

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	73 (1980)
Heft:	3
Artikel:	Die Eigenschaften nichtkanalisierter Trübeströme : eine experimentelle Untersuchung
Autor:	Lüthi, Stefan
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-164995

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 21.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Eclogae geol. Helv.	Vol. 73/3	Seiten 881-904	12 Textfiguren und 3 Tabellen	Basel, November 1980
---------------------	-----------	----------------	----------------------------------	----------------------

Die Eigenschaften nichtkanalizierter Trübeströme: Eine experimentelle Untersuchung¹⁾

Von STEFAN LÜTHI²⁾

ABSTRACT

Non-channelized, continuous-flowing turbidity currents were modelled in a large flume 10 m long, 6 m wide and 1 m deep using suspensions of chalk and quartz silt of different concentrations from 1.004 to 1.1 g/cm³. The inflow rate was 3.5 l/sec; the Reynolds number 3.5×10^4 . The turbidity currents flowed over a large ramp with a slope varied from 2.3° to 20°. A momentum-dominated zone occurs just beyond the inflow gate, followed by a plunge zone, then a gravity zone. The currents show considerable lateral spreading with an angle of about 90°. This spreading and the increase in flow height with distance indicate a correspondingly strong dilution of the currents, by turbulent entrainment of the stagnant water. A rapid deceleration of the currents also occurs. Thus within short distances "high density/high velocity" turbidity currents transform into "low density/low velocity" turbidity currents. The experiments using silt were made to investigate the resulting sediments. The thickness and the average grain diameter of the deposited sediment decrease radially away from the source. The sorting improves with distance, whilst the skewness tends from positive values to about zero. Around $\frac{2}{3}$ of the deposited sediment is coarser than the suspended sediment at a given location.

With increasing distance away from the gate the following sedimentary structures are observed: Non-deposition-parallel lamination-ripples-parallel lamination. This corresponds to a longitudinal Bouma sequence with the *B*, *C* and *D* divisions.

RÉSUMÉ

Dans le but d'étudier en laboratoire des courants de turbidité non-canalisés, un bassin de 10 m de long, 6 m de large et 1 m de profondeur a servi de modèle. La concentration des suspensions de craie et de silt siliceux utilisés allait de 1.004 à 1.1 g/cm³, le débit étant de 3.5 l/sec et le nombre de Reynolds de 3.5×10^4 ; les courants de turbidité suivaient une pente de 2.3° à 20°. Une zone «à impulsion» se trouve à l'entrée de la suspension, suivie par une zone de plongement et une zone «à gravité». L'extension latérale des courants atteignait environ 90°. Cette extension latérale, ainsi que verticale, témoigne d'une forte diminution de la concentration de la suspension par mélange turbulent d'eau environnante. On observe un ralentissement rapide des courants au cours de la progression. Ainsi des courants de turbidité à «haute densité/haute vitesse» se transforment sur une courte distance en courants de turbidité à «faible densité/faible vitesse».

Les expériences avec le silt permirent d'étudier les dépôts de ces courants. L'épaisseur et le diamètre moyen des sédiments déposés décroissent au cours de la progression. L'écart-type de la distribution granulométrique s'améliore avec la distance, tandis que la dissymétrie tend vers zéro par valeurs positives. A un endroit donné, deux tiers des sédiments ont une dimension supérieure aux sédiments en suspension. A partir de la source on observe la succession suivante de structures sédimentologiques: Non-dépôt-lamination parallèle-«ripples marks»-lamination parallèle. Ceci correspond à une séquence longitudinale de Bouma avec les intervalles *B*, *C* et *D*.

¹⁾ Publikation Nr. 165 des Labors für Experimentelle Geologie der ETH.

²⁾ Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich. Gegenwärtige Adresse: Sieber, Cassina & Moser, Beratende Ingenieure & Geologen, Delphinstr. 5, CH-8008 Zürich.

Einleitung

Seit der wegweisenden Arbeit von KUENEN & MIGLIORINI (1950) über den Zusammenhang zwischen Trübeströmen (Suspensionsströmen, «turbidity currents») und dem unter der Allgemeinbezeichnung «Flysch» bekannten Sedimenttyp erschien eine unüberschaubare Anzahl von Publikationen über dieses Gebiet. Neben klassischen Felduntersuchungen über «Turbidite» und Laborversuchen über Trübeströme wurden in letzter Zeit vor allem mittels neuerer meeresgeologischer Methoden («subbottom profiler», «side scan sonar», Strömungsmessungen, Unterseetauchfahrten) intensive Forschungen in Tiefseegebieten mit rezentaktiver detritischer Sedimentation betrieben. Eine Übersicht über die gegenwärtig aktuellen Forschungsthemen in diesem Gebiet gibt der von STANLEY & KELLING (1978) herausgegebene Sammelband. Neben Sedimentologen, Ozeanographen und Hydrodynamikern zeigen sich zusehends auch Tektoniker und Erdölgeologen interessiert. Das ursprünglich einfache Sedimentationsmodell (Rutschung am Kontinentalhang → Entstehung eines Trübestroms → Ablagerung des Turbidits → wieder pelagische Normalsedimentation) wurde wesentlich modifiziert. Heute unterscheidet man mehrere Transportmechanismen (Rutschung, Schlammstrom, «grain flow», Suspensionen in verschiedenen Konzentrationen bis zu den nepheloiden Zonen; siehe z.B. MIDDLETON & HAMPTON 1976) und mehrere Sedimentationsräume (Tiefseegräben in tektonisch kompressiven Zonen und Tiefseeschuttfächer [«submarine fans»] an passiven Kontinentalrändern). Insbesondere in den Tiefseeschuttfächern werden heute mehrere Faziesbereiche unterschieden, wie dies NORMARK (1970) und MUTTI & RICCI LUCCHI (1972) in ausgedehnten Faziesanalysen gezeigt haben.

Die vorliegende Arbeit entstand aus dem Bedürfnis heraus, etwas über das Verhalten nichtkanalisierter Trübeströme zu erfahren. Bislang wurden im Labor fast ausschliesslich kanalisierte, zweidimensionale Trübeströme untersucht, wobei die Arbeiten von KUENEN (1951) und MIDDLETON (1966a, 1966b, 1967) wohl zu den bekanntesten zählen. Einzig KUENEN (1951) führte einige Experimente durch, in denen ein Suspensionsvolumen in ein weites Wasserbecken einfloss und sich auch seitlich ausbreiten konnte. Im wesentlichen können nichtkanalisierte Trübeströme in den folgenden Situationen entstehen:

- Beim Einfluss eines trüben *Flusses* in ein Becken (Meer, See), wobei in der Verlängerung des Flusses keine Rinne vorhanden sein darf, und
- am Ende einer *subaquatischen Rinne* (z.B. am Fuss eines Deltas oder eines submarinen Canyons), wo der bis dahin kanalisierte Trübestrom ungestört in die Breite fliessen kann.

In beiden Fällen ist eine starke Geschwindigkeitsverminderung am Ende des Flusses bzw. der Rinne zu erwarten. Diese Geschwindigkeitsverminderung führt zu einer erhöhten Sedimentakkumulation und zur Bildung eines Deltas bzw. eines untermeerischen Schuttfächers. Trübeströme verlassen zwar untermeerische Rinnen nicht an einer bestimmten Stelle, sondern allmählich, indem sie die Rinnenwände zunächst überspülen und dort «overbank deposits» ablagnern. Je weniger markant die Rinne mit der Tiefe wird, desto mehr Trübe fliessst ausserhalb von ihr, bis schliesslich am Ende der Rinne, wo häufig eine Verästelung stattfindet, der Strom unkanalisiert fliessst.

Im Falle mariner Deltas ist ebenfalls darauf hinzuweisen, dass der hier modellierte Fall von bodenberührenden Trübeströmen einen Schönheitsfehler besitzt: Im Meer fliessen trübehaltige Flüsse selten als «underflows» dem Boden entlang, sondern breiten sich als «overflows» an der Wasseroberfläche aus oder schichten sich als «interflows» in einer bestimmten Tiefe ein.

Unsere Versuche sollen daher, wie später noch zu diskutieren sein wird, vorwiegend als Modell für das Einströmen eines trüben Flusses in einen See bzw. als Modell eines Trübestroms, der aus einer untermeerischen Rinne austritt und über den Schuttfächer abfließt, verstanden werden. Die Sedimentspeisung im letzteren Fall erfolgt nach SHEPARD et al. (1977) vorwiegend durch Aufwirbelung von Schelfsediment aufgrund der Dünung, der Gezeiten oder von Stürmen.

Versuchsanlage

Die an der ETH-Hönggerberg (Zürich) installierte Versuchsanlage ist in Figur 1 abgebildet. In einem Tank mit 3 m³ Inhalt wird die Suspension durch Mischen mit Tauchmotorpumpen und einem speziell konstruierten Propellerrührwerk aufbereitet (A). Die Suspension wird dann mit einer volumetrischen Impellerpumpe (max. 5 l/sec, B) durch eine Venturidüse (zur manometrischen Ablesung des Durchflusses, C) Richtung Versuchsbecken gefördert. Vor Versuchsbeginn wird die Suspension durch einen grosskalibrigen Schlauch (D) aufgefangen und ins Aufbereitungsbekken zurückgeleitet, so dass vor Versuchsbeginn eine konstante Zirkulation stattfindet.

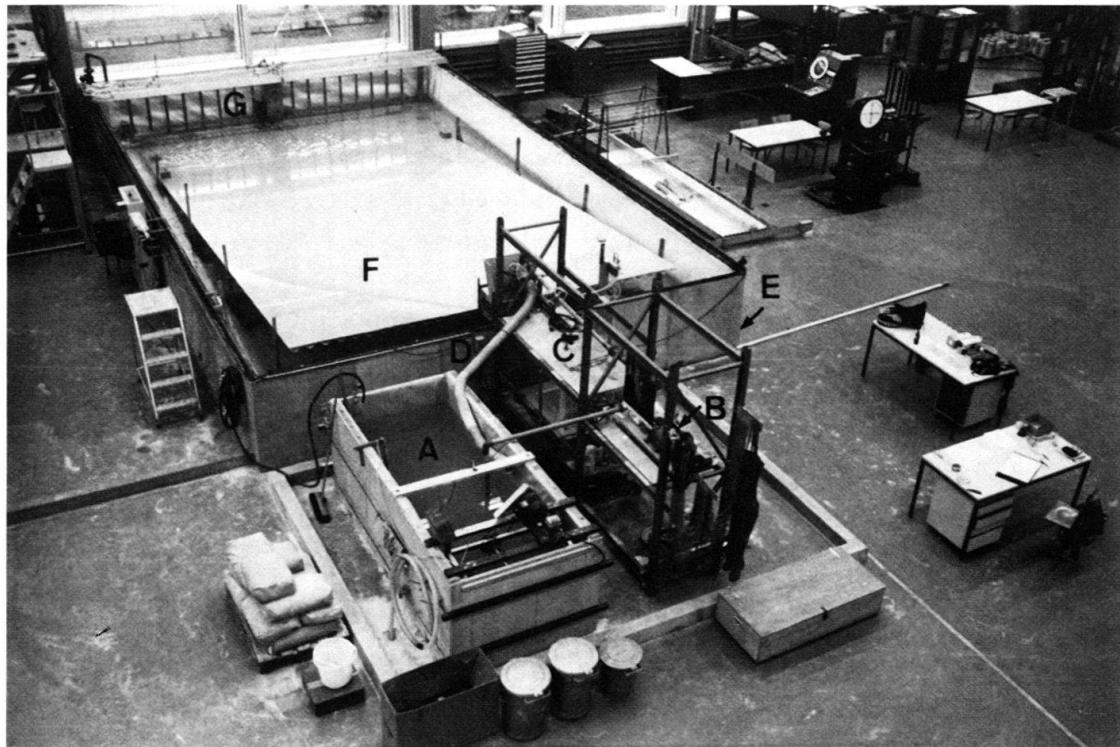


Fig. 1. Ansicht der Versuchsanlage an der ETH-Hönggerberg. A = Tank zur Aufbereitung der Suspension, B = Pumpe, C = Venturidüse und Manometer, D = Rückflußschlauch, E = Versuchsbecken, F = Elementbaurampe aus PVC, G = Absaugrohre zur Wasserstandskontrolle.

