

Ber. Int. Gewässerschutzkomm. Bodensee: 43.1992

ISSN 1011-1263

Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee

Bericht Nr. 43

Sedimentoberflächen im östlichen Bodensee-Obersee

**Sidescan - Untersuchungen im Zusammenhang mit den
Auswirkungen der Vorstreckung des Alpenrheins**

Bearbeiter: H. G. Schröder

-1992-

1. Einleitung	1
2. Methodik	2
2.1. Navigation.....	2
2.2. Sedimentechographie	3
2.3. Sidescan-Sonar	3
2.4. Unterwasser Kamerasystem SeaRover	5
2.5. Sedimentkernentnahme	5
2.6. Datierungen.....	5
3. Sedimentation im Bodensee-Obersee	6
3.1. Strukturierte Untergrund	7
3.2. Spuren der Rheinverlegung	11
4. Seebodenmorphologie im östlichen Bodensee - Obersee	14
4.1. Das Rinnensystem im Nordwesten des Alten Rhein	15
4.2. Die Sedimentstrukturen nordöstlich des Alten Rhein	21
4.3. Die Sedimentstrukturen nordöstlich des Neuen Rhein.....	23
4.4. Großräumige Oberflächenstrukturen	25
4.5. Kleinräumige Oberflächenstrukturen	26
5. Sedimentologie	28
6. Diskussion	31
7. Zusammenfassung	32
8. Abstract	32
9. Literaturauswahl	33
10. Anhang	35

1. Einleitung

Im Mai 1988 verabschiedete die Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee ein Untersuchungsprogramm über die tatsächlichen Auswirkungen der Vorstreckung des Alpenrheins auf die limnologischen Verhältnisse des Bodensees.

In einer ersten Phase war unter anderem die Dokumentation des Ist-Zustandes durch geeignete Untersuchungen vorgesehen. Hierzu zählte auch die regionale Erfassung der Sedimentoberflächen-Strukturen - wie Buckel, Eintiefungen, Rippeln, Rinnen etc. - mit Hilfe von Sidescan- Untersuchungen.

Frühere sedimentechographische Untersuchungen im östlichen Obersee zeigten, daß insbesondere das dem Alten Rhein vorgelagerte Gebiet sehr reich an solchen Strukturen ist und sich vom Mündungsbereich des Neuen Rheins unterscheidet. Es war daher naheliegend, die Auswirkungen von Mündungsverlegung und Vorstreckung des Alpenrheins an den durch diese Maßnahmen entscheidend beeinflussten Sedimenten näher zu untersuchen.

Ende 1989 wurden im Rahmen eines Werkvertrages mit der Universität Kiel (Geologisches Institut, Dr. F. Werner) erste sonographische Untersuchungen im Bodensee-Rheindelta und seiner Umgebung durchgeführt. Ziel der Untersuchung war eine Kartierung des Seebodens zur Klärung lokaler Sedimentationsvorgänge. Die Ergebnisse der Sidescan-Sonar - Messung im östlichen Bodensee- Obersee brachten erste Eindrücke von der Sedimentbodenbeschaffenheit in diesem Gebiet.

Der Sedimentboden zeigte sich stark strukturiert mit einer Vielzahl unterschiedlicher Vertiefungen, Trichter und Rippelstrukturen im Dezimeter- und Meterbereich, die im Zusammenhang mit bodennahen Transport- und Umlagerungsvorgängen stehen. Einzelne Rinnenabschnitte wurden erfaßt und erstmalig in Aufsicht dokumentiert. Es zeigte sich auch sehr rasch, daß die Sedimentstrukturen wesentlich engräumiger und differenzierter sind, als noch zu Beginn der Kampagne aus den Ergebnissen der Sedimentechographie zu vermuten war. Daraus folgte die Notwendigkeit eines engmaschigeren Profilrasters der Sidescankartierung, die wiederum an ein präzises Navigationssystem auf dem Bodensee gebunden ist. Es wurde klar, daß das Ziel einer flächendeckenden Strukturenkartierung im Bereich des östlichen Bodensees kurzfristig nicht erreichbar war und in ein langfristiges Meßkonzept eingefügt werden mußte.

Mit dem 1989 zwischen der Landesanstalt für Umweltschutz (Institut für Seenforschung) und dem Sonderforschungsbereich der Universität Konstanz (Limnologisches Institut) abgeschlossenen 5 jährigen Kooperationsvertrag über die Nutzung eines gemeinsam beschafften Sidescan Systems wurde eine Grundvoraussetzung für längerfristige Messungen geschaffen. 1990 beschaffte das Institut für Seenforschung ein Satelliten-Navigationssystem für das Forschungsschiff "August Thienemann", mit dem erstmals eine exakte Positionierung und die Durchführung genauer Profilmfahrten möglich wurde. Nach einer kurzen Einarbeitungsphase konnten 1991 insgesamt 50 km² Sidescanprofile flächendeckend abgefahren werden.

An dieser Stelle möchte der Bearbeiter den Herren Erwin Rinné und Wolfgang Hoffmann für ihr großes Engagement und ihre geduldige Mitarbeit danken, ohne die dieses Vorhaben nicht hätte stattfinden können.

2. Methodik

2.1. Navigation

Das *Global Positioning System* (GPS) ist ein Satellitennavigationsverfahren, mit dem zwei- oder dreidimensionale Positionen auf der Erdoberfläche aus Laufzeitmessungen errechnet werden. Geschwindigkeiten können aus den Positionen bzw. durch Doppler-Frequenzverschiebungen bestimmt werden.

Die Satelliten sind mit Atomuhren ausgerüstet und senden kodierte Signale über ihre Zeit und ihre Bahndaten, die vom GPS Empfänger ausgewertet werden können. Das Weltraumsegment besteht derzeit aus insgesamt 16 aktiven Satelliten, die die Erde in ca. 20000 km Höhe umkreisen. Die Umlaufzeit beträgt jeweils 12 Stunden. Die Inklination der Satelliten garantiert einen Empfang von 4 bis 7 Satelliten. Bei bekannten Satellitenpositionen lassen sich aus Sendezeiten, Ausbreitungsbedingungen und den Empfangszeiten der Signale im Empfänger die Laufzeiten und damit die Abstände der Satelliten zum Empfänger bestimmen. Bei der zivilen Nutzung von GPS steht zur Zeit nur die eingeschränkte Genauigkeit von 100 m zur Verfügung. Daher ist zur Präzisionserhöhung der Betrieb einer zweiten Meßstation erforderlich, deren Position exakt bekannt ist. Bei diesem *Differential Global Positioning System* (DGPS) bestimmt die parallel betriebene Feststation über interne Rechnungen für jeden empfangenen Satelliten einen Korrekturfaktor, der über Funk an die mobile Station übermittelt und bei der

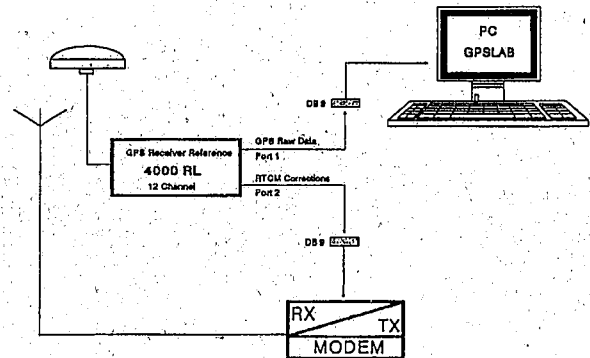


Abb. 1a: Schema der DGPS Landstation des Instituts für Seenforschung in Langenargen

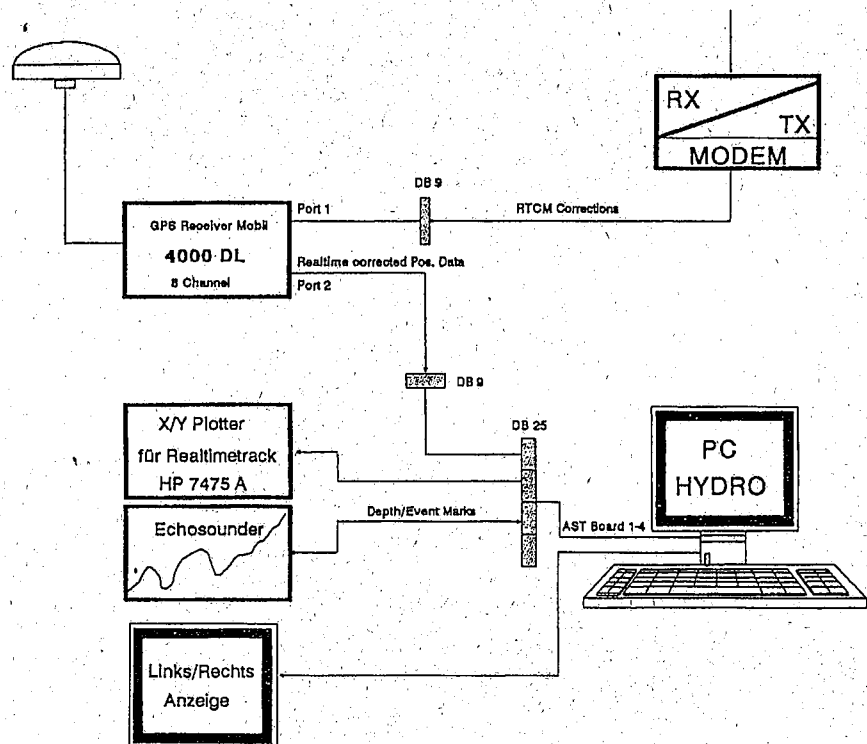


Abb. 1b: Schema der DGPS Mobilstation auf dem Forschungsschiff "August Thienemann" (verändert nach FRENZ 1991)

Positionierung berücksichtigt wird.

Seit 1991 betreibt das Institut für Seenforschung der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg eine DGPS Anlage in Langenargen am Bodensee. Sie erlaubt Positionsbestimmungen auf dem Bodensee mit einer Genauigkeit von unter 5 m Abweichung vom Istwert.

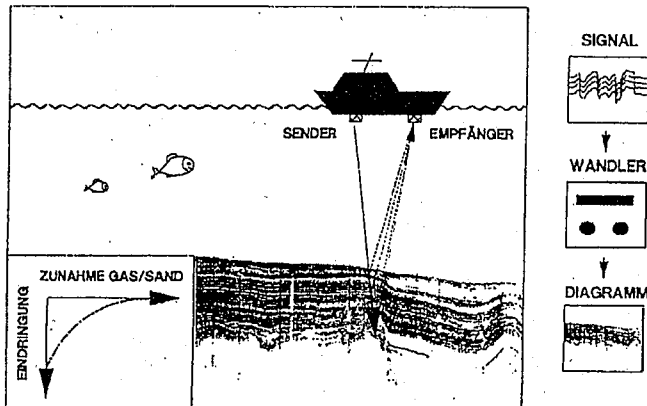


Abb. 2: Meßprinzip der Sedimentechographie

2.2. Sedimentechographie

Bei der 3,5 kHz Sedimentechographie werden Wassersäule und Sedimente mit Hilfe eines elektro-akustischen Impulsgebers mit einer Frequenz von 3,5 kHz durchschallt. Die Impulslänge beträgt 0,2 - 1,0 ms, die Impuls-Energie 10 kw. Ein Teil der Schall-Energie wird an Grenzflächen im Untergrund (Reflektoren) reflektiert und mit einem Hydrophon

aufgenommen, vom Empfänger verstärkt, gefiltert und simultan von einem Schreiber aufgezeichnet (Abb. 2). Bei konstantem Papiervorschub registriert der Schreiber zu jedem ausgehenden Schallimpuls (bis zu 4 Impulse pro Sekunde) sämtliche empfangenen Reflexionssignale in Abhängigkeit von der Gesamtlaufzeit des Schalls.

Die Stärke der Reflexion ergibt sich aus der Größe des Impedanzkontrastes an Grenzflächen im Untergrund, wobei unter "akustischer Impedanz" das Produkt aus Dichte und Wellen- geschwindigkeit in den jeweiligen Medien (Wasser, Gas, Sediment) zu verstehen ist. Je stärker die Reflexion, umso stärker erscheint auf dem Papier des Schreibers eine Schwärzung.

2.3. Sidescan-Sonar

Das Seitensichtsonar ("Sidescan Sonar") besteht aus einem ca. 10 bis 30 m über dem Seeboden zu schleppendem Sonarfisch (Frequenz 100 bis 500 kHz), einem Schleppkabel mit motorisierter Winde sowie an Bord befindlichen Steuer- und Registriergeräten (Abb.3). Im Gegensatz zu Tiefenlotung und Sedimentechographie geht der gesendete Schallimpuls beim Sidescan-Sonar horizontal scharf

PRINZIP DER 100 / 500 KHZ SIDESCANECHOGRAPHIE

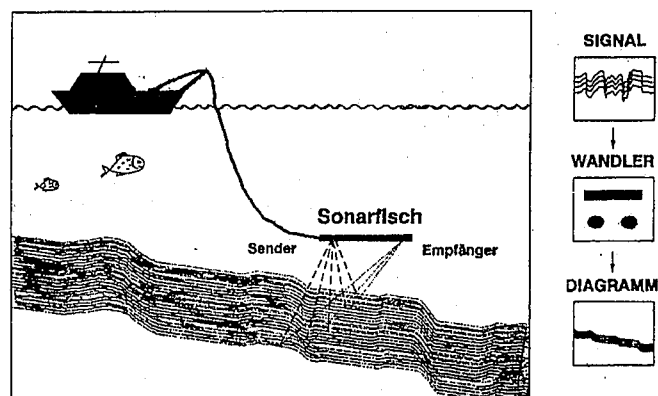


Abb. 3: Schema einer Sidescan-Sonar-Anlage

gebündelt von beiden Seiten des geschleppten Sonarfisches aus. Die vom Sonarfisch (Abb. 4) empfangenen Oberflächenreflexe überdecken je nach Abstand über Seegrund bis zu 100 m zu beiden Seiten des Senders und bilden die Bodenoberfläche detailgetreu ab. In der Praxis liefert ein Bodenabstand zwischen 10 und 15m gute Ergebnisse.

Die Schreiberaufzeichnungen ergeben eine optische Darstellung der akustischen Signale (Abb. 5). Im Zentrum der Aufzeichnung markiert eine unterschiedlich dicke vertikale Linie die zentrale Position des Sonarfisches. Zu beiden Seiten des Fisches werden elektroakustische Signale vom "überflogenen" Boden empfangen. Schmale vertikale Striche

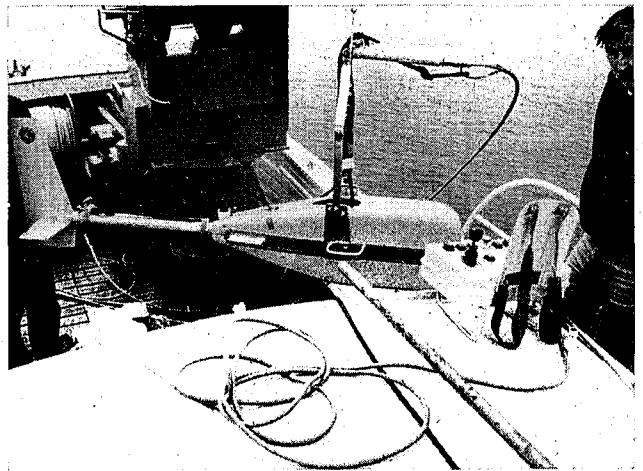


Abb . 4: Sidescan - Sonar Fisch im Einsatz auf
"August Thienemann"

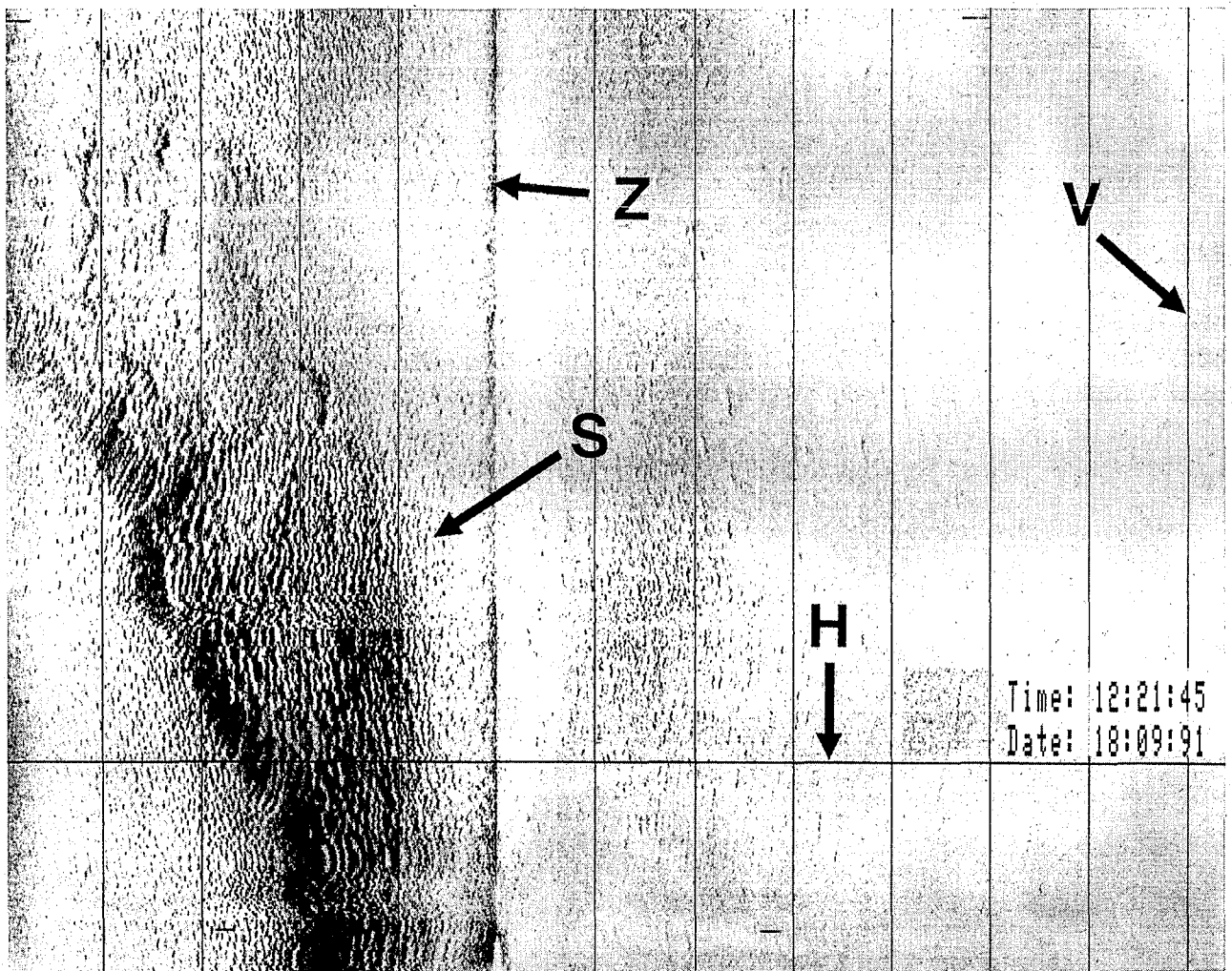


Abb . 5: Beispiel einer Sidescan Aufzeichnung
Zentrale Fischposition (Z)
Vertikale 10m - Abstandmarken (V)
Horizontale Zeitmarke (H)
Sedimentstrukturen (S)

markieren jeweils einen Abstand von 10m parallel zur "Flugbahn" des Fisches. In definierten Zeitabständen erscheinen horizontale Markierungen, die eine Korrelation der Profile zum Navigationssystem ermöglichen.

Die Interpretation der Schreiberaufzeichnungen ist teilweise durch Störsignale erschwert, die als Schwärzungen auf dem Papier erscheinen. Mögliche Ursachen für Störungen sind Reflexe der Sonarsignale von der Wasseroberfläche, Doppelechos, Gasblasen im Wasser und Fische,

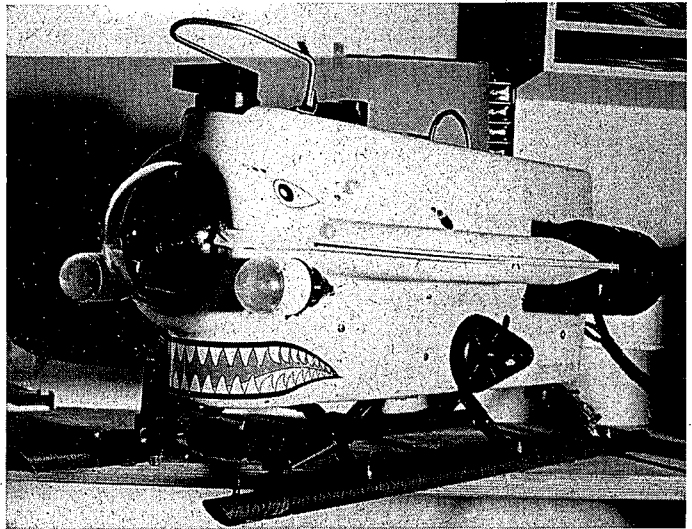


Abb . 6: Unterwasserfahrzeug SeaRover des Instituts für Seenforschung

2.4. Unterwasser Kamerasystem SeaRover

Das Unterwasserkamera System des Instituts für Seenforschung besteht aus einem 4 motorigen ferngelenkten Kameraschlitten vom Typ SeaRover mit 300 m Schwimmkabel, einem UDI Sonarsystem mit 60 m Reichweite und einem mechanischen Greifarm zur Entnahme orientierter Proben (Abb. 6).

2.5. Sedimentkernentnahme

Zur orientierten Sedimentkern-Entnahme wurde ein MEISCHNER-RUMOHR Gravitations-Lot verwendet, das die Entnahme von bis zu 1,5 m langen ungestörten Sedimentkernen erlaubt. Zur Gewinnung bis zu 9 m langer Sedimentkerne wurde ein modifiziertes KULLENBERG-Kolbenlot eingesetzt:

2.6. Datierungen

Die Datierung erfolgte mittels der Radioisotope Cäsium 134 (Halbwertszeit 2,06 Jahre) und Cäsium 137 (Halbwertszeit 30,17 Jahre).

