

Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten *)

Von H. Wieseneder **)

Mit 4 Tafeln

Die Schräg- und Kreuzschichtung ist das beherrschende Gefügeelement in Flachwassergebieten mit turbulenter Strömung und im Bereich der äolischen Sandsedimentation. Die Analyse der Schrägschichtungen zeigt, daß sie aus einzelnen Schrägschichtungsblättern (NIEHOFF 1958) bestehen. Da diese strömungsabwärts weisen, scheint es einfach, aus Schrägschichtungsgefügen die ursprüngliche Strömungsrichtung abzuleiten. Bei genauerer Prüfung ergeben sich jedoch Schwierigkeiten. Zunächst ist die räumliche Gestalt der Schrägschichtungseinheiten zu berücksichtigen, für die NIEHOFF (1958) im Koblenzquarzit löffelförmige Gestalt nachwies. In diesem Falle ist die Schrägschichtung nach oben konkav und gestattet das stratigraphisch Hangende und Liegende in gefalteten und gestörten Serien zu ermitteln. Nach REINECK (1958) kann die Schrägschichtung in Strömungsrinnen auch strömungsparallel verlaufen, wie dies insbesondere in den Prielen des Watt der Fall ist. Vorwiegend aber entsteht die Schrägschichtung in Strömungsrippeln und Sandwanderformen, deren Internschichtung parallel zum Leehang verläuft. Auch für Deltabildungen ist die Schrägschichtung charakteristisch, wobei hier bei vollständiger Entwicklung eine horizontale oder geneigte Sohlschicht (bottom set) und eine meist horizontale Dachschicht oder top set vorhanden sind. Ein solches Gefüge ist im Sarmat von Nexing (Wienerbecken) ideal entwickelt. In der subalpinen Molassezone Niederbayerns (NEUMAIER und WIESENER, 1939, und ZÖBELEIN, 1940) sind Schrägschichtungsgefüge im marinen Helvet verbreitet. Es dürfte sich hierbei um Strandablagerungen handeln. In der Molassezone des österreichischen Raumes sind Feinsand-Silt-Millimeterrhythmite, die als Sandstreifenschlier bezeichnet werden, im Burdigal und Helvet weit

*) Vortrag gehalten in der Geologischen Gesellschaft und in der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft am 15. Dezember 1961.

**) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Hans Wieseneder, Wien I, Universität, Mineralogisch-petrographisches Institut.

verbreitet. Mikroschräg- und Kreuzschichtungen deuten auf wechselnde Strömungsverhältnisse hin. Teilweise ist die ursprüngliche Struktur durch bodenwühlende Organismen zerstört. Gesteine dieser Art finden sich auch im Helvet des Wiener Beckens, während sie in den höheren Stufen des Miozäns fehlen oder doch stark zurücktreten. Wir haben bereits (WIESENER, 1959) darauf hingewiesen, daß wir diese Sedimente für Ablagerungen halten, die unter Gezeitenwirkung entstanden sind.

Blockmergel (Wackenbrekzien, WIESENER, 1960, Abb. 1) und paradiagenetische Deformationsstrukturen (Abb. 3) sind in den Bohrungen Moosbierbaum und Murstetten der Österreichischen Mineralölverwaltung A. G. im Burdögal festgestellt worden. Die Komponenten dieser Gesteine bestehen aus Graniten, Gneisen und kalkalpinen Gesteinen, wie aus der Abbildung 1 hervorgeht. Diese Gesteine werden als Teile lateraler Eingleitungsmassen in den Molassetrog gedeutet. Ähnliche Blockmergel sind von BRAUMÜLLER (1959) aus Oberösterreich beschrieben worden. In der Waschbergzone (Waschberg) sind ebenfalls solche Gesteine verbreitet, die auch von GRILL (Vortrag am 19. Jänner 1962) sedimentär gedeutet werden, während man sie früher als Scherlinge auffaßte.

Auf geringe Wassertiefen und Trockenfallen deuten die Strukturen, die an Bohrkernen der Bohrungen Übersbach 1 (Rohölgewinnungs-A. G.) im oststeirischen Tertiär festgestellt wurden. Im Torton konnten Wellenfurchen (Abb. 4) festgestellt werden. Es handelt sich um symmetrische Oszillationsrippeln, ohne erkennbares Interngefüge. Prachtvoll sind die als Strandungsmarken (Abb. 2) aufgefaßte Kerben. Vermutlich haben strandende Baumwurzeln diese eigenartigen Vertiefungen hervorgerufen. Das feinsandige Material ist, wie Dünnschliffuntersuchungen lehren, deformiert und in die Tiefe gedrückt. Alle Beobachtungen in der Molassezone sprechen dafür, daß es sich um einen Ablagerungsbereich geringer Wassertiefe handelt.

