

Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse
vom 26. Juni 1970

Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math.-naturw. Klasse der
Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1970, Nr. 10

(Seite 190 bis 200)

In der Gesamtsitzung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften am 26. Juni 1970 wurde vom korr. Mitglied Siegmund Prey ein Vortrag gehalten, betitelt:

„Zur Entstehung des Flysches der Ostalpen im Sinne der Theorie der turbidity currents.“

Noch vor einigen Jahrzehnten war nicht bekannt, wie interessante Probleme der Flysch der Ostalpen noch bieten würde. Von Geologen wurde er meist wegen der schlechten Aufgeschlossenheit, der Spärlichkeit von Fossilien und der daraus sich ergebenden Unsicherheiten bezüglich Alter und Umfang der Schichtfolge gemieden. Was die Entstehung betraf, war man der Meinung, es sicher mit Flachwasserbildungen zu tun zu haben.

Für einen Geologen, der sich nach dem Kriege in die Geologie der Flyschzone einarbeitete, war es daher die vordringlichste Aufgabe, über die bestehenden Ansätze (M. Richter & G. Müller-Deile, 1940; G. Göttinger, 1954) hinaus eine durch möglichst viele Fossilien untermauerte Schichtgliederung aufzustellen. Das ist im wesentlichen gelungen (S. Prey 1951, 1957 u. a.). Die Mikropaläontologie mit Hilfe der Foraminiferen, aber auch andere, wenn auch seltene Fossilfunde (Aptychen, Inoceramen) trugen zum Gelingen bei. Die selbständige Baueinheit des Helvetikums i. w. S., die — im Gegensatz zum sandreichen Flysch — in der Fazies der Foraminiferenschlamme entwickelt zu sein pflegt, konnte mittels Foraminiferen gegliedert und zweifelsfrei von den Flyschserien gleichen Alters abgetrennt werden.

In neuester Zeit konnten weitere Fortschritte durch Bestimmung von Nannoplankton (pflanzlichen Ursprungs) erzielt werden (F. Brix 1961, S. Prey 1968 a), das nicht selten gerade dann eine Aussage über das Alter ermöglichte, wenn die Foraminiferen versagten. Die Arbeiten wurden vom Verfasser in Oberösterreich begonnen und dann auch auf andere Gebiete der Flyschzone bis in den Wienerwald ausgedehnt.

Die Flyschzone der Ostalpen erstreckt sich (S. Prey 1968) bekanntlich auf eine Länge von ungefähr 500 km am Nordrand der Ostalpen vom Rhein bis nach Wien und setzt in die Karpaten fort. Ihre Breite ist jedoch gering. Die alpinen Flyschbildungen gehören größtenteils der Kreide und dem Alttertiär an. Der Zeitraum ihrer Ablagerung umfaßt rund 100 Millionen Jahre. Es gibt in der Welt aber auch in anderen, z. T. sehr alten Formationen Flyschbildungen, die jene Eigenschaften, die man heute dem Flysch als charakteristisch zuschreibt, mitunter mindestens ebenso schön zeigen, wie unsere alpinen (vgl. z. B. die Abbildungen in F. J. Pettijohn und P. E. Potter 1964). Wie immer in der Natur, gibt es jedoch auch zahlreiche uncharakteristische Flyschbildungen.

Welche Eigenschaften kann man an Flyschgesteinen beobachten bzw. welche Merkmale werden als kennzeichnend für Flysch angesehen?

Der Name „Flysch“ ist ein Volksausdruck aus der Schweiz und ist herzuilet von „fließen“, also von der Neigung dieser oft weichen Gesteine zu Hangrutschungen und Gleitungen. Dieser von der Morphologie übernommene Begriff ist äußerst vage und hat sich daher im Laufe der Zeit wesentlich gewandelt, sodaß man heute, wenn man eine Schichtgruppe als Flysch bezeichnet, auf ganz bestimmte Eigenschaften achtet, deren wichtigste im Folgenden näher betrachtet werden sollen. Es besteht eine umfangreiche Literatur darüber, die man am besten in Developments in Sedimentology 3 (1964) zusammengestellt findet.