In das 6×10 m grosse und 0,9 m tiefe Versuchsbecken (E) ist eine justierbare Elementenrampe (F) von $5 \times 8,75$ m eingebaut, die bis 5° geneigt werden kann. Bei entsprechender Verkürzung, durch Weglassen einzelner Elementteile, können stärkere Neigungen erreicht werden. Am oberen Ende der Rampe befindet sich ein Einlaufkasten, der die hereinströmende Suspension beruhigen soll und durch dessen Tor von 30 cm Breite und 5 cm Höhe der Trübestrom austreten soll. Vor Beginn des Versuches wird das Versuchsbecken bis zur Oberkante der Öffnung des Einlaufkastens mit Leitungswasser gefüllt. Der Wasserstand wird durch ein System zur Wasserstandsregulierung während des Versuchs konstant gehalten (Fig. 1, G). Die Temperaturen sind im Aufbereitungs- und im Versuchsbecken gleich, so dass für die Dichteunterschiede allein der Suspensionsgehalt massgeblich ist.

Der Versuch wird gestartet, indem die Zirkulation der Suspension unterbrochen wird. Die Trübe fliesst nun in den Einlaufkasten, tritt durch die pneumatisch betätigten Öffnungen aus und fliesst im wassergefüllten Versuchsbecken über die geneigte Rampe ab.

Durchgeführte Versuche

Zur Modellierung kontinuierlich gespiesener Trübeströme wurden zwei Versuchsserien durchgeführt; Tabelle 1 gibt die wesentlichen Versuchsdaten wieder. In der ersten Serie wurde als Sediment ein aus der Craie de Champagne gemahlenes Kreidepulver mit sehr guten Suspensionseigenschaften verwendet (durchschnittliche Sinkgeschwindigkeit etwa 0,004 cm/sec, wobei aber die äusserst porösen Coccothenaggregate bis über 10 Mikron gross sind). Diese nichtsedimentierenden Kreide-Trübeströme dienten der Untersuchung der Fließeigenschaften. Die zweite Versuchsserie diente der Untersuchung der Ablagerungen. Dazu wurde als Sediment ein rein quarzhaltiger *Silt* verwendet, der eine annähernd lognormale Korngrößenverteilung aufwies (mittlere Korngrösse 37,1 Mikron oder $4,75 \Phi$, Standardabweichung $0,51 \Phi$) und der relativ gut gerundet war. In allen Versuchen betrug der Durchfluss der eintretenden Suspension 3,5 l/sec, was einer Austrittsgeschwindigkeit aus der Öffnung von 23,3 cm/sec entspricht. Die Versuche wurden von der Hallendecke mit einer motorisierten und elektronisch gesteuerten Kamera des Typs Nikon F2 in Abständen von einer Sekunde photographiert. Dem Trübestrom wurden mittels kleiner Ansaugrörchen (s. Fig. 11) in verschiedenen Höhen Suspensionsproben von rund 50 ml entnommen, wobei das ansaugende Vakuum durch relaisbetätigtes Magnetventile während rund 10 Sekunden wirkte. Mit den Suspensionsproben wurde die Dichte der Suspension (Genauigkeit $\pm 0,0002$ g/cm³) und im Falle der Silt-Trübeströme auch die Kornzusammensetzung bestimmt. Den Ablagerungen der Silt-Trübeströme wurden auf der Rampe in einem Koordinatennetz à 1 m Sedimentproben zur Analyse entnommen.

Die Versuche wurden gestoppt, wenn die Strömung den hinteren Bassinrand erreichte. Die Versuchsdauer betrug von 1 Minute für die höchstkonzentrierten bis 4 Minuten für die geringkonzentrierten Suspensionen.

Modelltheoretische Überlegungen

«Delta»-Modell: Die in der Versuchsanordnung benutzte Eintrittsöffnung von 30×5 cm stellt das Modell der Mündung eines mittelgrossen Flusses mit einem

Tabelle 1: Kenndaten der Versuche.

Material	Rampensteigung	Versuch Nummer	Dichtedifferenz der ein- fliessenden Suspension (g/cm ³)	Bemerkung
Kreide	5°	1	0.0104	
		2	0.0040	
		3	0.1046	
		4	0.0563	
	2.3°	5	0.0246	
		6	0.0040	Kamerastörung nach 70 sec
		7	0.0950	
		8	0.0970	Messung eines Längsprofils der Konzentration
		9	0.0032	Wiederholung von Versuch 6
	20° mit anschl. Uebergang zu 0°	10	0.0098	
		10a	0.0106	Reproduzierbarkeit von Versuch 10 getestet
		11	0.0459	
		12	0.1046	
		13	0.0047	
		14	0.0636	Messungen der Geschwindigkeiten mittels
		15	0.044	Messflügel; keine Fotos, in Versuch 14 Längsprofil der Konzentration
Silt	5°	1	0.0238	
		2	0.0675	
		3	div.	6 Schüttungen übereinander
		4	0.0070	

Durchfluss an der Eintrittsöffnung in allen Versuchen 3.5 l/sec.

linearen *Längenmaßstab* von etwa 1:50 dar, was einer Flussbreite von 15 m und einer Tiefe von 2,5 m entspricht. Für ein Modell mit Froudescher Ähnlichkeit (z. B. PRANDTL 1965; GRAF 1971) ist die Wurzel des *Geschwindigkeitsmaßstabs* proportional dem Längenmaßstab, was in unserem Falle etwa einen Geschwindigkeitsmaßstab von 1:7 ergibt. Die Eintrittsgeschwindigkeit des modellierten Flusses beträgt demnach $7 \times 23,3 = 165$ cm/sec und der Durchfluss rund 60 m³/sec, ein in mittelgrossen Alpenvorlandflüssen recht häufiger Wert (z. B. Reuss in Vierwaldstättersee: 56jähriges Mittel 54,4 m³/sec).

«*Schuttfächer*»-Modell: Während der Delta-Versuchsanordnung keine offensichtlichen Mängel anhafteten, so ist dies beim Modell eines submarinen Schuttfächers anders: Hier fehlt die überdeckende Wasserschicht. Der Trübestrom tritt im Versuch an der Wasseroberfläche aus, während dies in der Natur in einigen Hunderten oder Tausenden von Metern Tiefe geschieht. Ob und inwiefern diese Wasserüberdeckung einen Einfluss auf den Trübestrom hat, ist ungewiss. Eine korrekte Versuchsanordnung für submarine Schuttfächer ist nur schon von den Raumansprüchen her sehr schwierig zu verwirklichen.

Für die «*Schuttfächer*»-Versuchsanordnung gelten andere Maßstabverhältnisse als für das Delta. Unsere Eintrittsöffnung stellt rezente submarine Rinnen (MENARD

1964; SHEPARD 1967) im linearen *Längenmaßstab* von 1:10³ bis 1:10⁵ dar. Im Falle Froudescher Ähnlichkeit liegt der *Geschwindigkeitsmaßstab* also bei 1:30 bis 1:300. Die Geschwindigkeit des natürlichen Trübestroms würde somit beim Verlassen der Rinne 700–7000 cm/sec betragen, was wesentlich höher liegt als die bisher in submarinen Rinnen gemessenen Werte von 20 bis etwas über 100 cm/sec (GENES-SEAUX et al. 1971; SHEPARD et al. 1977; KELLER & SHEPARD 1978). Derart hohe Werte werden nur für aus Hangrutschungen entstandene, katastrophale Trübeströmme etwa des Grand-Banks-Typs postuliert (HEEZEN & EWING 1952; SHEPARD 1967), nicht jedoch für den hier untersuchten Fall der zuflussbedingten Trübeströmme, wie sie etwa durch eine gezeitenbedingte Aufwirbelung von Schelfsediment entstehen und über längere Zeiten andauern. Bezuglich der Geschwindigkeiten muss das «Schuttfächer»-Modell somit als verzerrt betrachtet werden.

Die *Reynolds-Zahl* (Re) ist ein Mass für die Turbulenz der Strömung und sollte in Modell und Original möglichst ähnlich sein. Sie ist definiert als $Re = \rho u D / \eta$, wobei ρ die Dichte der Flüssigkeit, u die Fliessgeschwindigkeit, D die Wassertiefe und η die Viskosität ist. Sie betrug in unseren Versuchen an der Mündung $3,5 \times 10^4$ und war damit wesentlich grösser als der Wert $Re = 2000$, über dem turbulente Verhältnisse herrschen. Somit ist von dieser Seite her die Ähnlichkeit mit der Natur erfüllt, auch wenn Flüsse im allgemeinen weit höhere Reynolds-Zahlen haben.

Bezuglich des *Sediments* muss beachtet werden, dass für modelltheoretische Betrachtungen nicht die Korngrösse, sondern die Sinkgeschwindigkeit als wichtige Grösse gelten muss. Um zu wissen, welchen Partikelgrössen die verwendeten Pulver entsprechen, muss deshalb ihre Sinkgeschwindigkeit mit den oben angegebenen Geschwindigkeitsmaßstäben multipliziert werden, worauf die erhaltenen Sinkgeschwindigkeiten wiederum in äquivalente Korndurchmesser umgeformt werden müssen (z. B. mit der Beziehungskurve in GRAF 1971, Fig. 4.4). Die so erhaltenen Resultate sind in Tabelle 2 zusammengefasst. Sie zeigen, dass – mit Ausnahme von sehr grossen Schuttfächern – die Modellkorngrössen durchaus vernünftig für die entsprechenden Faziesbereiche sind. Es muss dies hervorgehoben werden, weil in früheren Versuchen mit sedimentierenden Trübeströmern (z. B. KUENEN & MIGLIORINI 1950; KUENEN 1951; MIDDLETON 1967) diesem Umstand etwas zu wenig Beachtung geschenkt wurde und daher zu grobes Sediment für die Versuche verwendet wurde.

Allgemeine Beschreibung der Strömung

Kurz nach Verlassen der Eintrittsöffnung breitet sich die Suspension als Trübestrom in einem Winkel von rund 90° aus und fliesst über die Rampe ab (Fig. 2a). Die meist runde Kontur und Oberfläche der Front weist zahlreiche Wölbungen auf. Hinter der *Front*, deren Länge nach einigen Metern Fliessdistanz axial 1 bis 2 m und randlich etwas weniger beträgt, folgt eine *stationäre Schicht*, deren Oberfläche meist sehr viel glatter als diejenige der Front ist.

Im Gebiet der Eintrittsöffnung fällt eine Zone auf, in der die Suspension bis an die Wasseroberfläche reicht (in den Figuren 2a-c als hellere, mäanderförmige Gebiete erkennbar). In dieser Zone macht sich das höhere Gewicht der Suspension gegenüber dem Umgebungswasser nicht unmittelbar bemerkbar, so dass der Strom nicht gleich nach unten taucht. Vielmehr spielt in dieser Region der durch die

Tabelle 2: Berechnungen zur modellierten Korngrösse.

	"Delta"	"Schuttfächer"
Längenmaßstab des Modells	1:50	$1:10^3$ bis $1:10^5$
Geschwindigkeits- maßstab des Modells	1:7	1:30 bis 1:300
Kreide: (Sinkgeschwin- digkeit 0.004 cm/sec)		
Entsprechende Sink- geschwindigkeit	0.028 cm/sec	0.12 bis 1.2 cm/sec
Entsprechende Korngrösse	0.017 mm	0.035 bis 0.12 mm
Silt: (Sinkgeschwin- digkeit 0.13 cm/sec)		
Entsprechende Sink- geschwindigkeit	0.91 cm/sec	3.9 bis 39 cm/sec
Entsprechende Korngrösse	0.11 mm	0.22 bis 8 mm

Einlaufgeschwindigkeit gegebene Impuls die dominierende Rolle. Naturgemäß sinken die schwereren Trübeströme früher ab (Fig. 2c), während die leichteren bis weit hinaus an der Oberfläche beobachtbar sind, bevor sie abtauchen (Fig. 2b). Bemerkenswert ist insbesondere, dass diese impulsdominierte Einlaufzone einen wesentlich geringeren Öffnungswinkel hat als die Schwerkraftströmung im distalen Bereich des Beckens. Dieser Unterschied zwischen einem *impulsdominierten* Strömungsbereich und einem *schwerebedingten* Strömungsbereich fiel bereits KÜENEN (1951) auf.