Ein völlig anderes Bild tritt uns in den kretazischen Flyschablagerungen des Wienerwaldes entgegen, die besonders typisch im Steinbruch am Nordfuß des Leopoldsberges bei Kahlenbergdorf entwickelt sind. Diese Lokalität wurde vor kurzem (KÜPPER, 1962 *) zum locus typicus der Kahlenberger Schichten erklärt. Charakteristisch ist eine rhythmische Bankung der Sandsteine, wobei im Aufschluß etwa 30 Bänke mit einer Einzelmächtigkeit von 0,5 bis 2 m zu beobachten sind. Ähnliche Bilder zeigen die Steinbrüche der Kahlenberger Schichten im Haltertal bei Hütteldorf und im Dammbachtal bei Purkersdorf, aber auch in den vermutlich etwas jüngeren Altlengbacher Schichten, die um

*) Zum Druck vorbereitet.

Altlenzbach besonders charakteristisch entwickelt sind. Lediglich die kalkige Komponente tritt in den Altlenzbacher Schichten stärker zurück. Zwischen Kahlenberger- und Altlenzbacher Schichten sind wiederholt Übergänge festzustellen, so z. B. im Grinzinger Steinbruch. Insgesamt dürften die Kahlenberger Schichten aus 500 bis 700 Einzelbänken bestehen. Jede dieser Sandsteinlagen zeigt megaskopisch, zum Teil allerdings erst mikroskopisch eine Kornsortierung in der Vertikalen, so daß jede Bank mittel- bis grobkörnig beginnt und nach oben zu feiner wird. Mitunter, z. B. am Bisamberg, geht der Sandstein allmählich in Kalkmergel oder Tonschiefer über. Häufiger aber folgt über dem Feinsand der Lutit mit ausgesprochenem Hiatus. Die Vertikalsortierung, in der anglo-amerikanischen Literatur als „graded bedding“ bezeichnet, ist eine schon lange bekannte Erscheinung in bestimmten Sedimenten. Nach SHROCK (1948) wurde das graded bedding von BAILEY bereits 1906 zur Unterscheidung von oben und unten in gestörten Schichten herangezogen. Offensichtlich ist die Schwerkraft der entscheidende Faktor bei der Entwicklung der Vertikalsortierung, deren Entstehung mit der Sedimentation eines polydispersen Systems verglichen werden kann. Aus diesem Grund schlagen wir die Bezeichnung Geopedalschichtung als freie Übersetzung von graded bedding vor. Bei der Sedimentation aus einer ruhenden Suspension fallen die Körner aller vorkommenden Größen simultan zu Boden. Da die Sinkgeschwindigkeit mit abnehmender Korngröße kleiner wird, setzt sich mit wachsender Sedimentationszeit immer feineres Material ab. Es ist ohne weiteres einzusehen, daß infolge dieses Ablagerungsmechanismus innerhalb einer geopedalsortierten Sandsteinbank die mittlere Korngröße und der Sortierungsindex (S_o) von unten nach oben abnehmen. Dies hat auch das Studium der Flyschsandsteinbänke um Triest (GOHRBANDT usw., 1960) ergeben. (Sortierungsindex $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$; Q_3 = Korndurchmesser bei 25%, Q_1 = Korndurchmesser bei 75%; abzulesen an der Summenkurve.) Die Untersuchung einer Sandsteinbank in den Altlenzbacher Schichten östlich des Steinhartberges an der Autobahn ergab die Abnahme des Mediandurchmessers von 0,5 mm auf 0,06 mm, gleichzeitig nahm S_o von 2,2 auf 2,14 ab. Westlich von Preßbaum ergab sich eine Abnahme des Mediandurchmessers von 0,2 mm auf 0,07 mm und eine Abnahme von S_o von 2,4 auf 2,1. Ähnliche Werte wurden an Sandsteinbänken in Grinzing, Sievering und Kahlenbergerdorf beobachtet.

KUENEN und MIGLIORINI (1950) haben die von vielen Forschern angenommene Hypothese der Entstehung der Vertikalsortierung durch