Eines der wichtigsten Merkmale ist die stete Wechsellagerung von Sandsteinbänken mit Mergeln und Tonschiefern. Die Verwitterung pflegt diese Struktur an Aufschlüssen durch Zurückwittern der weicheren Schieferlagen deutlich hervorzuheben. Die Wechsellagerung erstreckt sich in der ostalpinen Flyschzone über eine mehrere tausend Meter mächtige Schichtfolge. Die Mächtigkeiten der einzelnen Sandsteinbänke, wie auch der Schiefer dazwischen, schwankt i. A. zwischen wenigen Zentimetern und einigen Metern. Die Anhäufung größerer Sandsteinmächtig-

keiten kommt zumeist durch zusätzliche Gleitvorgänge zustande. Man muß mit einer großen Ausdehnung der einzelnen Sandsteinbänke rechnen (in Bayern wurde bereits eine Bankgruppe über eine Entfernung von 150 km verfolgt. R. Hesse 1965).

An den Sandsteinbänken werden bezeichnende Arten von Schichtung beobachtet.

Eine der wichtigsten ist die gradierte Schichtung (graded bedding), die darin zum Ausdruck kommt, daß die größten Komponenten an der Basis der Bank liegen und das Sediment nach oben immer feinkörniger wird, bis es im Idealfall schließlich in Mergel und Tonschiefer übergeht. Verschiedene Unregelmäßigkeiten kommen vor.

Oft folgt über einem kompakten oder eben geschichteten Basalteileine Zone mit Wulstschichtung (convolute bedding), die sich bei schwacher Ausbildung nur in Form einiger wulstiger Teilungsflächen zeigt, in Gesteinen mit größerem Reichtum an Glimmer und Pflanzenhäcksel aber bis zu wilden Faltenstrukturen gesteigert sein kann. Darüber folgt eine meist dünn-schichtige Zone, manchmal mit Schrägschichtung, in der sich die Wulstschichtung wiederum bis zur Ebenschichtigkeit ausgleicht. Diese Strukturen sind strömungsmechanisch interessant. Strömungsrippel sind häufig.

Eine häufige Erscheinung sind die *Sohlmarken* (*sole marks*) an den Unterseiten der Sandsteinbänke. Sie sind die Ausgüsse eines in den unterlagernden Ton- und Mergelsedimenten ausgebildeten Reliefs durch darübergebreiteten Sand, der dann zu Sandstein wurde.

Dazu gehören u. a. die *Strömungsmarken* (*flute casts*). Die hinter einem Hindernis (Gerölle, Muschelschalen u. ä.) durch Strömung des Wassers sich bildenden, spitz und tiefer beginnenden und sodann in Richtung der Strömung breiter werdend auslaufenden Hohlformen (Kolke) kann man in Schlamm oder Feinsand trockener Wasserläufe oder am Meeresstrand oft sehen. Die etwa zapfenförmigen Ausgüsse derselben weisen mit dem spitzen Ende in die Richtung, aus der die Strömung kam. Bei guter Erhaltung erlauben sie daher die Bestimmung der einseitigen Strömungsrichtung. Von der Strömung mitgeführte Gegenstände, wie Gerölle, Schiefertone- oder Mergelfragmente, Holzstückchen, Fossilsplitter u. ä., können *Schleifspuren* (*Schleifmarken*, *drag marks*, *groove casts*) hinterlassen, die ebenfalls einen Anhaltspunkt für die Strömungsrichtung geben. Wenn solche Gegenstände in das weiche Sediment eingespießt werden, entstehen die sogenannten *Stechmarken* (*prod casts*). Durch die

Last der Sandschüttung auf weichem Untergrund können buckelförmige *Auflastmarken* (*load casts*) zustandekommen. Schöne Beispiele findet man abgebildet bei Pettijohn und Potter (1964).

Eine weitere Gruppe von Sohlmarken bilden die *Lebensspuren*, darunter Kriechspuren und Grabspuren. Dem Verfasser sind Kriechspuren bekannt, die durch die scharfe sandbringende Strömung verwischt wurden, wie Schis Spuren im Schneesturm. Ähnliche Kriechspuren sind auch aus der heutigen Tiefsee bekannt.

