren Abdrücke zeigen. Die Larven der weitaus meisten Arten leben im Wasser; neben Arten der stehenden Gewässer (in Chara- oder Potamogeton-Beständen) gibt es auch eine große Zahl rheophiler bzw. Wellenschlag ertragender Formen (auf vegetationsfreien Sand- und Kiesbänken); einige Formen treten regelmäßig an überschwemmten Pfählen auf (Muckle 1942). Ihre Reste indizieren also, soweit sie nicht umgelagert wurden, eine zumindest zeitweise geringe Wasserbedeckung von einigen Dezimetern Höhe.

In der Partikelklasse ‚Knochen‘ wurden sowohl Fisch- als auch Säugerknochenbruchstücke zusammengefaßt. Da die Knochen in allen Fällen nicht kalziniert waren, war eine Trennung von Geweihsplintern nicht immer möglich. Es wird angenommen, daß der größte Teil der Fischknochen anthropogen in die Schichten eingebracht wurde. Maximale Konzentrationen finden sich in den KS 5.3 bis 5.1 sowie in der LE 3. Dort wird der Spitzenwert gewissermaßen artifiziell hervorgerufen, indem beim Siebvorgang zwei große Säugerknochen (vgl. Abb. 1) zerfielen.

Die Hüttenlehm-Bröckchen, kenntlich an der rauhen, grauen Oberfläche, aus der Quarzitkörner unterschiedlicher Größe herausragen, waren schwach verziegelt und in allen Fällen kugelig verrundet.

Für die Basis und für den Top des KS-Paketes D wurde der Trennungskoeffizient wie oben angegeben berech-

Tabelle 2: Trennungskoeffizienten der Profilsäulen Ho 86-E 90, As 86-E 6 und Ha 91-E 1. (Daten aus Ostendorp 1990; 1991.)

Profilsäule	Lithologische Einheiten	k_{sep}	Interpretation
As 86-E 6	Kulturschichtpaket B, Oberkante, LE 8.2, 8.1	0,301	erosiv aufgearbeitete Kulturschicht
	Kulturschichtpaket IA, Oberkante (AH 3) LE 5.0.1, 4.12	-0,774	ungestörter terrigener KS-Detritus auf Seekreide-Strand nach Seespiegelabsenkung
Ho 86-E 90	Kulturschichtpaket IA, Unterkante (AH 3) LE 4.3.1, 3.07	0,235	erosiv aufgearbeitete Kulturschicht
	Kulturschichtpaket D, Unterkante, LE 7.1, 6	-0,642	ungestörter terrigener KS-Detritus auf Silikat-Strand nach Seespiegelabsenkung
Ha 91-E 1	Kulturschichtpaket D, Oberkante, LE 5.1,3	0,364	erosiv aufgearbeitete Kulturschicht

net (Tab. 2). Für den Übergang LE 7.1/6 ergibt sich $k_{sep} = -0,642$, für LE 5.1/LE 3 $k_{sep} = 0,364$. Wie schon bei den Kulturschichten anderer Profilsäulen ist die Trennung an der Basis wesentlich schärfer und ausgeprägter als am Top. Die hohen k_{sep} -Werte wurden dahingehend interpretiert, daß sich das Kulturschichtmaterial auf eine gut definierte, unbewegte Sedimentoberfläche auflagerte und auch später nicht in das Liegende eingearbeitet wurde. Die weitaus weniger gute Trennung zum Hangenden wird durch die Vermengung von seebürtigem und KS-bürtigem Material im Zuge der Erosion und Umlagerung der KS-Oberfläche hervorgerufen. Die Partikeldiversität der LE 7.3 bis 7.1 ist sehr gering, was auf einheitliche Liefergebiete bzw. Ablagerungsbedingungen schließen läßt. Höhere Werte um 0,5 und darüber werden in den KS 5.3 bis 3 erreicht. Diversität und Äquität sind eng miteinander korreliert ($r = 0,997$, $n = 11$); darin kommt zum Ausdruck, daß sich die Zahl der vorhandenen Partikelklassen in der Profilsäule nur wenig ändert (18 bis 27), so daß überwiegend die etwas größere „Gleichverteilung“ der Partikel auf die Klassen für eine höhere Diversität sorgt. Insgesamt ist J jedoch gering. D. h. sowohl in seebürtigen Schichten als auch in den KS, hier allerdings in geringerem Maße, wird die Partikelzusammensetzung durch eine oder wenige Partikelklassen dominiert.

4.5 Interpretation der Schichtgenese

4.5.1 Lithologische Einheit 7

Die LE 7.3 bis 7.1 sind gekennzeichnet durch:

- Generell geringe OS-Gehalte, die zum Top hin von 3,4 auf 4,7% d. TS zunehmen; der Humifizierungsgrad der OS ist gleichfalls gering und steigt besonders bei Übergang von LE 7.2 zu 7.1 stark an. Dieser Umstand wird bereits am geöffneten Kern durch eine unregelmäßig wolkige Braunfärbung sichtbar (Abb. 1).
- Generell geringe Gehalte an Gesamt-Carbonat, die zum Top hin von 387 auf 151 g kg^{-1} TS abnehmen. Dabei nimmt der Mg-Molenbruch besonders zwischen LE 7.2 und 7.1 drastisch zu, während der Sr-Molenbruch ebenso deutlich abfällt. Dies bedeutet, daß der Anteil an autochthon gefällten Carbonaten („Seekreide“) zugunsten allochthoner Calcite und Dolomite, vermutlich Einschwemmungen aus dem terrestrischen Bereich, abnimmt. Die Erwartungswerte für autochthone Kalkfällungsprodukte des Bodensee-Unterseees liegt im Bereich von $5-30 \cdot 10^{-3}$ für X_{Mg} bzw. bei $0,8-1,3 \cdot 10^{-3}$ für X_{Sr} ; hingegen liegt der X_{Sr} -Erwartungswert für die Obere Süßwassermolasse bei $0,40 \cdot 10^{-3}$. Dem Verhalten des Gesamt-Carbonats ent-

spricht eine Abnahme der Carbonatkrusten um knapp zwei Zehnerpotenzen zum Top hin.