Einen weiteren markanten Unterschied zwischen Trübeströmen mit unterschiedlichen Dichten sieht man in den Umrissen: Während die Fronten der höherkonzentrierten Ströme eine länglich-zugespitzte, elliptische Form haben (Fig. 2c), zeigen die leichteren Ströme runde bis fast abgeplattete Fronten (Fig. 2b).

Die physikalischen Eigenschaften der nichtkanalisierten Trübeströme können insbesondere mit Hilfe der *Dimensionsanalyse* (z. B. HOLT 1961) sehr gut theoretisch hergeleitet werden. Es soll hier nicht näher darauf eingegangen werden, denn von sedimentologischer Seite scheint eine qualitative Beschreibung der Strömung, wie sie in den nächsten Abschnitten gegeben wird, weitgehend zu genügen. Als einziges

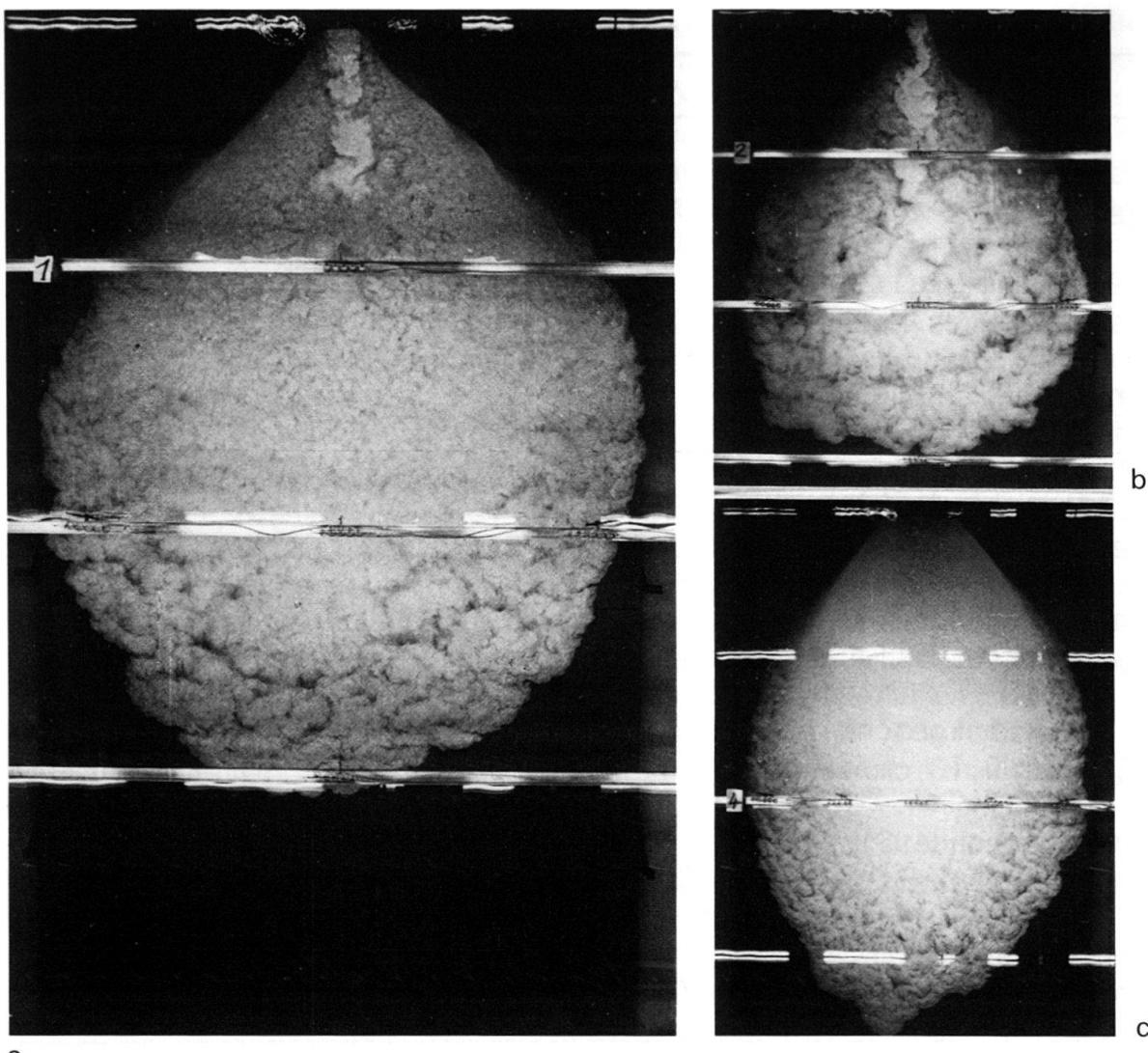


Fig. 2. Kreide-Trübestrome, von der Hallendecke photographiert. *a* = Versuch 1, Ausgangsdichte $1,0104 \text{ g/cm}^3$, Aufnahme nach 95 sec. *b* = Versuch 2, Ausgangsdichte $1,0040 \text{ g/cm}^3$, Aufnahme nach 140 sec. *c* = Versuch 4, Ausgangsdichte $1,0563 \text{ g/cm}^3$, Aufnahme nach 60 sec. Grösste Breite der Ströme 5 m.

Resultat aus solchen Überlegungen sei hier erwähnt, dass für die Kreide-Trübestrome (wo keine Sedimentation stattfindet) ein lineares Anwachsen der Stromhöhe und der Strombreite mit zunehmender Fliessdistanz gefordert wird. Aus den Figuren 3 und 4 ist ersichtlich, dass dies tatsächlich zutrifft.

Resultate aus den «Kreide»-Trübestromen

Ausgewertet wurde ein Ausbreitungsbild der Strömung von der Art wie in Figur 3 dargestellt. Daraus können die Frontgeschwindigkeit und die seitliche Ausdehnung bestimmt werden. An den bezeichneten Stellen wurden meist Suspensionsproben zur Dichtebestimmung entnommen. Da diese Probenahme durch eine vertikale Serie von Absaugröhrlchen erfolgte, konnte so auch die ungefähre Höhe der Strömung bestimmt werden.

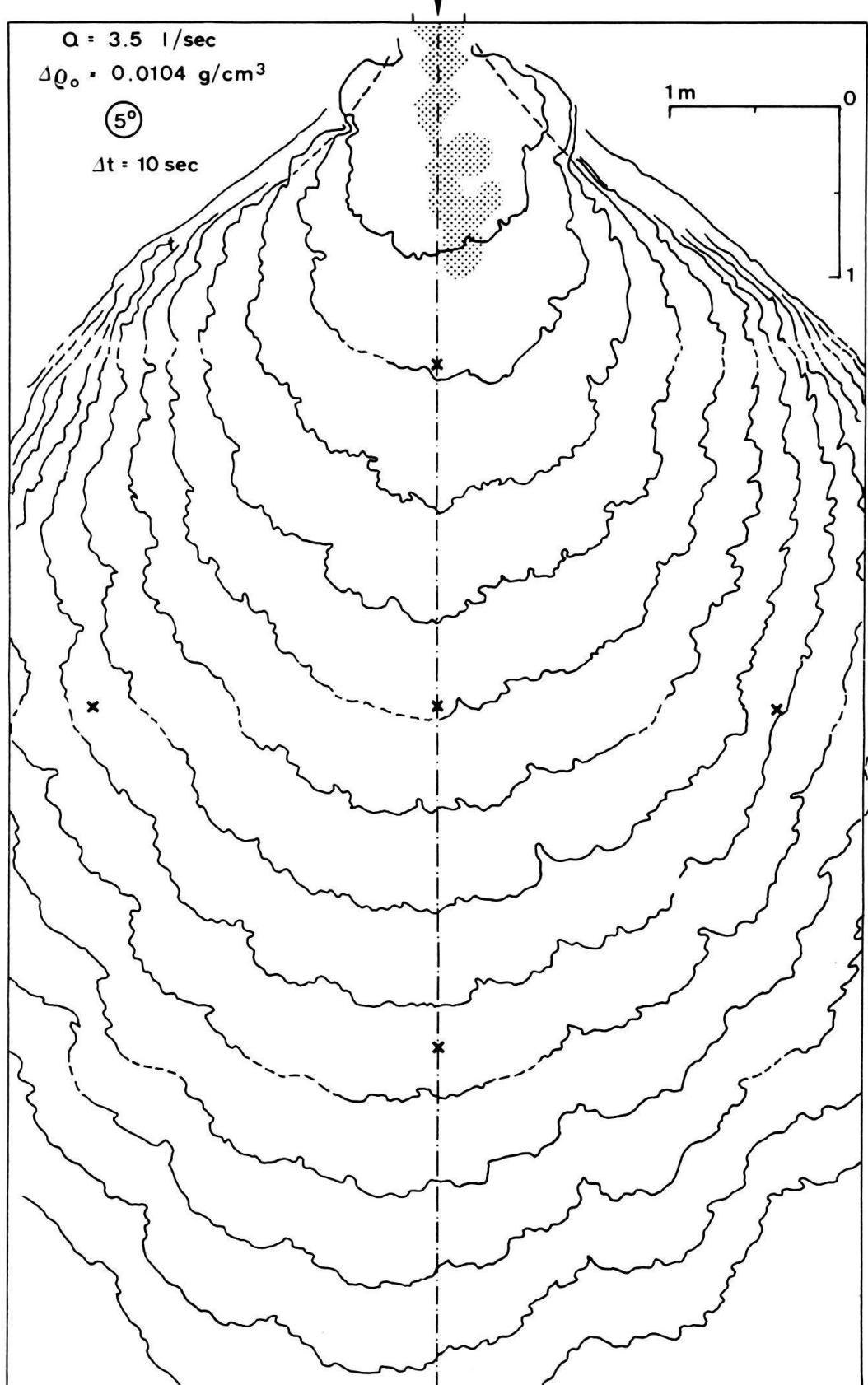


Fig. 3. Ausbreitungsbild des Kreide-Trübestroms in Versuch 1. Die Konturen des Stroms sind in Intervallen von 10 sec angegeben. Die Impulszone, in der der Strom bis an die Wasseroberfläche reicht, ist gerastert. Mit Kreuzen sind die Positionen der Messrohre für die Dichtebestimmungen gekennzeichnet.

Tabelle 3: Das Verhältnis der maximalen Strombreite b zur jeweiligen Fliessdistanz der Frontspitze x (Quotient db/dx).

Rampenneigung	0°	2.3°	5°	20°
Dichtedifferenz der einfließenden Suspension				
0.004 g/cm ³	1.21	0.82	0.85	0.73
0.1 g/cm ³	0.86	0.65	0.56	0.49

Ausbreitung der Strömung (im schwerkraftdominierten Teil): Der Öffnungswinkel der Strömung variiert zwischen etwa 75° (Versuch 8) für die hochkonzentrierten und etwa 100° (Versuch 1) für die geringer konzentrierten Suspensionen. Die maximale Breite b des Stroms wächst mehr oder weniger linear an mit zunehmender zurückgelegter Fliessdistanz x der Frontspitze. Aus Tabelle 3 ersieht man, dass die Zuwachsr率e der Breite mit der Distanz db/dx eine Funktion der ursprünglichen Dichtedifferenz, aber auch der Hangneigung ist. Zusammenfassend gilt, dass höhere Dichten und höhere Hangneigungen eine geringere Ausbreitung des Stroms zur Folge haben.

Höhe der Strömung: Durch die in verschiedenen Höhen entnommenen Suspensionsproben und durch Markierungsstäbe konnte bei den durchgeführten Versuchen die ungefähre Höhe der Trübeströme ermittelt werden. In axialen Längsschnitten (Fig. 4) sind die charakteristischen Zonen ersichtlich: Die impulsdominierte Zone in der Nähe der Mündung, wo der Strom bis an die Oberfläche reicht, der Abtauchpunkt, die stationäre, abgetauchte Schicht und die gewölbte Frontpartie. Ebenfalls ersichtlich ist, dass die Impulszone der weniger dichten Strömungen weiter hinausreicht als die der höher konzentrierten. Die Front ist bei geringen Dichten wesentlich ausgeprägter von der ihr folgenden Schicht abgesetzt.