So manche Sohlmarken sind schwer zu deuten. Die früher öfter verwendete Bezeichnung „Hieroglyphen“ geht darauf zurück. Ein heute immer noch nicht geklärtes Problematikum ist das netzförmige *Palaeodictyon*.

Zu den länger bekannten Eigenschaften der Flyschsandsteine gehört das immer wieder beobachtete Vorkommen von Fossilien aus dem Flachwasserbereich und von Pflanzenhäcksel.

Die Mergel und Tonschiefer unseres Ostalpenflysches pflegen ärmliche Foraminiferenfaunen zu enthalten, die fast ausschließlich aus agglutinierenden Formen bestehen. Es wurde auch bereits beobachtet, daß die Faunen in den oberen Teilen der Schieferlagen individuen- und artenreicher werden können (W. Grün et al., 1964). Heute werden die Flyschfaunen als Tiefseefaunen gedeutet. In großen Tiefen dürften die agglutinierenden Formen herrschen, während in weniger großen Tiefen auch reichere kalkschalige Faunen vorkommen können, wie das etwa im Flysch Istriens der Fall ist.

Auch in den ehemaligen Schlammablagerungen gibt es häufig charakteristische Lebensspuren, wie die *Fucoiden* und *Chondriten* (G. Götzinger 1951), die meist besenähnliche, mit andersfarbigem Sediment einer höheren Tonschicht gefüllte Grabgänge sind, oder die mäanderartigen Fraßspuren der Helminthoideen. Beide können nach A. Seilacher (1958) als Tiefsee-Anzeiger gewertet werden, weil sie im Flachmeerbereich durch allzuvieler wühlende Organismen zerstört zu werden pflegen.

Was kann man aus diesen (keineswegs vollzählig angeführten) Erscheinungen schließen und welche Deutungen der Entstehung werden heutzutage daraus abgeleitet?

Gehen wir von der Gradierten Schichtung (Ph. H. Kuenen und C. I. Migliorini 1950) aus! Diese Erscheinung ist den Bodenmechanikern längst bekannt und wird zur Trennung verschiedener Korngrößen benützt. Wenn man in einem Zylinderglas ein beliebiges Sand-Ton-Gemisch mit Wasser gut aufschüttelt

und dann ruhig absetzen läßt, dann fallen die größten und schwersten Körner zuerst zu Boden, dann immer kleinere, während schließlich die schluffige und tonige Trübe noch stunden- oder tagelang in Schwebelage bleiben kann. Der Absatz aus einer ungleichkörnigen Suspension führt zu einer Gradierten Schichtung. Wie denkt man sich das Zustandekommen einer solchen Suspension?

Bei Untersuchungen des Reliefs der Meeresböden stellte man mit Überraschung fest, daß es Talungen und Schluchten gibt, die vom Schelfrand der Kontinente bis zu den Tiefseeböden hinabführen (D. B. Ericson et al. 1952, Ph. H. Kuenen 1953). Da es ausgeschlossen ist, daß es sich um ertrunkene Täler handelt, weil sie durch einen Anstieg des Meeres um einige tausend Meter unter Wasser gesetzt worden sein müßten, wurde eine andere Erklärung gesucht. In den Schluchten fand man Geröll und Sande aus dem Küstenbereich, aber auch Hinweise auf starke Erosionswirkungen. Eine scharfe Strömung mußte die Täler benützt haben, die auch eine starke Abtragung zu vollbringen vermochte.

Andererseits wurde im Zuge der immer intensiver werdenden Tiefseeforschung beobachtet, daß Sande, die aus dem Küsten- und Schelfbereich stammen müssen, auf den Tiefseeböden große Verbreitung besitzen (D. B. Ericson et al. 1952). So weiß man heute, daß vor der Atlantikküste Nordamerikas in der etwa 4000—5000 m tiefen Tiefsee solche Sandschichten in einer Länge von über 3000 km und einer Breite von einigen hundert Kilometern verbreitet sind. Auch beobachtete man öfter mehrere Sandschichten, die mit Tiefseeton wechsellagern. Sie zeigen Gradierte Schichtung und auch andere für Flyschbildungen charakteristische Merkmale. Dasselbe gilt auch für das Mittelmeer oder das Adriatische Meer, wo man im tiefst eingesenkten, 1200 m tiefen Meeresbecken zwischen Dubrovnik und Bari gradierte Sande mit Wulstschichtung und einer dünn-schichtigen oben in ganz feinkörniges Sediment übergehenden Hangendzone fand (L. M. J. U. van Straaten 1964), also ein typisches Flyschgestein!