Beide Cäsiumisotope sind ausschließlich anthropogenen Ursprungs. Die heute in jüngeren Sedimenten vorhandenen Cäsiumgehalte stammen aus der Zeit oberirdischer Atomwaffentests (1954 - 1963) und vom Reaktorunfall in Tschernobyl (1986).

3. Sedimentation im Bodensee-Obersee

Die Sedimentation im Bodensee-Obersee wird wesentlich durch den Alpenrhein geprägt. Mit jährlich mehr als 3.000.000 t Feststoff-Fracht liefert der Rhein heute etwa 90% der gesamten allochthonen Sedimentfracht (MÜLLER 1971).

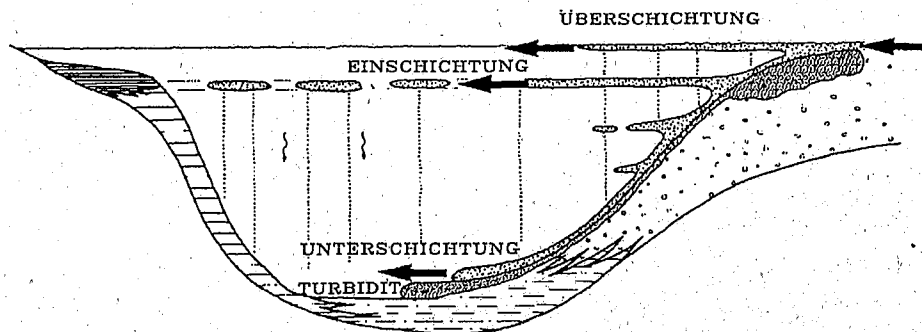


Abb. 7: Schema zur Einschichtung von Feststoff-führenden Zuflüssen (verändert nach STURM & MATTER 1978)

Feststoff-führende Zuflußwässer schichten sich je nach ihrer Temperatur und Dichte in unterschiedlicher Tiefe in den Seewasserkörper ein (Abb.7).

Dabei kann es zur Überschichtungen nahe der Wasseroberfläche, Einschichtungen an der Thermokline, Unterschichtungen im Tiefenwasser oder zur Bildung von Trübestremen* am Seegrund kommen (STURM & MATTER 1978, WAGNER & WAGNER 1978, LAMBERT 1982).

Je nach Feststoff-Führung und Art der Einschichtung verteilen sich die Feststoffe im See und sedimentieren ab. Die Sedimentationsraten im Bodensee-Obersee variieren sehr. Während im zentralen Becken Akkumulationsraten von ca. 1mm pro Jahr (ohne Berücksichtigung der Kompaktion) bestimmt wurden (DOMINIK et al, 1981), sind im östlichen Obersee mit zunehmender Annäherung an das Rheindelta wesentlich höhere Ablagerungsraten zu beobachten.

Die Mächtigkeitsverteilung der Sedimente im Obersee dokumentiert den regional unterschiedlich starken Einfluß des Rheins während des gesamten Holozäns (= Nacheiszeit).

* Unter einem "Trübestrom" wird ein Suspensionsstrom hoher Dichte und Geschwindigkeit an Unterwasserhängen in Meeren und Seen verstanden. Die erstmalige Beschreibung dieses Phänomens geht auf den amerikanischen Wissenschaftler D. W. Johnson zurück, der 1936 den Ausdruck "turbidity current" prägte (lat. "turbare" verwirren). Die Bildung der großen submarinen Canyons wird auf Trübestrome zurückgeführt. Als auslösende Impulse für Trübestrome werden hohe Suspensionsfrachten, durch Sturm induzierte Brandungswellen und Erdbeben angesehen.

Neben der durch diffus verteilte Schwebstoffe verursachten hohen Sedimentationsrate auf den Nordflanken des Obersee sind die Mündungsbereiche des Alten Rhein durch Sedimentstrukturen gekennzeichnet, die auf grundnahe Sedimentation durch Trübestrome zurückzuführen sind.

Frühere sedimentologische Untersuchungen (WAGNER, 1972, REINECK, 1974) weisen bereits auf sandige Einschaltungen im Bereich von pelagischen Sedimenten hin und deuten diese als Ablagerungen aus Dichteströmen, die durch Hochwasserereignisse hervorgerufen wurden.

3.1. Strukturierter Untergrund

1988 wurde im Auftrag des ISF Langenargen vom Geologischen Institut der ETH Zürich (Arbeitsgruppe Limnogeologie, Dr. F. Niessen) eine sedimentechographische Kartierung des Bodensees durchgeführt, die eine "Durchleuchtung" des sedimentären Inventars zur Aufgabe hatte. Die folgenden Beschreibungen der Sedimentstrukturen im östlichen Obersee stützen sich im wesentlichen auf diese Untersuchung.

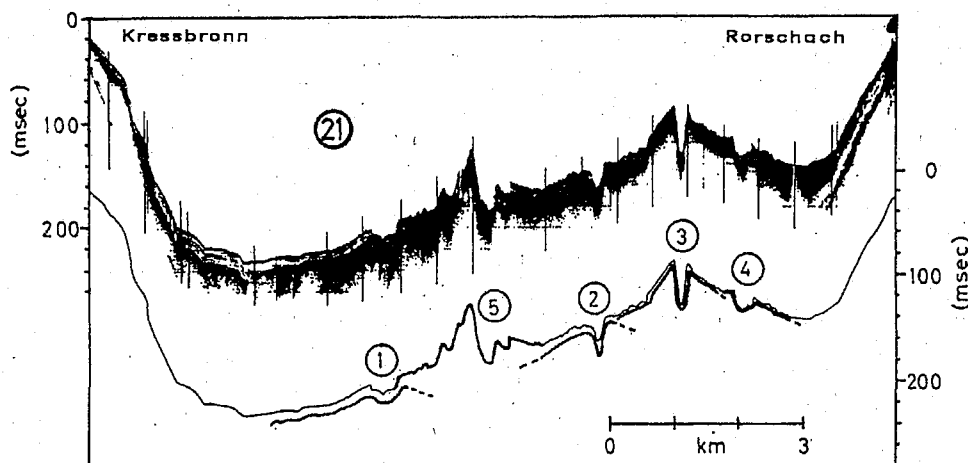


Abb. 8: Sedimentechographie-Profil aus dem östlichen Obersee zwischen Kressbronn und Rorschach (aus SCHRÖDER & NIESSEN, 1988)

Die Nummern 1 bis 5 markieren unterschiedlich alte Canyons des Alten Rheins

1 = älteste Generation

5 = jüngste Generation

Die Umgebung der Mündung des Alten Rheins zwischen Rorschacher Bucht und Rohrspitz ist gekennzeichnet durch ein unruhiges Relief mit tief eingeschnittenen unterseeischen Tälern, den sogenannten Canyons (Abb. 14).

Das Breite/Tiefe Verhältnis dieser Strukturen liegt bei etwa 1,5. Im Bereich der Canyons überwiegen wenig strukturierte z.T. schallharte Sedimente, die wahrscheinlich grobe Korngrößen des Sand- und Kiesbereichs anzeigen. Die Ausformung von Wänden und Sohlen der Canyons deutet auf überwiegend erosives Geschehen. Nur in älteren, seit längerem inaktiven Canyons ist eine relativ geringmächtige Sedimentüberdeckung erkennbar.

Mit zunehmender Entfernung vom Rheindelta ändern sich die Sedimentstrukturen. Die Canyons werden durch flache Rinnen abgelöst (Verhältnis Breite/Tiefe größer 10). Die Rinnenflanken sind beidseitig durch Akkumulationszonen (Levees) charakterisiert (Abb. 15), die sich über mehrere 100 Meter erstrecken können und Mächtigkeiten von einigen 10er Metern aufweisen.

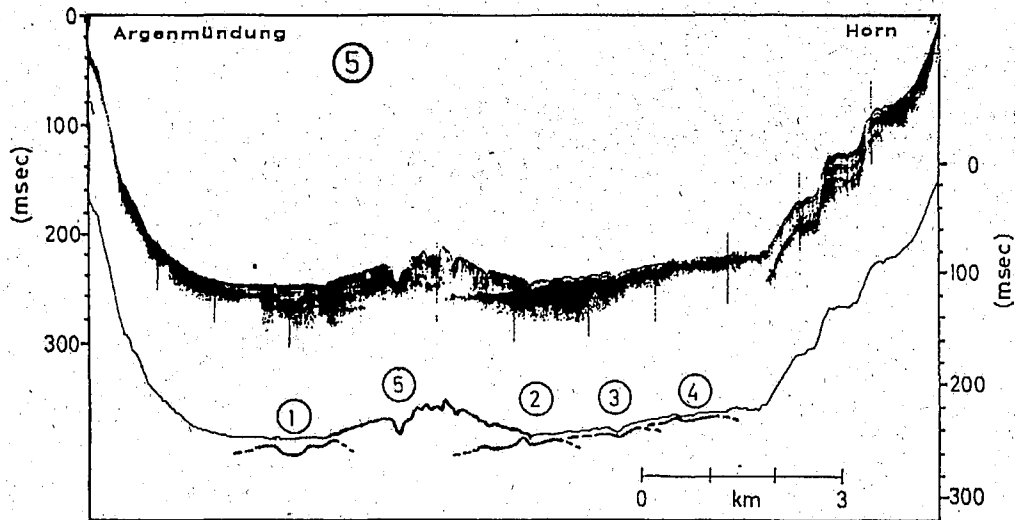


Abb. 9: Sedimentechographie-Querprofil zwischen Argenmündung und Horn.
(aus SCHRÖDER & NIESSEN, 1988)

Das Profil zeigt eine zentrale Rinne (Nr. 5) mit mächtigen Sedimentaufschüttungen zu beiden Seiten.

Die Levee-Sedimente zeigen z.T. diffuse Sedimentstrukturen, aber auch gut strukturierte Partien. Die Rinnensohle wie auch die Wände sind zumeist schallhart und zeigen erosive Vorgänge an. Ähnlich wie in den Canyons findet man bei älteren, länger

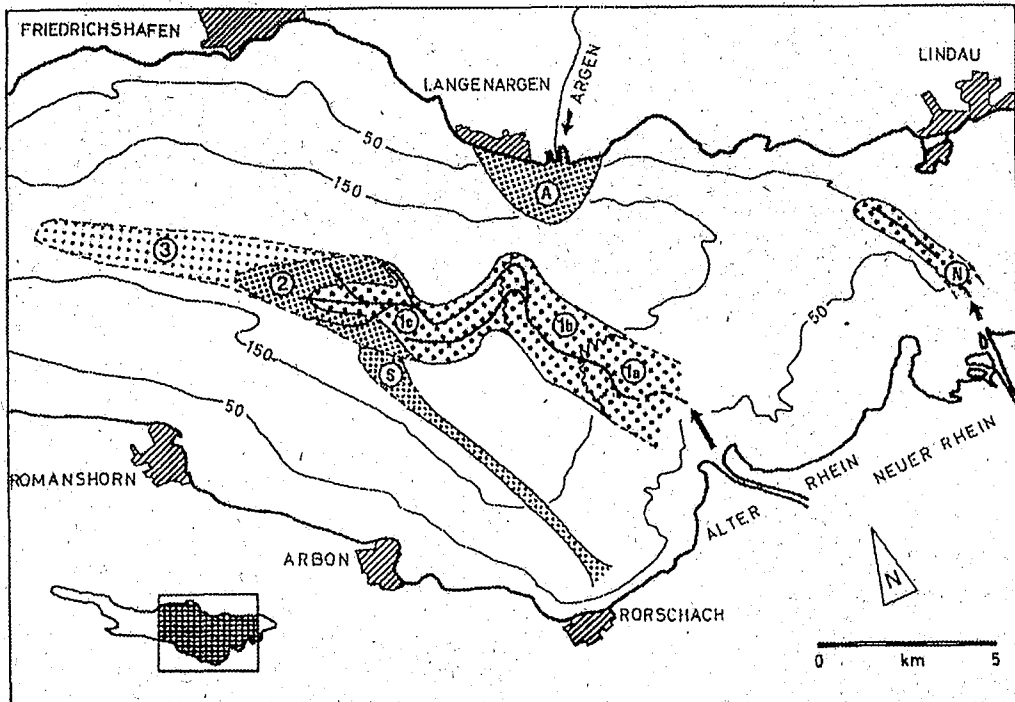


Abb. 10: Sedimentfächer-Zonierung im Bodensee (aus SCHRÖDER & NIESSEN, 1988)

Zonen 1-3: jüngster Schüttungsfächer des Alten Rheins

1 Innerer Schüttungsfächer (1a: Canyonbereich, 1b: Bereich stark ausgeprägter Rinnen,

1c: Bereich schwach ausgeprägter Rinnen) 2 Mittlerer Schüttungsfächer

3 Äußerer Schüttungsfächer

Zone N: Sedimentschüttungen des Neuen Rheins

Zone A: Sedimentschüttungen der Argen

Zone S: Sedimentschüttungen einer Rutschung

inaktiven Rinnenstrukturen eine Sedimentbedeckung, bzw. auch eine Überlagerung verschieden alter Rinnengenerationen. Zum Becken hin nimmt die Eintiefung der Rinnen rasch ab und auch die Levee-Sedimente sind deutlich geringmächtiger. Im distalen Bereich schließlich sind keine Levee-Sedimente mehr erkennbar und die Rinnen selbst sind nur noch als Einkerbung in einer zumeist schallharten Sedimentoberfläche erkennbar. Die Zonen der Canyons und Rinnen bilden gemeinsam den inneren Schüttungsfächer der Rheinturbidite (Abb. 10).

Etwas unterhalb der 200 m Tiefenlinie werden die Levee-Sedimente von einer Zone schallharter Sedimente flankiert, dem mittleren Schüttungsfächer. In Verlängerung des Rinnenbereichs erstreckt sich dieser Sedimenttyp auch in Richtung Profundal. Zum Beckentiefsten hin verzahnen sich die Turbidit-Sedimente zunehmend mit gut geschichteten pelagischen Beckensedimenten. Diese Mischungszone zwischen pelagischer und turbiditischer Sedimentation wird als äußerer Schüttungsfächer bezeichnet. Sie ist charakterisiert durch transparente Sedimentstrukturen mit erkennbaren turbiditischen Einschaltungen.

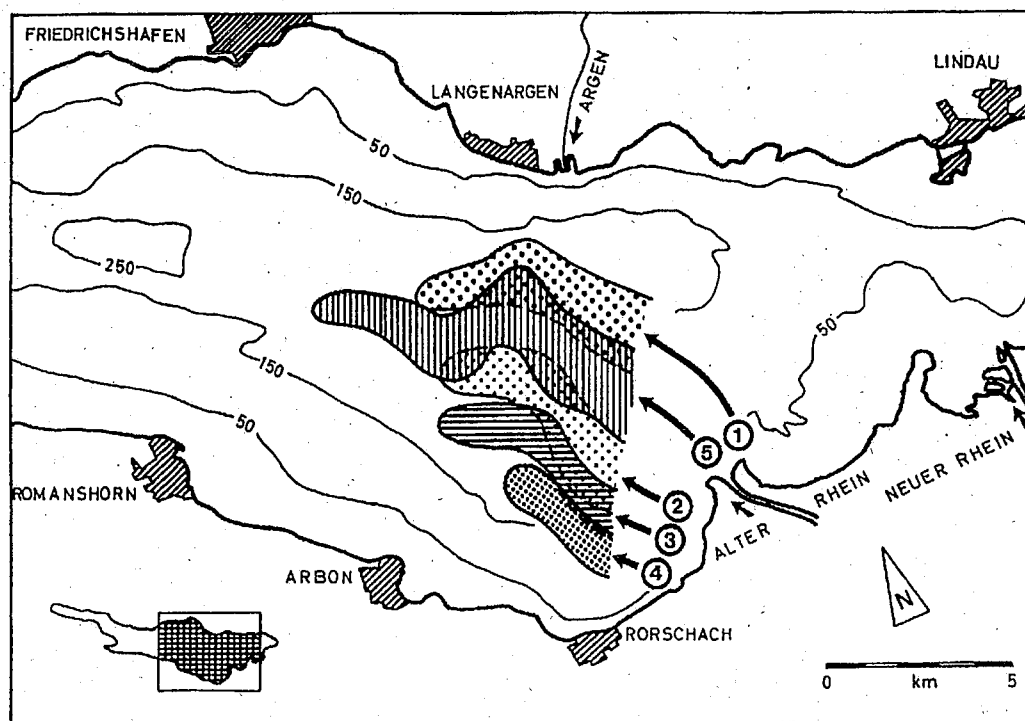


Abb. 11: Schüttungsfächeraufbau des Rheins vor 1900 (aus SCHRÖDER & NIESSEN, 1988)

1 = Ältestes Rinnensystem 5 = Jüngstes Rinnensystem

Im Bereich des äußeren Schüttungsfächer ist eine deutliche Tendenz zur Verfüllung des Obersee-Beckens anhand der ebenen Sedimentoberfläche erkennbar.

Im Beckenbereich außerhalb der Schüttungszonen des Rheins finden sich gut geschichtete, transparente Beckensedimente, die eine vorgegebene Beckenmorphologie nachzeichnen.

Trübeströme bewirken einen kanalisierten Transport gröberen Materials vom Deltabereich zum Beckenzentrum. Das direkte Nebeneinander von erosiven Kräften in den Rinnen selbst und der Sedimentation auf den Rinnenflanken führt zu einer starken Fazieszonierung rechtwinklig zum Rinnenverlauf. Hinzu kommt eine Differenzierung in Richtung der Rinne von der proximalen Turbiditquelle zur distalen Turbiditfront.

Die beobachtete Zonierung der Turbiditkörper des Alten Rheins zeigt Parallelen zu Flußablagerungen im marinen Bereich.

Die untersuchten Flußsysteme (z. B. Rhone, Mississippi, Indus) übertreffen den Alpenrhein an Größe und Sediment-Transportkraft um ein Vielfaches. Entsprechend sind Ausdehnung und Mächtigkeit ihrer Sedimenkörper viel größer; sie lassen sich jedoch bezüglich ihres strukturellen Aufbaus mit den Rheinablagerungen im Bodensee vergleichen. Dies unterstreicht den Modellcharakter der Seen für sedimentologische Prozesse (vgl. HSÜ & KELTS, 1985).

Neben der großen Bedeutung der Trübestrome für den Sedimenttransport und die Sedimentverteilung im Obersee wirkt sich ihr Vorkommen auch auf das limnologische Geschehen im Wasserkörper aus, z. B. durch Eintrag von Sauerstoff in das tiefere Hypolimnion (LAMBERT, KELTS & ZIMMERMANN, 1984).

Die heutigen Oberflächensediment-Strukturen im Bereich des Sedimentfächers des Alten Rheins dokumentieren die jüngste Sedimentationsphase vor der Verlegung des Rheins um 1900.

In den Sedimentechotoprofilen dieser Zone sind auch ältere Relikte früherer Schüttungsstrukturen des Rheins in tieferen Sedimentschichten erhalten und teilweise noch gut erkennbar (Abb. 11). Anhand von Tiefenlage, Überlappung und Sedimentverfüllung der älteren Sedimentstrukturen läßt sich auf eine mehrfache Verlagerung der Rheinmündung im Laufe des jüngeren Holozäns schließen.

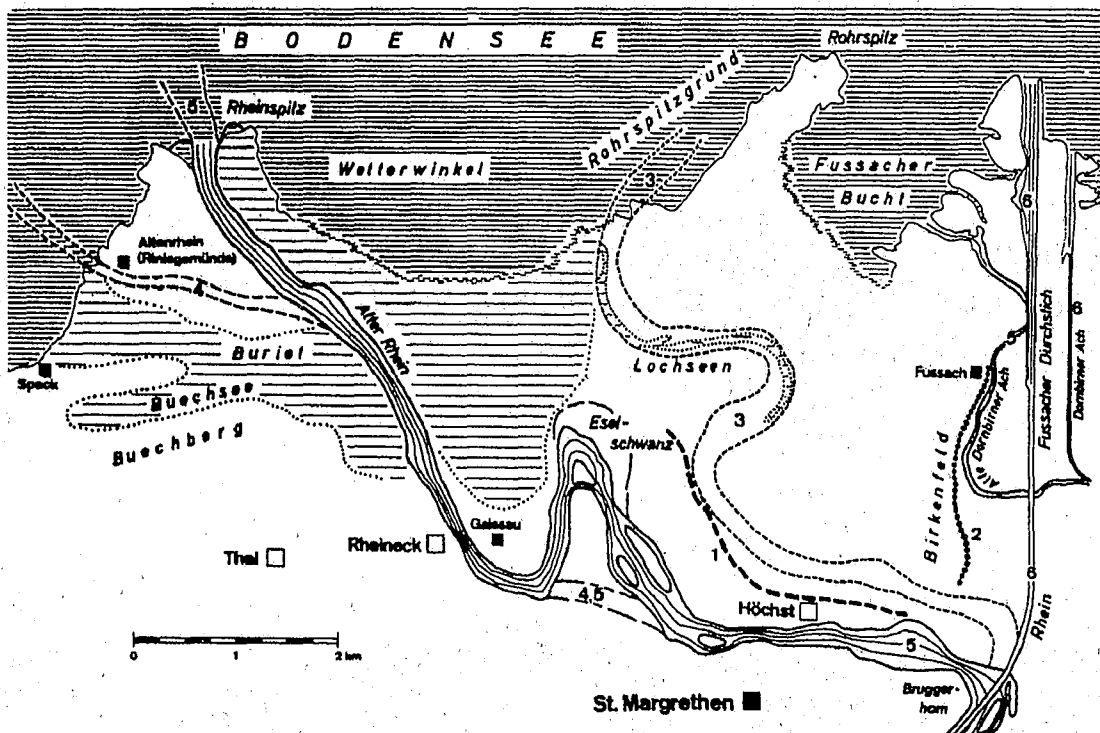


Abb. 12: Mündungsverläufe des Rheins (nach HANTKE 1979)

Die Karte zeigt eine natürliche Mündungsverlegung des Rheins von der Fussacher Buchl (vorrömische Zeit) bis in die Rorschacher Buchl westlich des Rheinspitzes (9tes Jahrhundert). Erst danach mündete der Rhein in den bis 1900 aktiven Mündungsbereich am Rheinspitz.