- Der Ton- und Siltanteil im Sediment sinkt von 23% auf 6%; gleichzeitig nehmen der Sortierungskoeffizient und die Wölbung der Verteilungskurve deutlich zu. Die dominierende Kornklasse (Modalwert $\zeta = -0,88$) ist stets die Fraktion 0,2–0,355 mm (Mittelsand). Ihr Anteil wächst auf Kosten der Silt- und Tonfraktion ($\zeta < -1,38$) von 48% auf 72% (Abb. 3 d). Es findet demnach eine ausgeprägte Sortierung des Sedimentes statt, indem das Feinmaterial ausgewaschen wird.
- Die Konzentration limnigener Partikelklassen (Mollusken, Trümmerschill, Ostracoden) nimmt zum Top hin ab.
- Die Konzentrationen terrigener Elemente (unverkohlte Holzstücke, Holzkohlen, Grobdetritus, Samen und Früchte sowie Strukturdetritus, verkohlte Getreidereste, Insektenreste (meist Fliegen-Puparien)) nimmt zum Top hin zu.
- Die Indikatoren mechanischer Belastung der Partikel nehmen leicht zu (Abnahme des Molluskenerhaltungsgrades, Zunahme des Bithynia-Quotienten). Interpretation: Die Abfolge LE 7.3 bis 7.1 wird als Regressionssequenz verstanden, die eine schrittweise Seespiegelabsenkung widerspiegelt. Zunächst wurden noch Silikatsande mit reichlich feinkörnigen seebürtigen Carbonatpartikel abgelagert (Ges.-Carbonat!, Carbonat-Krusten!, Silt+Ton-Anteil!); gleichwohl stellte aber der klastische Eintrag aus dem Uferbereich die bedeutendste Materialquelle dar (Ufererosion?, Schüttung des Hagnauer Dorfbaches?). Es gibt keine Hinweise dafür, daß während dieser Phase in nennenswertem Umfang alte Kulturschichten erodiert wurden (etwa KS-Paket B/C), bzw. daß durch eine etwaige Neubesiedlung (vertreten durch KS D an landeinwärtiger Position) KS-Materialien eingetragen wurden (Holz!, Holzkohlen!, Samen, Früchte!, Getreidereste!, Moos-Reste!, Knochen!). Zu einem späteren Zeitpunkt geriet das Sediment immer öfter in den Bereich der Wellenbasis (LE 7.1); die Partikel wurden sortiert, indem das Feinmaterial, vor allem die autochthonen Carbonatkrusten, ausgeschwemmt wurde (Ges.-Carbonat!, X_{Mg} !, X_{Sr} !, So!, Ku!, Silt+Ton-Anteil!).

4.5.2 Lithologische Einheit 6

Beim Übergang zur LE 6 verstärkt sich der eben beschriebene Trend:

- Zunahme der Gehalte an OS und P_{tot} sowie des Humifizierungsgrades auf Werte über 4% d. OS.
- Weitere Abnahme des GC-Gehaltes, während der X_{Mg} ein erstes Maximum und der X_{Sr} ein erstes Minimum erreicht, d. h. der Anteil an allochthonen Mg-

haltigen Calciten und Dolomiten hat weiter zugenommen.

– Geringe Konzentration limnigener Partikelklassen (Carbonat-Krusten, Ostracoden-Schalen); andererseits steigt der Gehalt an Trichopteren-Köcherresten, die als Indikatoren für Seichtwasserbedingungen im Wellenschlagbereich angesehen werden können.

– Zunahme terrigener bzw. anthropogen eingetragener Partikel (Holz, Holzkohlen, Samen u. Früchte, Struktur-Detritus, Moosreste, Getreidereste, Knochenreste, Hüttenlehm); das gleiche gilt für Chitin-Reste (Fliegen-Puparien), die auf geringe bzw. zeitweise fehlende Wasserbedeckung hindeuten.

– Weiterhin hoher So-Wert, während Ku deutlich zurückgeht; der Silt+Ton-Gehalt steigt von 6% auf 10% an.

– Bemerkenswerterweise weist der Quarzit-Quotient ein Maximum auf, was auf stärkere Verwitterung unter terrestrischen Bedingungen hindeuten könnte.

Interpretation: Die LE 6 steht am Beginn der KS-Ablagerung. Wegen der geringen Mächtigkeit der Schicht (11 mm) ist schwer zu entscheiden, ob sie bereits anthropogenen Ursprungs ist, oder aber als telmatische Bildung verstanden werden kann, in die sekundär KS-bürtige Partikel eingewandert sind. Die Schicht entstand vermutlich im Stillwasser (Trichopteren-Köcher!; Wellenbrecherwirkung der Palisade?) bei im Frühsommer und Spätsommer fehlender Wasserbedeckung (Fliegen-Puparien!). Aus diesem Grunde war die Abbaurate der OS vergleichsweise hoch (HUM!), und Huminstoffe konnten mit dem Niederschlagswasser in die Schichten LE 7.1 und 7.2 perkolieren (HUM!). Am Bodensee-Untersee findet eine rezente Huminstoffverlagerung auf groben, gut wasserzügigen Carbonatsanden bereits ab 10 cm oberhalb des MMW (entspr. einer Überschwemmungsdauer von Mitte Mai bis Mitte September) statt (Ostendorf 1992). Das feine, nur 3 mm mächtige Sandband am Top der LE 6 dürfte von einer vielleicht nur kurzzeitigen Einschwemmungsphase (Sturm?, erhöhter Wasserstand?) herrühren.