Trübungsströme (turbidity currents) entwickelt. Fußend auf älteren Arbeiten von FOREL (1887), DALY (1936) und JOHNSON (1939) gelangte KUENEN zu folgender Vorstellung über die Entstehung der Flyschablagerungen und ähnlicher Sedimentserien, die durch rhythmische Geopedal-schichtung charakterisiert sind. Durch Erdbeben, Sturmfluten oder submarine Rutschungen entstehen aus labilen lutitischen und arenitischen Sedimentmassen Suspensionen von der Art der Bohrspülungen. Infolge ihrer größeren Dichte (1,1—1,2) gleiten sie mit hoher Geschwindigkeit in tiefere Meeresräume, dort nimmt die Geschwindigkeit ab und die Sedimentation einer geopedalsortierten Schicht beginnt. Durch die Wiederholung eines solchen Vorganges entstehen die bekannten rhythmischen Bankungen, die auch als Turbidite bezeichnet werden. Dies ist aber nicht sehr glücklich, da Geopedalrhythmite auch auf anderen Wegen entstehen könnten und das Genetische in der Gesteinsbezeichnung nach Möglichkeit vermieden werden sollte. Im Sinne der Deutung der Flyschablagerungen des Wienerwaldes als Sedimente aus Trübungsströmen müßte man Bildungstiefen von mehr als 200 m annehmen. Dies ist für unseren Bereich ein neuer Gedanke, da noch GÖTZINGER (1954) von Flachwasserablagerungen sprach und ABEL (1926) an Mangrove Sümpfe als Ablagerungsmilieu dachte. Tatsächlich ergaben aber die mikropaläontologischen Untersuchungen von GOHRBANDT, KOLLMANN, PAPP und PREY (1960) für den Flysch der Umgebung von Triest Hinweise auf eine größere Ablagerungstiefe. Allerdings scheint es notwendig, die Auffassungen zu revidieren, daß mittel- und grobkörnige Sande ausschließlich durch den turbidity-current-Mechanismus in größere Meerestiefen gelangen. WüST (1958) berechnete Strömungsgeschwindigkeiten von 7—13 cm/sec. in 4500 Tiefe für den antarktischen Bodenstrom und fand ähnliche Werte für den nordatlantischen Tiefenstrom. Damit wäre die Möglichkeit von Strömungen, die Sande transportieren können, auch für größere Tiefen gegeben. Nur mit dieser Annahme vermögen wir z. B. die Einschaltungen von gut sortierten organogenen Kalkareniten in den Flyschmergeln mit Planktonfauna in der Umgebung von Pazin (Istrien) zu erklären (WIESENER, 1962 *).

Wenn wir die geopedalsortierten Bänke der Kahlenberger Schichten und die der Altlengbacher Schichten näher untersuchen, so zeigt sich bei stärkerem Wechsel im einzelnen ein einheitlicher vertikaler Aufbau im großen. Schon mit freiem Auge ist eine Sortierung des Mineralbestandes zu erkennen. Die Glimmer und Chlorite sowie der Pflanzenhäcksel reichern sich in den oberen Teilen der Bänke an und bilden

*) Im Druck.

charakteristische Schichtbeläge. Diese Erscheinung ist leicht zu deuten, wenn man mit der Sedimentation aus einer Trübungswolke rechnet. Die Glimmerblättchen und die Pflanzenreste setzen sich in einem solchen Milieu langsamer zu Boden als die gleichschweren Quarz-, Feldspat- und Carbonatkörnchen. Der mögliche Einwand, daß pflanzliches Material nicht in größere Tiefen absinken kann, wurde durch die von C. W. CORRENS anlässlich eines Vortrages angeführte Tatsache widerlegt, daß Bambusstangen und Kokosnüsse aus dem Marianentief (11.000 m) gefischt wurden.

Eine Differenzierung in vertikaler Richtung läßt auch die Verteilung der Schwerminerale erkennen. In den tieferen Partien der Bänke tritt der Granat stärker hervor, in den höheren Teilen dagegen reichert sich der wesentlich kleinere Zirkon an. Der Gesamtschwermineralgehalt nimmt von unten nach oben ab. Auch diese Erscheinung läßt sich gut mit der Sedimentation aus einer Suspension erklären.

Bei der Besprechung des Mineralbestandes ist ein Hinweis auf das Grauwackenproblem erforderlich (PETTIJOHN, 1957). Im Sinne dieses Autors sind Grauwacken Arenite mit mindestens 25% Feldspat oder lithischen Komponenten und mindestens 15% pelitischer detritärer Matrix, die eine weitgehende Rekristallisation erfahren hat. Da solche schlecht sortierte Gesteine durch den postulierten turbidity-current-Mechanismus entstehen können, ist für PETTIJOHN Flysch gleich Grauwackenserie. Die Übernahme dieser Betrachtungsweise würde in den Ostalpen zu einer Verwirrung führen, da wir bereits eine Grauwackenzone haben, die, wie allgemein bekannt, die Basis der höheren ostalpinen Einheiten darstellt und leicht metamorph ist. Aus diesem Grunde möchten wir den Begriff Grauwacke auf die anchimetamorphen Typen beschränken und für jene Gesteine, die noch als unveränderte Sedimente gelten können, den Ausdruck „Wacken“, einem Vorschlag FISCHERS (1933) folgend, verwenden.