Nördlich des jüngsten Rinnenverlaufs sind unter wenigen Metern Sedimentbedeckung ältere Rinnen- und Levee-Strukturen erkennbar. Diese Sedimentstrukturen lassen sich bis in den Beckenbereich südlich von Langenargen

verfolgen. Teilweise wird das ältere Rinnensystem vom jüngsten Rinnensystem überdeckt.

Drei weitere alte Rinnen befinden sich südlich des jüngsten Rinnensystems unter teilweise höherer Sedimentbedeckung. Auch hier ist eine Überlagerung verschieden alter Rheinsedimente erkennbar.

Aus Lage und Sedimentbedeckung der Rinnen- und Levee-Strukturen läßt sich eine relative Alterseinstufung vornehmen und daraus auf die Lage der Rheinmündung während des jüngeren Holozäns schließen. Vergleicht man die Rinnen 1 bis 4, so zeigt sich, daß die älteste Rinne im Norden liegt und nach Süden hin jeweils jüngere Ablagerungen folgen in der Abfolge 1, 2, 3 und 4. Daraus läßt sich eine Verlagerung der Rheinmündung von Nord nach Süd rekonstruieren, der schließlich eine erneute Verlagerung nach Norden zur jüngsten Rinne 5 folgte.

HANTKE (1979) rekonstruiert verschieden alte Mündungsbereiche anhand von historischen Belegen und archäologischen Funden (Abb. 12). Danach zeigt sich ebenfalls eine Nord-Süd-Verlagerung der Rheinmündungen. Der bis 1900 aktive Rheinverlauf ist wahrscheinlich erst nach dem 9ten Jahrhundert entstanden.

Der Mündungsverlauf des Rheins hat sich während des jüngeren Holozäns mehrfach geändert. Es ist anzunehmen, daß jeweils nur ein Canyon- bzw. Rinnen-System zu einem bestimmten Zeitraum über längere Zeit aktiv gewesen ist.

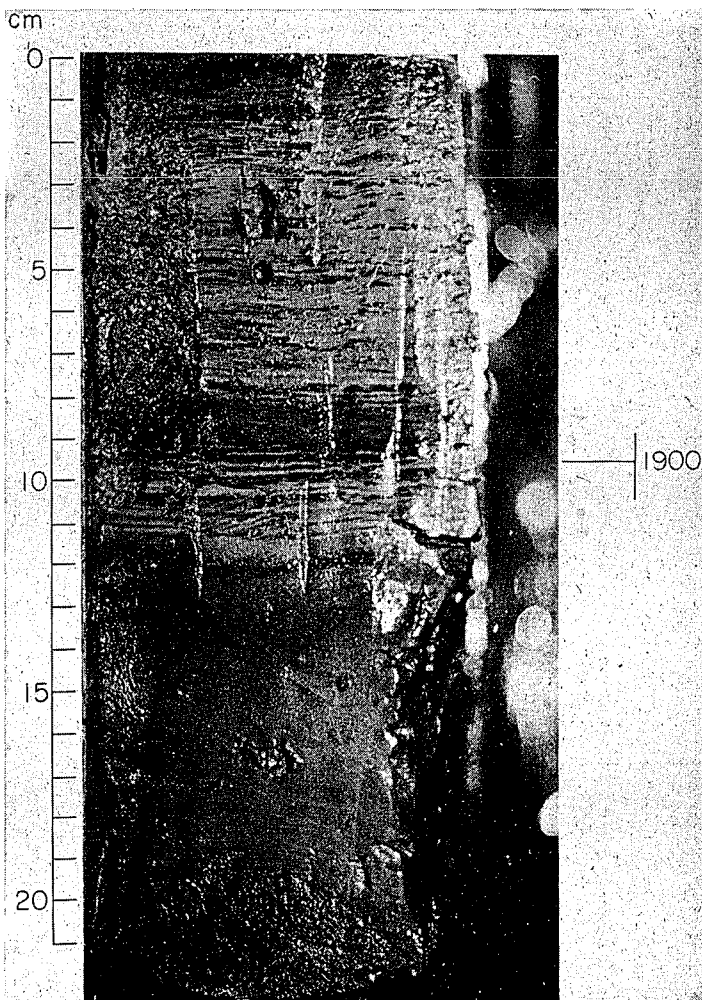


Abb. 13 : Sedimentkern aus dem zentralen Bodensee mit erkennbarem "Rheinschnitt"

3.2. Spuren der Rheinverlegung

Seit der Rheinverlegung von 1900 mündet der Neue Rhein (= heutiger Alpenrhein) im Bereich der Fussacher Bucht. Diese Mündungsveränderung wirkt sich auch auf die Sedimentverteilung im Obersee aus. In vielen Sedimentproben aus dem östlichen Bodensee- Obersee ist der sogenannte "Rheinschnitt" durch einen markanten Sedimentwechsel erkennbar (Abb. 13).

Während die Sedimente vor der Rheinverlegung zahlreiche sandige Einschaltungen turbiditischer Sedimente zeigen, sind die Spuren der letzten 90 Jahre weniger spektakulär: feingeschichtete Lagen mit geringen Anteilen größerer Korngrößen herrschen vor. Im oberen Bereich der Sedimente treten zunehmend dunklere, an organischem Material reiche

Ablagerungen auf, die aus der Eutrophierungsphase des Bodensees stammen.

Neben der Flußverlegung haben auch die Unterlaufbegradigung des Neuen Rheins vom Abzweig des Alten Rheins abwärts bis zur Fussacher Bucht und wasserbauliche Maßnahmen (Stauhaltungen, Verbauungen) im Oberlauf des Alpenrheins einen Einfluß auf den Sedimenttransport in den Bodensee.

Nach der Rheinregulierung 1900 kam es insbesondere in der Bregenzer Bucht zu gravierenden Veränderungen des Sedimentationsverhaltens (vgl. FÖRSTNER et al, 1968), die sich auch im sedimentologisch-mineralogischen Inventar dieses Gebietes widerspiegeln (ZEH, 1986).

So zeigt z. B. die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente im Bereich der heutigen Rheinmündung im Vergleich zur Umgebung erhöhte Gehalte an Quarz (Abb. 14).

Auch die Korngrößenverteilung der Sedimente zeigt deutlich den Einfluß des Rheins auf die mittleren Sandgehalte in der Bregenzer Bucht (Abb. 15, 16).

ZEH fand im Bereich des Rheindeltas sehr gut bis mäßig sortierte Sande und Sandsilte, die zum Schweb der Bregenzer Bucht hin in schlecht sortierte tonige Silte und Tonsilte übergehen.

ZEH deutet die gute Sortierung der Flachwassersedimente als Ergebnis der Auswaschung von Feinanteilen. Die schlechte Sortierung von Schwebesedimenten und Teilen der Deltasedimente wird als Effekt einer Mischprobenentnahme interpretiert (Abb. 17).

VUYNOVICH und MÜLLER (1986) untersuchten die geochemische Zusammensetzung der Sedimente in der Bregenzer Bucht. Hierbei zeigte sich ein insgesamt geringer Anteil an anthropogen eingebrachten Schwermetallen mit Anreicherungen in der Tonfraktion. Die mäßig angereicherten Kupferanteile im

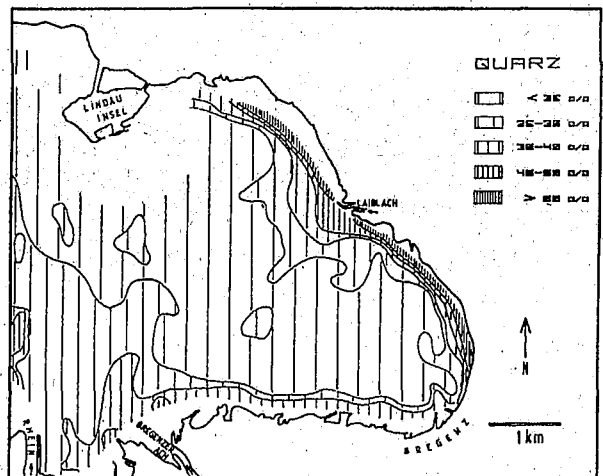


Abb. 14: Prozentuale Quarzgehalte in den Oberflächensedimenten der Bregenzer Bucht (aus ZEH, 1986)

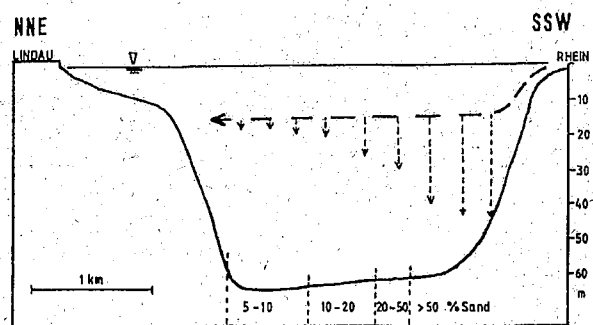


Abb. 15: Profil zwischen Lindau und Rheinmündung. Die Einschichtung des Rheins und die Sandgehalte der Sedimente sind schematisch dargestellt (aus ZEH, 1986)

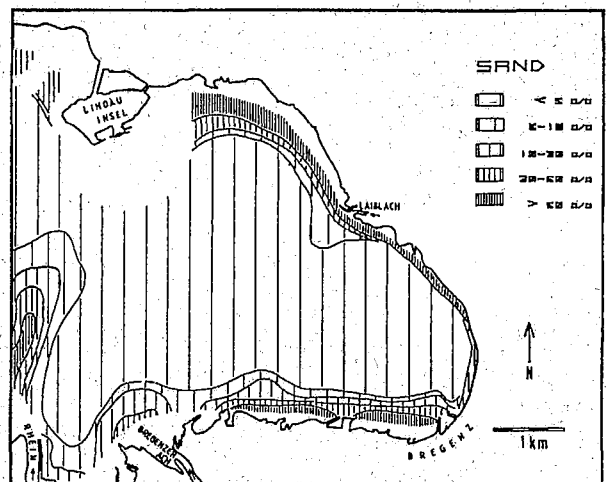
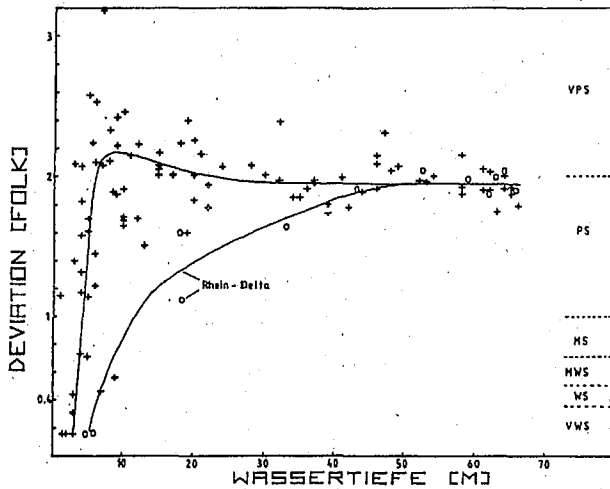


Abb. 16: Zungenförmiges Vorstossen der Sandschüttungen des Rheindeltas (aus ZEH, 1986)



vws = very well sorted,
ws = well sorted,
mws = moderately well sorted,
ms = moderately sorted,
ps = poorly sorted,
vps = very poorly sorted)

Abb. 17: Standard-Abweichung der Korngrößenverteilungen in Abhängigkeit von der Wassertiefe (aus ZEH, 1986)

Bereich des Rheindeltas zeigen eine zungenförmige Verteilung nach Nordosten (Abb. 18). VUYNOVICH und MÜLLER leiten daraus für die Bregenzer Bucht besondere Strömungsbedingungen ab.

Das Gebiet um die Mündung des Neuen Rheins ist wie auch die gesamte Bregenzer Bucht seismisch nicht transparent. Grobe Korngrößen im Deltabereich des Rheins wie auch gashaltige Sedimente verhindern hier eine Auflösung der Sedimentstrukturen. Die Informationen über den unterseeischen Verlauf des Neuen Rheins und sein Sedimentationsverhalten beschränken sich daher auf Oberflächenstrukturen. Im Bereich südwestlich Lindau sind rinnen- und leveeähnliche Strukturen angedeutet, die möglicherweise den Beginn eines neuen Sedimentfächers anzeigen. Tiefeingeschnittene Canyons, wie sie im Rheinspitzgebiet anzutreffen sind, fehlen jedoch. Die Sedimentation des Neuen Rheins befindet sich offensichtlich noch im Stadium einer progradierenden

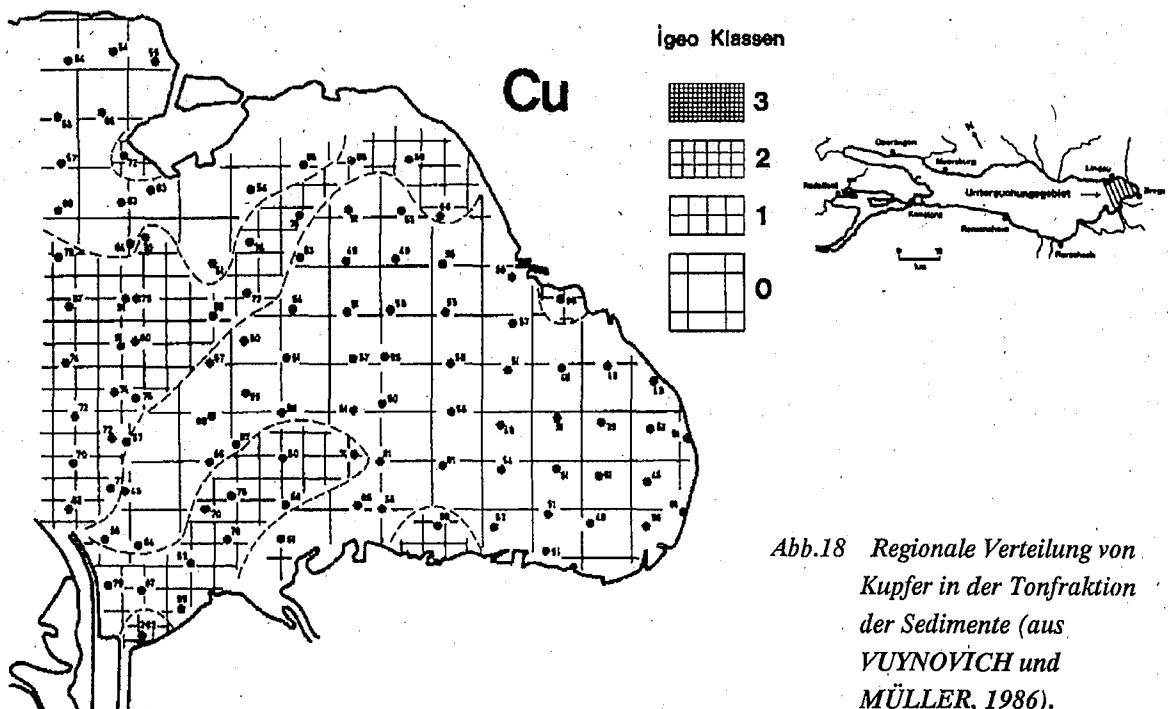


Abb.18 Regionale Verteilung von Kupfer in der Tonfraktion der Sedimente (aus VUYNOVICH und MÜLLER, 1986).

Deltaschüttung wie aus den Untersuchungen der Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas von FÖRSTNER, MÜLLER & REINECK (1968) hervorgeht.

Als Konsequenz der Rheinbaumaßnahmen konzentrieren sich die größeren Sedimente im Bereich des Deltas, und eine flächenhafte Verteilung bis zum Beckenbereich des Obersees unterbleibt. Dies entspricht wie die Rinnenstrukturen des Alten Rheins belegen nicht der natürlichen Sedimentation des Rheins, sondern stellt eine instabile Phase der Sedimentakkumulation dar.

Nach LAMBERT (1982) ist erst dann mit Rinnenbildung zu rechnen, wenn der Neue Rhein über einen längeren Zeitraum nicht mehr durch Baumaßnahmen beeinflusst wird.

4. Seebodenmorphologie im östlichen Bodensee - Obersee

Nach den Ergebnissen der Sedimentechographie waren die meisten Informationen über die Sedimentationsdynamik vor und nach dem Fussacher Durchstich in drei Teilgebieten des östlichen Obersees zu erwarten:

- im Gebiet nordwestlich der Alten Rheinmündung
- im Gebiet nordöstlich der Alten Rheinmündung
- im Gebiet nordöstlich der Neuen Rheinmündung.

Dementsprechend wurde eine flächendeckende Kartierung des Seebodens mittels Sidescan-Sonar durchgeführt (Abb. 19).

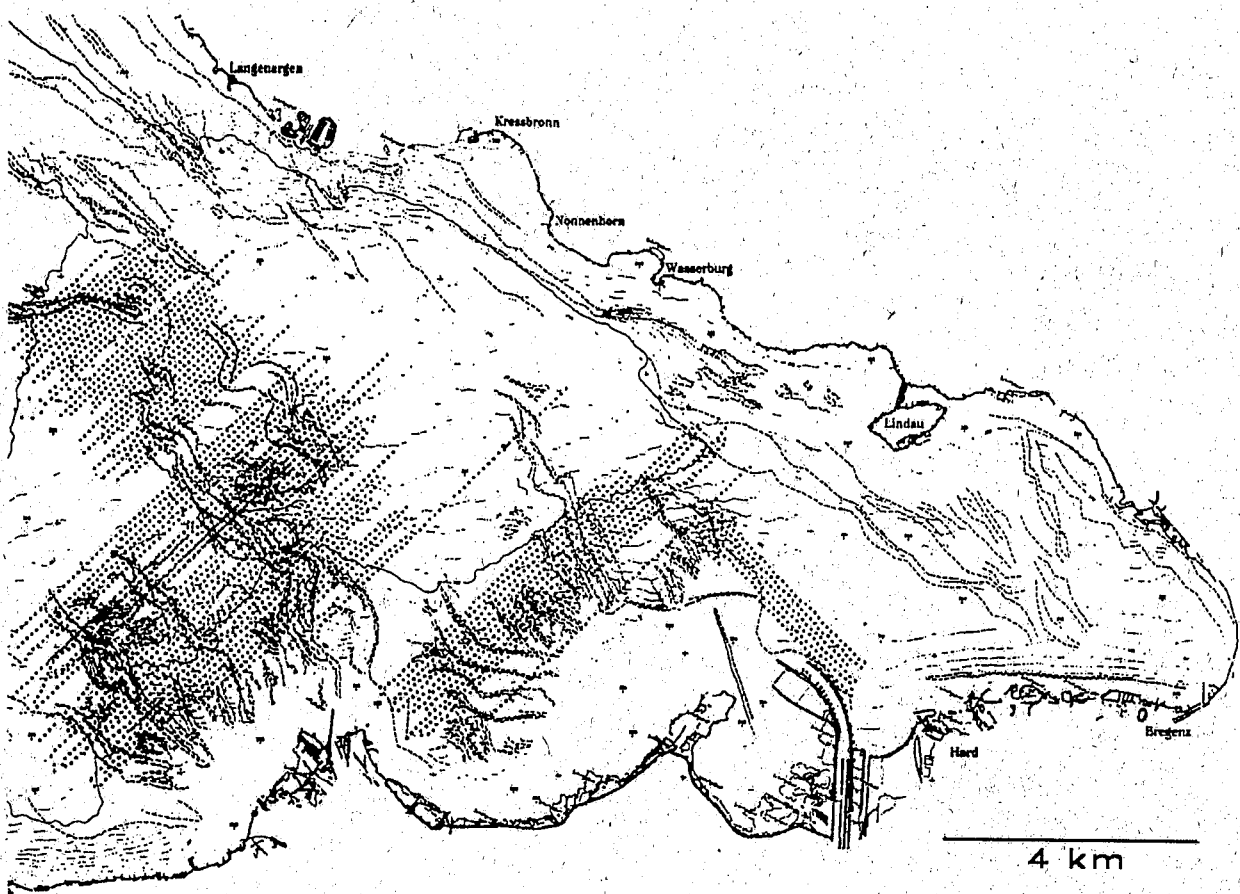


Abb. 19: Lage der Sidescan-Sonar Profile im östlichen Bodensee-Obersee (Kampagne 1991)

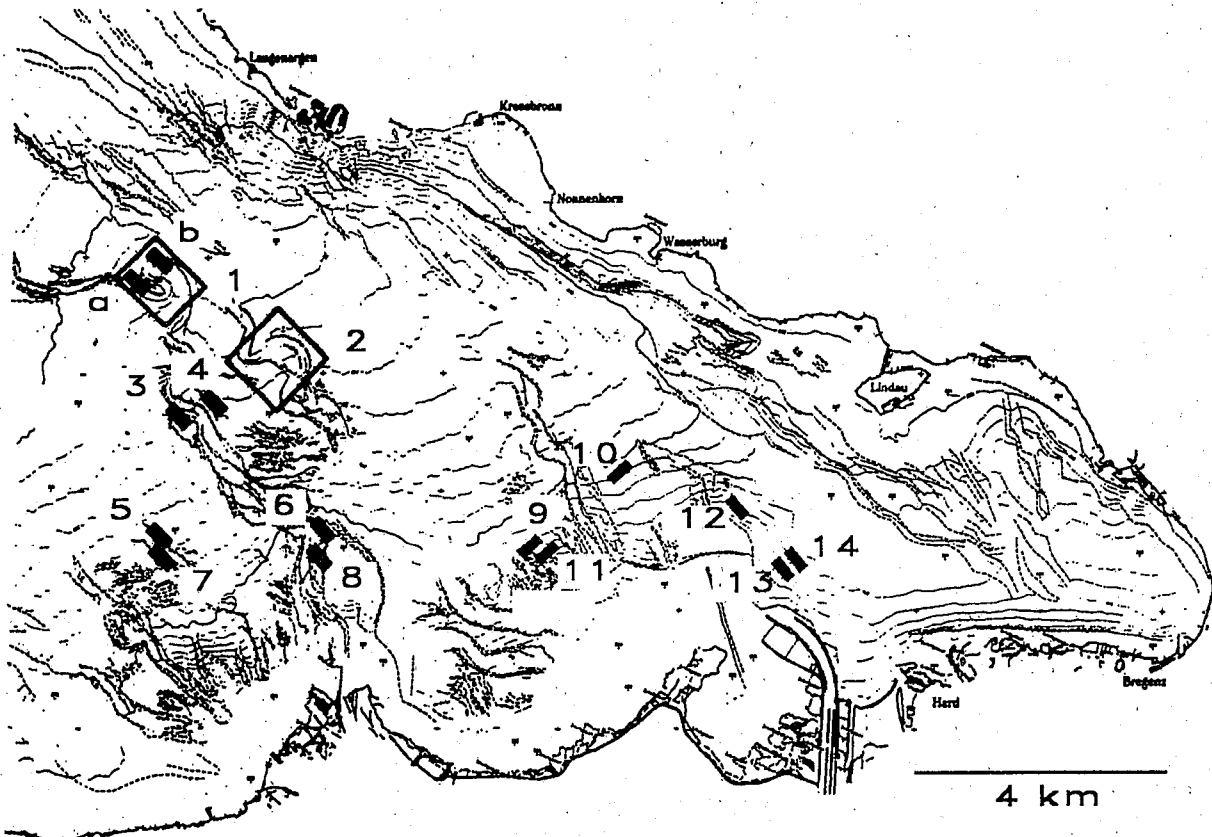


Abb. 20: Lage der Detailausschnitte (die Nummern markieren die jeweiligen Bilder auf die im Text Bezug genommen wird)

Im folgenden werden die 3 Kartiergebiete anhand einiger typischer Beispiele beschrieben. Die abgebildeten 100 kHz Sidescan-Sonaraufnahmen sind fotografisch verkleinerte montierte Flächen der Sidescan-Schreiberaufzeichnungen, die als Originale im Maßstab 1:730 vorliegen.