4.5.3 Lithologische Einheit 5.3

Bei der LE 5.3 im KS-Paket D handelt es sich um eine Brandschicht mit

– hohem OS-Gehalt und entsprechend hohen Konzentrationen an KS-bürtigen organischen Materialien (Holz, Holzkohlen, Grobdetritus, Samen und Früchte, Strukturdetritus, Moos-Reste und Getreidereste), die in jedem Fall höher liegen als bei LE 6. Der P_{tot} -Gehalt steigt zwar ebenfalls an, jedoch ist der P/OS-Quotient geringer, was auf P-Lösung bzw. -Auswaschung hindeutet.

– hohem X_{Mg} , woraus deutlich wird, daß die geringen Gesamtcarbonat-Mengen nur zum kleinen Teil aus seebürtigen Carbonaten bestehen (Carbonat-Krusten!). Bemerkenswerterweise erreicht der X_{Sr} -Wert hier sein Maximum, was darauf zurückgeführt wird, daß der Anteil der Mollusken und des Trümmerschills am GC hoch ist (Erwartungswerte für Mollusken: $1,4-1,7 \cdot 10^{-3}$, Müller 1968).

– relativ hohen Konzentrationen an erhaltenen Mollusken, Trümmerschill und Bithynia-Deckeln, wie man sie auch in anderen Kulturschichten findet (Ostendorf 1990; 1991).

– weitgehendem Fehlen seebürtiger Partikel wie Ostracoden-Schalen und Carbonatkrusten; die Gehalte an Köcherfliegenresten und Chitin-Teilen (Fliegen-Puparien) erreichen ihr Maximum.

– Hinweisen auf eine starke mechanische Belastung, die zu einer relativen Anreicherung von Bithynia-Deckeln geführt hat.

Interpretation: Die Ablagerung der LE 5.3 fand vermutlich im Seichtwasser (Trichopteren!) unter höchstens geringer oder bei zeitweise fehlender Wasserbedeckung statt (Fliegen-Puparien!). Von partikelbefrachtetem Wellengang ist diese Kote offenbar selten erreicht worden (Ostracodenschalen!, Carbonatkrusten!). Die recht großen Mollusken-Mengen wurden wahrscheinlich zusammen mit dem Sandmaterial des Liegenden (bimodale Korngrößenverteilung!) anthropogen eingebracht und dabei stark mechanisch zerkleinert (Q_{Bithynia} !). Demgegenüber sind die vermutlich autochthonen Komponenten wie Trichopteren-Köcher und Fliegen-Puparien recht gut erhalten. Es gibt also keine Hinweise auf eine nennenswerte Umlagerung oder Aufarbeitung des Schichtmaterials durch den See. Die Partikelgehalte von LE 6 und LE 5.3 ähneln einander so stark (Mollusken, Trümmerschill, Bithynia-Deckel, Moos-Reste), daß ähnliche Ablagerungsbedingungen unterstellt werden können.

4.5.4 Lithologische Einheit 5.2

Die Schicht LE 5.2 besteht aus einem deutlich und scharf von LE 5.3 und LE 5.1 getrennten Sandband. Es ist gekennzeichnet durch

– ähnliche Quarzit-Quotienten wie in den LE 7.1, 1 und 2.1,

– sehr geringe Gesamt-Carbonat-Gehalte, verbunden mit sehr hohen X_{Mg} - und sehr niedrigen X_{Sr} -Werten; offenbar bestehen die Carbonate ausschließlich aus allochthonem Material aus der Molasse,

– ähnliche Korngrößenzusammensetzung wie das LE 7-Material (hohe So- und Ku-Werte, geringe Var),

– die geringe Abundanz seebürtiger Partikel wie Carbonatkrusten, Mollusken und Trümmerschill sowie Ostracoden-Schalen,

- die recht hohen Konzentrationen KS-bürtiger Elemente (Holzkohlen, Grobdetritus, Strukturdetritus, Samen und Früchte, Getreidereste, Knochen und Hüttenlehmbröckchen),
- einen hohen Bithynia-Quotienten, der als Indikator für mechanischen Streß angesehen wird,
- hohe Gehalte an Köcherfliegen-Resten und Fliegen-Puparien.

Interpretation: Das Material des nur 15 mm mächtigen Sandbandes LE 5.2 stellt LE 7-Material dar (Korngrößenparameter!), das aus dem überschwemmten Uferbereich stammt. Es ist aber unsicher, ob es auch tatsächlich vom See eingespült wurde (Carbonatkrusten!, Ostracoden!). Eine alternative Möglichkeit besteht darin, daß es am weiter landeinwärtigen Ufer abgegraben wurde, in der Siedlung Verwendung fand (Abdecken der Brandschicht?) und schließlich in der vorfindlichen Form zur Ablagerung kam. Dafür spricht die hohe mechanische Belastung (Q_{Bithynia} !). KS-bürtige Materialien wurden dabei sekundär zugemischt. Fliegen- und Köcherfliegenlarven haben sich vielleicht erst postsedimentär angesiedelt. Die beiden letztgenannten Komponenten sprechen – analog zu den Schichten im Liegenden – für Seichtwasser mit zeitweise fehlender Wasserbedeckung.