Die mineralogische Zusammensetzung der Flyschsandsteine der Umgebung Wiens wurde an einer größeren Anzahl von Dünnschliffen ermittelt, wobei jene Proben angeführt sind, für die auch chemische Gesteinsanalysen existieren (FABICH, 1961). Eine Diskussion dieses interessanten Materials ist für später geplant. Die mineralogische Analyse der wichtigsten Sandsteintypen ergab die in der folgenden Tabelle zusammengestellten Werte.

Sandsteine der Flyschzone

	E o z ä n				O b e r k r e i d e			
	Mittelkörn. Sandstein Höflein	Grobkörniger Sandstein Höflein	Konglomerat. Sandstein Greifenstein	Mittelkörn. Sandstein tonig. Greifenstein	Mittelkörn. Sandstein Kobenzligasse	Kgl. Sandstein Kobenzligasse	Feinkörn. Kalkarenit Dammabchtal	Mittelkörn. kongl. Sandstein Saarberg
Quarz	82	90	76	73	53	64	16	67
Albit	3	3	1	1	15	8	1	10
Anorthit	+	+	+	—	1	1	—	1
Mikroclin	5	3	2	5	5	3	1	2
Muskovit	4	1	2	4	10	7	3	4
Biotit	+	1	+	4	} 9	3	—	2
Chlorit	2	+	1	5				
Calcit	2	1	16	1	6	13	74	12
Dolomit	—	—	1	—	—	—	3	—
Siderit	—	—	+	—	—	—	+	—
Magnetit	1	} 1	1	1	} 1	1	1	1
Hämatit	1		—	—				
Rutil	1	+	—	1	—	—	—	—
Kaolinit	—	—	—	5	—	—	1	—

Der Tabelle ist zu entnehmen, daß eozäne Flyschsandsteine mehr oder minder reine Quarzsandsteine mit Quarzgehalten bis zu 90% sind. Der Schwermineralgehalt ist durch ein Zirkonmaximum in allen Korngrößen charakterisiert (WIESENER, 1949 und WOLETZ, 1951). Der Feldspatgehalt liegt in diesen Gesteinen durchwegs unter 10%, die Arenite der Altlenzbacher Schichten sind als feldspatführende Sandsteine und die Arenite der Kahlenberger Schichten als feldspatführende Quarz-Kalk- bzw. Quarzsandsteine zu bezeichnen. Der Gehalt an primärem detritären Bindemittel liegt durchwegs unter 15%. Diese Gesteine sind daher auch im Sinne der Grauwackendefinition von PETTJOHN (1957) nicht in diese Gesteinsgruppe einzuordnen.

Für die Flyschablagerungen des Wiener Waldes und ähnlicher Serien in anderen Gebieten sind bestimmte Sohlmarken kennzeichnend. In Österreich hat sich FUCHS (1895) in einer umfangreichen Studie mit diesen als „Fließwülsten“ bezeichneten Gebilden befaßt. Auch später noch haben mehrere Autoren, besonders KIESLINGER (1935) zur genetischen Deutung der Fließwülste Stellung genommen. Die Frage jedoch, ob diese Gebilde an der Ober- oder an der Unterseite der Schichten auftreten, ist verschieden beantwortet worden, und in den letzten 20 Jahren hat dieses Problem in Österreich kaum mehr Beachtung gefunden.

Im Ausland hat dagegen die Entstehung der Sohlmarken große Aufmerksamkeit erregt und KUENEN gab (1957) eine Zusammenfassung des derzeitigen Standes dieses Problems.

Die Gestalt der Sohlmarken variiert im einzelnen, ist jedoch im Prinzip in allen Vorkommen ähnlich. Ein charakteristisches Beispiel ist in Abb. 5 gegeben. Es besteht hinsichtlich dieser von uns als „Kolkmarken“ (CLARKE, 1917) bezeichneten Sohlmarken in der neueren Literatur Übereinstimmung darüber, daß es sich um Ausgüsse von Erosionsformen handelt. Für diese Deutung spricht die Gestalt dieser Körper, die den Auskolkungen durch strömendes Wasser hinter Hindernissen entsprechen. Nach KUENEN sind es vor allem Wurmröhren, die den Anlaß zu Auskolkungen boten. So weit wir diese Art von Sohlmarken im Wienerwald studieren konnten (Autobahn, Grinzing, Sievering, Hütteldorf und Kahlenbergerdorf), treten sie immer an der Sohle geopedalsortierter Schichten auf. Die liegenden feinkörnigen Sedimente stoßen diskordant an den Fließkerben ab.