4.1. Das Rinnensystem im Nordwesten des Alten Rhein

Das Strukturinventar vor der Alten Rheinmündung und in den angrenzenden seewärtigen Bereichen belegt die bewegte sedimentologische Geschichte dieses Gebietes. Die vorgefundenen Strukturen sind sowohl das Ergebnis starker lateraler Sedimenttransporte in Form von Trübeströmen als auch einer Flußgeographie mit großem Lockermaterialeinzugsgebiet.

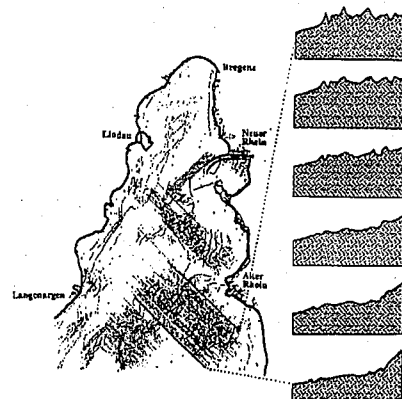


Abb. 21: Seegrundmorphologie nordwestlich der Alten Rheinmündung



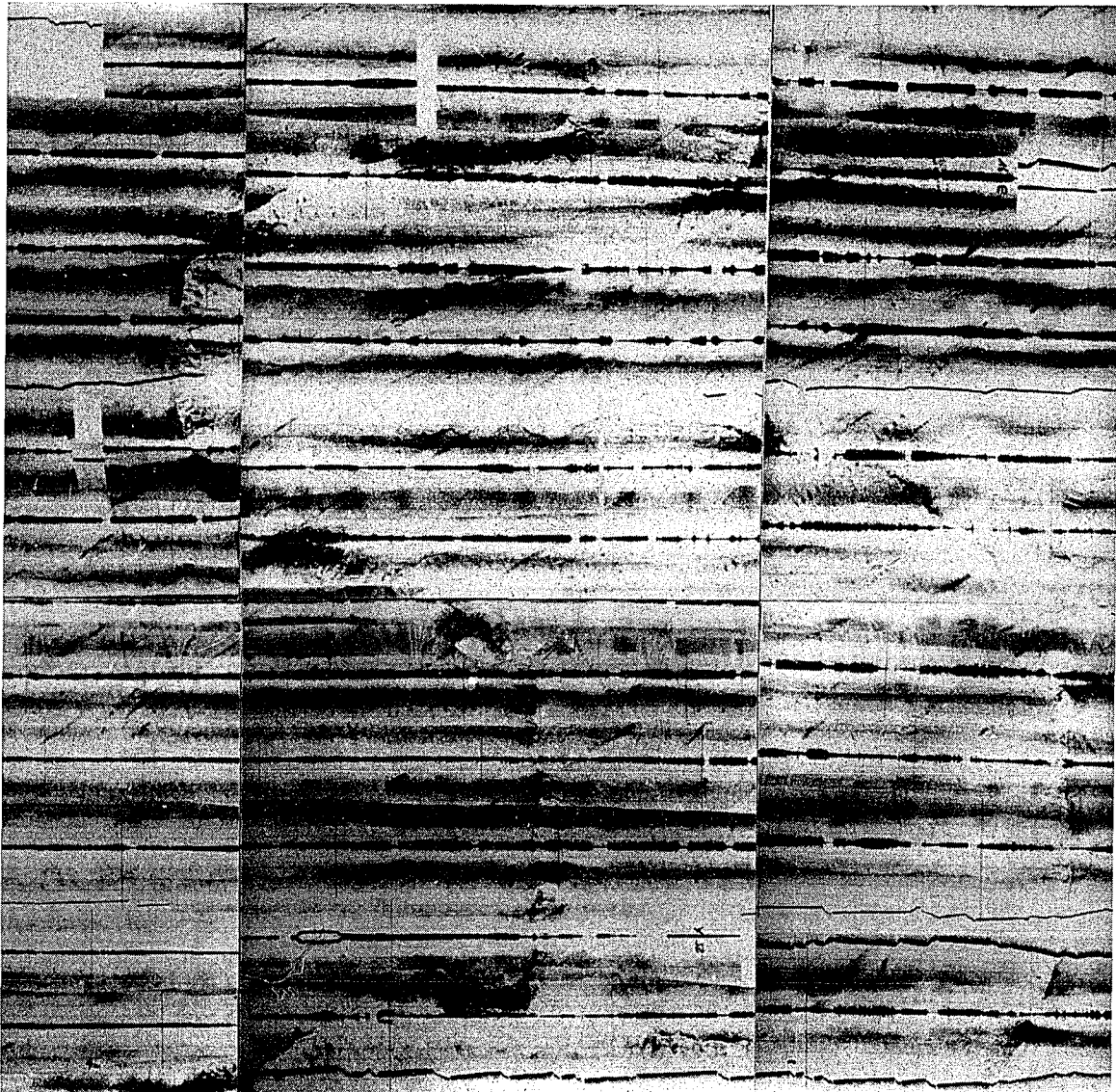
Abb. 22: Mäander in 170 m Wassertiefe (Detail 1 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 1200m x 1000m



Abb. 22 a: Sohlmarken.
Flächenausschnitt: 150m x 100m



Abb. 22 b: Konkave Hangform.
Flächenausschnitt: 150m x 100m



*Abb. 23: Bogenförmige Rinne der älteren Generation in 150 m Wassertiefe
(Detail 2 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 1500 x 1450 m*

Abb. 22 zeigt das durch Canyon- und Rinneneinschnitte geprägte Relief des Seegrundes. Die Tiefe der Einschnitte des Alten Rhein ist in Nähe der Mündung naturgemäß am größten und kann dort bis zu 60 m betragen. Zum Seebecken hin verliert sich das starke Relief und ist bald nur noch in Form flacher Rinnen mit wenigen Metern Eindringung zu beobachten.

Abb. 16 zeigt eine größere Seebodenstruktur in ca. 16 km Entfernung vom Mündungsgebiet des Alten Rhein. Sie gehört zum jüngsten Rinnensystem des Alten Rhein und hat die Form einer mäandrierenden Rinne. Dieser Rinnenabschnitt erinnert sehr an eine durch geringes Gefälle charakterisierte Flußlandschaft.

Auch im Detail zeigen sich Parallelen zum subaerischen Flußmäander. Abb. 22a zeigt Marken vom Boden der Rinne, die longitudinalen Strömungsrippeln ähneln. Mit einer Größe von mehr als 20 m handelt es sich um Megarippeln. In Flüssen und im Gezeitenbereich entstehen solche Strukturen bei mäßiger Strömungsgeschwindigkeit und sandigem Material.

Die Berandung der Rinne weist ebenfalls Ähnlichkeiten zu Flußmorphologien auf. Die in Abb 22b gezeigte konkave Hangform ist typisch für den gesamten Bereich der



Abb. 24: Rinnenwand in 150 m Wassertiefe
(Detail 3 in Abb. 20)
Flächenausschnitt: 180m x 120m

jüngsten Rinne des Alten Rhein im östlichen Bodensee-Obersee. Sie läßt sich als erosive Prallhangerscheinung deuten.

Die z. T. kegelartig ausgeformten Hangfüße sind ein Indiz für lokale Rutschungen an den instabilen, steilen Rinnenflanken der Prallhänge.

Etwa 2,5 km südlich des Mäanderbogens tritt eine ähnliche, aber schwächer ausgeprägte Struktur am Seegrund auf (Abb. 23).

Wie aus den sedimentechographischen Untersuchungen hervorgeht, handelt es sich hierbei um einen Teil des älteren

Rinnensystems des Alten Rhein (vgl. Abb. 8

und 11). Das Strukturinventar ist insgesamt etwas ausgeglichener und verwaschener; gleichwohl sind auch hier die geschwungene Rinnenberandung wie auch die konkaven Hangformen noch gut erhalten. Strömungsindikatoren am Rinnengrund sind hingegen kaum mehr auszumachen. Dieser Umstand ist weiter nicht verwunderlich bei einem Innensystem, das vermutlich schon seit dem Mittelalter nicht mehr aktiv war und allmählich von jüngeren Sedimenten überdeckt wird. Weiter südlich im Bereich des jüngeren Rinnensystems zeigen die Rinnenflanken ähnliche Phänomene wie imunterseeischen Mäander (Abb. 24). Die Rinnenwand ist hier stark gegliedert und zeigt fächerförmige Strukturen, die auf Rutschvorgänge hindeuten.



Abb. 25: Zerfürchter Rinnenbogen in 100 m Wassertiefe (Detail 6 in Abb. 20)
Flächenausschnitt: 400m x 300m



Abb. 26: Furchen an einer Rinnenflanke in 150 m Wassertiefe
(Detail 8 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 90m x 70m

Abb. 25 zeigt einen 300 m großen Rinnenbogen des jüngeren Rinnensystems des Alten Rhein, der starke Zerfurchungen aufweist. Die Furchen sind geradlinig und zeigen scharfe Grate. Inwieweit Furchen und konkave Rinnenberandungen ursächlich zusammenhängen bedarf noch einer näheren Untersuchung. Die Entstehung des Reliefs ist aber wiederum an turbiditische Transportvorgänge gebunden.

Ein ähnliches Phänomen ist auch in Abb. 26 zu sehen. Hier scheint ein Nebeneinander von Furchen (rechte Hälfte) und konkaven Rutschflächen (linker Bildteil) vorzuliegen.

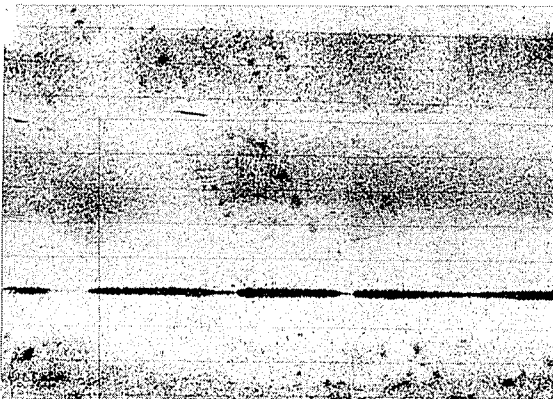


Abb. 27: "Punktreihe" in 150 m Wassertiefe
(Detail 4 in Abb. 20)
Flächenausschnitt: 130m x 90m

Ein weiteres Element der sonographischen Strukturen ist in Abb. 27 zu sehen: perlschnurartige Aufreihungen von Punkten, die über große Distanzen zu verfolgen sind. Kamerabeobachtungen vergleichbarer Strukturen zeigten, daß es sich bei den Punktreihen um trichterartige Vertiefungen handelt, die an geradlinige Furchen gebunden sind (vgl. Abb. 42).

Die geographische Lage der Strukturen steht im Zusammenhang mit tektonischen

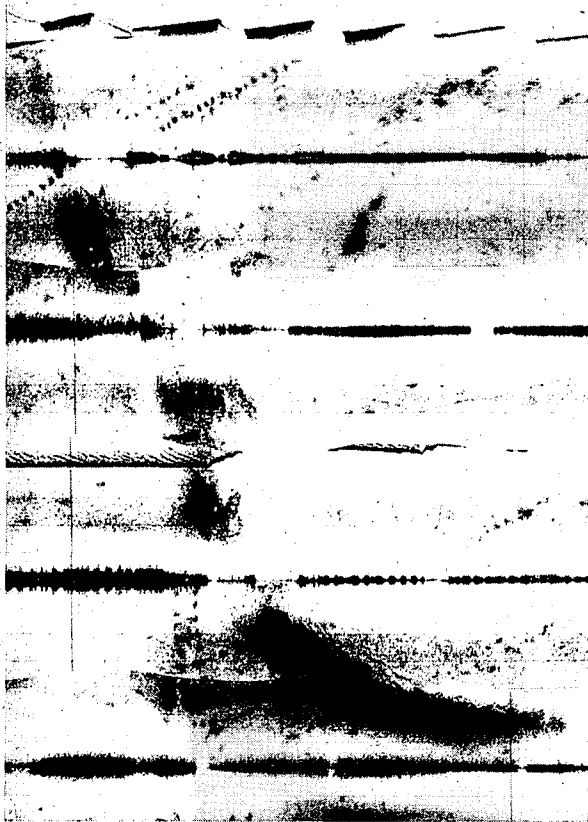


Abb. 28: "Punktreihe" quert Rinnenflanke in 150 m
Wassertiefe (Detail 5 in Abb. 20)
Flächenausschnitt: 300m x 400m

Erscheinungen des tieferen Untergrundes (vgl. Abschnitt 4.4.).

Auch das nächste Detail im Gebiet nordwestlich der Alten Rheinmündung, wo ältere Rinnensysteme des Alten Rhein erhalten sind, zeigt mehrere parallele Reihen von Punkten (Abb. 28). Eine alte Rinnenflanke (erkennbar an der in diesem Fall nur schwach strukturierten dunklen Zone) wird von den Punktreihen quer durchzogen. Daraus ergibt sich die begründete Annahme, daß die Punktlinien keinen genetischen Bezug zu den Rinnensystemen haben können.

Neben den Punktreihen treten auch durchgehende Linienstrukturen auf (Abb. 29). Auffällig ist wiederum, die Geradlinigkeit der Strukturen und ihre Parallelität. Im vorliegenden Fall sind zwei nahezu rechtwinklig zueinander verlaufende Systeme erkennbar (vgl. Abschnitt 4.4.).



Abb. 29: "Punktreihen" und Linien verschiedener Richtungen in 150 m Wassertiefe (Detail 7 in Abb. 20)
Flächenausschnitt: 240m x 160m

4.2. Die Sedimentstrukturen nordöstlich des Alten Rhein

Im Nordwesten der Alten Rheinmündung liegt ein Gebiet älterer Canyons und Rinnensysteme. Es handelt sich hierbei auch um Rinnen, die mindestens seit dem frühern Mittelalter nicht mehr aktiv waren (vgl. HANTKE, 1979). Trotzdem zeigt auch dieses Gebiet ein umfangreiches Formeninventar der Sedimentoberflächen.

Tiefeingeschnittene Canyons (z. T. über 60 m), die nach Nordosten hin allmählich verflachen, charakterisieren dieses Gebiet (Abb. 30).

Wie weiter westlich finden sich auch östlich des Rheinspitz parallele Punktreihen und Linien. Zusätzlich treten in diesem Gebiet auch größere Trichterfelder auf (Abb. 31).

In Abb. 32 ist eine Trichterform mit etwa 15 m Durchmesser zu erkennen. Typisch für diese Oberflächen ist eine zentrale Röhre (in Sidescan-Sonaraufnahmen oft als schwarzer Fleck sichtbar), die sich nach oben zur typischen Trichterform ausweitet. Die Genese solcher Strukturen ist bislang noch ungeklärt. Vermutlich sind unterseeische Gasaustritte für die Trichterentstehung verantwortlich.

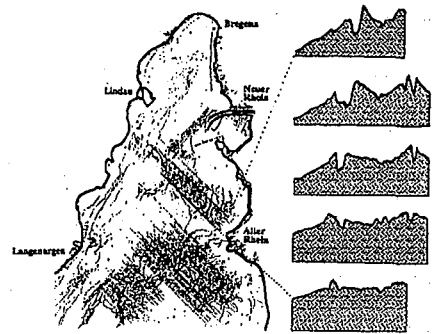


Abb. 30: Seegrundmorphologie nordöstlich der Alten Rheinmündung

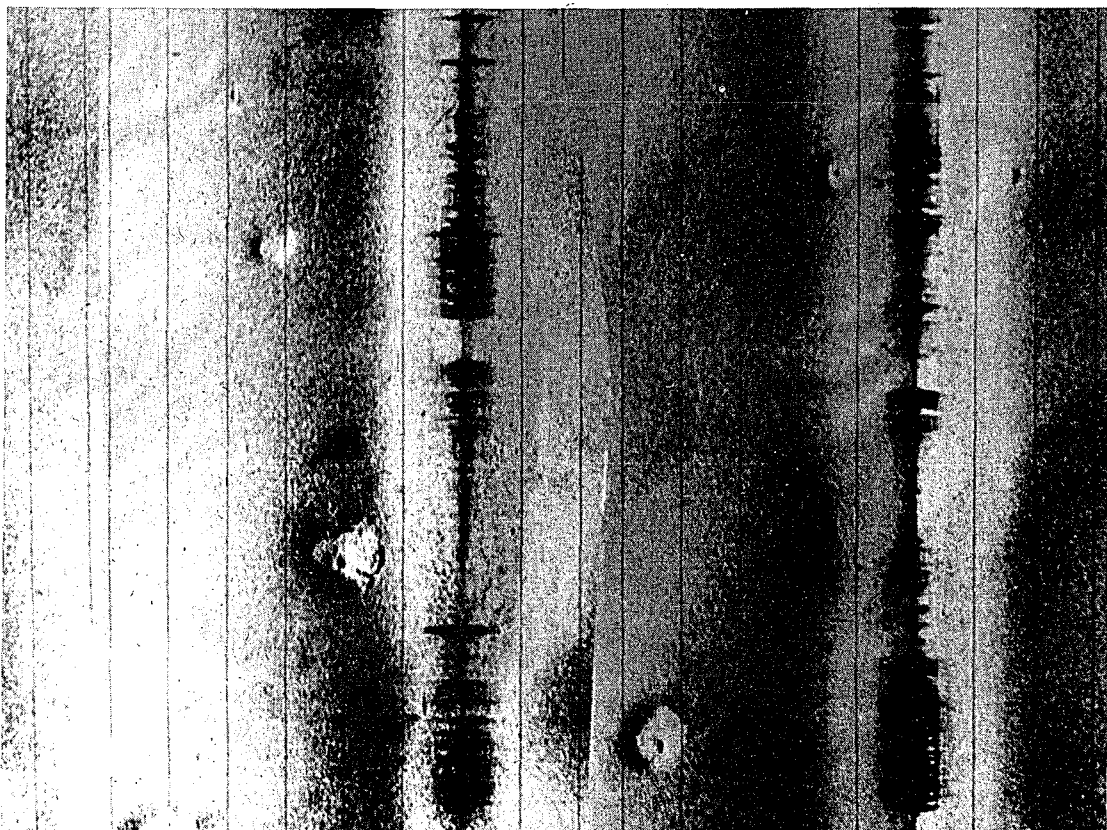


Abb. 31: Trichterfeld in 90 m Wassertiefe (Detail 9 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 180m x 140m

Abb. 33 zeigt eine Bodenstruktur, deren Ausformung an Strömungsmarken erinnert. Als Ursache solcher Erscheinungen kommt ein grundnaher Transport größerer Sedimente in Frage.

Insgesamt zeigt das Gebiet der älteren Canyons und Rinnen große Ähnlichkeit mit den weiter westlich gelegenen jüngeren Formen. Die Kleinstrukturen sind hier jedoch stärker mit jüngeren Sedimenten überdeckt.