Hier brachte der von Kuenen ausgesprochene geniale Gedanke der turbidity currents (zu deutsch etwa Suspensionsströme, vielleicht besser Suspensionslawinen) eine plausible Erklärung. Demnach stellt man sich vor, daß im Randbereich des Kontinentalschelfes labil angehäuften Sedimente durch verschiedene Ursachen abrutschen, sich bei zunehmend raschem Gleiten in eine Suspension verwandeln, dann lawinenartig den

Kontinentalhang, insbesondere die Schluchten hinunterfegen, das Material weit in die Tiefsee hinaustragen und es auf großen Flächen absetzen. Dabei entstehen die bekannten Schichtungs- und Strömungserscheinungen.

Die auf diese Weise entstandenen Sandsteinbänke werden „Turbidite“ genannt. Eine Kombination von Turbidit und Gleitung heißt „Fluxo-Turbidit“ (S. Dzulynski et al. 1959).

Ph. H. Kuenen (1937) hat mit Erfolg versucht, die Möglichkeit dieses Vorganges im Experiment zu prüfen. Er modellierte in einem langgestreckten Wasserkasten einen unten flach auslaufenden Hang mit Talung und ließ eine Tonsuspension hinabfließen. Es zeigte sich, daß die Suspensionen, je nach Dichte, mit verschiedenen Geschwindigkeiten und einer gewissen Turbulenz am Boden abwärts flossen und der Hauptstrom vom Tal aufgenommen wurde. Dabei konnte er bei bestimmten Geschwindigkeiten auch Abtragungsleistungen erzielen. Die Versuche wurden dann in größerem Ausmaße wiederholt (Ph. H. Kuenen und C. I. Migliorini 1950) und man erhielt im flachen Becken am unteren Ende der geneigten Fließbahn eine gradierte Sandschicht. Bei neuerlichem Hinabschicken von sandhaltigen Suspensionen konnte man über den Feinsedimenten über der ersten Schichte eine weitere Lage mit Gradiertes Schichtung erhalten usw. Der Beweis, daß der Vorgang der turbidity currents funktioniert, war damit erbracht.

S. Dzulynski und E. Walton (1963) gelang es später bei ähnlichen Versuchen, durch Beimischung verschiedener Gegenstände zur Suspension (wie Gerölle, Fischwirbel, Holzstückchen, Splitter von Fossilshalen u. ä.) viele der bislang problematischen Sohlmarken nachzuahmen. Die Stücke wurden in einer kleinen Ausstellung anlässlich eines Kongresses in Krakau gezeigt und waren sehr eindrucksvoll.

Aber auch Ereignisse in den heutigen Meeren werden als Beweise für die Existenz dieser Naturvorgänge ausgewertet.

Das eine war eine Folgeerscheinung des Erdbebens im Gebiete der Grand Banks an der nordamerikanischen Atlantikküste im Jahre 1929. Zunächst wurde mehrmals darüber geschrieben, ohne daß eine wirklich einleuchtende Erklärung dafür gefunden worden wäre. Eine neuerliche Auswertung durch B. C. Heezen und M. Ewing (1952), Ph. H. Kuenen (1952) und B. C. Heezen, D. B. Ericson und M. Ewing (1954) ergab folgendes Bild: Von den vor der Küste verlegten zahlreichen Transocean-Kabeln brach eine höher gelegene Gruppe ziemlich

unmittelbar nach dem Beben. Bei der weiter draußen im Ozean in Tiefen zwischen 3900—5000 *m* und einem Abstand von etwa 500 *km* verlegten Kabelgruppe wurden meerwärts fortschreitend zu immer späteren Zeitpunkten Kabelbrüche registriert. Das äußerste Kabel riß erst etwa 13 Stunden nach dem Beben. Manche Kabel brachen an mehreren Stellen, die mitunter einige hundert Kilometer voneinander entfernt waren, sodaß auch eine beträchtliche Breitenwirkung des zerstörenden Vorganges feststeht.