4.5.5 Lithologische Einheit 5.1

Bei der Kulturschicht LE 5.1 handelt es sich um eine Brandschicht mit überaus vielen großen Holzkohlen (hoher Anteil der Kies-Fraktion!, großer Md-Wert!), deren Basis und Top scharf von den angrenzenden LE getrennt sind. Sie ähnelt in vielen Eigenschaften der Brandschicht LE 5.3 (K , X_{Mg} , X_{Sr} , P_{tot} , P/OS , Fe_{tot} , Quarzite, Silikatgesteine, Carbonatkrusten, Holzkohlen, Strukturdetritus, Moos-Reste), während sie deutlich weniger Grobdetritus, Samen und Früchte, Getreidereste, Mollusken, Bithynia-Deckel, Chitin-Teile, Knochen und Hüttenlehmbröckchen aufweist. Ostracoden-Schalen fehlen nach wie vor, Trichopteren-Köcherreste treten in geringerer Anzahl auf. Die irreguläre Korngrößenverteilung im Mittel- und Feinsandbereich (Abb. 3 b) legt den Schluß nahe, daß – im Gegensatz zur LE 5.3 – der Anteil an LE 7-Sand verschwindend gering ist.

Interpretation: Die beiden Brandschichten LE 5.1 und 5.3 sind einander recht ähnlich, so daß sie vielleicht lediglich verschiedene Phasen des gleichen Brandereignisses repräsentieren. Die gegenüber LE 5.3 geringere Zahl einiger Partikelgruppen mag mit einem Korngrößenbedingten Verdünnungseffekt zu tun haben, oder mit dem Umstand, daß im Falle der Brandschicht LE 5.3 auch nicht zum Brandereignis gehörende Ablagerungen (z. B. LE 7-Sande) einbezogen wurden. Seespie-

gel und Ablagerungsbedingungen waren offensichtlich die gleichen wie bei LE 5.2 und 5.3.

4.5.6 Lithologische Einheit 3

Die LE 3 besteht aus einem Gemenge seebürtiger und KS-bürtiger Partikel, gekennzeichnet durch

- eine Verbesserung der Sortierung (So, Var), die allerdings noch nicht das Niveau der LE 7 erreicht,
- bimodale Verteilungskurve mit Modalwerten der Fraktionen 0,2–0,355 mm ($z = -0,88$) und 11,2–35,5 mm ($\zeta = +0,87$ bis 1,13) (Abb. 3 a); offensichtlich überlagern sich zwei Provenienzen: (a) siltiger Sand rein lakustrischer Herkunft und (b) grobes Material aus der Kulturschicht.
- hohe Gehalte an Carbonatkrusten, Mollusken, Trümmerschill, Bithynia-Deckeln und Ostracodenschalen, die in jedem Falle höher sind als in der LE 5.1.
- hohe, aber gegenüber LE 5.1 verringerte Konzentrationen an Holzkohlen, Grobdetritus, Samen und Früchten, Strukturdetritus, während die Gehalte an Getreideresten und Moosresten etwa gleich geblieben und die Anteile an Knochen und Hüttenlehm-Brocken stark angestiegen sind,
- eine Verringerung des Mg-Molenbruchs, während der Sr-Molenbruch ansteigt; beide Werte signalisieren eine deutliche Zunahme autochthoner Kalke in der Gesamtcarbonat-Fraktion.

- hohe P/OS-Quotienten, deren Ursache jedoch unklar ist (lokale Apatit-Anreicherungen aus Knochensplintern?),
- eine Abnahme des mechanischen Stresses, gekennzeichnet durch einen Anstieg des Mollusken-Erhaltungsgrades und eine Verringerung des Bithynia-Quotienten.

Interpretation: Die LE 3 stellt eine Einschwemmung aus dem Sublitoral dar (Ges.-Carbonat!, Carbonatkrusten!, Ostracoden-Schalen!, Silt+Ton-Anteil!), wobei die Oberschicht des KS-Paktes D erodiert und umgelagert wurde (Holzkohlen!, Samen u. Früchte!, Moos-Reste!, Getreidereste!, Knochen!, Hüttenlehme!). Die Aufarbeitung der Kulturschichten reichte wahrscheinlich nicht sehr tief, da die Mächtigkeit der LE 3 mit durchschnittlich nur 15 mm recht gering ist; überdies nehmen die Konzentrationen KS-bürtiger Partikel gegen den Top der Profilsäule rasch ab. Hinter diesen Vorgängen steht wahrscheinlich ein Seespiegelanstieg. Überschwemmung, Sedimenttransport und Ablagerung erfolgten recht rasch und ohne längere mechanische Aufarbeitung der Partikel (Erhaltungsgrad!, Q_{Bithynia} , Korrosionsgrad!, So!).

4.5.7 Lithologische Einheiten LE 2-1

Die Sequenz LE 2.2 bis 1 wird charakterisiert durch

- hohe, zum Top hin leicht abnehmende GC-Konzentrationen mit leicht ansteigenden X_{Mg} - und absinkenden X_{Sr} -Werten, woraus auf einen abnehmenden Anteil autochthoner biogener Carbonate geschlossen wird.
- unimodale Korngrößen-Verteilung mit $\zeta = -0,88$ als Modalwert und mit einem Überschuss an Feinmaterial ($Sk < 0$) und ansonsten guter Sortierung ($So > -0,3$),
- zum Top hin deutlich absinkende Gehalte KS-bürtiger Partikelklassen wie Holzkohlen, Grobdetritus, Samen u. Früchte, Getreidereste, Knochensplinter.

Interpretation: Die LE 2.2 bis 1 gehören zur Transgressionssequenz, die mit der Basisschicht LE 3 begonnen hatte. Durch sukzessive Aufarbeitung und Umlagerung von LE 3-Material im Zuge der jährlichen Wasserstandsschwankungen wurden KS-bürtige Materialien in höher liegende Schichten verschleppt, wo die Konzentrationen jedoch rasch ausdünnte. Von diesem Vorgang sind offenbar auch die Trichopteren- und Chitinreste betroffen, die ursprünglich mit der KS vergesellschaftet waren. Der maximale Wasserstand wird durch LE 2.2 repräsentiert (GC!), während zum Top hin die Indikatoren für eine erneute erosive Aufarbeitung stärker werden (GC!, Erhaltungsgrad!, Silt+Ton-Anteil!). Möglicherweise ist die LE 1 bereits in die rezente Ufererosion einbezogen.