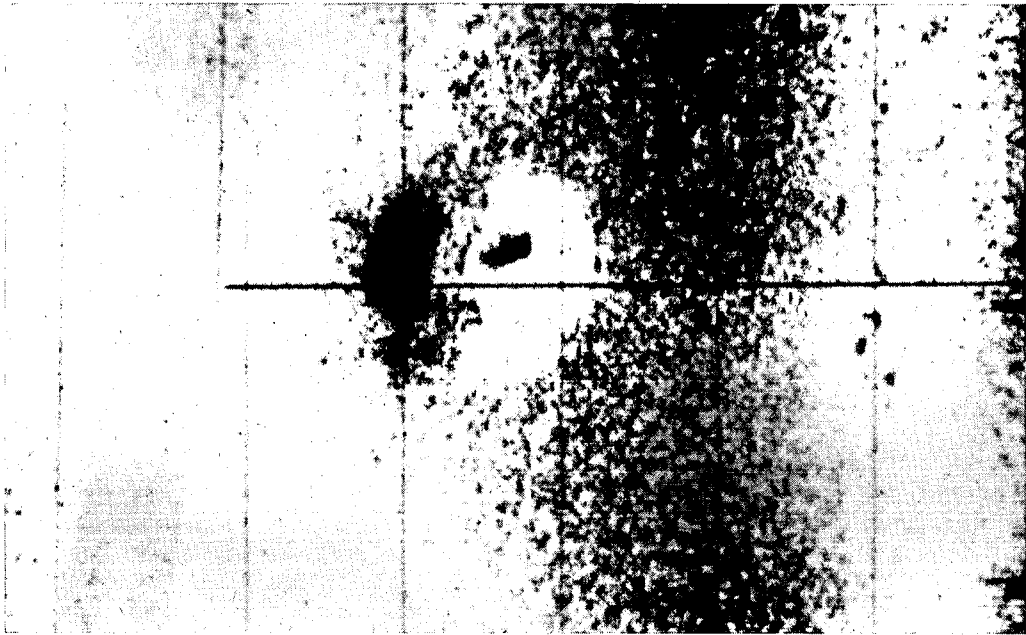


Abb. 32: Großer Trichter in 50 m Wassertiefe (Detail 11 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 50m x 30m

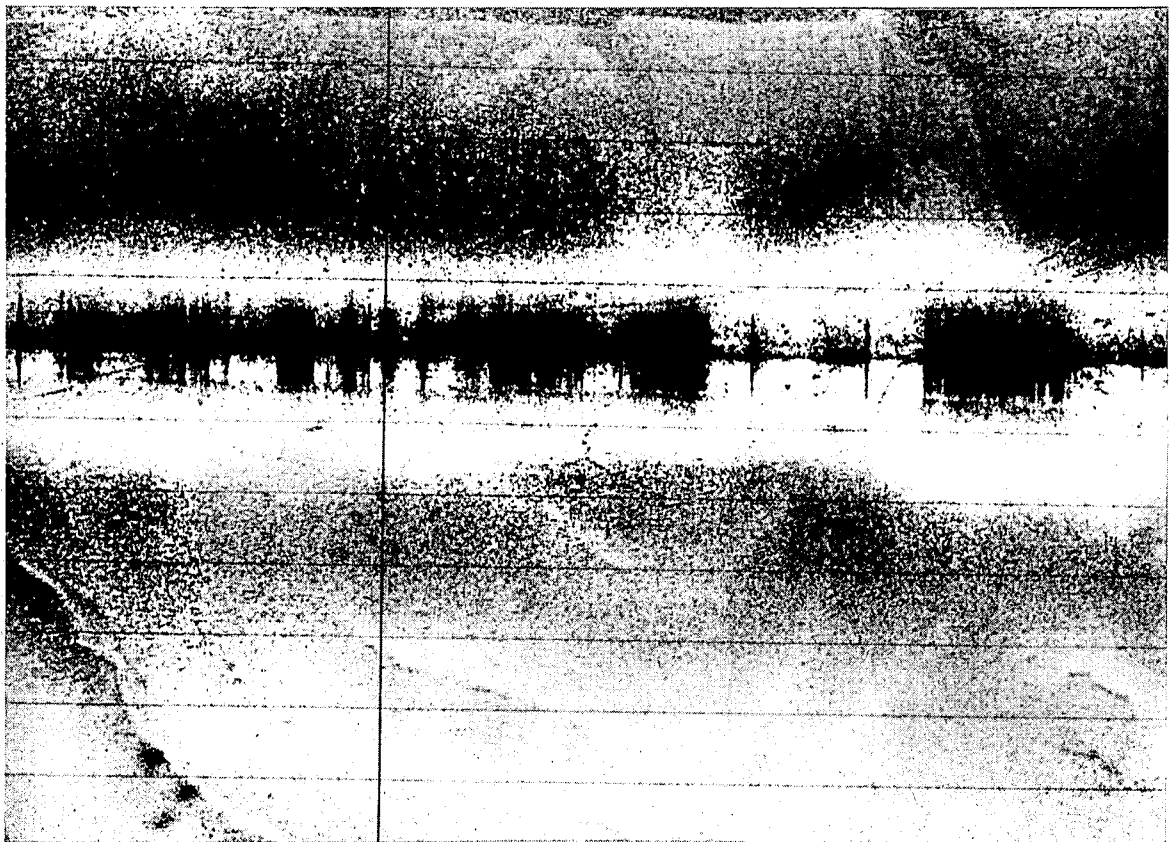


Abb. 33: Bodenmarken in 100 m Wassertiefe (Detail 10 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 300m x 200m

4.3. Die Sedimentstrukturen nordöstlich des Neuen Rhein

Im Gebiet nordöstlich der Neuen Rheinmündung dominieren ausgeglichene Seebodenformen (Abb. 34). Tiefeingeschnittene Canyons und Rinnen fehlen.

Die Oberflächenstrukturen der Sedimente in Nähe der Rheinmündung sind unruhig.

Rippelmarken und Buckelformen deuten auf grobkörnige Schüttungen eines Deltafrontbereichs (Abb. 35). Vereinzelt finden sich Sohlmarken, die auf bodennahen Transport durch Grundströmungen hinweisen (Abb. 36).

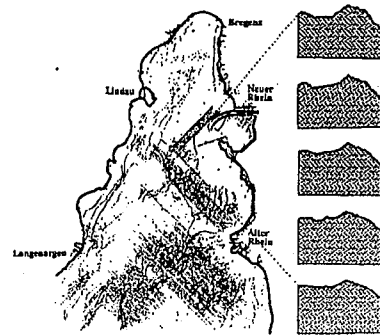


Abb. 35: Seegrundmorphologie nordöstlich der Neuen Rheinmündung

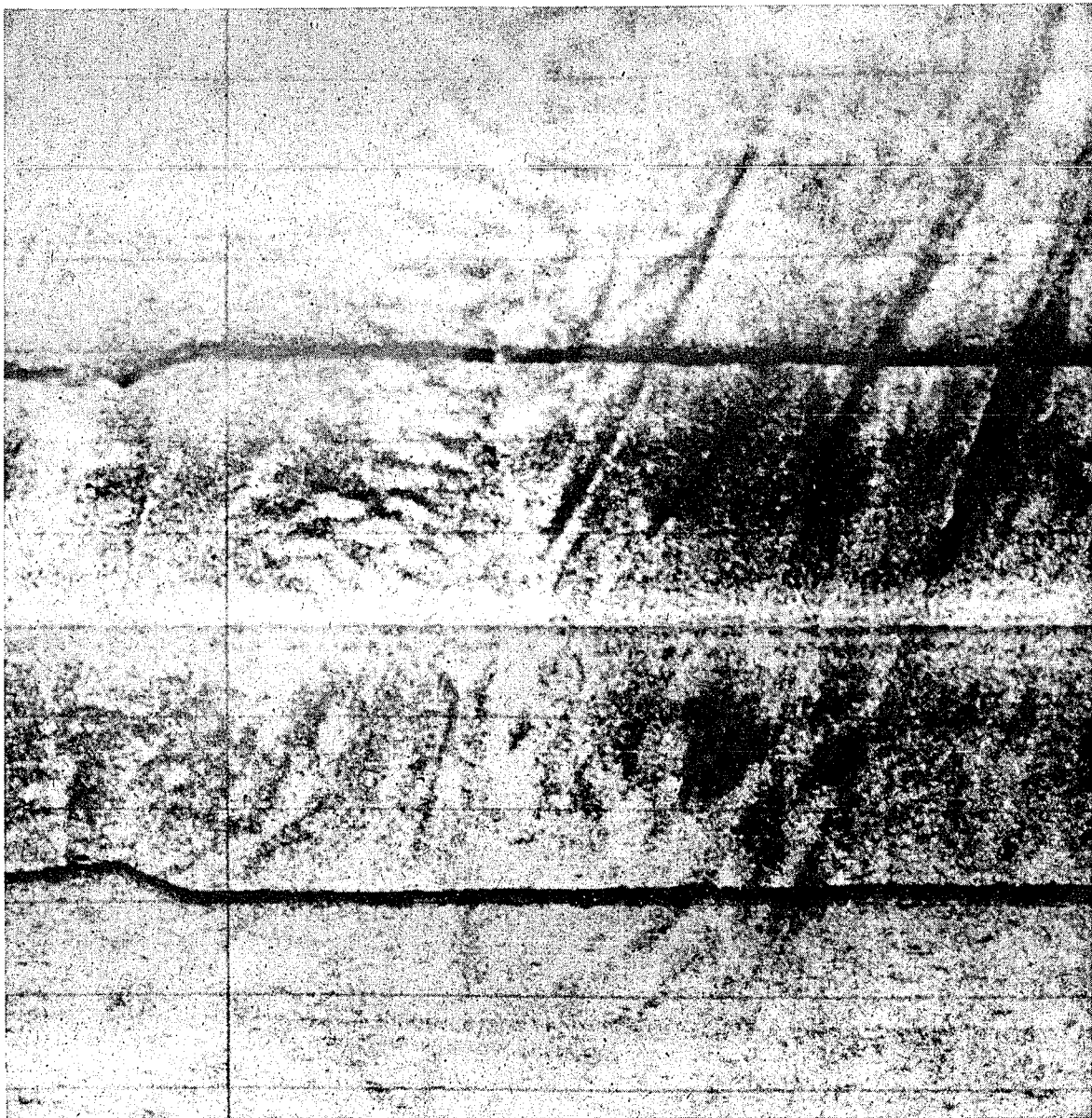


Abb. 34: Rippelmarken und Buckelstrukturen in 40 m Wassertiefe (Detail 12 in Abb. 20)
Flächenausschnitt: 30m x 30m

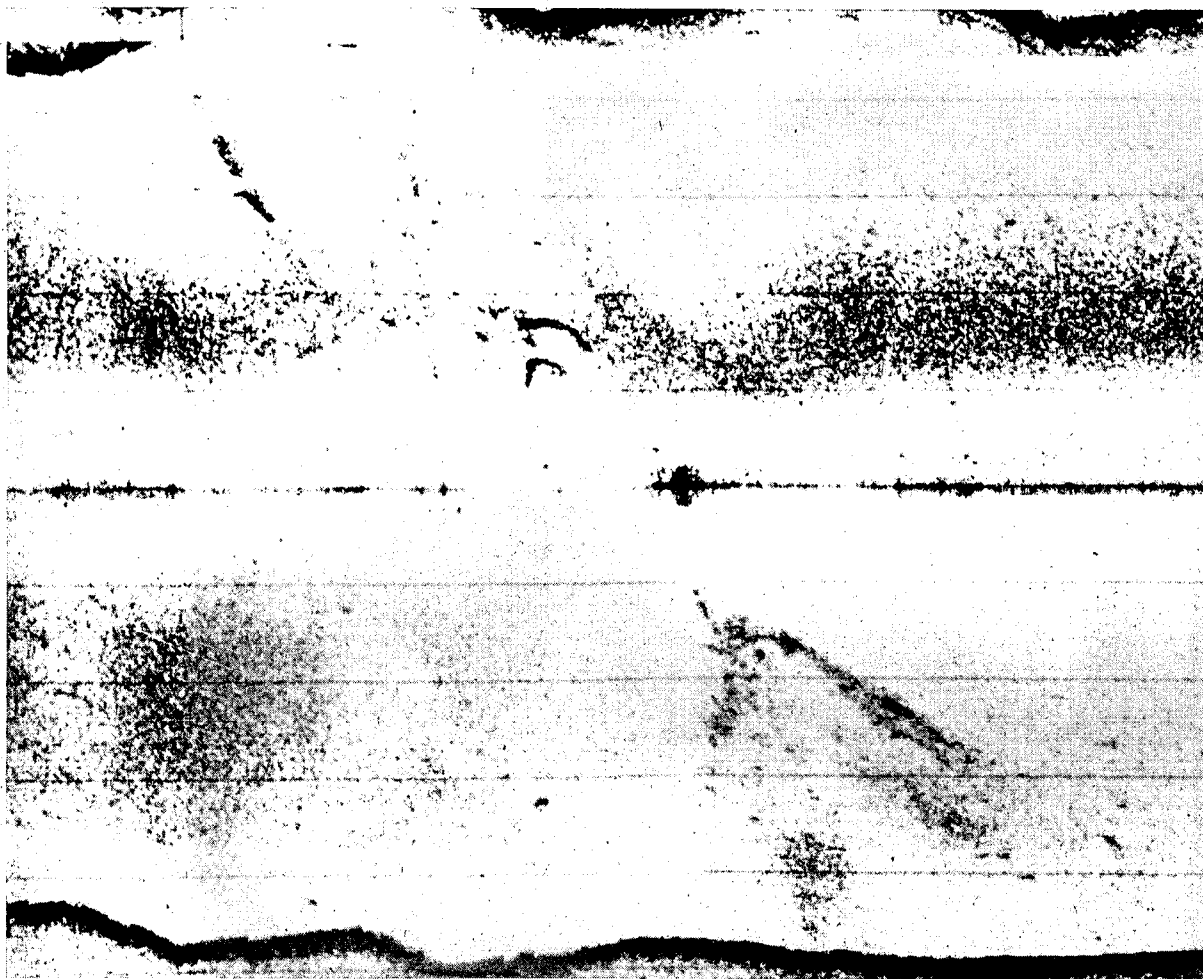


Abb. 36: Sohlmarken in 30 m Wassertiefe (Detail 13 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 80m x 60m



Abb. 37: Flache Rinne (?) in 50 m Wassertiefe (Detail 14 in Abb. 20) Flächenausschnitt: 40m x 35m

Anhaltspunkte für gerichteten Sedimenttransport sind selten und nur schwach ausgebildet (Abb. 37).

In bezug auf Makro- und Mikroinventar zeigt die Umgebung des Neuen Rhein nicht ansatzweise die Vielfalt der natürlich herangereiften Formen des Alten Rhein Gebietes.

Aufgrund der gemachten Beobachtungen kann ein weitreichender Sedimenttransport durch grundnahe Trübestrome für die vergangenen 90 Jahre ausgeschlossen werden.

4.4. Großräumige Oberflächenstrukturen

Betrachtet man die vom 100 kHz Sidescan-Sonar erfassten Linien und Punktreihen großräumig, fällt eine gerichtete Anordnung auf.

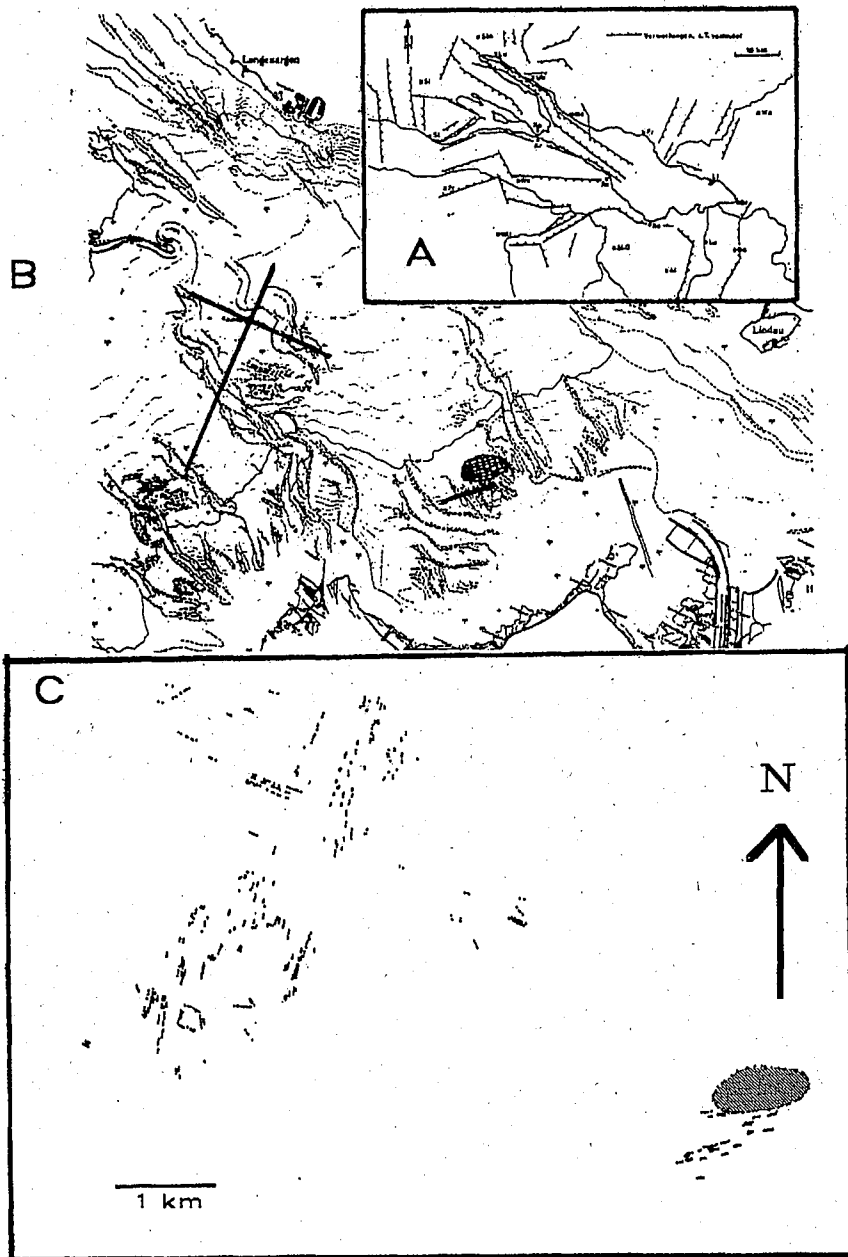


Abb. 38: Linienstrukturen und Punktreihen im Untersuchungsgebiet

Ausschnitt A: Bruchtektonik im Bodenseeraum (nach HEIERLI, 1986)

Ausschnitt B: Beobachtete Hauptrichtungen der Linien und Punkte

Ausschnitt C: Einzelvorkommen der Linien und Punktreihen.

Die Lage des Großtrichterfeldes ist schraffiert dargestellt

Die meisten der über einige Kilometer verfolgbaren Linien verlaufen in den 2 Hauptrichtungen Nordost-Südwest und Nordwest-Südost (Abb. 38). Lediglich die Linien nordöstlich Rheinspitz verlaufen bevorzugt Ostnordost-Westnordwest und haben in ihrer Nachbarschaft ein großes Trichterfeld. Im Vergleich zu den tektonischen

Hauptstörungsrichtungen des östlichen Bodenseeraumes ergeben sich bezüglich der Punktlinien und Linienverläufe auffällige Parallelen, die einen genetischen Zusammenhang vermuten lassen. Wie schon erwähnt, sind die Linienverläufe von den unterseeischen Rinnen vollkommen unabhängig und kreuzen oftmals noch deren Bahnen. Hieraus folgt, daß die Linien entweder nach Anlage der Rinnen entstanden sind oder aber vorher schon existierten und die Rinnen nach deren Entstehung überprägten. Eine Erklärung, die auch den Verlauf der Punkte und Linien berücksichtigt, führt ihre Entstehung auf sich durchpausende tektonische Brüche des tieferen präquartären Untergrundes zurück. Hierbei ist sowohl an ein Auftreten oberflächennaher Sackungsstrukturen zu denken als auch einen möglichen langsamen Aufstieg von Gas aus dem tieferen Untergrund entlang von tektonischen Bruchzonen. Für letzteres spricht die Ausformung der Trichterstrukturen als punktförmige Gasaustrittsstellen.

Diese Deutung bedarf allerdings noch einer endgültigen Erklärung mit Hilfe gezielter Sedimentuntersuchungen.

4.5. Kleinräumige Oberflächenstrukturen



Abb. 39: Bergung eines versunkenen Sidescan-Fisches aus 130 m Wassertiefe (Bildbreite ca 1 m)

Abb. 39 zeigt eine Videoaufnahme, auf der ein versunkener Sidescan-Sonarfisch zu erkennen ist. Diese Aufnahme entstand während des



Abb. 41: Bug des Beibootes mit Sedimentbedeckung (Bildbreite 1 m)

Sidescan-Sonar Kartierungen eignen sich für großflächige Aufnahmen von Sedimentböden. Detailstrukturen entziehen sich diesem sonographischen Verfahren und bedürfen einer genauen Beobachtung mit Hilfe von optischen Verfahren. Die 1989 im Bodensee-Obersee eingesetzte selbstfahrende Unterwasserkamera vom Typ Sea Owl der Chalmers Technischen Universität Göteborg und das ähnliche Kamerasystem SeaRover des Instituts für Seenforschung ermöglichten eine Direktbeobachtung von Sedimentstrukturen am Seegrund.

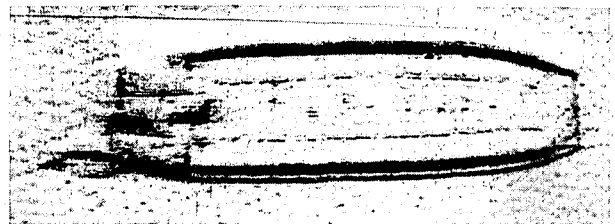


Abb. 40 : Sidescan-Sonar Aufnahme eines Schiffswracks in 90 m Wassertiefe (Bildbreite 90 m)

Bergungseinsatzes für den verlorenen Sidescan Fisch im Dezember 1989 und dokumentiert auch die verhältnismäßig guten Sichtbedingungen im Bodensee, die immerhin eine Sichttiefe von 2 bis 3 Metern zuläßt. Lediglich nach starken Hochwässern und der dadurch verursachten Trübung ist ein Kameraeinsatz nicht sinnvoll.

Die Sidescanaufnahme in Abb. 40 stellt ein 25 m langes Wrack dar. Es handelt sich hier um einen Lastkahn wie er in früheren Zeiten am Bodensee zu Stückguttransporten eingesetzt wurde. Bemerkenswert ist ein länglicher Fortsatz am Heck des Schiffes. Die anschließende Kamerabeobachtung zeigte, daß es sich um ein Beiboot handelte, das zusammen mit dem Hauptschiff untergegangen war (Abb. 41).

Abb. 42 zeigt Furchen mit trichterförmigen Vertiefungen aus dem Gebiet der östlichen Alten Rheinmündung.

Im Flachwassergebiet vor der Mündung des Alten Rhein sind ausgedehnte Rippelstrukturen zu beobachten wie sie in Abb. 43 zu sehen sind.

Allochthone Einträge wie Wasser- und Landpflanzenreste konnten bei Kameraeinsätzen häufig in größeren Wassertiefen beobachtet werden (Abb. 44).