Aus den Abständen der gebrochenen Kabel und den Zeitdifferenzen der Zerstörungen konnte man eine Geschwindigkeit des Stromes von bis zu 100 *km/h* errechnen, die beim südlichsten Kabel auf etwa 20 *km/h* abgenommen hatte. Sicherlich ist die Suspension noch weit über diesen Punkt hinausgetragen worden, zumal man Sandablagerungen mit Flyschcharakter noch fast 2000 *km* vom Ursprungsort entfernt kennt. Bemerkenswert ist auch, daß die Strömung mit erheblicher Geschwindigkeit über große, äußerst schwach (unter 1°) geneigte Flächen hinwegsetzte. Die genannten Autoren deuten das Ereignis als Suspensionslawine, wobei die ersten Kabelbrüche dem Abgleiten der labilen Sedimentmassen, die späteren aber der Suspensionslawine zugeschrieben werden.

Eine ähnliche Auswertung konnte man bei Kabelbrüchen im Mittelmeer vor der Küste Algeriens vornehmen, die, ausgelöst durch das Erdbeben von Orléansville im Jahre 1954, aufgetreten sind (B. C. Heezen und M. Ewing 1955). Durch die Lage der Kabel und der Bruchstellen konnte man die Bahn der Suspensionslawine, die aus dem küstennahen Bereich des Kontinentalhanges bis in das 2600 *m* tiefe Meeresbecken vorstieß, ziemlich genau bestimmen. Der Ausgangspunkt liegt so weit westlich außerhalb des zerstörenden Bebenbereiches der Stärke 7, daß eine unmittelbare Wirkung des Bebens auszuschließen ist. Der Bebenschock allein setzte die labilen Sedimente in Bewegung. Die gebrochenen Kabel liegen innerhalb einer Distanz von ungefähr 60 *km*, das letzte Kabel brach zirka 5 Stunden nach dem Beben. Als maximale Geschwindigkeit der Suspensionslawine wurden etwa 70 *km/h* errechnet, die beim letzten Kabel bereits auf zirka 10 *km/h* reduziert war.

Auch diese Auswertung besitzt große Beweiskraft für die Existenz der Suspensionslawinen.

Man ist allerdings auch dabei, zu untersuchen, wieweit etwa Meeresströmungen anderen Ursprungs an der Bildung flyschartiger Sandsteinbänke beteiligt sein könnten (U. v. Rad 1968).

Ziehen wir aber auf Grund der zahlreichen, von verschiedenen Autoren zusammengetragenen Argumente und dem Vergleich mit eigenen Erfahrungen im Flysch der Ostalpen die Erklärung durch turbidity currents in Betracht, so ergibt sich, daß die Bildung so einer Sandsteinbank ein Vorgang ist, der nach Stunden oder Tagen gemessen werden kann, wogegen die Sedimentation der Tone in der Tiefsee bekanntlich sehr langsam vor sich geht. Man rechnet heute mit Sedimentationsraten der Tone in der Tiefsee von Millimetern bis Zentimetern in tausend Jahren. Von den eingangs erwähnten hundert Millionen Jahren, die für die Bildung der mehrere tausend Meter mächtigen Flyschserien der Ostalpen zur Verfügung stehen, muß weitaus der größte Teil für die Ablagerung der Tone und Mergel veranschlagt werden und nur ein geringer Teil für die im Volumenteil häufig überwiegenden Sandsteine.

Der Vorgang der Suspensionslawinen erfordert nach einem Höhepunkt der Geschwindigkeit ein Erlahmen derselben und somit auch der Transportkraft. Die größten Komponenten müssen deshalb schon verhältnismäßig bald zum Absatz kommen, die feineren später. Schließlich zeigt die Beobachtung von Übergängen, daß die feinstsandigen Mergelsteine des Flysches als Ausläufer von Turbiditen, die meisten Mergelschiefer vielleicht sogar als Absätze der feinsten Fraktionen der Suspensionen anzusehen sind. Der Kalkgehalt der Mergel, auf alle Fälle aber der oft hohe Kalkgehalt der Sandsteine, dürfte seine Erhaltung der verhältnismäßig raschen Sedimentation, stellenweise vielleicht auch einer gewissen Sauerstoffarmut der Tiefenwässer des Flyschtroges (Pyritgehalte) verdanken, denn in der Regel rechnet man mit einer kalklösenden Wirkung des überwiegend sauerstoffreichen kalten Tiefenwassers.