5. Versuch einer umweltgeschichtlichen Rekonstruktion

Die Profilsäule Ha91-E1 beinhaltet die spätbronzezeitliche Kulturschicht D um 874 v. Chr. (Billamboz u. Schöbel, in diesem Band, S. 203 ff.) sowie seebürtige Sandschichten des 10. und 9. Jh. BC, die das KS-Paket ohne erkennbaren Hiatus einschließen (Rösch, in diesem Band, S. 256 ff.). Aus der Analyse der Schichtinhalte und der Interpretation der Schichtenstehung kann ein kurzer Abschnitt Seespiegelgeschichte des Bodensee-Obersees rekonstruiert werden. Gleichzeitig wird die Lage der Siedlung zum Seeufer sichtbar (Abb. 4). Bereits vor Gründung der zur KS D gehörenden Siedlung war der Mittelwasserspiegel deutlich niedriger als heute. Es kamen seekreidehaltige, siltige Feinsande zur Ablagerung, wobei die Seekreidekomponente vielleicht durch Mikroalgen auf Steinen, nicht aber durch Armleuchteralgen gebildet wurde (Oogonien/Oosporen und Characeen-Krusten fehlen) und die Sandkomponente aus glazialen Ablagerungen am Ufer oder im

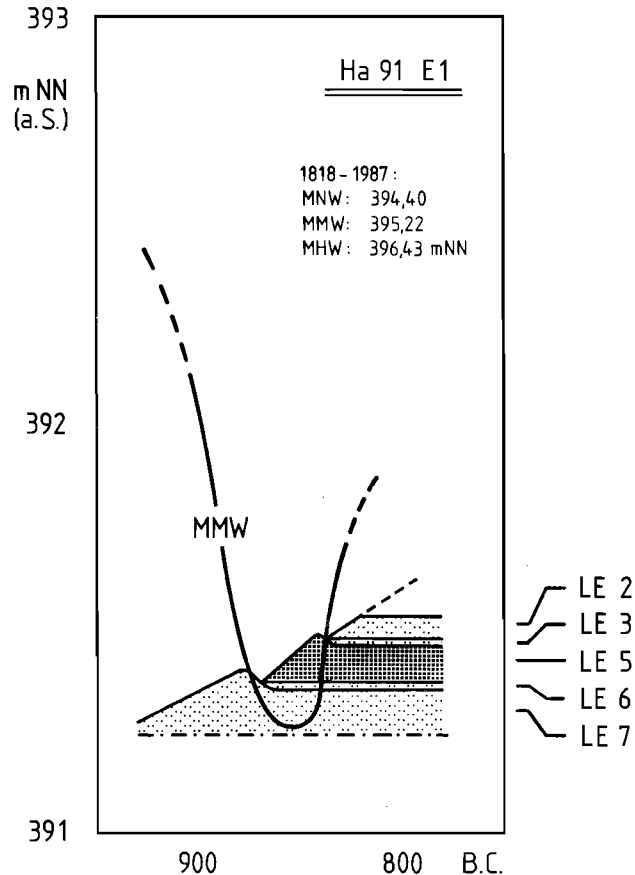


Abb. 4: Pegelchronologie, Sedimentwachstum, Erosion und Kulturschichtbildung anhand sedimentologischer Untersuchung der Profilsäule HA 91-E1. Chronologisch nach Rösch, in diesem Band, und Billamboz/Schöbel, in diesem Band. Angegeben sind kursiv die Wasserstandshauptwerte für die Periode 1818/1987 (nach Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, 1987).

Einzugsgebiet des Hagnauer Dorfbaches erodiert wurde. Die Ablagerungen enthalten neben dem typisch lakustrischen Partikelspektrum einige Indizien anthropogener Einflüsse (Holzkohlen, Getreidereste, Moosreste); hierbei dürfte es sich um verspültes Material aus anderen Kulturschichtbereichen handeln, etwa aus der KS B/C, die am Ort der Profilblockentnahme etwa 0,7 m tiefer auftritt.

Kurz vor Ablagerung der KS D um 874 v. Chr. ist eine merkliche Seespiegelsenkung anzunehmen, da sich die Indikatoren für Wellenbelastung und Erosion verstärken. Das Kulturschichtpaket selbst dürfte sich ohne nennenswerten See-Einfluß abgelagert haben. Bodenbildungsprozesse (Huminstoffverlagerung) im Liegenden, also in den ehemaligen See-Sedimenten, deuten darauf hin, daß das Mittelwasserspiegelniveau unter der seinerzeitigen Geländeoberkante lag. Lediglich an der Basis des Kulturschichtpaketes läßt sich ein nur 3 mm mächtiges Sandband mit einiger Wahrscheinlichkeit einer See-Einschwemmung zuordnen. Ein weiteres Sandband inmitten der Brandschicht(en) könnte

dagegen ebensogut anthropogen eingebracht worden sein. Die hohen Abundanzen von teilweise gut erhaltenen Fliegen-Puparien dienen als Indiz dafür, daß die Schichten zumindest im Frühsommer und Herbst nicht vom See bedeckt waren. Schließlich zeigt auch der Trennungskoeffizient ($k_{sep} = -0,642 \text{ cm}^{-1}$) eine scharfe Grenze zwischen litoraler Sedimentation bzw. Sedimentumlagerung und der Ablagerung anthropogener bestimmter Elemente. Hinweise für Wellenaufarbeitung innerhalb der Kulturschicht D konnten nicht gefunden werden.