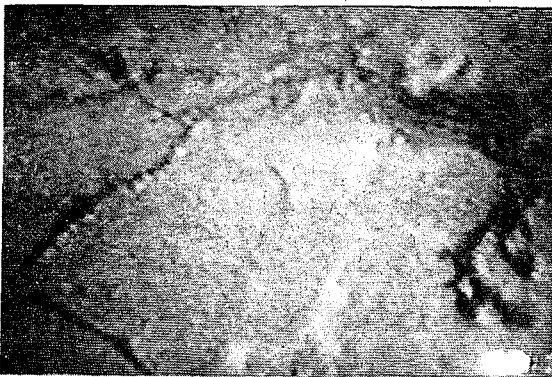


Abb. 44 : Pflanzenreste in 130 m Wassertiefe
(Bildbreite 1,5 m)



Abb. 45 : Kleine Trichterstruktur mit Überzug in
Wassertiefe 130m (Bildbreite 1 m)

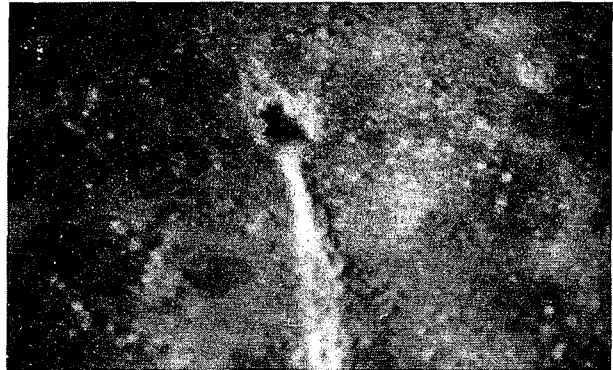


Abb. 42 : Furche mit trichterförmiger Vertiefung in
130 m Wassertiefe (Bildbreite 1 m)

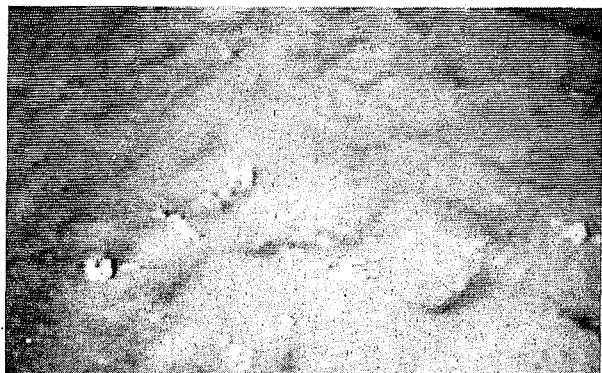


Abb. 43 : Rippelfeld vor der Mündung des Alten Rhein
in 17 Wassertiefe (Bildbreite 1 m)

Abb. 45 zeigt im Detail einen Trichter von ca. 0,5 m Durchmesser. Die Hohlform des Trichters ist von unterschiedlich gefärbten mikrobiellen Überzügen bedeckt.

Die hier vorgestellten Kameraaufnahmen sind erste Beispiele zur Veranschaulichung der Möglichkeiten, die in einer Kombination zwischen sonographischen und optischen Methoden liegen.

Systematische Untersuchungen mit der Unterwasserkamera sind zeitintensiv und erfordern daher einen entsprechend langfristigen Untersuchungsrahmen.

Sowohl der strukturelle Aufbau mit erkennbaren Hochwasserlagen, als auch der Chemismus der Schwermetalle deuten auf eine durch Turbidite ungestörte Sedimentation im Bodensee seit dem Fussacher Durchstich 1900.

Die Zeichnung in Abb. 46 verdeutlicht den Schwermetallanstieg während der letzten 50 Jahre. Dieser typische Indikator für steigende Luftverschmutzung ist nur bei ruhiger Sedimentation komplett erhaltungsfähig.

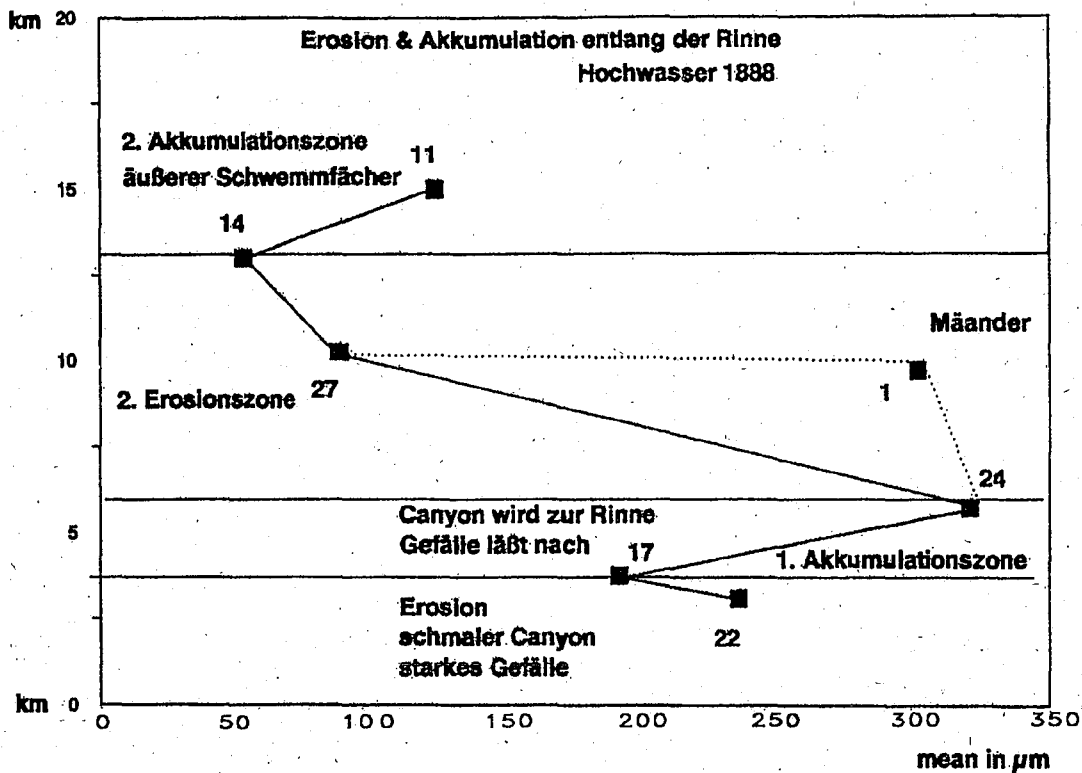


Abb. 47: Erosions- und Akkumulationszonen innerhalb der jüngsten Rinne des Alten Rhein (KRESS, 1992, unpubliziert)

In den Rinnen lassen sich für einzelne markante Hochwasserlagen aus der Zeit vor 1900 Akkumulationszonen von Erosionszonen unterscheiden (Abb. 47). Die Sedimentstrukturen wie auch die Korngrößenverteilungen zeigen ein differenziertes Muster der Transportdynamik von Trübströmen in Rinnen. Dem unterseeischen Mäander kommt hierbei eine Sonderstellung zu, in dem er als Akkumulationszone Erosionszonen von seinem Ober- bzw. Unterlauf trennt.

Ein 6 m langer Sedimentkern aus dem tiefen westlichen Bodenseebecken zwischen Immenstaad und Uttwil (Wassertiefe 250 m) dokumentiert die wechselhafte Sedimentation im Obersee während der Nacheiszeit (Abb. 48). Bis zum Fussacher Durchstich ist die Sedimentation durch häufige turbiditische Einschaltungen charakterisiert, d. h. über eine Distanz von mehr als 20 km ist grobes Sedimentmaterial bis in das tiefe Becken transportiert worden. Der grundberührende Transport läßt sich anhand erosiver Schichtkontakte belegen. Es gibt keine sedimentologischen Indizien dafür, daß während dieser Zeit stagnierende oder gar Sauerstoff-freie Zustände am Seegrund geherrscht haben. Dies gilt auch für die Zeit vor 6000 Jahren als das Klima am Bodensee erheblich wärmer war als heute.

Nach der Rheinverlegung um 1900 hat keine turbiditische Sedimentation mehr stattgefunden wie die Sedimentstrukturen der letzten 90 Jahre belegen.

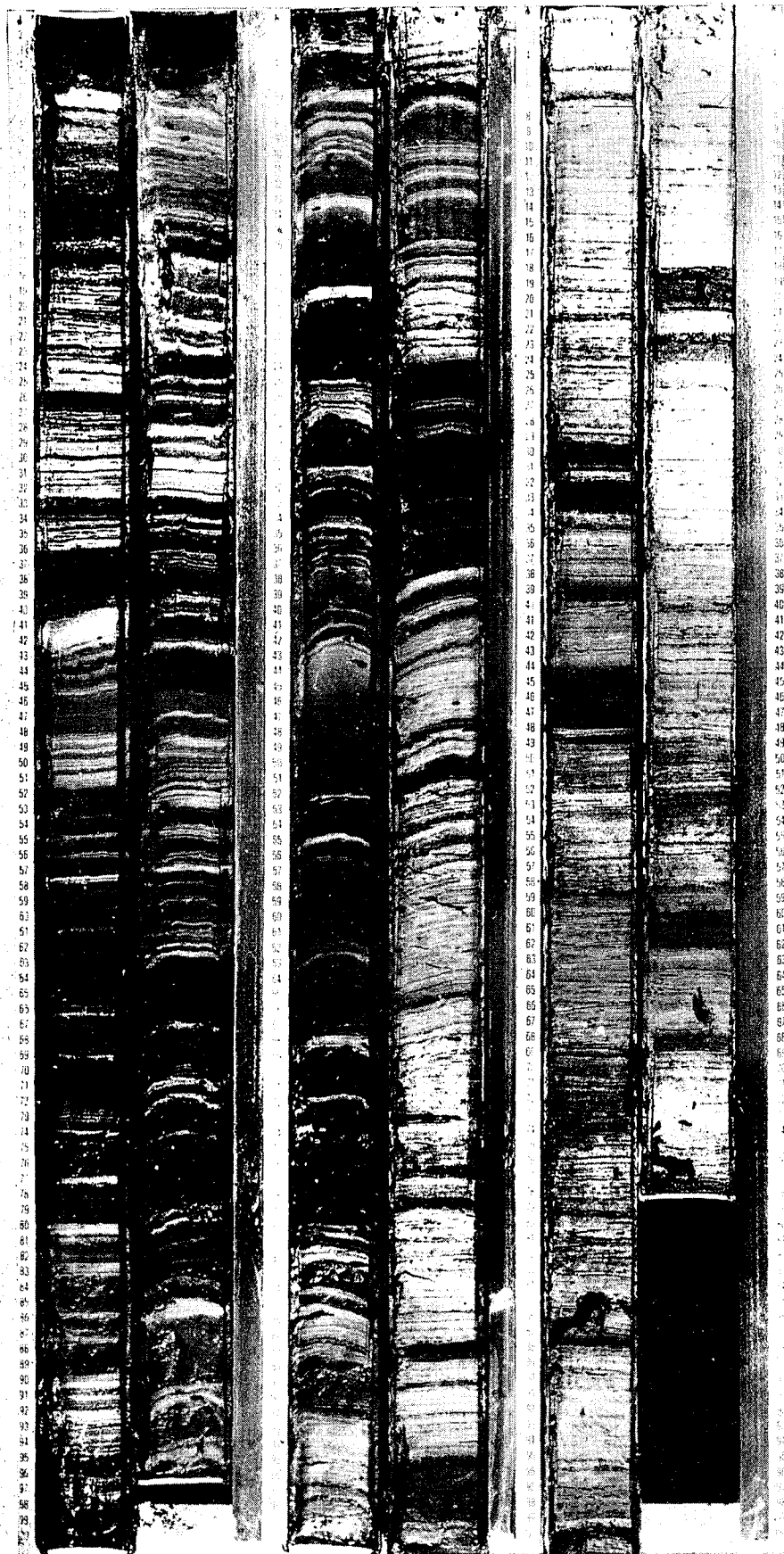


Abb. 48 : *Kolbenlotkern aus dem tiefen Bodenseebecken zwischen Immenstaad und Uttwil (Wassertiefe: 250 m)
Die Kernabschnitte zeigen eine Reihe von sandigen Einschaltungen, die eine turbiditsche
Sedimentation für den langen Zeitabschnitt vor der Mündungsverlagerung des Rheins um 1900 belegen.*

6. Diskussion

Abschließend läßt sich sagen, daß das derzeitige Sedimentationsverhalten des Neuen Rheins grundlegend verschieden ist von demjenigen seines natürlichen Vorgängers, des heutigen Alten Rheins. Hierbei ist es nicht so sehr die geographische Lage der Mündung, die den Unterschied ausmacht, als vielmehr die Art der Sedimentation und des seeinternen Transportes der Sedimente. Aus den Spuren der Vergangenheit wissen wir, daß sich der Alte Rhein intensiv in die Vorgänge im tiefen Profundal "eingemischt" hat.

Aus sedimentologischer Sicht befindet sich der Rhein seit der Jahrhundertwende in einer Phase der Einschichtungssedimentation, wie sie für hochwasserfreie Zeiträume vor 1900 typisch war. Mangels Schwebstoff-Führung und abbaubarer Deltafront sind grundberührende Trübestrome seit 90 Jahren ausgeblieben (Abb. 49).

Es bleibt dahingestellt inwieweit der veränderte Schwebstoffcharakter und die Laufbegradigung im Neuen Rhein zum heutigen Zustand beigetragen haben.

Neben dem erwähnten Fehlen sauerstoffreicher Trübstoffwolken über Grund, ist die Sedimentation insgesamt eintöniger geworden, weil die Bodenbedingungen statischer sind als vor dem Rheinschnitt. Dadurch wird die Sauerstoffsensibilität an der Sediment/Wasser Grenzschicht im Profundal des Bodensee Obersees zusätzlich erhöht.

Jüngere Untersuchungen von JANSSEN (1992) zeigten, daß bei Hochwasser im Alpenrhein und ausreichend hohem Wasserstand im Bodensee der Wasserkörper des Rheins über die Untiefe bei Rohrspitz dem zentralen Seebecken des Obersees zustrebt. Mittelfristig bedeutet dies in bezug auf die Einstromrichtung eine Annäherung des Neuen Rheins an die Zustände vor 1900.

Um die tatsächliche Verteilung von Rheinwasser im Seewasserkörper des Obersees

zu erforschen, sind entsprechende Analysen der Chemie des Bodenwassers, aber auch seenphysikalische Untersuchungen der tatsächlichen Bildung und Lebensdauer von bodennahen Wasserkörpern sowie der Strömungs- und Umwälzvorgänge im Tiefenwasser notwendig. Hieraus lassen sich dann Zustandsbeschreibungen und Prognosen für bodennahe Stoffumsetzungsprozesse im Bodensee ableiten.

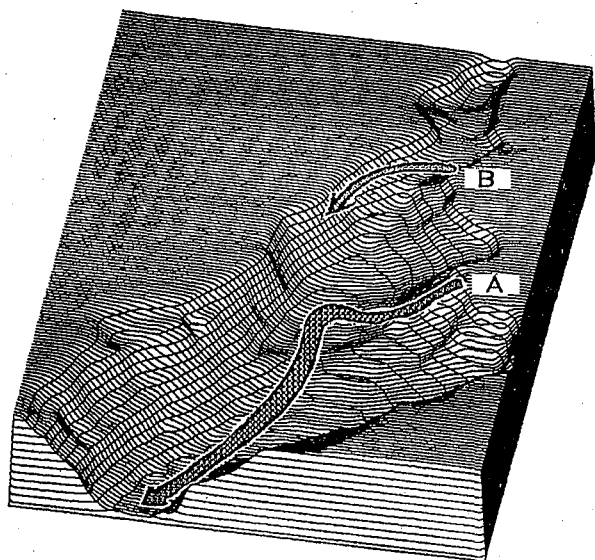


Abb. 49: Unterschiedliches Einschichtungsverhalten von Altem Rhein (A) und Neuem Rhein (B) in den östlichen Bodensee-Obersee.

7. Zusammenfassung

1991 wurden rund 50 km² Seeboden des östlichen Bodensees mittels Sidescan- Echolotung kartiert. Ziel der Untersuchung war die morphologische Erfassung der Sedimentoberflächen im Mündungsbereich des Alten Rheins und des Neuen Rheins. In Kombination mit einem präzisen Navigationssystem ermöglicht die vorwiegend im marinen Bereich eingesetzte Sidescan Technik in relativ kurzer Zeit eine flächenhafte Erfassung von Sedimentoberflächenstrukturen wie Eintiefungen, Rippeln, Rinnen oder Buckel.

Die Kartierungen im östlichen Bodensee zeigen, daß der Rhein vor 1900 eine lebhafte Morphologie am Seegrund erzeugt hat. Tiefe Rinnensysteme, Strömungsmarken und Furchen belegen eine grundberührende Einschichtung des Rheins in Form von Trübeströmen (turbidity currents). Sedimentologische Untersuchungen im Einflußbereich des Alten Rheins zeigen, daß die Turbiditsedimentation vor 1900 ein häufiger, regelmäßig wiederkehrender Prozess war. Durch die Turbidite wurden große Mengen an Feststoffen bis weit in das tiefere Becken des Obersees verfrachtet.

Mit der Verlagerung der Rheinmündung war ein auffälliger Wechsel in der Sedimentation verbunden. Der Seeboden im Einflußbereich des Neuen Rheins ist wenig strukturiert und die Ablagerungen nach 1900 weisen keinerlei Anzeichen für grundberührende Trübestrome auf. Die größeren Feststoffe verbleiben im Deltabereich der Neuen Rheinmündung und werden nicht mehr in größere Tiefen verfrachtet.

Lokal treten im östlichen Obersee Trichterstrukturen und Lineamente auf, die keinen Zusammenhang mit der Rheinsedimentation aufweisen. Hier pausen sich wahrscheinlich ältere tektonische Strukturen des tieferen Untergrundes bis an die Seebodenoberfläche durch.

8. Abstract

In 1991 about 50 sq. km of the lake floor in eastern superior Lake Constance were mapped by means of sidescan-sonar. The aim of the investigation was to observe the bottom morphology in the lake areas influenced by the Old Rhine and the New Rhine. In combination with a precise navigation tool the sidescan sonar method provides a complete covering of lake floor areas. Morphological structures like depressions, canyons, channels and mounds can easily be recognized.

The investigations of eastern Lake Constance showed that the river Rhine caused a differentiated bottom morphology before 1900. Deeply cut channels, flow marks, and ripples prove the existence of turbidity currents at that time. Sedimentological analyses show turbidites as sandy layers present in sediment cores. Great amounts of particulate material were transported towards the central lake basin by turbidity currents.

Due to the shift of the Rhine mouth in 1900 a distinct change in sedimentation occurred. The lake floor influenced by the New Rhine is less structurized and the sediments show no turbiditic influence. The coarser particles remain in the delta area of the New Rhine.

In eastern Lake Constance depressions and lineaments locally occur. They are most likely connected to tectonic structures in the deeper subsurface of Lake Constance.

9. Literaturauswahl

- DOMINIK, J., MANGINI, A. & MÜLLER, G., 1981. Determination of recent deposition rates in Lake Constance with radio-isotopic methods.- *Sedimentology*, 28: 653-677.
- FRENZ, U. (1991): Realtime Differential GPS System und Vermessungssoftwarepaket für das Institut für Seenforschung am Bodensee. - DHyG-Info 023, 09/91: 45-48
- FÖRSTNER, U., MÜLLER, G. & REINECK, H.E. (1968): Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 109: 33-62
- v.GUNTEN, H.R., STURM, M., ERTEN, H.N., RÖSSLER, E., WEGMÜLLER, F. (1987): Sedimentation rates in central Lake Constance determined with ^{210}Pb and ^{137}Cs . - *Schweiz. Z. Hydrol.*, 49 (3): 275-283
- HANTKE, R. (1979): Zur Geologie von Molasse und Quartär der Nordost-Schweiz (Exkursion A am 17. April 1979). - *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, 61: 31-40
- HEIERLI, H. (1986): Zur geologischen Geschichte von Bodensee und Rheintal. - *Schrr. VG Bodensee*, 99, 35-67
- HSÜ, K.J. & KELTS, K.R. (1985): Swiss Lakes as a Geological Laboratory, Part 1: Turbidity Currents. - *Naturwissenschaften*, 72: 315-321
- JANSEN, P. (1992): Analyse der Inhaltsstoffe im Alpenrhein zur Berechnung der Dichte des Flußwassers. 101 S., - Unveröff. Diplomarbeit Universität Frankfurt.
- LAMBERT, A. (1982): Trübestrome des Rheins am Grund des Bodensees. - *Wasserwirtschaft*, 72 (4): 1-4
- LAMBERT, A., KELTS, K. & ZIMMERMANN, U. (1984): Trübestrome in Seen: Sauerstoffeintrag durch grundnah eingeschichtetes Flußwasser. - *Schweiz. Z. Hydrol.*, 46 (1): 42-50
- MÜLLER, G. & GEES, R. A. (1968): Origin of Lake Constance Basin. - *Nature*, 217: 836 - 837
- MÜLLER, G. (1971): Sediments of Lake Constance. - *Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook*, VIII Int. Sediment. Congress, 1971: 237-252
- MÜLLER/KRAUS Handbuch für die Schiffsführung, Teil C, 8. Auflage, 399 S., Springer Verlag Berlin-Heidelberg-New York, 1986
- ROBERTSON, D.M. & RAGOTZKIE, A. (1990): Changes in the thermal structure of moderate to large sized lakes in response to changes in air temperature. - *Aquatic Sciences*, 52/4: 360 -380
- REINECK, H.E. (1974): Schichtgefüge der Ablagerungen im tieferen Seebecken des Bodensees. - *Senckenbergiana marit.*, 6 (1): 47 - 63
- SERRRUYA, S. & WAGNER, G. (1991): Sauerstoff im Bodensee-Obersee - Gang der Konzentrationen von 1961 bis 1990 - Poster SIL/DGL Tagung Mondsee
- SCHRÖDER, H.G. & NIESSEN, F. (1988): Strukturelle Sedimentologie des Bodensees - Ergebnisse einer flächendeckenden 3.5 KHz - Sedimentechographie. 3 Bde., 136 S., - Unveröffentlichter Bericht, Institut für Seenforschung und Fischereiwesen, Langenargen
- SCHRÖDER, H.G. & NIESSEN, F. (1988): Der Bodensee - ein Modell für Turbiditsedimentation. *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 29: 175 - 178

STURM, M. & MATTER, A. (1978): Turbidites and Varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents.- In: MATTER, A. & TUCKER, M. (Eds.): Modern and Ancient Lake Sediments. - Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 2: 23 - 29

VUYNOVICH, D. und MÜLLER, G., 1986. Geochemische Untersuchungen der Oberflächensedimente der Bregenzer Bucht (Bodensee). *Geologica Bavarica*, 90: 113-134.