Die Stromhöhe nimmt gegen die seitlichen Begrenzungen hin stark ab. Dies bewirkt, dass ein Grossteil des Sediments innerhalb eines Öffnungswinkels von etwa 40° transportiert wird, einer wesentlich engeren Zone somit als der vom Ausbreitungsbild ersichtlichen Öffnung von 90°.

Front- und Schichtgeschwindigkeit: Aus den Ausbreitungsbildern (Fig. 3) kann man den Geschwindigkeitsverlauf der verschiedenen Fronten mit der Distanz erhalten. Wie die Beispiele in Figur 5 zeigen, nimmt die Geschwindigkeit mit der Distanz sehr rasch ab. Naturgemäß werden die dichteren Ströme weniger schnell verzögert als die gering konzentrierten; am Ende der Rampe (d.h. nach rund 8 m) betrug die Frontgeschwindigkeit des dichtesten Trübestroms bei 5° Neigung etwa 11 cm/sec, während die Front des leichtesten Stroms lediglich noch mit 2,5 cm/sec vorwärtsfloss.

Die Silt-Trübeströme reduzieren ihre Geschwindigkeit wegen des Sedimentverlusts schneller als die Kreide-Trübeströme. Eine Vergleichskurve in Figur 5 veranschaulicht dies; sie gleicht stark den von KUENEN (1951, Fig. 5) ermittelten Geschwindigkeitsverläufen in zweidimensionalen Trübeströmern.

Eine oft diskutierte Frage ist weiterhin, ob die der Front nachfliessende stationäre Schicht schneller fliesst als die Front, wie dies z. B. aus der Arbeit von MIDDLETON (1966a, Fig. 14) hervorgeht. Danach sollte für hohe Neigungen ($>3^\circ$) die Schichtgeschwindigkeit wesentlich höher als die Frontgeschwindigkeit sein, wäh-

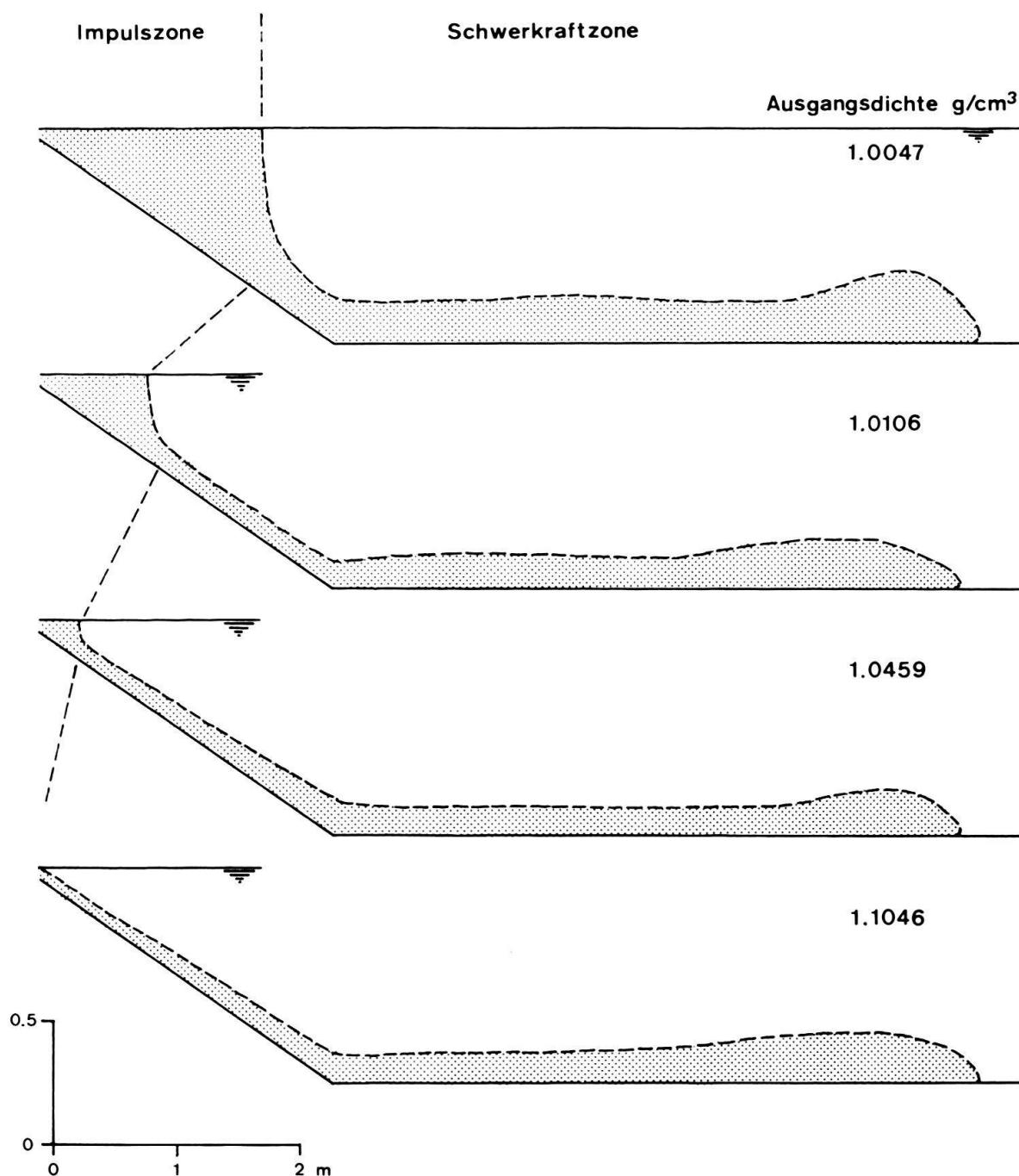


Fig. 4. Axiale Längsprofile durch vier Kreide-Trübeströme auf einer Rampenneigung von 20° mit Übergang zu 0° . Von oben nach unten: Versuche 13, 10a, 11, 12.

Frontgeschwindigkeit

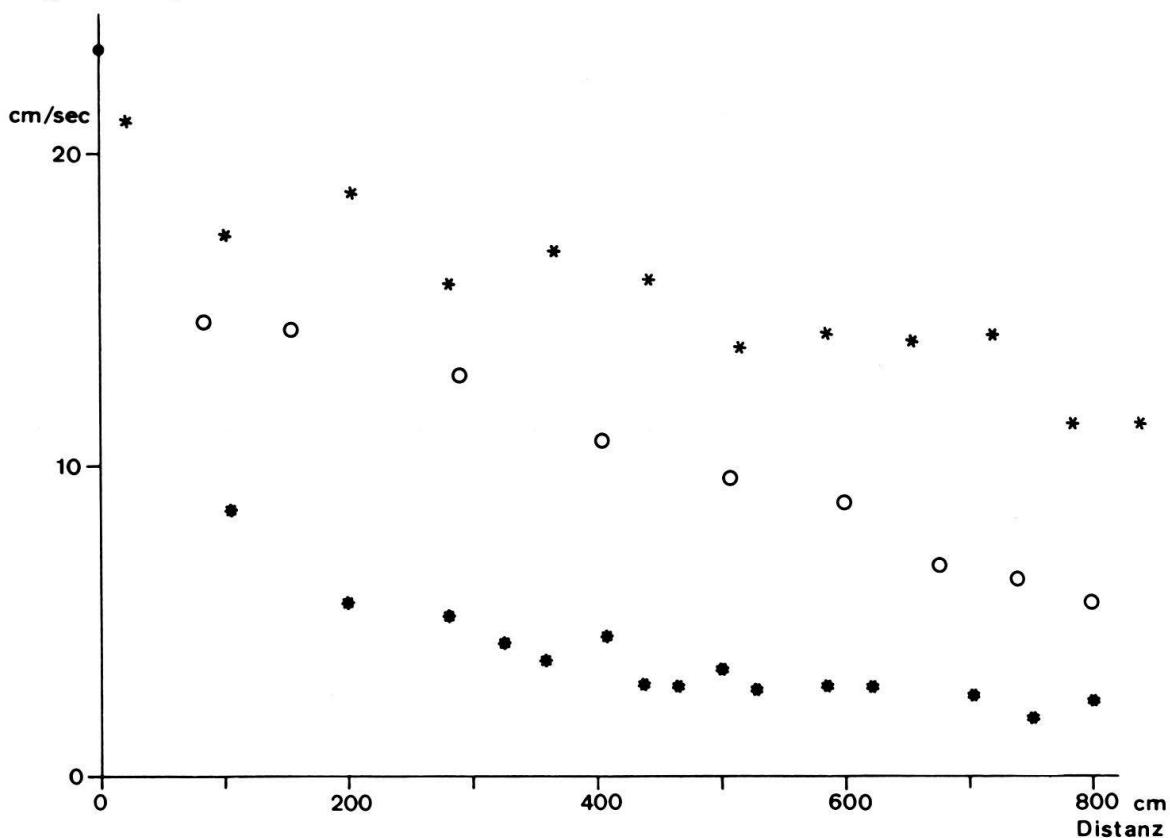


Fig. 5. Die Frontgeschwindigkeit von Trübeströmen in Abhängigkeit der zurückgelegten Distanz ab Eintrittsöffnung. Kreide-Trübeströme (*Sterne*): oben Versuch 3, Ausgangsdichte $1,1046 \text{ g/cm}^3$, unten Versuch 2, Ausgangsdichte $1,0040 \text{ g/cm}^3$. Silt-Trübestrom (*Ringe*): Versuch 2, Ausgangsdichte $1,0675 \text{ g/cm}^3$.

rend auf flachen Neigungen die beiden Geschwindigkeiten fast gleich gross sein sollten. Mittels eines kleinen Strömungsmessers wurde dies auf einer Neigung von 20° untersucht (Versuche 14 und 15). Unsere Messungen bestätigen dies nur teilweise: Wie Figur 6 zeigt, ist die durchschnittliche Schichtgeschwindigkeit mit 27 cm/sec etwa 1,4mal höher als die Frontgeschwindigkeit von $19,2 \text{ cm/sec}$. Nach den Angaben von MIDDLETON (1966a) müsste man jedoch mit einer wesentlich höheren Schichtgeschwindigkeit (mindestens doppelt so hoch wie die Frontgeschwindigkeit) rechnen. Seine ungenauen Angaben sind darauf zurückzuführen, dass er die Geschwindigkeiten nicht mass, sondern berechnete, indem er den Durchfluss als konstant annahm. Da er dabei die Einmischung von Umgebungswasser vernachlässigte, erhielt er für die (höhere) Front wesentlich tiefere Werte als für die (tiefere) Schicht.

Aus dem Ausbreitungsbild (Fig. 3) können Linien gleicher Frontgeschwindigkeit ermittelt werden, wie dies in Figur 7 getan wurde. Die Linien gleicher Schichtgeschwindigkeit würden prinzipiell ähnlich aussehen, nur dass die Geschwindigkeiten etwas höher wären. Es fällt auf, dass sich die Linien der grössten Geschwindigkeiten um die Strömungsachse scharen: dies deutet, wie schon bei den Stromhöhen, darauf hin, dass der grösste Teil des Sediments in einem relativ engen Bereich transportiert wird.