Nach Ende der Kulturschichtablagerung stieg der Seespiegel rasch an und erodierte dabei die KS-Oberkante. Schließlich kamen erneut seekreidehaltige Sande zur Ablagerung. Damit fällt die Siedlungszeit in die Phase eines nur relativ kurzzeitig erniedrigten Seestandes. Ein kausaler Zusammenhang in dem Sinne, daß die Bevölkerung den Seetiefstand zum Bau einer Uferlandsiedlung auf der Schorre nahe der Halde genutzt hat, liegt natürlich nahe.

Bezieht man die eben skizzierte Seespiegelentwicklung auf die heutigen Koten des Schichtpaketes, so kann für den Beginn der Seespiegelabsenkung ein Wasserstand von rd. 392,5 m NN und für die Zeit der Kulturschichtbildung ein MMW-Stand von 391,3 m angenommen werden, während kurze Zeit später der See auf knapp 392 m anstieg (Abb. 4).

Ein Mittelwasserstand um 391,3 m NN läge rd. 1 Meter unter(!) der heutigen Überlaufschwelle des Obersees (392,4 m a.S., Wasserwirtschaftsamt Konstanz 1987), der damit abflußlos gewesen sein müßte. Es ist jedoch voreilig, daraus auf die Unmöglichkeit eines solchen MMW-Standes zu schließen, wie es W. Schmidle 1933 tat. Folgende Faktoren sind für die Erklärung dieses Paradoxons in Betracht zu ziehen:

1. Kompaktion der Sande und Seekreiden im Liegenden der Kulturschichten, so daß die heutigen Koten nicht mehr mit den Koten zur Entstehungszeit übereinstimmen, wodurch wiederum absolute Niveauangaben ehemaliger Seestände nicht mehr möglich sind. Ungeachtet dessen bleiben die oben diskutierten Aussagen über Seespiegeländerungen erhalten. Die Kompaktion von frisch abgelagerten Sedimenten geht häufig ruckartig vor sich, wenn Druckwellen das Material verflüssigen, beispielsweise bei Erdbeben mittlerer Stärke (Leeder 1982, 111 ff.). In der Tat liegt der Bodensee in einer Erdbebenzone (Wolfart 1912, Schmidle 1912, Pavoni/Mayerrosa 1978), so daß diese Möglichkeit nicht auszuschließen ist. Andererseits ist die Untergrundstruktur des Uferstreifens vor Hagnau nicht bekannt, so daß über das Ausmaß möglicher Setzungen bislang keine Aussagen möglich sind. Auch sind Sedimentstrukturen (Entwässerungsbahnen, Sandvulkane, Störungsstrukturen = convolute structures, Leeder

1982, Abb. 11.2), die auf eine spontane Setzung schließen lassen, bisher in Bodensee-Sedimenten nicht bekannt geworden (Förstner et al. 1968).

2. Rutschungen der Halde, die zu einer Verstellung der Schichten führen, führen ebenfalls zu einer Fehlinterpretation in Richtung besonders tiefer Wasserstände. Auslöser können Erdbebenwellen (Schmidle 1912), Überschreiten eines kritischen Böschungswinkels (Schindler 1974, 177) oder Seespiegelsenkungen sein (Huber 1989, 36, Pétrequin/Pétrequin 1988, 189). Zwischen den sich bewegenden Schichten treten schichtflächenparallele Scherkräfte auf, die beispielsweise zu einer Schrägstellung von Pfählen führen müßten (vgl. z.B. Schindler 1971, 293). Schräggehende Pfähle sind bei den Grabungen in der Station Hagnau-Burg jedoch ebensowenig beobachtet worden wie Stauchungen, Risse oder Schollenbrüche.

3. Veränderungen der Ausflußschwelle im Konstanzer Trichter: Die Topographie des Konstanzer Trichters ist von Honsell 1879 und zuletzt vom Wasserwirtschaftsamt Konstanz 1987 vermessen worden. Die Karten zeigen ein unruhiges Relief aus unregelmäßigen Buckeln, Senken und Rinnen, in deren Untergrund Moränen des Konstanzer Stadiums vermutet werden (Schmidle 1933, 87–88). Die Oberflächensedimente bestehen jedoch aus biogenen Kalktuffen und Krümelkalken. Es ist zu vermuten, daß diese Carbonatfällungen zur lokalen Niveauerhöhung und zur Rinnenverfüllung beigetragen haben. Solange Untergrundtopographie, Zeitstellung und Wachstumsgeschwindigkeit der Tuffbänke nicht bekannt sind, bleibt die Möglichkeit eines langsamen holozänen Schwellenaufbaus, womit ein mittlerer Seespiegel um 391 bis 392 m NN vor rund 3000 Jahren durchaus möglich ist. Anders als bei Wundt 1950 dargestellt, wäre ein Bodensee-Tiefstand nicht notwendigerweise auf eine ‚subboreale Trockenheit‘ zurückzuführen.

4. tektonische (oder glazial-isostatische?) Krustenbewegungen der Überlaufschwelle und des Probennahmeortes mit unterschiedlicher Geschwindigkeit: Aufgrund von Präzisionsnivellements von 1921/22 und 1980/85 konnte Mälzer 1988 zeigen, daß sich die Konstanzer Schwelle mit einer Geschwindigkeit von etwa $0,5 \text{ mm a}^{-1}$ gehoben hat, während der Hebungsbeitrag in Hagnau nur etwa $0,1 \text{ mm a}^{-1}$ beträgt. Es ist sicher nicht statthaft, diese Zahlen ohne zusätzliche Argumente in die Vergangenheit zu extrapolieren; immerhin wird deutlich, daß die Differenzen der Bewegungsbeiträge über drei Jahrtausende hinweg im Meterbereich liegen können.

Beim gegenwärtigen Stand der Untersuchungen kann keine dieser Möglichkeiten mit Gewißheit zurückgewiesen werden, so daß die Angaben zu den absoluten Sedimentbildungsniveaus (Abb. 4) hypothetisch sind.