Durch die frisch ausgebreitete Sandsteinbank wird die Bodenfauna zumeist vernichtet werden und das neue Sediment muß frisch besiedelt werden. In diesem Sinne spricht die Seite .. erwähnte Bereicherung der Mikrofauna in Schieferlagen gegen oben.

Im Verhältnis zur Länge von etwa 500 *km* ist die Flyschzone der Ostalpen sehr schmal. Fortsetzungen in den Karpaten und der Schweiz sind bekannt. Jedenfalls kann man daraus auf einen ursprünglich sehr langen und schmalen Ablagerungsraum schließen. Der bis heute erhalten gebliebene Teil ist durch Abtragung und Störungen derart beschnitten, daß die Randteile nirgends erhalten sind. Die große Mehrzahl der Befunde spricht für eine Füllung in der Längsrichtung des Troges (näher erörtert

von S. Prey 1968). Der als Fortsetzung des Ostalpen-Flysches in der Schweiz in Betracht kommende Wäggitaler Flysch z. B. besitzt bezeichnenderweise mächtigere Breccienlagen an der Basis vieler Sandsteinbänke, was man als Anzeichen für größere Nähe des Einzugsgebietes werten könnte. Nach den in den heutigen Meeren festgestellten Dimensionen des Phänomens der turbidity currents ist die Länge unserer Flyschzone ohnehin nicht allzu groß.

Im Atlantik sind höhergelegene Gebiete bekannt, wo die Sande nicht hingelangen konnten (D. B. Ericson et al. 1952). Analog dazu können wir annehmen, daß die sandfrei gebliebenen Flanken des Flyschtroges mit Foraminiferenschlamm, wie die des Helvetikums und der couches rouges oder rot-grünen Schlammablagerungen mit Faunen oft agglutinierender Foraminiferen, wie die Buntmergelserie, bedeckt worden sind.

Es ist uns aber leider unbekannt, wie der Untergrund des Ablagerungsraumes unseres Flysches beschaffen war, denn der Flysch der Ostalpen ist heute eine vom ursprünglichen Untergrund abgescherte, als Schubmasse verfrachtete und auf jüngere Schichten überschobene tektonische Einheit. Wir können nur grob orten, in welchem Bereich der alpinen Einheiten er gelegen gewesen sein muß (S. Prey 1968). Manche andere, meist jüngere Flyschbildungen der Alpen allerdings sind mit ihrem ehemaligen Untergrund noch mehr minder in Verbindung. Noch viel mehr auf Vermutungen angewiesen sind wir aber beim Großteil der alpinen Flyschbildungen bezüglich der Lage der Herkunftsgebiete der Sedimentmassen, deren Kubatur die eines kleinen Gebirges ist. Einige Geologen leiten das Material von der aufsteigenden alpinen Kordillere ab, aber sicherlich könnten auch andere, sogar auch außeralpine Einzugsgebiete in Betracht gezogen werden. Die Annahme, daß sie am Ende des Troges gelegen gewesen sein könnten, hat auch schon Ph. H. Kuenen (1958) und S. Dzulynski et al. (1959) ausgesprochen (vgl. S. Prey 1968). Mit Hilfe der in den Sandsteinen enthaltenen Komponenten kann man sich ein Bild von den im Einzugsgebiet vorkommenden Gesteinen und damit andeutungsweise vom geologischen Bau machen. Der in manchen Flyschgesteinen häufige Glaukonit ist bereits in dem am Schelf gelegenen ersten Absatzgebiet der Sedimente entstanden und mit diesem in die Tiefsee getragen worden, wo er sich bezüglich der Gradierung wie die anderen Sandkörner verhält.