Dichte der Strömung: Der Verlauf der Dichte im Trübestrom (oder der Partikelkonzentration) mit der Höhe ist durch eine starke Abnahme nach oben gekennzeichnet (s. auch Fig. 12). Die Dichteprofile ähneln denen für zweidimensionale Turbiditätsströme, wie sie von LÜTHI (1978, 1981) erwähnt werden. Die starke

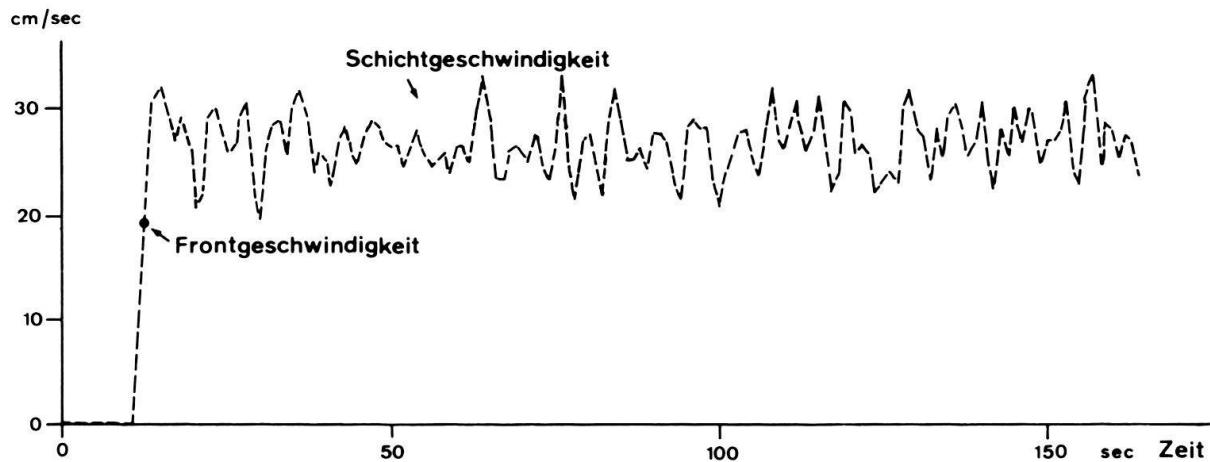


Fig. 6. Die Geschwindigkeitsaufzeichnung eines Messflügels 2 m nach der Eintrittsöffnung (Versuch 15). Beim Punkt passierte die Front des Stroms mit einer Geschwindigkeit von 19,2 cm/sec, dann erhöhte sich die Geschwindigkeit noch etwas und fluktuierte um 27 cm/sec herum, was der Fliessgeschwindigkeit der stationären Schicht entspricht.

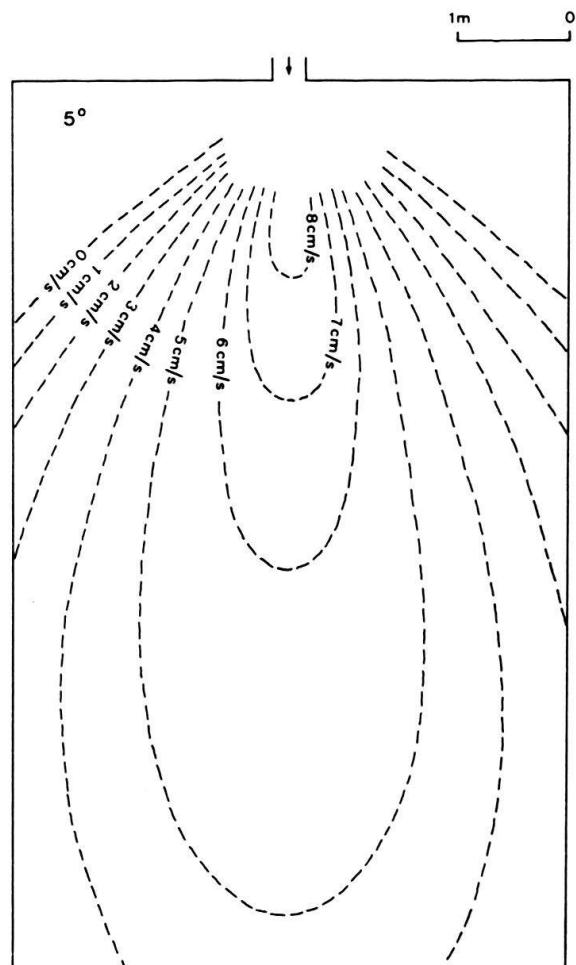


Fig. 7. Linien gleicher Frontgeschwindigkeit für den Kreide-Trübestrom in Versuch 1.

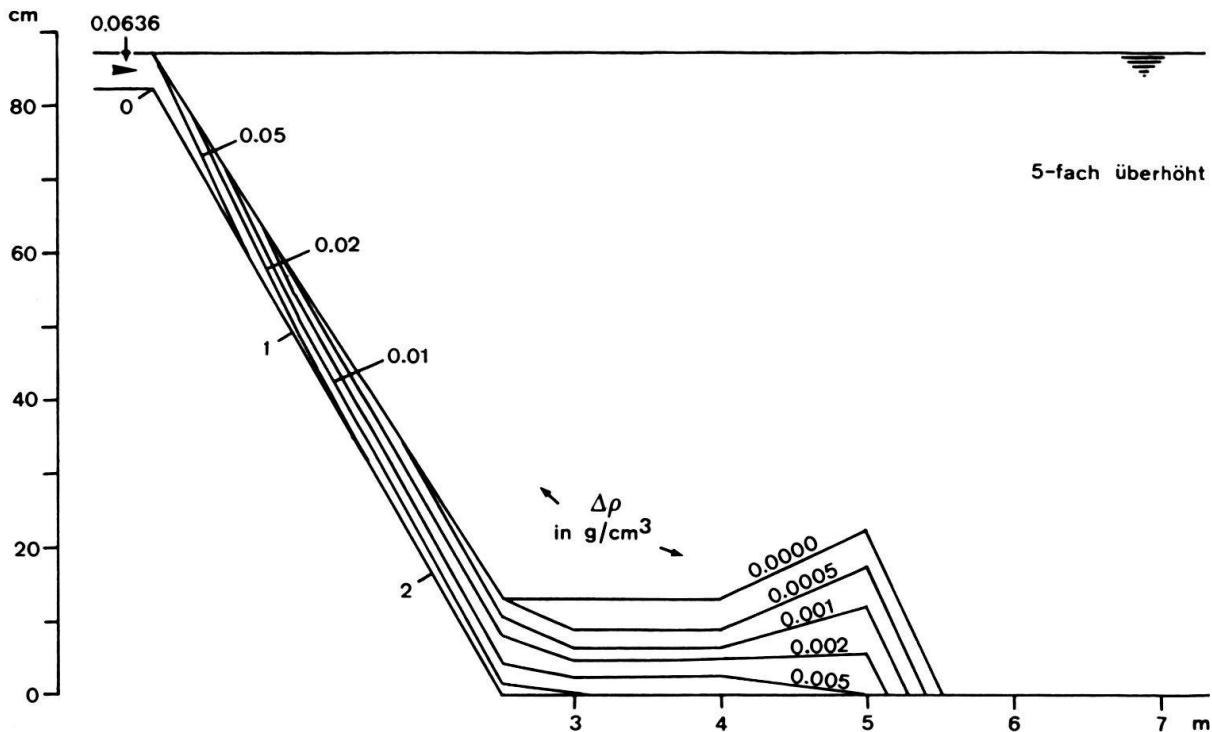


Fig. 8. Linien gleicher Dichtedifferenz im Kreide-Trübestrom des Versuchs 14. Die Messrohre waren in 1, 5, 10, 15 und 20 cm Höhe (bei 1 m) und in 1, 10, 20, 30 und 40 cm Höhe (alle übrigen Meter) angebracht.

Abnahme der Dichte nach oben ist vorwiegend der Einmischung von Umgebungswasser an der Oberfläche des Stroms zuzuschreiben («turbulent entrainment»)³⁾.

Ein charakteristisches axiales Profil durch einen Trübestrom (Fig. 8) zeigt die DichteVerteilung mit der Höhe und der Distanz zu einem bestimmten Zeitpunkt. Mit zunehmender zurückgelegter Distanz tauchen die Äquidensiten nach unten. Markant ist insbesondere die Auffächerung der Äquidensiten an der Front: Hier wird Umgebungswasser nicht nur von oben, sondern auch von vorne in den Trübestrom einverleibt. Äusserlich wird dies durch die starken Wölbungen in der Front ersichtlich (Fig. 2a-c).

Resultate aus den «Silt»-Trübestromen

Mächtigkeit und Korngrössenverteilung der Ablagerung: Im Gegensatz zu den Kreide-Trübestromen lagerten die Silt-Trübestrome rund 90% ihres Sediments auf der Rampe ab; der Rest des Materials floss seitlich ab oder wurde am Rampenende akkumuliert. Es lag hier somit keine «Autosuspension» (BAGNOLD 1962) wie bei den Kreide-Experimenten vor. Die Geschwindigkeit des Stroms ist nicht ausreichend, um das Sediment zu transportieren, weswegen ein Teil davon abgelagert wird. Dadurch wird die Geschwindigkeit des Stroms zusätzlich vermindert, was

³⁾ Diese Einmischung von Umgebungswasser kann als eine Art Reibungskraft betrachtet werden und ist schon auf geringen Neigungen (<0,5°) wesentlich grösser als die am Boden wirkende Sohlenreibung des Stroms (LÜTHI 1981).

wiederum zu einer weiteren, erhöhten Ablagerung von Sediment führt. Dieser Mechanismus führt auf Hängen mit konstantem oder abnehmendem Gefälle schliesslich zur Ablagerung des gesamten Sedimentinhaltes des Trübestroms innerhalb einer relativ kurzen Distanz.

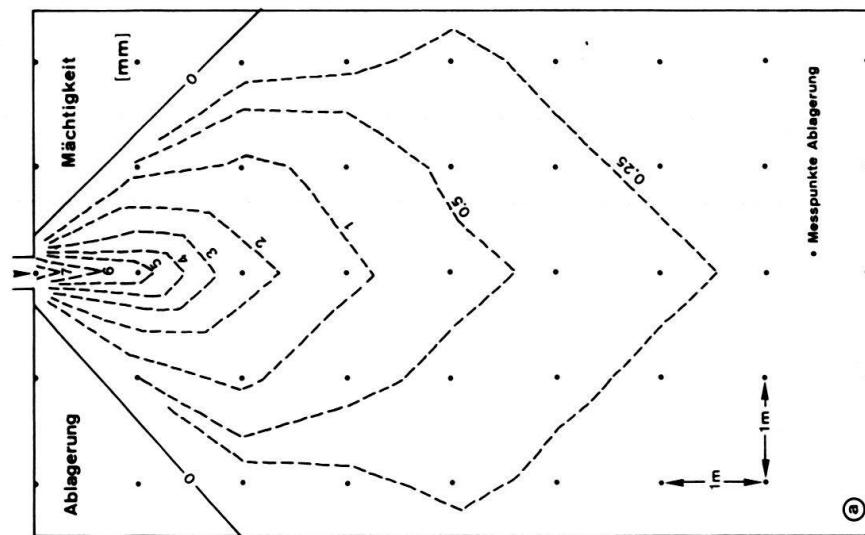
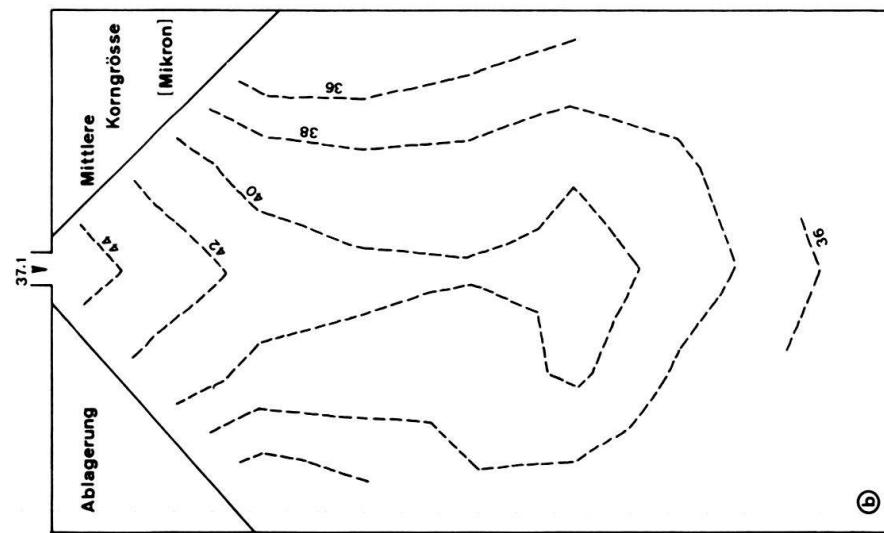
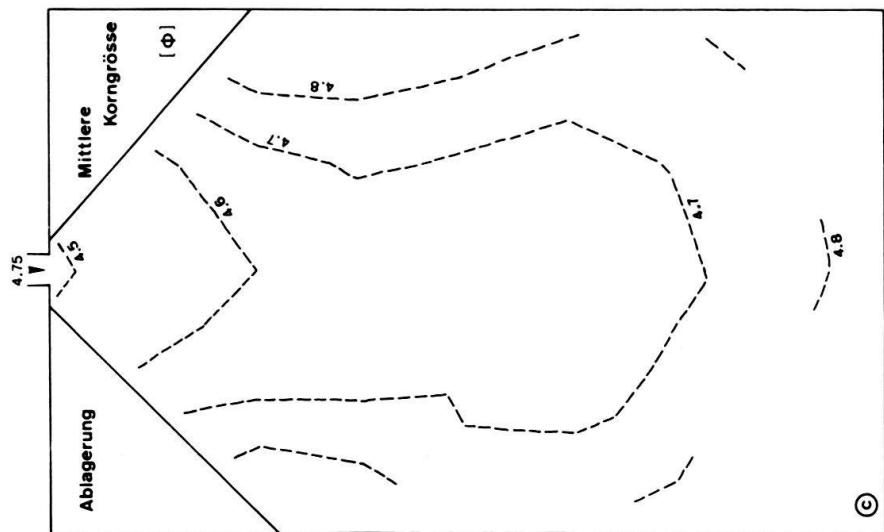
Das Bild solcher Ablagerungen war im wesentlichen immer gleich (Fig. 9): Im Mündungsbereich, d.h. kurz nach der Austrittsöffnung, bildete sich dabei eine kurze Rinne von etwa 50 cm Länge und 30 cm Breite; links und rechts lagerten sich Sedimentwälle («levees») ab, die gegen die äussere Strombegrenzung zu rasch abnahmen. Nach der Rinne zeigten die Ablagerungen in der Stromachse ein Mächtigkeitsmaximum, das danach sowohl lateral wie auch axial rasch an Mächtigkeit abnahm (Fig. 10a). Innerhalb der ersten zwei Meter entstand dabei eine deutliche radiale Rippelbildung (Fig. 9), wobei die Wellenlänge und die Amplitude dieser Fliessrippeln mit der Distanz abnahmen.