Ungeachtet dessen konnte wahrscheinlich gemacht werden, daß die Ablagerung des Kulturschichtpaketes D unmittelbar nach einer Seespiegelsenkung erfolgte, und daß ein Seespiegelanstieg am Ende der Kulturschichtablagerung stand.

Die angeschnittenen Probleme werden nicht leicht zu lösen sein. Zunächst kommt es darauf an, das Bild einer deutlichen Wasserstandsabsenkung während der Spätbronzezeit anhand weiterer sedimentologischer Befunde zu stabilisieren. Besonders geeignet sind Kulturschichten und die seebürtigen Ablagerungen im Liegenden und Hangenden, da hier die zeitliche wie räumliche Auflösung eines Seespiegelniveaudatums („lake level point“) optimal ist. Der regionale Vergleich der am Seeufer verteilten Niveaudaten wird die Beurteilung von Krustenbewegungen oder Haldensetzungen

möglich machen. Freilich sind die Chancen, hier zu einer endgültigen Lösung zu gelangen, ebenso begrenzt wie die Quellenlage: Von den insgesamt 19 bekannten spätbronzezeitlichen Siedlungsstationen weisen nur noch ganz wenige (Wollmatingen-Langenrain, Bodman?, Konstanz-Rauenegg?) eine ungestörte Kulturschichterhaltung auf. Daher kommt der geophysikalischen und sedimentologischen Untersuchung der Haldenstruktur und der Ausflussschwelle bei Konstanz eine besondere Bedeutung zu. Erste 3,5 kHz-Seismikprofile an der Hagnauer Halde haben jedoch keine Auffälligkeiten hinsichtlich Schichtstörungen oder Rutschungen ergeben (Giovanni, unpubl.), womit die Vorstellung eines „echten“ Seespiegeltiefstandes zur Spätbronzezeit an Wahrscheinlichkeit gewinnt.

6. Literaturverzeichnis

- BECKER/FRENZEL 1977 B. BECKER u. B. FRENZEL, Paläoökologische Befunde zur Geschichte postglazialer Flußauen im südlichen Mitteleuropa. In: B. FRENZEL (Hrsg.), Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa. Erdwissenschaftl. Forsch. 13 (Wiesbaden 1977) 43 ff.
- BERTSCH 1932 K. BERTSCH, Die Pflanzenreste der Pfahlbauten von Sipplingen und Langenrain im Bodensee. Bad. Fundber. II, 1928–1932, 305–320.
- BILLAMBOZ/SCHÖBEL 1996 A. BILLAMBOZ u. G. SCHÖBEL, Dendrochronologische Untersuchungen in den spätbronzezeitlichen Pfahlbausiedlungen am nördlichen Ufer des Bodensees. In diesem Band, S. 203 ff.
- CARROL 1970 D. CARROL, Rock weathering (New York 1970).
- ELLENBERG/MAYER/SCHAUERMANN 1986 H. ELLENBERG, R. MAYER u. J. SCHAUERMANN, Ökosystemforschung – Ergebnisse des Soling-Projektes 1966–1986 (Stuttgart 1986).
- FÖRSTNER/MÜLLER/REINECK 1968 U. FÖRSTNER, G. MÜLLER u. H.-E. REINECK, Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. N. Jahrb. Miner. Abh. 109, 1968, 33–63.
- FREY 1986 D. G. FREY, Cladocera analysis. In: B. E. BERGLUND (Hrsg.), Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology (Chichester 1986) 667–692.
- FRITSCH 1965 F. E. FRITSCH, The structure and reproduction of the algae. Bd. 2 (Cambridge 1965).
- GAMS/NORDHAGEN 1923 H. GAMS u. R. NORDHAGEN, Postglaziale Klimaänderungen und Erdkrustenbewegungen in Mitteleuropa. Landeskundl. Forsch. 25 (München 1923).
- GOLDICH 1938 S. S. GOLDICH, A study in rock weathering. – J. Geol. 46, 1938, 17–58.
- GRAY 1984 J. S. GRAY, Ökologie mariner Sedimente (Heidelberg 1984).
- GROSS 1958 H. GROSS, Die postglaziale Klimaverschlechterung. Abhandl. naturw. Ver. Bremen 35, 1958, 259–279.
- HEIMER 1979 W. HEIMER, Abundanzmessungen an Diptera-Brachycera in Naturschutzgebieten der hessischen Rheinaue (Dipl. arb. FB Biologie TU Darmstadt 1979).
- HAEUPLER 1982 H. HAEUPLER, Evenness als Ausdruck der Vielfalt in der Vegetation – Untersuchungen zum Diversitätsbegriff. Diss. Bot. 65 (1982).
- HONSELL 1879 M. HONSELL, Der Bodensee und die Tieferlegung seiner Hochwasserstände (Stuttgart 1879).
- HUBER 1979 A. HUBER, Erosion am Südufer des Neuenburger Sees. Gutachten im Auftrag der Groupe d'étude et de gestion, Champ Pittet bei Yverdon (1989).
- KOSSACK 1956 G. KOSSACK, Besprechung der „Festschrift für Peter Goessler“. Bayer. Vorgeschbl. 21, 1956, 380–382.
- KÜTTEL 1984 M. KÜTTEL, Veränderungen von Diversität und Evenness der Tundra, aufgezeichnet im Pollendiagramm des Vuolep Allakasjaur. Bot. Helv. 94, 1984, 279–283.
- LEEDER 1982 M. R. LEEDER, Sedimentology – Process and Product (London 1982).