WAGNER, G. (1972): Stratifikation der Sedimente und Sedimentationsrate im Bodensee. - *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 18: 475 - 481

WAGNER, G. & WAGNER, B. (1978): Zur Einschichtung von Flußwasser in den Bodensee. *Schweiz. Z. Hydrol.*, 40 (2): 231-248

ZÜLLIG, H. (1956): Sedimente als Ausdruck des Zustandes eines Gewässers. - *Schweiz. Z. Hydrol.*, 18: 5 - 143

ZEH, U. M., 1986. Sedimentologische Untersuchungen der Oberflächensedimente der Bregenzer Bucht (Bodensee). *Geologica Bavarica*, 90: 91-112.

10. Anhang

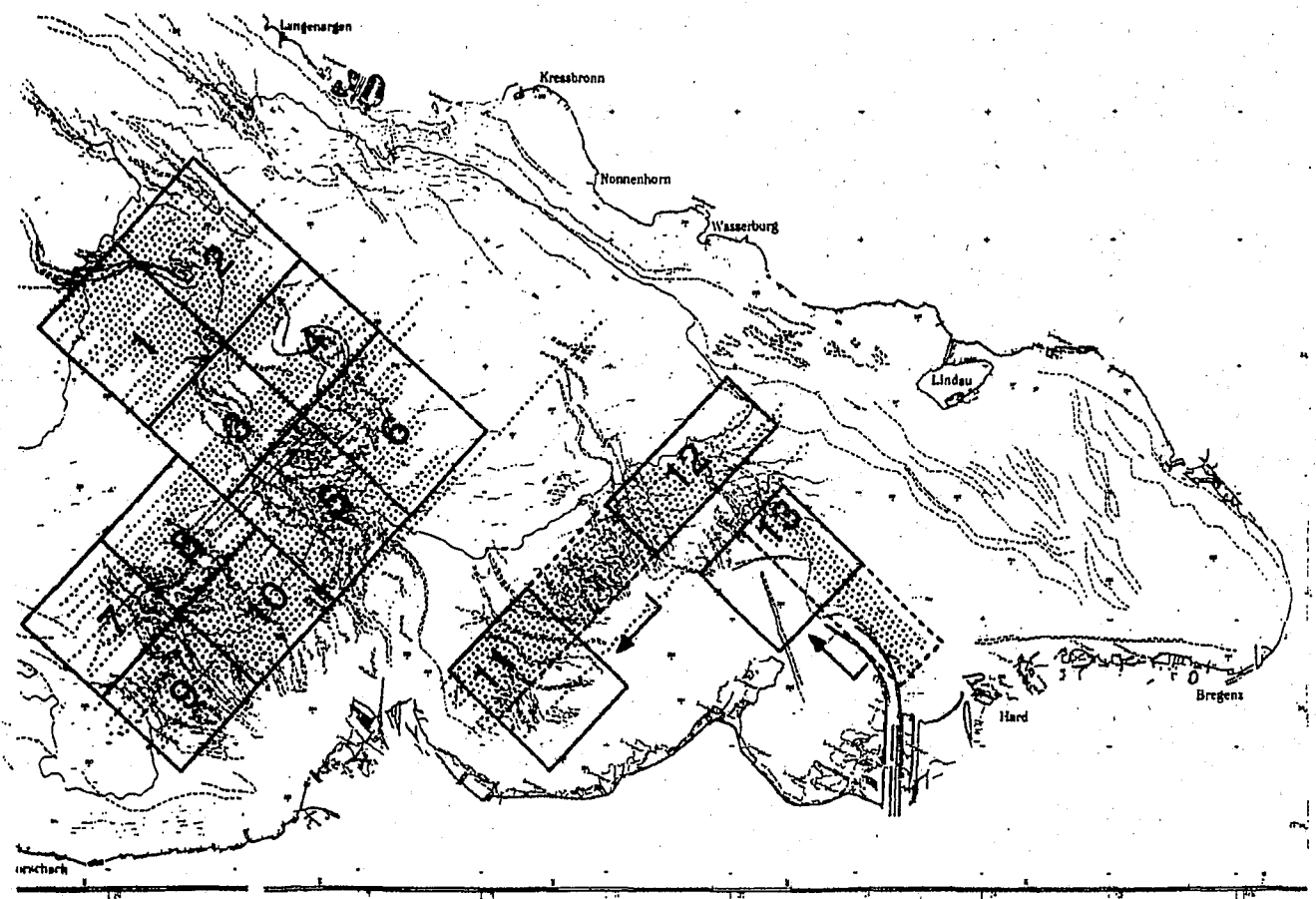
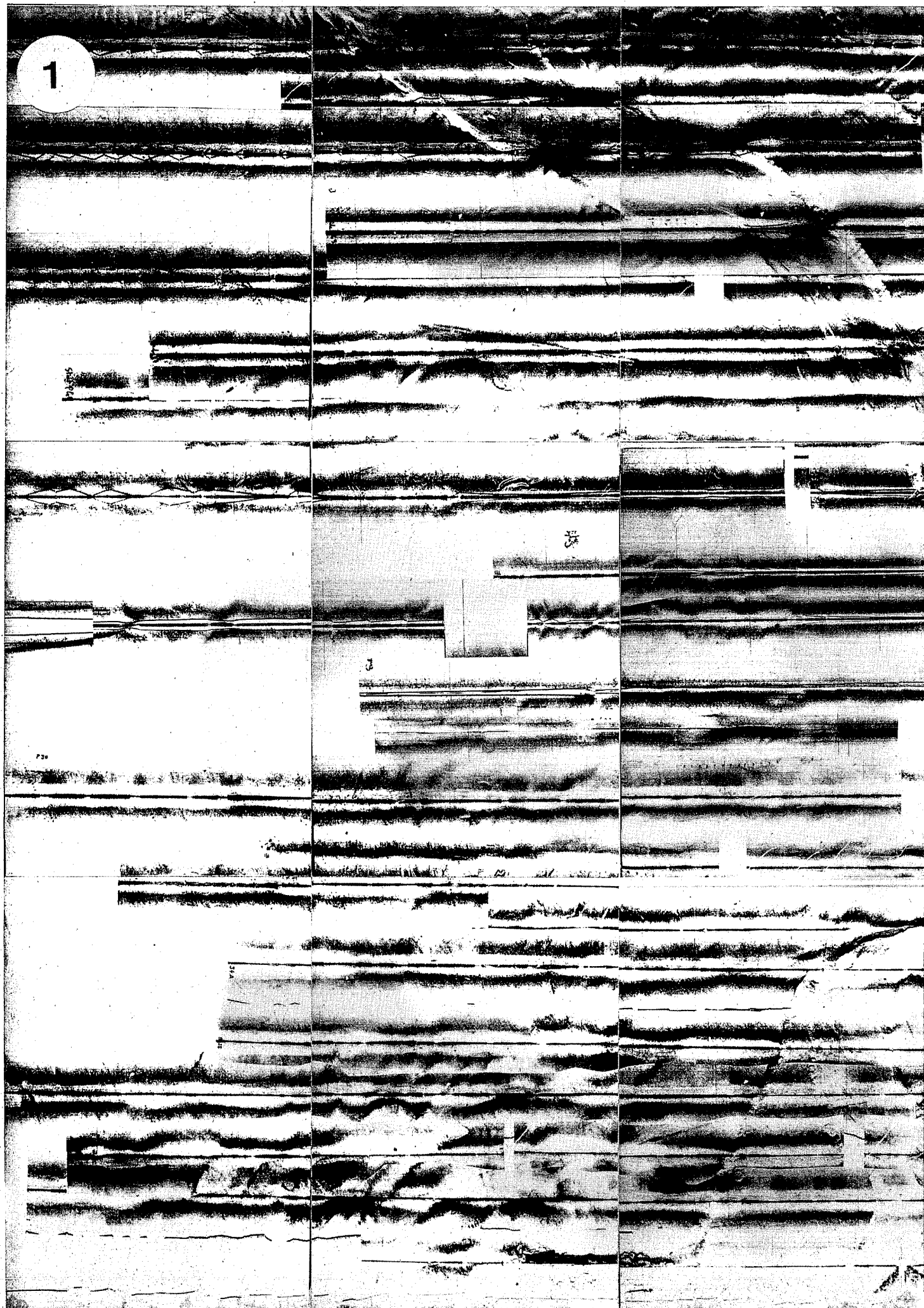


Abb. 50: Lage der kartierten Areale des östlichen Obersees.. Die Nummern entsprechen den Anlagen.