Im Gegensatz zu den Experimenten von KUENEN (1951) und MIDDLETON (1967) ist in den Sedimenten unserer Experimente keine vertikale Gradierung zu erwarten, da die Strömungsgeschwindigkeit an einem bestimmten Punkt wegen des ständigen Nachflusses von Suspension immer gleich ist. In einem rutschungsbedingten, nichtkontinuierlichen Trübestrom, in dem ein bestimmtes Sedimentvolumen suspendiert wird, nimmt die Strömungsgeschwindigkeit dagegen an einem bestimmten Punkt mit der Zeit wegen des fehlenden «Trübenachschubs» immer mehr ab.

Mit einer Probedicthe von 1 m Abstand wurden auf der Rampe die Ablagerungsmächtigkeiten gemessen und Sedimentproben zur Kornanalyse entnommen. Diese wurden mit einem Partikelmessgerät des Typs HIAC ASAP-520 analysiert.



Fig. 9. Ablagerungsbild eines Silt-Trübestroms. Erkennbar sind die etwas asymmetrische Rinne, anschliessend der Rippelkranz sowie die seitliche Begrenzung der Ablagerung.



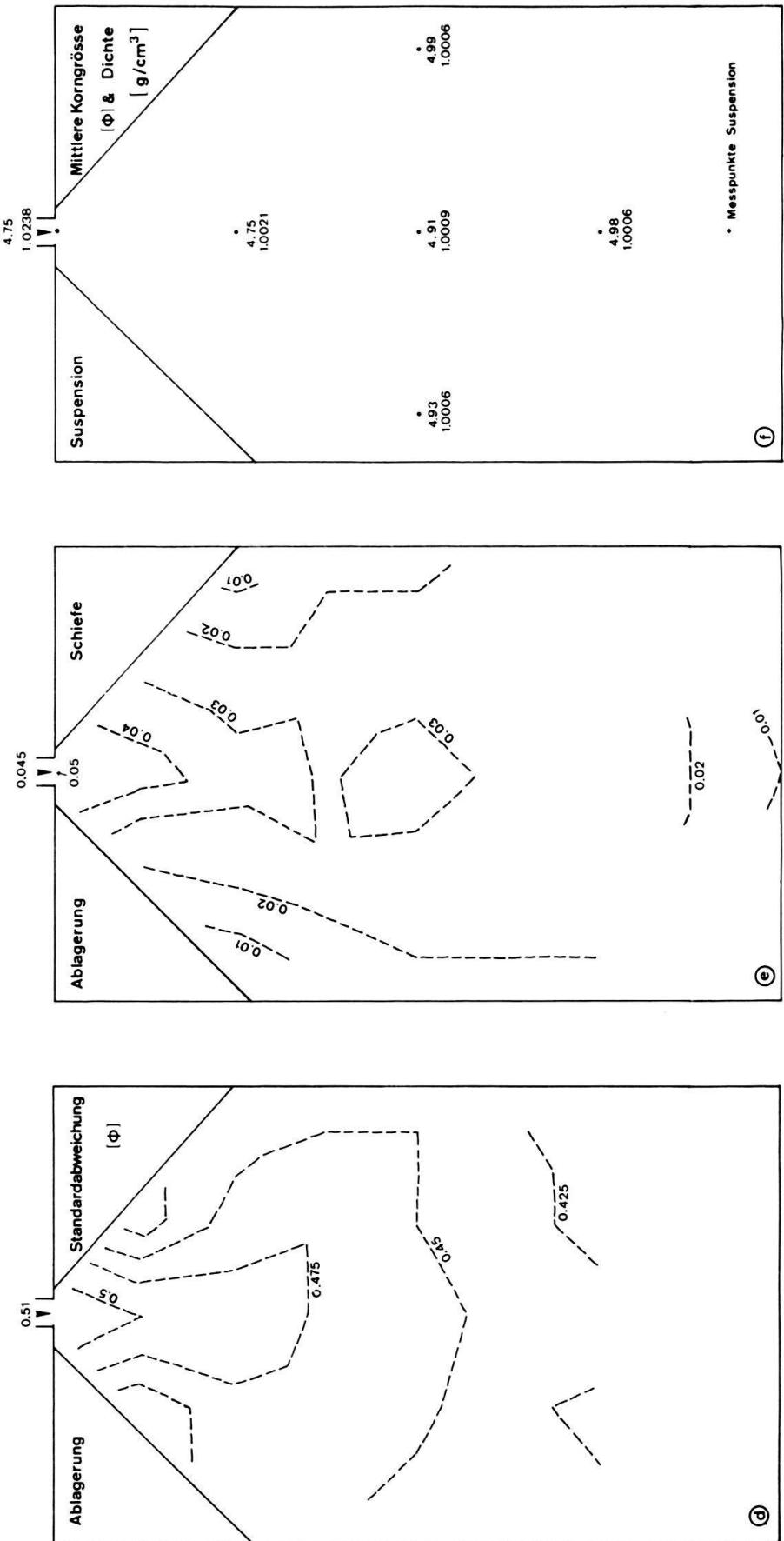


Fig. 10. Auswertung der Mächtigkeit und der Korngrößen-Parameter eines Silt-Trübestroms (Versuch 1). $a =$ Mächtigkeit der Ablagerung, $b =$ Korngrösse der Ablagerung in Mikron, $c =$ Korngrösse der Ablagerung in Φ , $d =$ Standardabweichung der Ablagerung, $e =$ Schiefe der Ablagerung, $f =$ mittlere Korngrösse und Dichte der Suspension.

Alle Kurven der Figuren b bis e sind Umfeldinterpolationen. Dabei wurden zur Ermittlung des Wertes eines Messpunktes die ihn symmetrisch umgebenden zwei oder vier nächsten Messpunkte mit einbezogen.

Aus dem Korngrößen-Kurvenverlauf, der einem Intervall mit der mittleren Korngrösse d_n eine prozentuale Häufigkeit p_n zuordnet, wurden folgende charakteristische Größen ermittelt (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970; FRIEDMANN 1979):

$$\text{Mittelwert der Korngrösse} \quad \bar{d} = \frac{\sum d_n \cdot p_n}{\sum p_n} \quad (d \text{ in Mikron oder } \Phi)$$

$$\text{Standardabweichung} \quad \sigma = \sqrt{\frac{\sum (d_n - \bar{d})^2 p_n}{\sum p_n}} \quad (d \text{ in } \Phi)$$

$$\text{Schiefe} \quad a_3 \sigma^3 = \frac{\sum (d_n - \bar{d})^3 p_n}{\sum p_n} \quad (d \text{ in } \Phi)$$

Ein charakteristisches Bild der Ablagerungen ist in Figur 10 dargestellt. Die *Mächtigkeit* der Ablagerung ist gekennzeichnet durch nahezu elliptische Isopachen, die recht gut mit den Linien gleicher Geschwindigkeit in Figur 7 übereinstimmen. Interessant ist die Verteilung der *Korngrösse*: Die Linien gleicher Korngrösse (Fig. 10b und 10c) zeigen eine abnehmende Tendenz mit zunehmender Distanz und liegen im allgemeinen zungenförmig um die Strömungsachse. Die Darstellungen der *Standardabweichung* und der *Schiefe* (Fig. 10d und 10e) des abgelagerten Sediments zeigen mit zunehmender Distanz eine bessere Sortierung und eine kleinere Schiefe. Insbesondere die bessere Sortierung in Transportrichtung wurde auch von MIDDLETON (1967) in Experimenten über zweidimensionale Trübestrome beobachtet.

Von Interesse ist auch ein Vergleich der Korngrösse der Sedimentablagerung mit derjenigen, die sich noch in der *Suspension* des Trübestroms befindet (Fig. 10f, Korngrößen in Φ -Einheiten, direkt vergleichbar mit Fig. 10c). Im allgemeinen sind die Korngrößen der Suspension etwa um 0,2 Φ -Klassen grösser (d. h. rund 5 Mikron kleiner) als die der Ablagerung.

Figur 11 zeigt an einem Beispiel die Beziehung zwischen Suspension und Ablagerung. Nach unten nehmen sowohl die Dichte als auch die Korngrösse in der Suspension zu. Das abgelagerte Sediment ist besser sortiert als das suspendierte Sediment. Die Korngrößenverteilungskurve zeigt, dass nicht allein die grössten Körner des Trübestroms abgelagert werden. Vielmehr sind in der Ablagerung die Körner unterhalb des mittleren Korndurchmessers der Suspension untervertreten (um 5–10%), während diejenigen darüber übervertreten sind (ebenfalls um 5–10%). Total sind etwa $\frac{2}{3}$ der abgelagerten Körner gröber als der mittlere Korndurchmesser des suspendierten Materials.

Sedimentologische Strukturen der Ablagerung: Wie aus Figur 9 hervorgeht, bildet sich um die Mündung eines Silt-Trübestroms herum ein deutlicher Rippelkranz. In einem Versuch mit mehreren Schüttungen (Tab. 1, Versuch 3) wurden solche Schichtmarken («bedforms») sowie die Bildung einer Rinne in diesen Sedimenten untersucht. Das Ablagerungsbild war nach allen Schüttungen dasselbe und entspricht demjenigen in Figur 9. Die Rinne war an der Mündung immer etwa 30 cm breit und nach vorne zugespitzt. Ihre Länge betrug zwischen 30 und 80 cm und zeigte keine Erweiterung im Laufe der Versuche. Es handelt sich hier also um ein reines Mündungsphänomen und nicht um eine Rinne, die den natürlichen submarinen Canyons entspricht.