Immerhin kann man sich den Flyschtroge als langen schmalen Tiefseegraben denken, ähnlich denen, die beispielsweise vor den

asiatischen Inselbögen bekannt sind. Seine Bildung steht sicherlich mit dem Werden der Alpen in Zusammenhang, zumal seine Existenz in eine Zeit oft reger tektonischer Vorgänge fällt.

Schriftenverzeichnis

Brix F.: Beiträge zur Stratigraphie des Wienerwaldflysches auf Grund von Nannofossilien. — Erdöl-Zeitschr., H. 3, Wien-Hamburg 1961.

Developments in Sedimentology 3 Turbidites (ed. Bouma und Brouwer). — Elsevier, Amsterdam 1964.

Dzulynski S., Ksiazkiewicz M. & Kuenen Ph. H.: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. — Bull. Geol. Soc. Amer., Bd. 70, Washington 1959.

Dzulynski S. & Walton E. K.: Experimental production of sole markings. — Trans. Edinburgh Geol. Soc., Bd. 19, Edinburgh 1963.

Ericson D. B., Ewing M. & Heezen B. C.: Turbidity currents and sediments in North Atlantic. — Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., vol. 36, Nr. 3, Tulsa 1952.

Göttinger G.: Neue Funde von Fossilien und Lebensspuren und die zonare Gliederung des Wienerwaldflysches. — Jahrb. G. B. A., Bd. 94 (Festband), Wien 1951.

Göttinger G. et al.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, 1:75.000. — G. B. A., Wien 1954.

Grün W., Lauer G., Niedermayr G. & Schnabl W.: Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). — Verh. G. B. A., Wien 1964.

Heezen B. C. & Ewing M.: Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake. — Amerik. Journ. Sci., vol. 250, New Haven 1952.

Heezen B. C. & Ewing M.: Orléansville Earthquake and turbidity currents. — Bull. Americ. Ass. Petrol. Geol., vol. 39, No. 12, Tulsa 1955.

Heezen B. C., Ericson D. B. & Ewing M.: Further evidence for an turbidity current following the 1929 Grand Banks Earthquake. — Deep-Sea Research, vol. 1, 1954.

Hesse R.: Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flysch-trog. — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 116, Hannover 1965.

Kuenen Ph. H.: Experiments in connection with Dalys hypothesis on the formation of submarine canyons. — Leidsche geologische Mededeel., Bd. 8, Leiden 1937.

Kuenen Ph. H.: Turbidity currents of high density. — Intern. Geol. Congr. 18th., Rep. 8, London 1950.

Kuenen Ph. H.: Estimated size of the Grand Banks turbidity current. Amer. Journ. Sci., vol. 250, New Haven 1952.

Kuenen Ph. H.: Origin and classification of submarine canyons. — Bull. Geol. Soc. Americ., vol. 64, Washington 1953.

Kuenen Ph. H. & Migliorini C. I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. — Journ. Geol., vol. 58, Chicago 1950.

Pettijohn F. J. & Potter P. E.: Atlas and glossary of primary sedimentary structures. — Springer Verl., Berlin, Göttingen, Heidelberg, New York 1964.

Prey S.: Geologie der Flyschzone im Gebiete des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems (Oberösterreich). — Jahrb. G. B. A., Bd. 94 (Festband), Wien 1951.

Prey S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden. — Jahrb. G. B. A., Bd. 100, Wien 1957.

Prey S.: Probleme im Flysch der Ostalpen. — Jahrb. G. B. A., Bd. 111, Wien 1968.

Prey S.: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches (2. Fortsetzung.) — Verh. G. B. A., Wien 1968 (a).

Rad v. U.: Comparison of sedimentation in the bavarian Flysch (cretaceous) and recent San Diego Trough (California). — Journ. Sedim. Petrology, vol. 38, No. 4, 1968.

Richter M. & Müller-Deile G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns (Oberdonau). — Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 92, Berlin 1940.

Seilacher A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — Ecl. geol. Helv., Bd. 51/1, Basel 1958.

Van Straaten L. M. J. U.: Turbidite sediments in the southeastern Adriatic Sea. — Development in Sedimentology 3, Turbidites (ed. Bouma & Brouwer.) — Elsevier, Amsterdam 1964.