- MÄLZER 1988 H. MÄLZER, Regional and local kinematics in SW-Germany by geodetic methods – geophysical and geological interpretations. *J. Geodyn.* 9, 1988, 141–151.
- MUCKLE 1942 R. MUCKLE, Beiträge zur Kenntnis der Uferfauna des Bodensees. *Beitr. naturkundl. Forsch. Oberrheingeb.* 7, 1942, 5–109.
- MÜLLER 1966 G. MÜLLER, Die Sedimentbildung im Bodensee. *Die Naturwissenschaften* 53, 1966, 237–247.
- MÜLLER 1968 G. MÜLLER, Exceptionally high strontium concentrations in fresh water onkolites and mollusc shells of Lake Constance. In: G. MÜLLER u. G.M. FRIEDMANN, Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe (Berlin 1968) 116–127.
- OSTENDORP 1990 W. OSTENDORP, Zur Stratigraphie und Sediment-Petrographie der Station Allensbach-Strandbad: Profilsäule E6. In: *Siedlungsarchäologie im Alpenvorland 2. Forsch. u. Ber. Vor- u. Frühgesch. Baden-Württemberg* 37 (Stuttgart 1990) 75–89.
- OSTENDORP 1991 W. OSTENDORP, Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Bereich der Station Hörnle I am Bodensee-Untersee. *Ber. RgK* 71, 1990 (1991) 292–300.
- OSTENDORP 1992 W. OSTENDORP, Sedimente und Sedimentbildung in Seeferröhrichten des Bodensee-Untersees. *Limnologica* 22, 1992, 16–38.
- OSTENDORP im Druck W. OSTENDORP, Hemmenhofener Methoden – Paläolimnologische Methoden in der Siedlungsarchäologie. In: *Siedlungsarchäologie im Alpenvorland 5* (im Druck).
- PIELOU 1975 E. C. PIELOU, *Ecological diversity* (New York 1975).
- PAVONI/MAYER-ROSA 1978 N. PAVONI u. D. MAYER-ROSA, Seismotektonische Karte der Schweiz. *Ecl. geol. Helv.* 71, 1978, 293–295.
- PÉTREQUIN/PÉTREQUIN 1988 A.-M. u. P. PÉTREQUIN, *Le néolithique des lacs. Préhistoire des lacs de Chalain et de Clairvaux (4000–2000 av. J.-C.)* (Paris 1988).
- REINERTH 1932 H. REINERTH, Das Pfahldorf Sipplingen. Ergebnisse der Ausgrabungen des Bodensee-Geschichtsvereins 1929/30. *Führer Urgesch.* 10 (Leipzig 1932).
- RÖSCH 1996 M. RÖSCH, Archäobotanische Untersuchungen in der spätbronzezeitlichen Ufersiedlung Hagnau-Burg (Bodenseekreis). In diesem Band, S. 239ff.
- SCHINDLER 1971 C. SCHINDLER, Geologie von Zürich und ihre Beziehung zu Seespiegelschwankungen. *Vierteljahrsschr. Naturforsch. Ges. Zürich* 116, 1971, 283–315.
- SCHINDLER 1974 C. SCHINDLER, Zur Geologie des Zürichsees. *Ecl. Geol. Helv.* 67, 1974, 163–196.
- SCHLICHTHERLE 1985 H. SCHLICHTHERLE, Prähistorische Ufersiedlungen am Bodensee – Eine Einführung in naturräumliche Gegebenheiten und archäologische Quellen. In: *Berichte zu Ufer- und Moorsiedlungen Südwestdeutschlands. 2. Materialh. Vor- u. Frühgesch. Baden-Württemberg* 7 (Stuttgart 1985) 9–42.
- SCHLICHTHERLE 1988 H. SCHLICHTHERLE, Bemerkungen zur vorgeschichtlichen Besiedlung des Klosterplatzes. In: A. ZETTLER, *Die frühen Klosterbauten der Reichenau. Ausgrabungen – Schriftquellen – St. Galler Klosterplan. Arch. u. Gesch. – Freiburger Forsch. z. ersten Jahrtausend in Südwestdeutschland* 3 (Sigmaringen 1988) 317–324.
- SCHMIDLE 1912 W. SCHMIDLE, Beobachtungen über das Erdbeben vom 16. Nov. 1911 in Konstanz. *Jahresber. Oberrhein. Geol. Ver. N.F.* 2, 1912, 6–9.
- SCHMIDLE 1933 W. SCHMIDLE, Stand der Sipplinger Pfahlbau trocken? – *Bad. Fundber.* III, 1933–1936, 79–88.
- SCHMIDT 1990 E. SCHMIDT, Zur Wirbellosenfauna der Station Allensbach-Strandbad. In: *Siedlungsarchäologie im Alpenvorland 2*. (Stuttgart 1990) 173–180.
- SCHÖBEL 1996 G. SCHÖBEL, Die Spätbronzezeit am nordwestlichen Bodensee. Taucharchäologische Untersuchungen in Hagnau und Unteruhldingen 1982–1989. In diesem Band, S. 59ff.
- SHANNON/WEAVER 1967 E. SHANNON u. W. WEAVER, *The mathematical theory of communication* (Urbana/Illinois 1967).
- SMOLLA 1954 G. SMOLLA, Der ‚Klimasturz‘ um 800 v. Chr. und seine Bedeutung für die Kulturentwicklung in Südwestdeutschland. In: *Festschr. P. GOESSLER* (Stuttgart 1954) 168–186.
- WASSERWIRTSCHAFTSAMT KONSTANZ 1987: Hydrographische Vermessung Bodensee – Konstanzer Trichter – Seerhein. *Wasserwirtschaftsamt Konstanz* (Hrsg.) (unveröffentlichte Karte, Konstanz 1987).
- WOLFART 1912 K. WOLFART, Lindauer Erdbebenchronik. *Neujahrsbl. Museumsver. Lindau i.B.* 2, 1912, 29–32.
- WUNDT 1950 W. WUNDT, Pfahlbauten oder Moorsiedlungen? *Naturwiss. Rundschau* 5, 1950, 209–215.