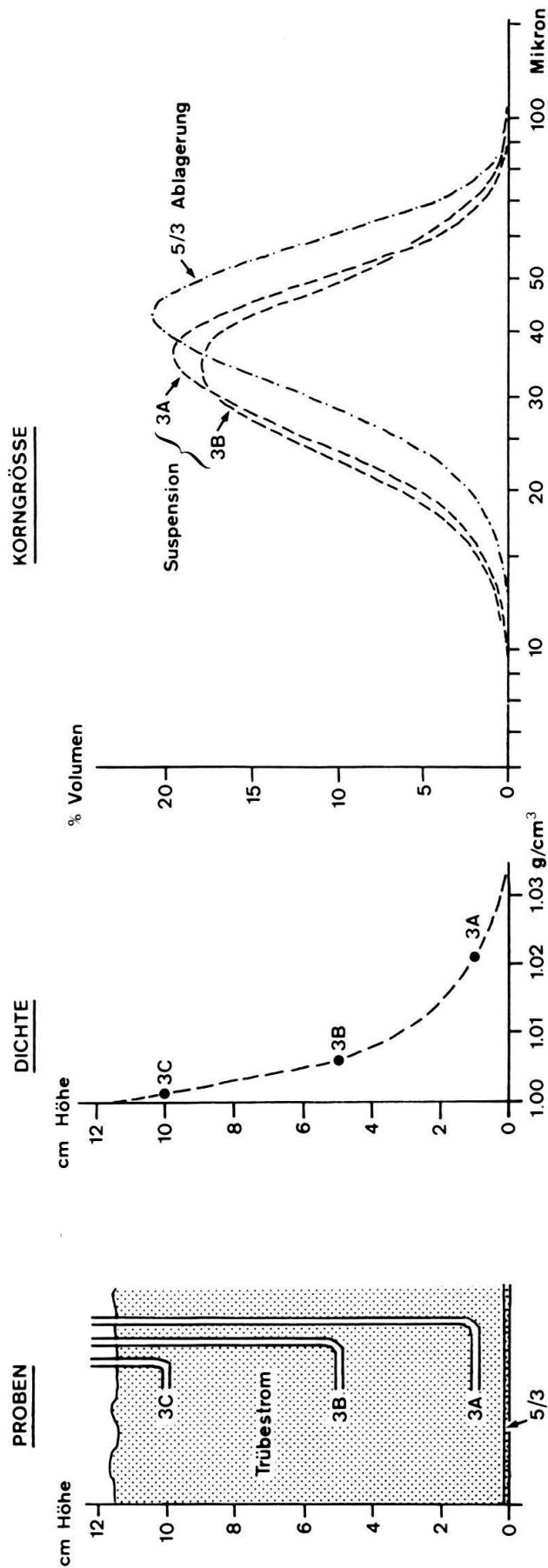


Fig. 11. Beispiel für die Beziehung zwischen Suspension des Trübestroms und seiner Ablagerung (Versuch 1, Messpunkt 4 m nach der Eintrittsöffnung in der Strömungsachse). Links die Anordnung der Probeentnahme (5/3 ist die Ablagerungsprobe), in der Mitte der Dickeverlauf der Suspension und rechts die Korngrößenverteilung der Suspension und der Ablagerung (Probe 3C war zu klein für Korngrößenanalyse).

Die entstandenen Schichtmarken wurden in einem Längs- und mehreren Querprofilen studiert. Dabei können die Sedimentärstrukturen mit abnehmender Schleppkraft der Strömung bei zunehmender Distanz von der Mündung in vier Bereiche gegliedert werden, wie dies aus Figur 12 ersichtlich ist:

1. *Rinnenzone*: Hier ist die Strömungsgeschwindigkeit so gross, dass erodiert bzw. nicht abgelagert wird. Die Rinne liegt in allen Versuchen innerhalb der impulsdominierten Zone.
2. *Zone mit Parallelschichtung*: Sie markiert den Beginn der Sedimentation und gleichzeitig den Bereich grösster Sedimentakkumulation. Die Zone ist etwa 50 cm lang und liegt manchmal in der impulsdominierten, manchmal in der schwerkraftdominierten Zone.
3. *Rippelzone*: Bei den entstandenen Rippeln handelt es sich um «climbing ripples», einen speziellen Typ von Fliessrippeln, bei dem die Anlagerung der «foreset laminae» in aufsteigender Art geschieht. Amplitude und Wellenlänge der Rippeln werden mit zunehmender Distanz kleiner, bis sie ganz verschwinden. Die gesamte Rippelzone von rund 150 cm Länge liegt (ausser bei äusserst gering konzentrierten Suspensionen) in der schwerkraftdominierten Zone.

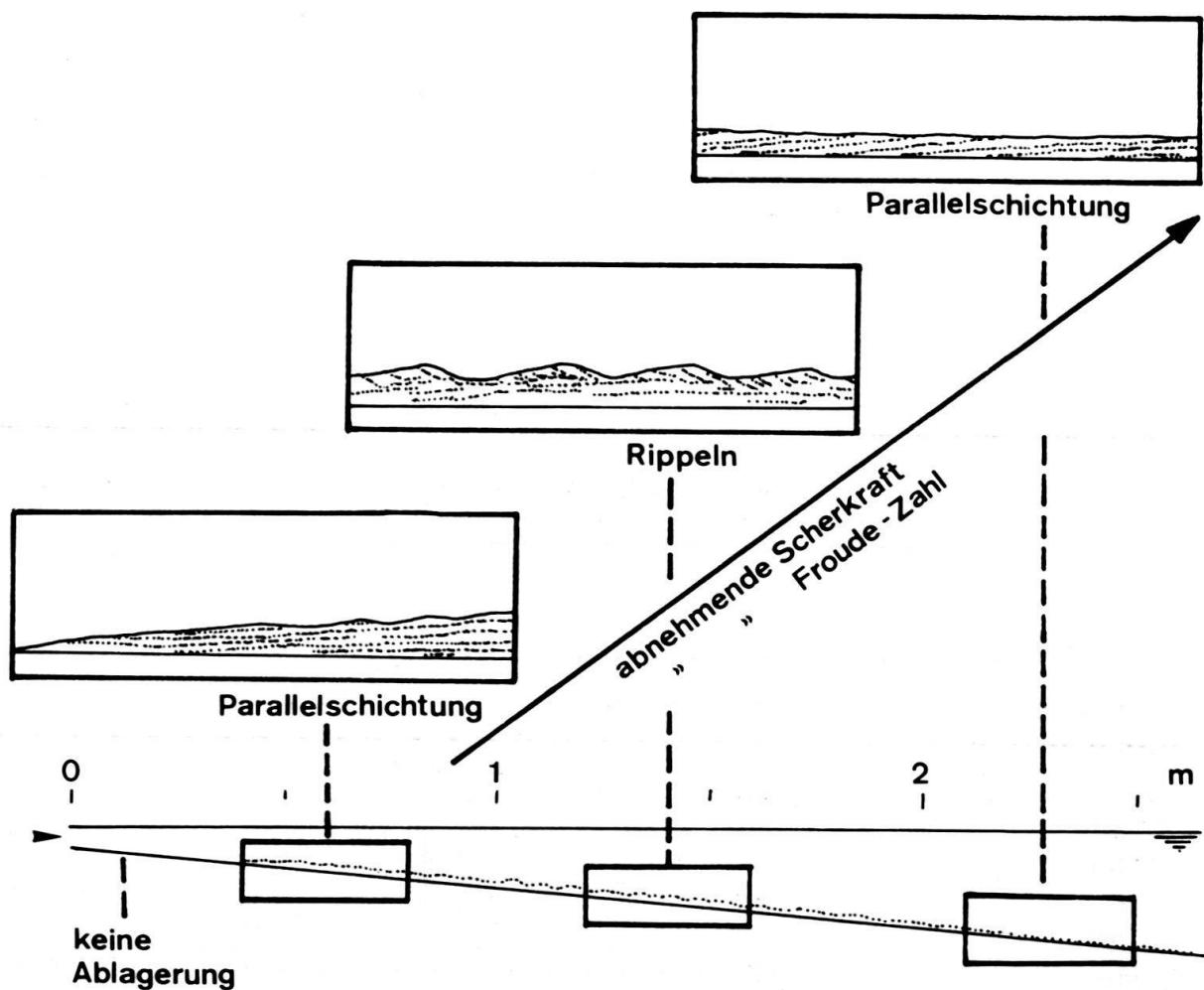


Fig. 12. Die Sedimentärstrukturen im axialen Längsprofil. Ablagerung der Silt-Trübeströme in Versuch 3. Weitere Erklärungen im Text.

4. *Zone mit Parallelschichtung*: Sie schliesst unmittelbar an die Rippelzone an und dehnt sich über den gesamten Rest des Sedimentationshangs aus. Die Ablagerungsmächtigkeit ist hier bereits sehr gering, und einige Traktionsspuren kurz nach Ende der Rippelzone sind das einzige Anzeichen dafür, dass das Sediment teilweise nach der Ablagerung noch bewegt wurde.

Obwohl dieses Ablagerungsschema wegen Skaleneffekten nicht direkt auf natürliche Bedingungen übertragen werden kann, ist es in qualitativer Hinsicht durchwegs konsistent mit experimentellen Untersuchungen über Schichtmarken (z. B. GUY et al. 1966; s. auch ALLEN 1968). In diesen Experimenten wurden mit zunehmender Scherkraft auf das am Boden liegende, lockere Sediment folgende Schichtmarken beobachtet: (Keine Sedimentbewegung) → Rippeln (über 0,6 mm Korngrösse: Parallelschichtung) → Dünen (nur über etwa 0,1 mm Korngrösse) → Parallelschichtung → Antidünen (d. h. symmetrische Dünen in Phase mit den Strömungswellen).

Die ersten beiden Schichtmarken zählen zum «lower flow regime», die beiden zweiten zum «upper flow regime». Nach KENNEDY (1963) und SOUTHARD (1971) findet ein Übergang zwischen diesen beiden Strömungstypen bei einer Froudezahl⁴⁾ von $Fr = 0,844$ statt.

In unseren Experimenten nahm die Scherkraft am Boden mit zunehmender Distanz von der Eintrittsöffnung ab (vor allem wegen der abnehmenden Geschwindigkeit). Es ist somit eine Längsabfolge von Schichtmarken zu erwarten, die einer umgekehrten Reihenfolge der obenerwähnten Schichtmarken entspricht. Tatsächlich ist dies der Fall: Die Rinne (Zone 1) ist ein Bereich, in dem die Strömungsgeschwindigkeit über der Erosionsgeschwindigkeit liegt.

Die erste Parallelschichtung (Zone 2) gehört zum «upper flow regime». Dünen können in unseren feinkörnigen Sedimenten nicht vorkommen. Die Rippeln (Zone 3) gehören zum «lower flow regime». Die zweite Parallelschichtung (Zone 4) ist keine eigentliche Schichtmarke, sondern vielmehr eine Ablagerung, die direkt aus der Suspension erfolgte. Das Sediment war nach der Ablagerung grösstenteils nicht mehr mobil, und es konnte sich keine Schichtmarke bilden.

Schichtet man die vier Zonen der Ablagerung aufeinander, so erhält man einen *Bouma-Zyklus* (BOUMA 1959, 1962), der aus den Intervallen *B* (Parallelschichtung), *C* (Kreuzschichtung) und *D* (Parallelschichtung) besteht. Es fehlen die Gradierung

⁴⁾ Die Froude-Zahl Fr ist definiert als $Fr = u / \sqrt{gD}$, wobei u die Strömungsgeschwindigkeit, g die Erdbeschleunigung und D die Stromhöhe der Strömung darstellen. Unterhalb der kritischen Froude-Zahl $Fr = 1$ herrscht «strömendes», darüber «schiessendes» Fliessen. Die Froude-Zahl wird als wichtiger, jedoch nicht alleiniger Parameter für die Bildung von Schichtmarken angesehen (SOUTHARD 1971). Für die Beschreibung von Dichteströmen vom Typ der Trübeströme wird häufig eine Froude-Zahl verwendet, in der die Erdbeschleunigung um den Auftrieb des Dichtestroms reduziert ist, was zu wesentlich höheren Werten für Fr führt, als wenn g verwendet wird. Insbesondere bei der Beschreibung von Schichtmarken ist die Einführung einer solchen «densimetrischen» Froude-Zahl nicht unbedingt angebracht, da die Körner an der Sohle nicht «wissen», dass sich über dem Trübestrom ein weiteres Fluid befindet. Sie reagieren auf die auf sie ausgeübte Scherkraft, wie sie in einem Fluss mit derselben Fliessgeschwindigkeit reagieren würden. Ein Vergleich von «normalen» Froude-Zahlen aus Flüssen mit «densimetrischen» aus Trübeströmen (z. B. HAND 1974; KOLLA et al. 1980) scheint deshalb im Falle von Schichtmarken recht ungeschickt zu sein. Der von HAND (1974) vermutete «fundamental defect in the traditional classification of bedforms» existiert deshalb wahrscheinlich nicht.