Ein Zusammenhang besteht im untersuchten Gebiet zwischen der Größe der einzelnen Kolkmarken und der Korngröße des ausfüllenden Sandes. In einer Bank haben die Fließkerben annähernd die gleiche Größe. Auch diese Beobachtung spricht für ihre Deutung als nachträglich ausgefüllte Auskolkungen. Am Exelberg wurden die kleinsten Fließmarken mit 5 cm Länge, 2,5 cm Breite und 1 cm Höhe beobachtet, wobei wie bei allen anderen Fließmarken ihre hydrodynamische Gestalt durch eine abgerundete Nase und ein spitz zulaufendes Ende markiert ist. Die mittlere Korngröße der Komponenten der Ausfüllung betrug hier 0,05 mm. Im Steinbruch Sievering erreichen Fließmarken ähnlicher Gestalt eine Länge von 1,5 m, eine Breite von 0,3—0,5 m und eine Höhe von 0,15 m. Die mittlere Korngröße des ausfüllenden Sandes beträgt 6 mm. Die Sortierung ist in beiden Fällen gut. Auch in den übrigen Aufschlüssen des Wienerwaldflysches, aber auch in den Flyschablagerungen von Triest und Istrien konnte ein ähnlicher Zusammenhang von Korngröße und Größe der Kolkmarken beobachtet werden. Diese Erscheinung legt einen unmittelbaren Zusammenhang von Erosion und Sedimentation nahe. Zunächst erfolgt Erosion und mit der Verringerung der Geschwindigkeit aus der fließenden Suspension die Sedimentation. Da diese aus der Bewegung erfolgt, ist die relativ gute Sortierung der Flyschsandsteine des untersuchten Gebietes zu verstehen.

Die Orientierung der Körner in den Fließkerben wurde an Dünnschliffen studiert. Sie ist nicht sehr ausgeprägt. Trotzdem läßt sich sowohl eine Parallelorientierung länglicher Körner senkrecht zur Hauptachse der Fließmarken als auch parallel dazu feststellen. Die Geopedalsortierung beginnt bereits innerhalb des ausgekolkten Raumes. An Kom-

ponenten wurden in den großen Kolkmarken des Sieveringer Steinbruches (die Schichten liegen verkehrt) Quarz, Quarzite, perthitische Mikrokläne, Albit und Oligokläse (ungefüllt), Phyllitstückchen, Muskovit und fossilreiche Kalksteinbruchstücke gefunden.

Die Deutung der Kolkmarken als ausgefüllte Erosionskerben gestattet die Rekonstruktion der ursprünglichen Fließrichtung. Die Nasen der Auskolkungskörper sind gegen die Strömungsrichtung gewendet. Rekonstruktionen fossiler Strömungsrichtungen sind bereits mehrfach erfolgt (TEN HAAF, 1958, DZULYNSKI, KSIAZKIEWICZ, KUENEN, 1958). Im Bereich des östlichen Wienerwaldes liegen die Strömungsmarken in der Trogrichtung. An der Autobahn zwischen Preßbaum und dem Steinhartberg pendeln sie um $N 70^{\circ}E$, wobei die Nasen nach Osten weisen. In Sievering und Grinzing schwankt die Längsorientierung um $N 80^{\circ}W$. Wie an der Autobahn weisen die flach ostfallenden Fließkerben ebenfalls in östliche Richtung.

Häufig setzt in den genannten Aufschlüssen in der Mitte der Bänke eine nicht kompetente Faltung der Schichten ein, die wir als paradiagenetische Deformation unter der Wirkung der Schwerkraft (convolute bedding) interpretieren (Abb. 6). Offenbar sind die auf geneigter Unterlage abgesetzten Sedimente nicht stabil und beginnen zu gleiten, so daß sich paradiagenetische Falten im Dezimeterbereich bilden. Im Gegensatz zu den für bestimmte Molassehorizonte in Österreich typischen Eingleitungsstrukturen, die dem „Wildflysch“ entsprechen, handelt es sich hier um Gleitungen in den bereits abgesetzten Sedimenten. Anscheinend erfolgt eine Änderung der Festigkeitseigenschaften der Absätze mit abnehmender Korngröße, da diese Deformationsstrukturen immer erst in einer gewissen Höhe über der Sohle der Bänke einsetzen, so daß eine Trennung des hangenden deformationsfreudigen Teiles und des unteren, mehr stabilen der Bank eintritt. Über der Deformationszone setzt Parallelschichtung, Schrägschichtung, Rippelbildung und auch Kreuzschichtung ein. Immer sind diese Strukturen auf den Feinsand-Silt-Anteil des Flysches beschränkt. In allen Aufschlußbereichen stehen die Achsenrichtungen der paradiagenetischen Falten annähernd senkrecht auf die der Kolkmarken. Dies spricht für eine Neigung des Untergrundes in der Richtung der Fließkerben zur Zeit der Ablagerung. Die über den inkompetenten Faltungen folgenden Feinsand-Silt-Rhythmiten gleichen den aus der Molasse beschriebenen. Wir finden auch hier Mikroschräg- und Kreuzschichtungsgefüge, sowie Parallelschichtungen (Abb. 7). Ob diese Ähnlichkeit zufällig ist oder ob genetische Analogien bestehen, kann zur

Zeit nicht entschieden werden. Die Schrägschichtungsblätter der Rippel sind parallel zu den Deformationsachsen.