1



2

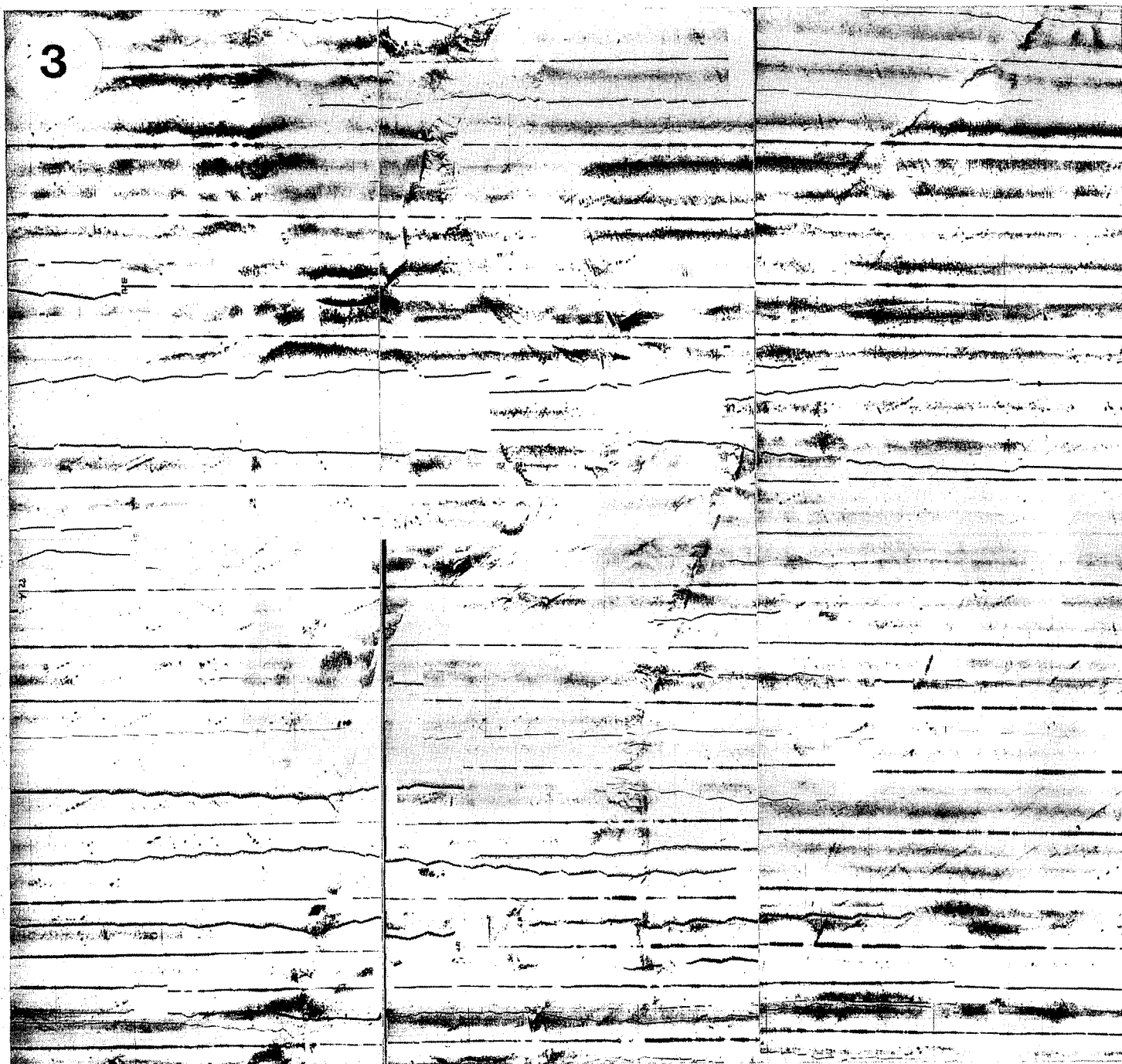
1-10-14

P2

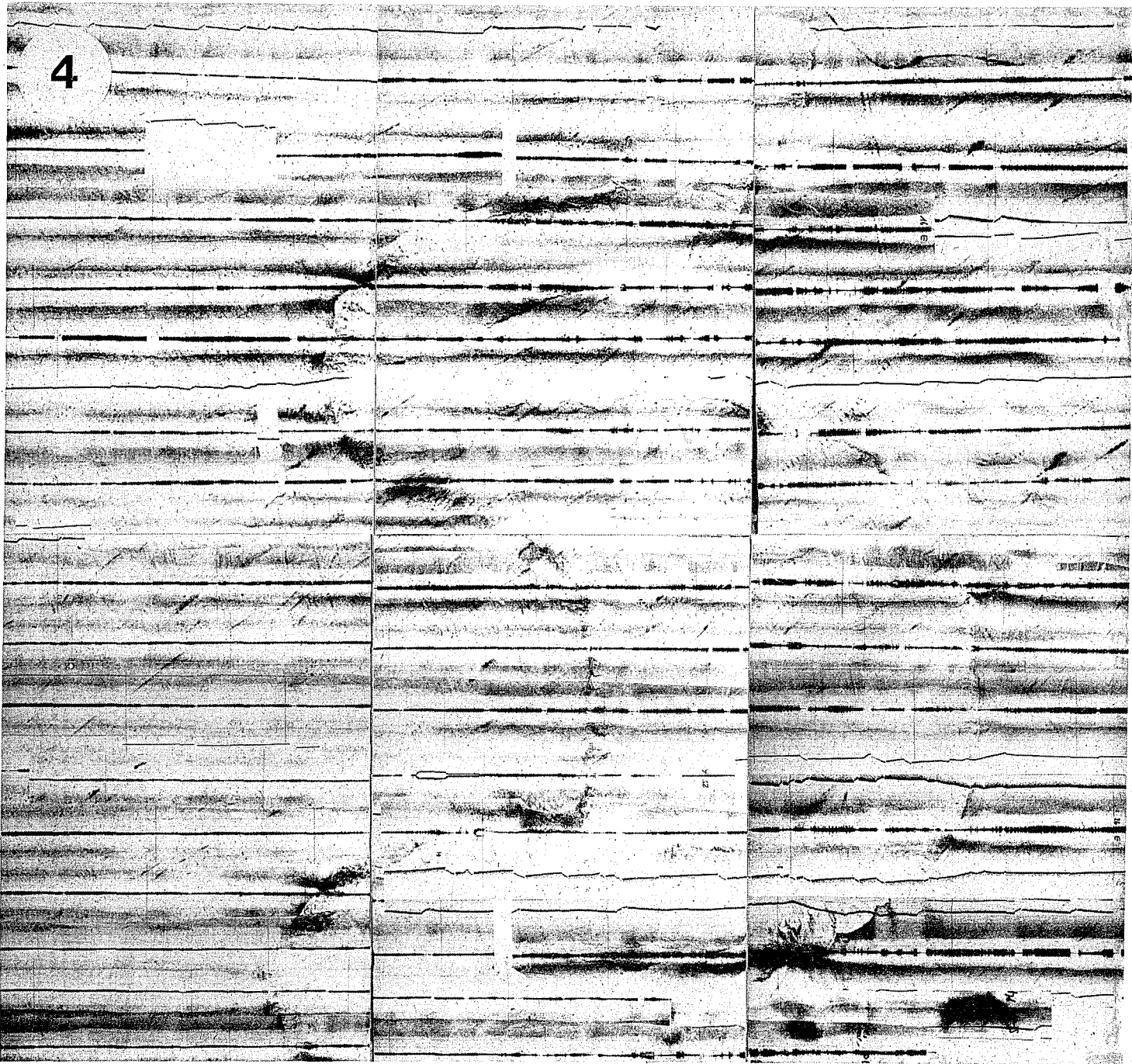
6

11

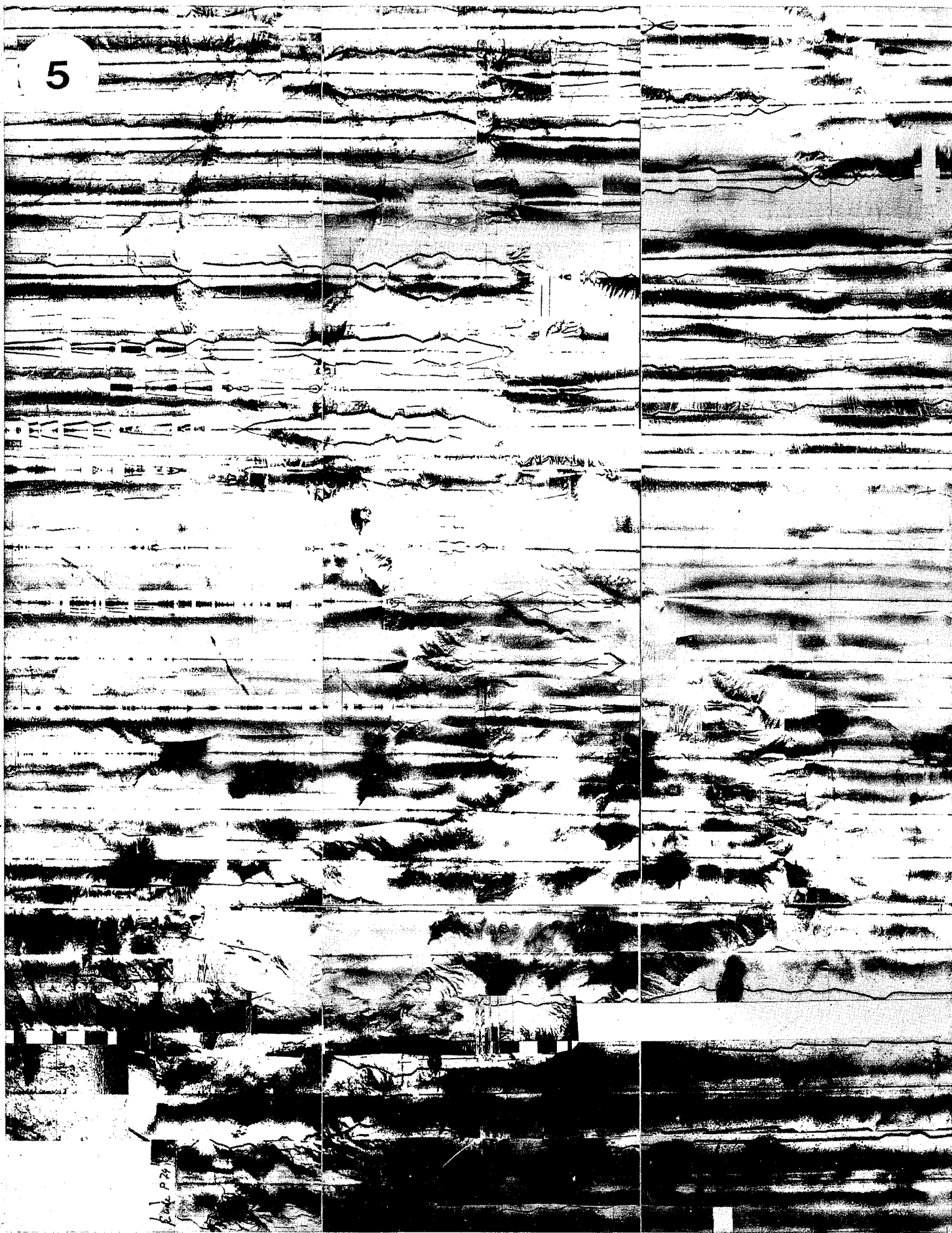
3



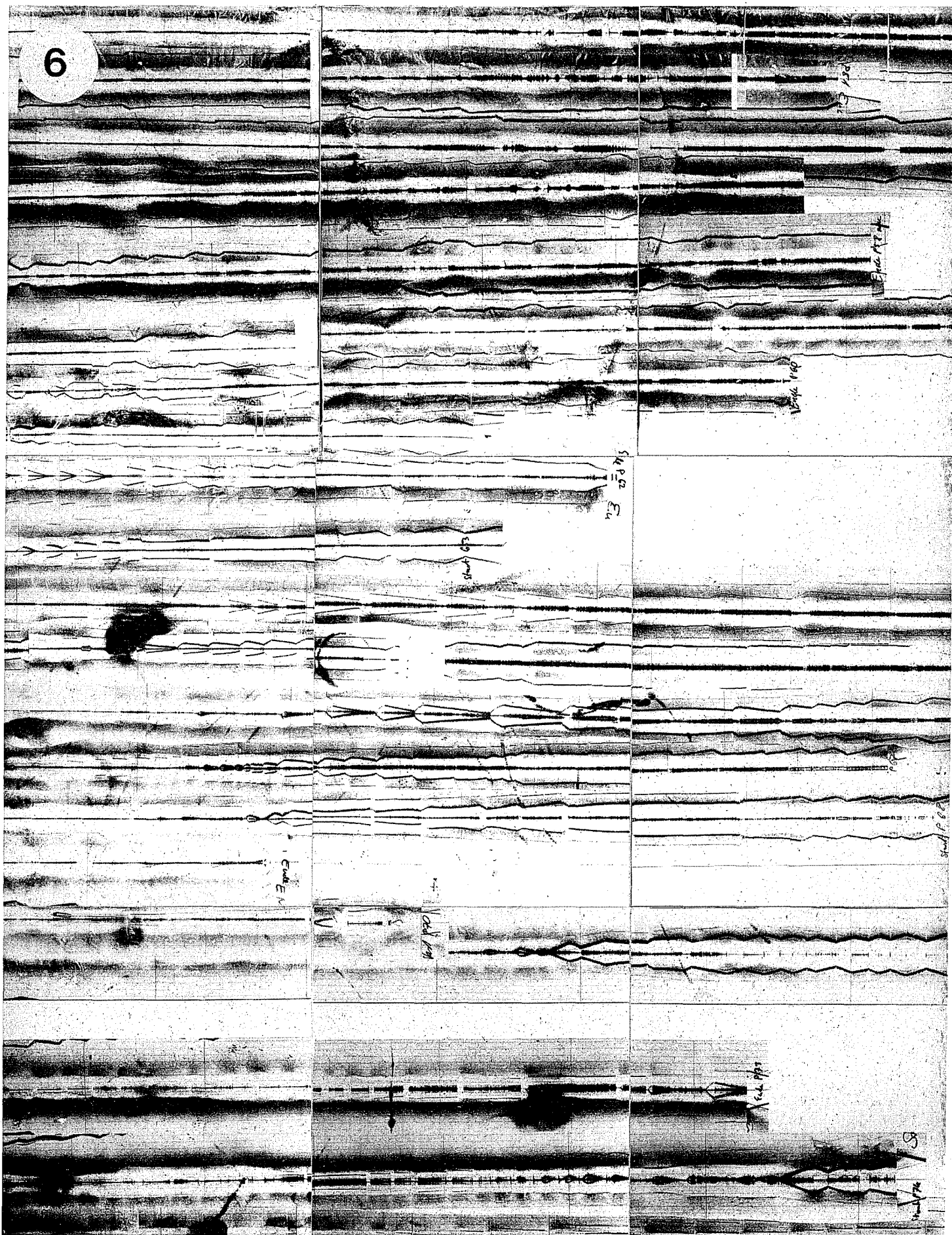
4



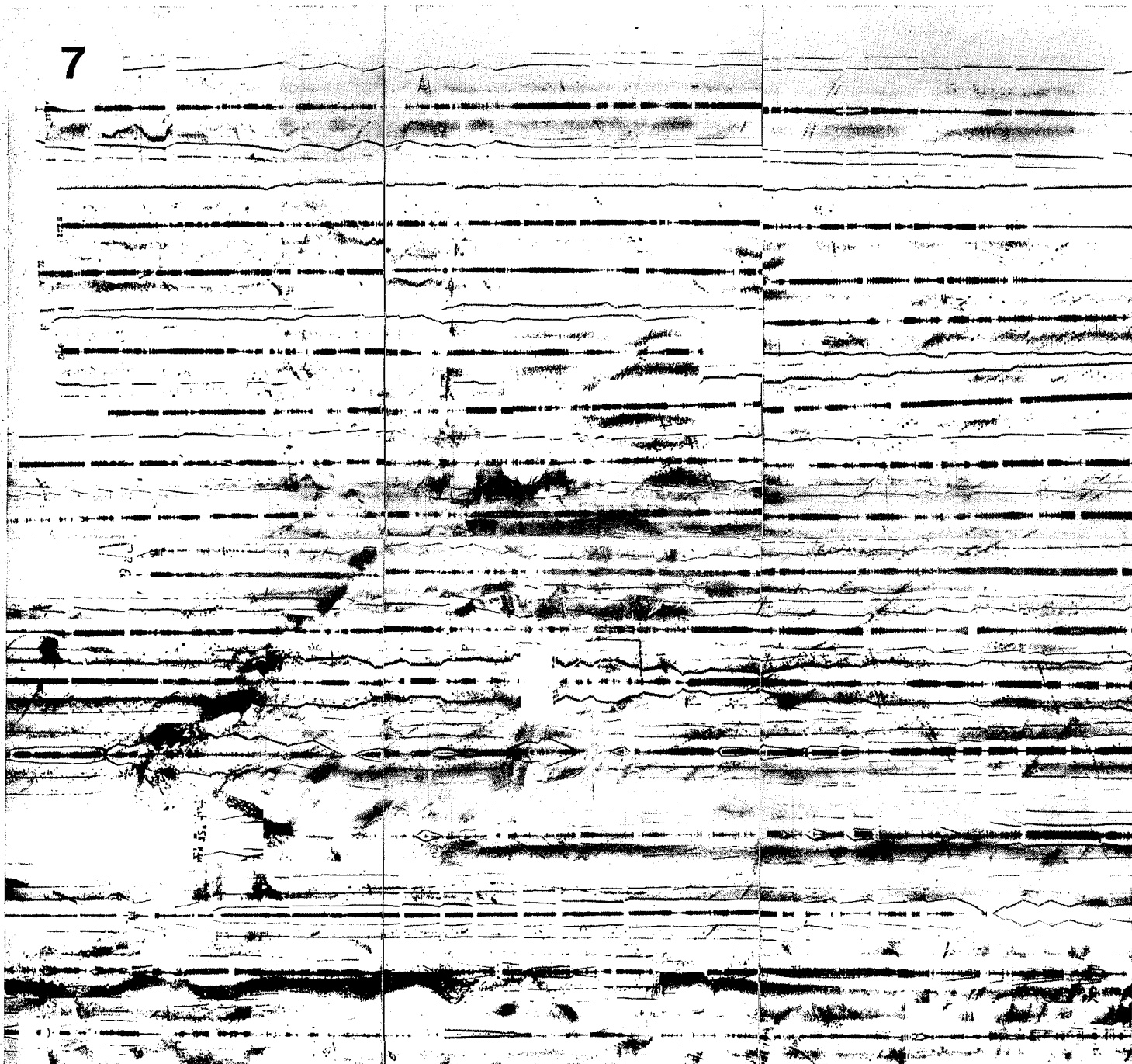
5

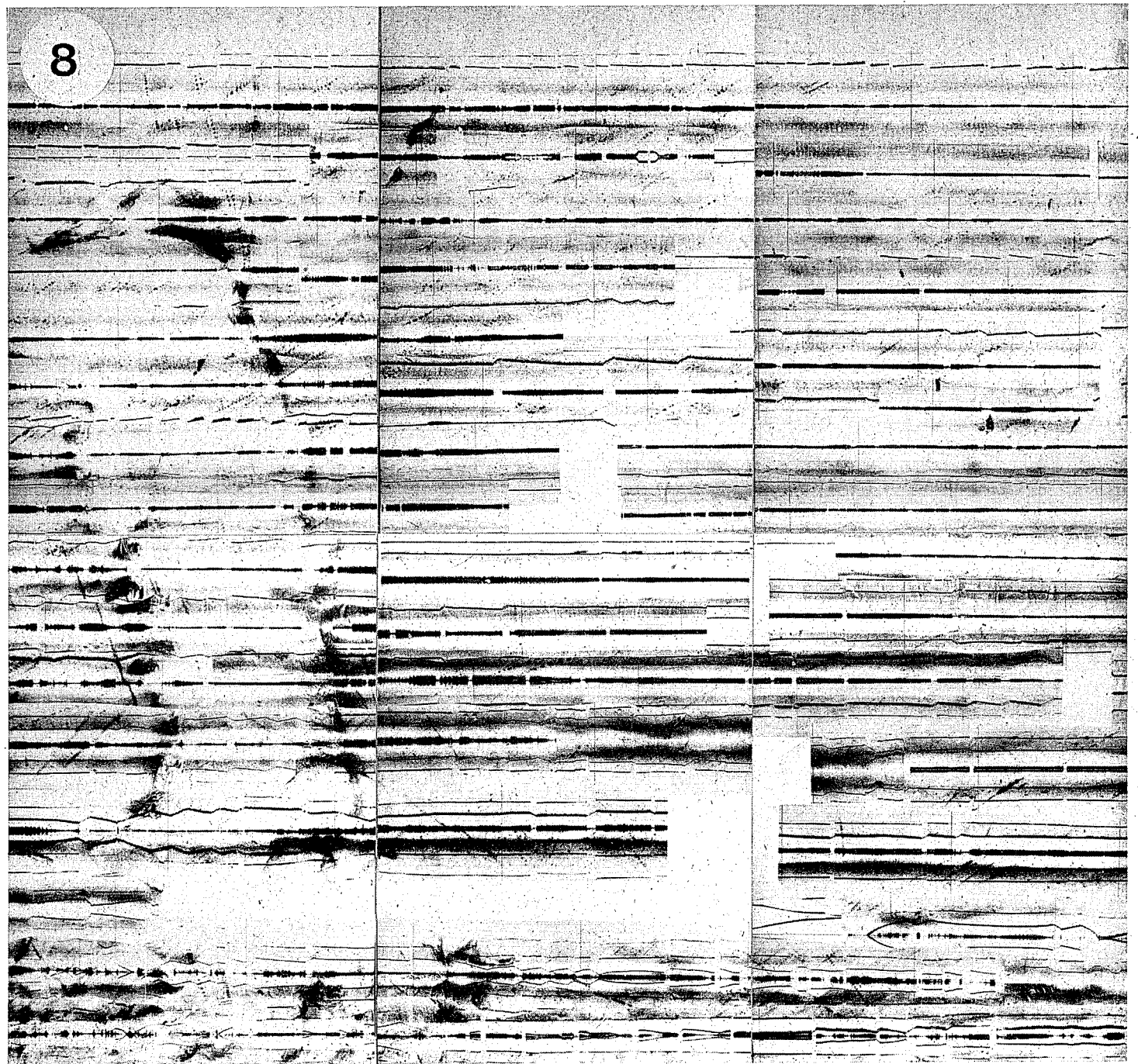


6



7





9

71-75H-78

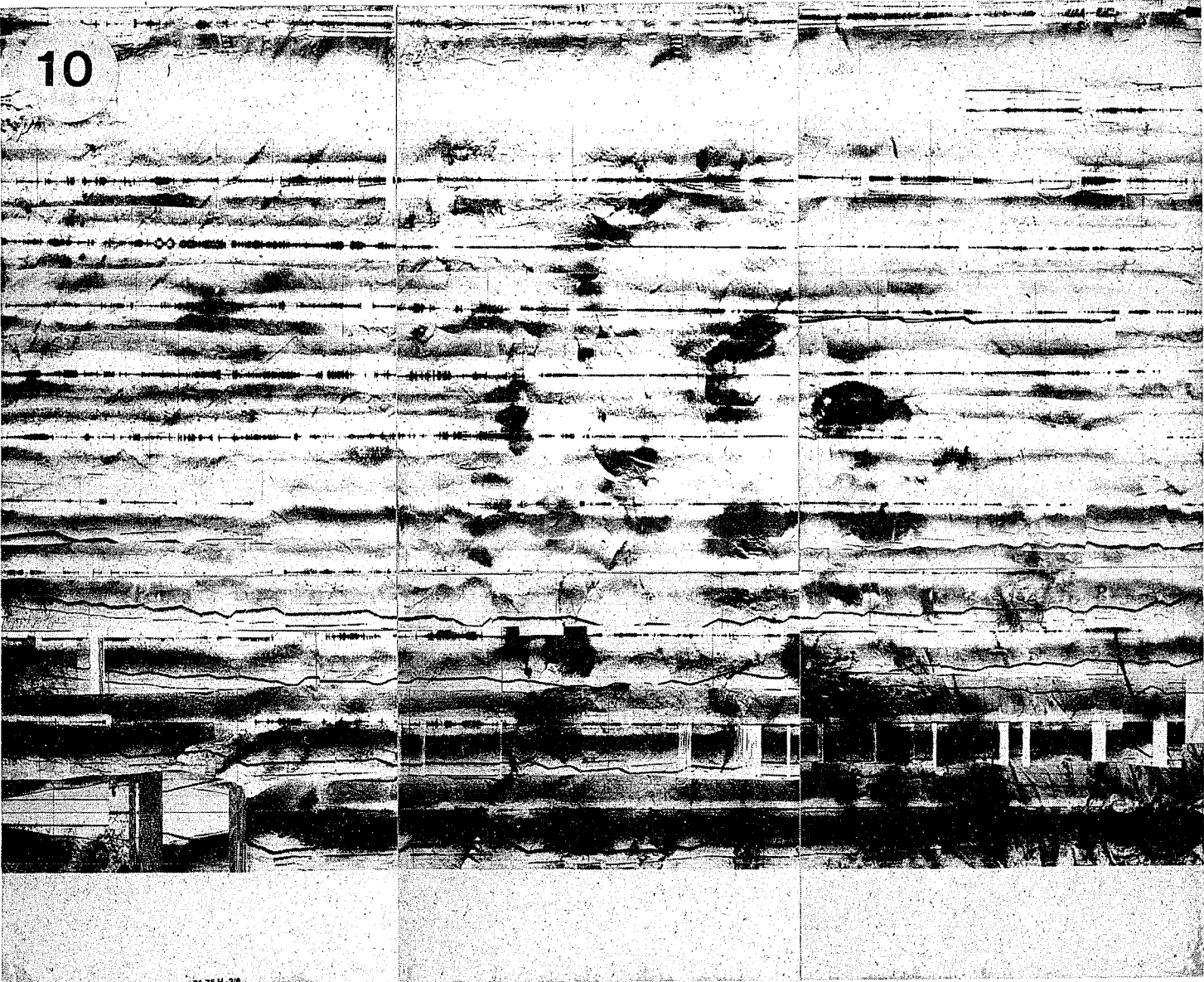
71-75H-48

71-75H-48

71-75H-48



10



71-75 H-3/5

11

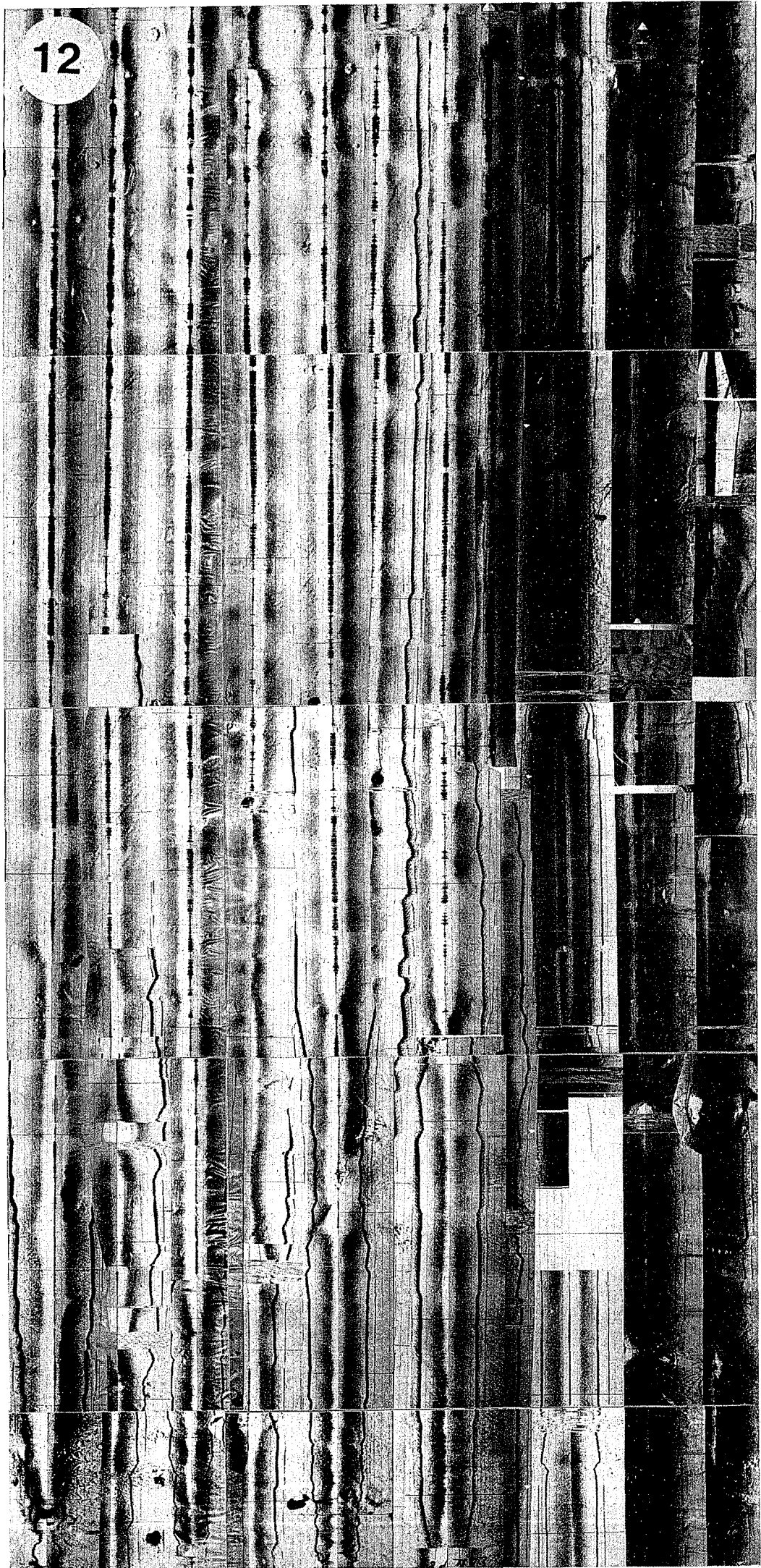
6/24

01-01A-011

6/24

6/24

6/24





Veröffentlichungen der Internationalen Gewässerschutzkommission für den Bodensee

- Richtlinien für die Reinhaltung des Bodensees
vom 1. Juni 1967,
überarbeitete Fassung vom 9. Mai 1972 und
Neufassung vom 27. Mai 1987.
 - Schutz dem Bodensee
Jubiläumsschrift: 15 Jahre Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee 1974
 - Jahresberichte über den limnologischen Zustand des Bodensees, seit 1976
 - Schutz dem Bodensee Faltblatt:
25 Jahre Internationale Gewässerschutzkommission für den Bodensee 1984
- Berichte:
- Nr. 1 Zustand und neuere Entwicklung des Bodensees 1963
 - Nr. 2 Die Abwasserbelastung der Uferzone des Bodensees 1964
 - Nr. 3 Die Sauerstoffschichtung im tiefen Hypolimnion des Bodensee-Obersees 1963/64 mit Berücksichtigung einiger Untersuchungsergebnisse aus früheren Jahren 1964
 - Nr. 4 Gewässerschutzvorschriften der Bodensee-Anliegerstaaten 1966
 - Nr. 5 Die Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse des Bodensees in den Jahren 1961 bis 1963 1967
 - Nr. 6 Untersuchungen zur Feststellung der Ursache für die Verschmutzung des Bodensees 1967
 - Nr. 7 Stellungnahme der Sachverständigen zur Frage einer Bodensee-Ringleitung 1967
 - Nr. 8 Die Sauerstoffbilanz des Bodensee-Obersees 1967
 - Nr. 9 Bodensee-Sedimente 1971
 - Nr. 10 Bericht über den Bodensee 1971
 - Nr. 11 Die Berechnung von Frachten gelöster Phosphor- und Stickstoffverbindungen aus Konzentrationsmessungen in den Bodenseezuflüssen 1973
 - Nr. 12 Die Makrophytenvegetation in der Uferzone des Bodensees 1973
 - Nr. 13 Bau- und Investitionsprogramm - Stand der Abwasserbeseitigung 1973
 - Nr. 14 Regenentlastungsanlagen - Bemessung und Gestaltung 1973
 - Nr. 15 Strömungsverhältnisse im Bodensee-Untersee und der Wasseraustausch zwischen den einzelnen Seebecken 1974
 - Nr. 16 Zustand und neuere Entwicklung des Bodensees 1975
 - Nr. 17 Die Belastung des Bodensees mit Phosphor-, Stickstoff- und organischen Verbindungen im Seejahr 1971/72 1976
 - Nr. 18 Die Phytoplanktonentwicklung im Bodensee in den Jahren 1961 bis 1963 1976
 - Nr. 19 Stand der technischen Möglichkeiten der Phosphorelimination aus kommunalen Abwässern 1977

Nr. 20	Die Entwicklung des Crustaceenplanktons im Bodensee-Obersee (1962-1974) und Rheinsee (1963-1973)	1977
Nr. 21	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1963-1973). Teil 1: Untersee	1977
Nr. 22	Chemismus des Freiwassers des Bodensee-Obersees in den Jahren 1961 bis 1974	1979
Nr. 23	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1965-1975). Teil 2: Obersee	1979
Nr. 24	Bau- und Investitionsprogramm, Stand der Abwasserbeseitigung im Einzugsgebiet des Bodensee-Obersees und des Untersees Planungszeitraum 1978-1985	1981
Nr. 25	Zum biologischen Zustand des Seebodens des Bodensees in den Jahren 1972 bis 1978	1981
Nr. 26	Die submersen Makrophyten des Bodensees - 1978 im Vergleich mit 1967 -	1981
Nr. 27	Die Veränderungen der submersen Vegetation des Bodensees in ausgewählten Testflächen in den Jahren 1967 bis 1978	1981
Nr. 28	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor- und Stickstoffverbindungen und organischem Kohlenstoff im Abflußjahr 1978/79	1982
Nr. 29	Limnologische Auswirkungen der Schifffahrt auf den Bodensee	1982
Nr. 30	Die Auswirkungen der Reinhaltmassnahmen auf die limnologische Entwicklung des Bodensees (Lagebericht)	1982
Nr. 31	Schadstoffe in Bodensee-Sedimenten	1984
Nr. 32	Quantitative Mikroanalyse flüchtiger, organischer Verbindungen im Bodenseewasser	1985
Nr. 33	Bau- und Investitionsprogramm, Stand der Abwasserbeseitigung im Einzugsgebiet des Bodensee-Obersees und des Untersees Planungszeitraum 1986-1995	1985
Nr. 34	Die Zukunft der Reinhaltung des Bodensees Weitergehende und vorbeugende Massnahmen - Denkschrift -	1987
Nr. 35	Zur Bedeutung der Flachwasserzone des Bodensees	1987
Nr. 36	Die Entwicklung der Radioaktivität im Bodensee nach dem Unfall Tschernobyl	1987
Nr. 37	Die Entwicklung des Crustaceen-Planktons im Bodensee-Obersee (1972-1985) und Untersee-Gnadensee und Rheinsee (1974-1985)	1987
Nr. 38	Die Oligochaeten im Bodensee als Indikatoren für die Belastung des Seebodens (1972 bis 1978)	1988
Nr. 39	Die langjährige Entwicklung des Phytoplanktons im Bodensee (1961 bis 1986)	1989
Nr. 40	Die Belastung des Bodensees mit Phosphor- und Stickstoffverbindungen, organisch gebundenem Kohlenstoff und Borat im Abflussjahr 1985/86	1989
Nr. 41	Die Entwicklung der NTA- und der EDTA-Konzentrationen im Bodensee und in einigen Bodensee-Zuflüssen von 1985 bis 1990	1991