(A) und der Pelit (E), so dass es sich um einen unvollständigen, als «base cut-out Bouma sequence» bezeichneten Zyklus handelt. Die Zone der Rinne entspricht der Basis von Turbiditen, wo häufig Erosionsmarken (oder Bodenmarken) wie «flute marks» oder «groove casts» beobachtet werden. Das Fehlen der Gradierung A wird (in Übereinstimmung mit SANDERS 1965 und im Gegensatz zu ALLEN 1970, Fig. 6) dahingehend interpretiert, dass Gradierungen typischerweise aus hochkonzentrierten, schlammstromähnlichen Strömungen, wie sie an der Basis von rutschungsbedingten Trübeströmen erwartet werden, entstehen. Ein solcher Fliessmechanismus bestand in unseren Experimenten nicht. Das Fehlen des Pelits E kann einfacherweise damit erklärt werden, dass die Tonfraktion in unserem Versuchssediment nicht vorhanden war.

Zusammenfassung der Resultate

Das Verhalten unkanalierter Trübeströme mit konstanter Speisung kann durch folgende Eigenschaften charakterisiert werden:

- Die seitliche Ausbreitung ist gross. Sie findet (in unsere Experimenten) in einem Winkel von rund 90° statt, in höherkonzentrierten Strömen zunehmend weniger. Der Hauptsedimenttransport findet jedoch in einer wesentlich engeren Zone von etwa 40° Öffnung statt. Hier sind sowohl die Konzentration als auch die Geschwindigkeit des Stroms wesentlich höher als in den Randgebieten.
- Die Einmischung von Umgebungswasser verursacht bereits auf geringen Neigungen eine seitliche Ausbreitung und ein Anwachsen der Höhe des Trübestroms. Diese starke *Verdünnung* der Trübeströme kann an einem Beispiel illustriert werden: Auf einer Hangneigung von $2,3^\circ$ zeigte ein Strom (Versuch 5) mit der Ausgangsdichte $1,0246 \text{ g/cm}^3$ nach 6 m noch eine Dichte von $1,0017 \text{ g/cm}^3$, was einer 15fachen Verdünnung entspricht. Derartig hohe Verdünnungen sind auch in der Natur gemessen worden. So erwähnen STURM & MATTER (1978, Tab. 2) einen Trübestrom im Brienzersee, der sich 2 km nach der Mündung von $1,0128$ auf $1,0000123 \text{ g/cm}^3$, also rund um das Tausendfache, verdünnte.
- Die Geschwindigkeit nimmt mit der Distanz von der Eintrittsöffnung ab, auch *ohne* dass Sediment durch Ablagerung verlorengeht.
- Lagern die Trübeströme Sediment ab (Silt-Versuche), so werden die Effekte der Verdünnung und der Geschwindigkeitsabnahme noch verstärkt.
- Als Beispiel für die starke Geschwindigkeitsabnahme mit zunehmender Fliessdistanz kann ein gering konzentrierter Kreide-Trübestrom erwähnt werden (Versuch 2). Er verzögerte von ursprünglich $23,3 \text{ cm/sec}$ an der Eintrittsöffnung innerhalb von 6 m Fliessdistanz auf rund 3 cm/sec . In einem «Delta»-Modell mit dem Längenmaßstab 1:50 und dem Geschwindigkeitsmaßstab 1:7 (s. Tab. 2) würde dies 300 m nach der Flussmündung einer Strömungsgeschwindigkeit von rund 20 cm/sec entsprechen. Strömungsgeschwindigkeiten dieser Größenordnung scheinen in natürlichen Trübeströmen in Seen recht häufig zu sein (LAMBERT et al. 1976; NORMARK & DICKSON 1976).
- Die starke Geschwindigkeitsverminderung und die Verdünnung führen dazu, dass nichtkanalisierte «high density/high velocity»-Trübeströme sich auf kurzer Distanz zu «low density/low velocity»-Trübeströmen transformieren. Das Vor-

kommen hochkonzentrierter, nichtkanalisierte Trübeströme kann generell angezweifelt werden.

- Die Ablagerungen zeigen Linien gleicher Mächtigkeit, die parallel zu den Linien gleicher Geschwindigkeit verlaufen. Sie sind axial angeordnet, von der Mündung ausgehende, ungefähr elliptische Kurven.
- Die mittlere Korngrösse des Sediments nimmt mit der Distanz von der Eintrittsöffnung ab. Die Sortierung wird dabei besser, während die Schiefe der Korngrößenverteilungskurve von leicht positiven Werten nach Werten um Null tendiert.
- Die Ablagerungen zeigen keine vertikale Variation. Dies ist bedingt durch die kontinuierliche Speisung und die damit verbundene gleichbleibende Geschwindigkeit an einer bestimmten Stelle. Mit der Distanz dagegen ist eine Abfolge von Sedimentärstrukturen zu beobachten, die einem unvollständigen («base cut-out») Bouma-Zyklus entsprechen. Dieses Resultat zeigt, wie man einen Bouma-Zyklus modellieren kann, ohne dabei auf die enormen Maßstabsschwierigkeiten zu stossen, wenn man eine vertikale Sequenz erhalten will.
- Das Ablagerungsbild der Sedimentärstrukturen sollte wegen Skaleneffekten in einem eher qualitativen Rahmen gesehen werden. Im allgemeinen nehmen Schichtmarken mit zunehmender Distanz von der Mündung energieärmere Formen an. Die ideale Abfolge lautet: Antidünen-Parallelschichtung-Kreuzschichtung (Dünen)-Kreuzschichtung (Rippeln)/Parallelschichtung-Parallelschichtung. Die Gradierung als unterstes Intervall eines Bouma-Zyklus wird als Sediment eines schlammstromähnlichen Vorgangs an der Basis eines Trübestroms interpretiert und fehlt daher in unseren Versuchen.

Verdankungen

Diese Arbeit entstand im Rahmen des Nationalfondsprojektes Nr. 2.084.078 in Zusammenarbeit des Geologischen Instituts mit dem Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft der ETH Zürich. Ich danke den Professoren K. Hsü und Th. Dracos für die bereitwillige Unterstützung. Dr. J. Bühler beriet mich bei hydromechanischen Problemen. W. Hauenstein und insbesondere U. Wibmer sei für die tatkräftige und konstruktive Mithilfe bei der Installation der Versuchsanlage und der Durchführung der Experimente gedankt. Dr. M. Sturm, K. Kelts, B.-F. Iseli und C. Hartendorf waren bei der Ausarbeitung und Reinschrift des Manuskripts von grosser Hilfe.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEN, J. R. L. (1968): *Current ripples; their relation to patterns of water and sediment motion.* – North Holland, Amsterdam.
- (1970): *The sequence of sedimentary structures in turbidites, with special reference to dunes.* – Scott. J. Geol. 6, 146-161.
- BAGNOLD, R. A. (1962): *Autosuspension of transported sediment: turbidity currents.* – Proc. r. Soc. London [Ser. A] 265, 315-319.
- BOUMA, A. H. (1959): *Some data on turbidites from the Alpes Maritimes, France.* – Geol. en Mijnb. [N.S.] 21, 223-227.
- (1962): *Sedimentology of some flysch deposits.* – Elsevier, Amsterdam.
- FRIEDMAN, G. M. (1979): *Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins.* – Sedimentology 26, 3-32.

- FÜCHTBAUER, H., & MÜLLER, G. (1977): *Sedimente und Sedimentgesteine*, 3. Aufl. - Schweizerbart, Stuttgart.
- GENESSEAU, M., GUIBOUT, P., & LACOMBE, H. (1971): *Enregistrement de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes Maritimes)*. - C.R. Acad. Sci. (Paris) 273, 2486-2489.
- GRAF, W.H. (1971): *Hydraulics of sediment transport*. - McGraw-Hill, New York/Toronto/London.
- GUY, H.P., SIMONS, D.B., & RICHARDSON, E.V. (1966): *Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-1961*. - Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 462-1.
- HEESEN, B.C., & EWING, M. (1952): *Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake*. - Amer. J. Sci. 250, 849-873.
- KELLER, G.H., SHEPARD, F.P. (1978): *Currents and sedimentary processes in submarine canyons off the Northeast United States*. In: STANLEY, D.J., & KELLING, G. (Ed.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches* (S. 15-32). - Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg (Pennsylvania).
- KENNEDY, J.F. (1963): *The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels*. - J. Fluid Mech. 16, 521-544.
- KOLLA, V., EITREIM, S., SULLIVAN, L., KOSTECKI, J.A., & BURCKLE, L.H. (1980): *Current-controlled, abyssal microtopography and sedimentation in Mozambique Basin, Southwest Indian Ocean*. - Marine Geol. 34, 171-206.
- KUENEN, PH. H. (1951): *Properties of turbidity currents of high density*. - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 2, 14-33.
- KUENEN, PH. H., MIGLIORINI, C. (1950): *Turbidity currents as a cause of graded bedding*. - J. Geol. 58, 91-127.
- LAMBERT, A.M., KELTS, K.R., & MARSHALL, N.F. (1976): *Measurements of density underflows from Walensee, Switzerland*. - Sedimentology 23/1, 87-106.
- LÜTHI, S. (1978): *Zur Mechanik der Turbiditätsströme*. - Mitt. geol. Inst. ETH, [N.F.] 223.
- (1981): *Some new aspects of two-dimensional turbidity currents*. - Sedimentology 28 (im Druck).
- MENARD, H.W. (1964): *Marine Geology of the Pacific*. - Int. Ser. Earth Sci. McGraw-Hill, New York/Toronto/London.
- MIDDLETON, G.V. (1966a): *Experiments on density and turbidity currents, I. Motion of the head*. - Canad. J. Earth Sci. 3, 523-546.
- (1966b): *Experiments on density and turbidity currents, II. Uniform flow of density currents*. - Canad. J. Earth Sci. 3, 627-637.
- (1967): *Experiments on density and turbidity currents, III. Deposition of sediment*. - Canad. J. Earth Sci. 4, 475-505.
- MIDDLETON, G.V., & HAMPTON, M.A. (1976): *Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows*. In: STANLEY, D.J., & SWIFT, D.J. (Ed.): *Marine Sediment Transport and Environmental Management* (S. 197-218). - Wiley, New York.
- MUTTI, E., & RICCI LUCCHI, F. (1972): *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale. Introduzione all'analisi di facies*. - Mem. Soc. geol. ital. 11, 161-199.
- NORMARK, W.R. (1970): *Growth patterns of deep-sea fans*. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 54, 2170-2195.
- NORMARK, W.R., & DICKSON, F.H. (1976): *Man-made turbidity currents in Lake Superior*. - Sedimentology 23, 815-831.
- PRANDTL, L. (1965): *Führer durch die Strömungslehre*. - Vieweg, Braunschweig.
- SANDERS, J.E. (1965): *Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms*. - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 12, 192-219.
- SHEPARD, F.P. (1967): *Submarine Geology* (2. Aufl.). - Harper.
- SHEPARD, F.P., McLOUGHLIN, P.A., MARSHALL, N.F., & SULLIVAN, G.G. (1977): *Current-meter recordings of low-speed turbidity currents*. - Geology 5, 297-301.
- SOUTHARD, J.B. (1971): *Representation of bed configurations in depth-velocity-size diagrams*. - J. sediment. Petrol. 41/4, 903-915.
- STANLEY, D.J., & KELLING, G. (Ed.) (1978): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. - Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg (Pennsylvania).
- STURM, M., & MATTER, A. (1978): *Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents*. - Spec. Publ. int. Assoc. Sedimentol. 2, 147-168.