Neben den Kolkmarken charakterisieren auch noch andere Sohlmarken die untersuchten Flyschsandsteine an ihrer Unterseite. Unregelmäßige Gebilde, die durch Übergänge mit den Kolkmarken verbunden sind, werden von KUENEN (1957) auf unregelmäßige Setzungen zurückgeführt und als „load casts“ bezeichnet. KÜPPER schlug anlässlich einer Exkursion „Auflastmarken“ als deutsche Bezeichnung vor, der wir uns weiter bedienen wollen.

Sehr charakteristisch sind ferner parallele U-förmige Rinnen, von 6—15 mm Breite und 2—4 mm Tiefe (Abb. 8). Ihre Länge beträgt 1 m und mehr, soweit die Aufschlußverhältnisse eine Beobachtung überhaupt zulassen. Diese bei SHROCK (1948) als „groove casts“, bei KUENEN als „drag marks“ bezeichneten Strukturen sind seit mehr als 100 Jahren bekannt und wurden verschieden erklärt. Die einleuchtende Deutung, daß es Spuren von driftenden Eisschollen über flachem Grund sind, kann hier außer Betracht bleiben. KUENEN denkt an Steine, die von angewachsenen Algenfäden über den Grund gezogen wurden, oder an Treibholz am Meeresboden. Aber ob diese vielfach flächenhafte Parallelriefelung damit erklärt werden kann, ist nicht völlig sichergestellt. Wir vermuten, daß die Bildung der Driftmarken mit dem Sedimentationsvorgang selbst zusammenhängt. Die Suspension, aus der die Ablagerung erfolgt, hat an der Sohle ihre größte Dichte und vermag daher hier auch gröberes Material in Schwebelage zu halten. Wenn eine mit Steinen beladene Schlammwolke über den Meeresboden gleitet, vermögen vielleicht die größeren Steine im Untergrund Rillen hervorzurufen.

Aus den geschilderten Merkmalen läßt sich eine gute Charakteristik des „Flyschbegriffes“ ableiten. Flysch ist eine zeitlich nicht gebundene Lithofazies, die sich in Geosynklinalen oder in Restgeosynklinalen entwickelt. Das eigentliche Typische sind die Geopedalrhythmite mit den geschilderten Sohlmarken. Auch Wurmspuren, Schneckenfährten und ähnliche organische Strukturen sind im feinkörnigen Anteil der Bänke charakteristisch. Die oft betonte Fossilarmut der Flyschablagerungen der Nordalpen ist nach den petrographischen Untersuchungen primär. Es ergeben sich keine Anzeichen, daß die Fossilshalen nachträglich aufgelöst wurden. Wir vermuten daher, daß eine anhaltende Trübung des Wassers die Ursache des geringen Fossilgehaltes bestimmter Flyschablagerungen ist.

Zu unterscheiden wäre zwischen Flyschfazies und ostalpiner Flyschzone. In typischer Flyschfazies sind vor allem die Kahlenberger- und Altlenbacher Schichten entwickelt. Im stratigraphisch Liegenden der ersteren und im stratigraphisch Hangenden der letzteren verliert sich dieser Charakter allmählich. Trotzdem ist die bisherige Zusammenfassung der vorwiegend sandig-mergeligen Gesteine der Oberkreide und des Eozäns zur Flyschzone gerechtfertigt.

Anzeichen für eine geringe Bildungstiefe der Flyschsedimente fanden sich im studierten Bereich nicht. Die Formulierung, daß die Flyschsedimente des Wienerwaldes unterhalb des Aktionsbereiches der Wellen entstanden, gibt die bisherigen Untersuchungsergebnisse am besten wieder. Die Ablagerung aus polydispersen Suspensionen vermag das Erscheinungsbild der Geopetalrhythmite am besten zu erklären. Ob hierbei Sturmfluten, Erdbeben oder Eingleitungen eine mehr oder weniger wesentliche Rolle spielen, ist von sekundärer Bedeutung.

Viel schwieriger ist es, den Begriff „Molasse“ sedimentologisch zu erfassen. Die Differenzierung der einzelnen Abschnitte in der Trogrichtung ist viel stärker ausgeprägt. Im österreichischen Raum besitzt wohl der „Schlier“, das ist das eingangs charakterisierte Feinsand-Silt-Sediment, die meiste Verbreitung und darf für diesen Abschnitt als kennzeichnend angesehen werden. Es spricht vieles für eine geringe Bildungstiefe des Schliers. Hinweise, dieses Sediment als turbidity-current Ablagerung zu deuten (VAŠICEK, 1953), ergaben sich nicht. Teilweise ist der Sandstreifenschlier wohl unter Gezeiteinfluß entstanden. Es war das Hauptanliegen dieses Vortrages, auf Dinge hinzuweisen, die bisher bei der Untersuchung der Sedimentenserien Österreichs nur geringe Beachtung fanden. Der Österreichischen Mineralölverwaltungs-A. G. und der Rohölgewinnungs-A. G. danke ich für die Überlassung des umfangreichen Bohrkernmaterials zur Ergänzung dieser Studien.

Angeführte Literatur:

- Abel, O.: Amerikafahrt. Gustav Fischer Verlag, Jena, 1926.
 Braumüller, E.: Der Südrand der Molassezone im Raum von Bad Hall. Erdöl-Zeitschrift, Wien-Hamburg, **75**, 1959, 122—130.
 Clarke, J. M.: Strand and undertow markings of Upper-Devonian times as indications of the prevailing Climate. New York State Mus. Bull., 1917, No 196, 199—210.
 Daly, R. A.: Origin of submarine „canyons“. Amer. Journ. Science, 5th ser., **31**, 1936, 401—420.
 Dzylunski, S., Ksiazkiewicz, M., und Kuenen, Ph. H.: Turbidites in flysch of the polish Carpathian Mountains. Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, **70**, 1098—1118.
 Fabich, K.: Bericht über Arbeiten des chemischen Laboratoriums im Jahre 1960. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. Wien, 1961, A 103—105.

- Fischer, G.: Die Petrographie der Grauwacken. Jahrb. Preuss. Geol. Landesanst., 1933, **54**, 320—343.
- Forel, F. A.: Le ravin sous lacustre du Rhone dans le lac Léman. Soc. Vaudoise sci. nat. Bull., 1887, **23**, 85—107.
- Fuchs, Th.: Studien über Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.-naturw. Kl., 1895, **62**, 369—448.
- Gohrbandt, K., Kollmann, K., Küpper, H., Papp, A., Prey, S., Wieseneder, H. und Woletz, G.: Beobachtungen im Flysch von Triest. Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1960, 162—196.
- Götzing, G.: Aus Grill und Küpper, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien. Geologische Bundesanst. Wien, 1954.
- Ten Haaf, E.: Graded beds of the northern Apennines. Dissertation, Universität Groningen (Holland), 1959, 102 S.
- Johnson, D. W.: The origin of submarine canyons. New York, Columbia University, Press, 1939.
- Kieslinger, A.: Bodenphysikalische Betrachtung von Gefleißmarken. Senkenbergiana, 1937, **19**, 127—138.
- Kuonen, Ph. H.: Sole markings of graded graywacke beds. Journal of Geology. 1957, **65**, 231—258.
- Turbidity currents a major factor in flysch deposition. Eclogae Geol. Helv., **51**, 1958, 1009—1021.
- und Migliorini, C. I.: Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journ. of Geol., **58**, 1950, 91—127.
- Niehoff, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. Geol. Rundschau, **47**, 1958, 252—321.
- Neumaier, F. und Wieseneder, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär. Sitz. Ber. Bayr. Akad. Wiss. Math.-naturw. Kl., 1939, 177—252.
- Pettijohn, F. J.: Sedimentary rocks (2. Aufl.). New York, 1957, Harper & Brothers.
- Reineck, Longitudinale Schrägschichtung im Watt. Geol. Rundschau, **47**, 1958, 73—82.
- Shrock, R. R.: Sequence in layered rocks. Mc. Graw Hill Book Co., 1948, New York, Toronto, London.
- Vašiček, W.: Conditions of the Origin of Tegel, Schlier and Flysch and the Problem of their Stratigraphy (Zusammenfassung). Sborník Ustředního Ústavu Geologického, 1953, **22**, 94—100.
- Wieseneder, H.: Die mikroskopische Untersuchung der Sedimentgesteine in der geologischen Forschung und Praxis. Mikroskopie, Wien, 1949, **4**, 111—115.
- Ergebnisse sedimentologischer und sedimentpetrographischer Untersuchungen im Neogen Österreichs. Mitt. Geol. Ges. Wien, 1959, **52**, 213—223.
- Über die Gesteinsbezeichnung Grauwacke. Tschermaks Min. Petr. Mitt., **7**, (3. Folge), 1960, 451—454.
- Woletz, G.: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wiener Waldes. Jb. Geol. Bundesanst., Wien, 1950, 167—194.
- Wüst, G.: Über Strömungsgeschwindigkeiten und Strommengen in der atlantischen Tiefsee. Geol. Rundschau, **47**, 1958, 187—195.
- Zöbelein, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär (Blatt Pfarrkirchen). N. Jb. f. Min. Geol. Paläont., Beil. Bd. **84 B**, 1940, 233—302.

Bei der Schriftleitung eingegangen am 5. Februar 1962.

Tafelerklärung

- Abb. 1 Blockmergel (Wackenbrekzie) des Burdigals. Bohrung Moosbierbaum K 2 der ÖMVAG 950—955 m. Molassezone, Niederösterreich.
- Abb. 2 Strandungsmarken im Torton der Oststeiermark. Bohrung Übersbach 1 der RAG 1215—1222 m.
- Abb. 3 Paradiagenetische Eingleitungsstrukturen im Burdigal der Molassezone. Bohrung Murstetten 1 der ÖMVAG 1400—1405 m, Niederösterreich.

- Abb. 4 Wellenfurchen im Torton der Oststeiermark. Bohrung Übersbach 1 der RAG 1375—1381 m.
- Abb. 5 Kolkmarken (flute casts) auf der Unterseite einer Sandsteinbank. Kahlenberger Schichten, Exelberg bei Wien.
- Abb. 6 Paradiagenetische Deformationsstrukturen (Fließfalten) in der Flyschoberkreide. Steinbruch Grinzing (Kobenzlgasse).
- Abb. 7 Mikrokreuzschichtung im Flysch des Untergrundes des Wiener Beckens. Länge der Schrägschichtungsblätter ca. 2 cm. Bohrung Alt-Höflein der ÖMVAG 891,5—892,5 m.
- Abb. 8 Driftmarken (Schleifspuren) mit einzelnen Steinen (5—7 mm) in den Rillen. Autobahneinschnitt westl. v. Dürrwien. Altenglbacher Schichten (Oberkreide) des Wiener Waldes (Sammlung des Geologischen Institutes der Universität Wien).

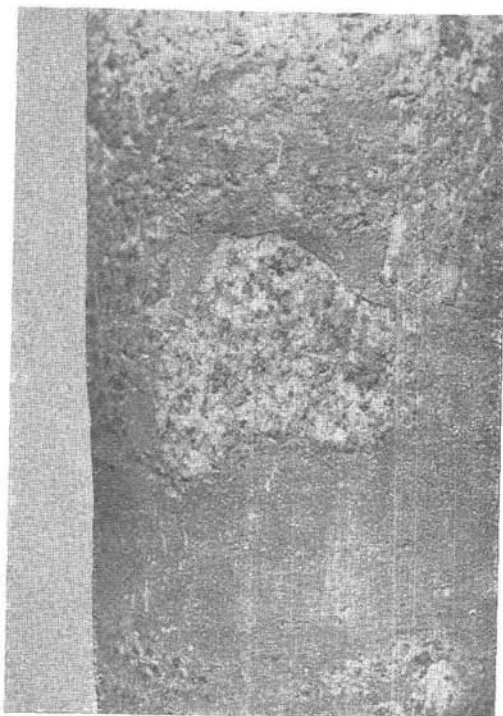


Abb. 1

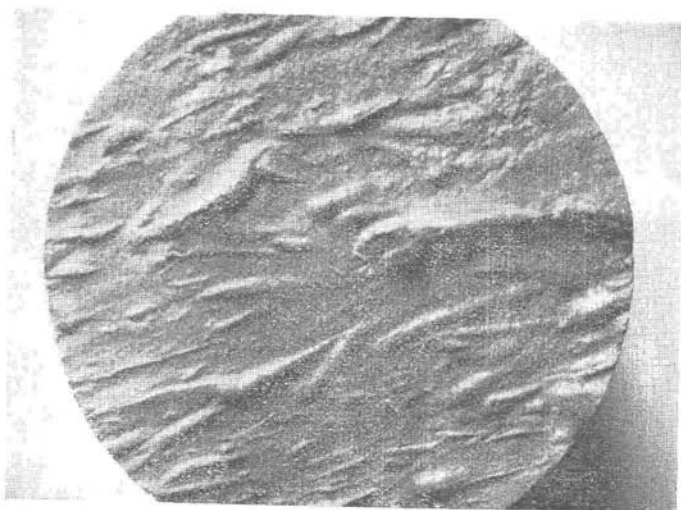


Abb. 2



Abb. 3

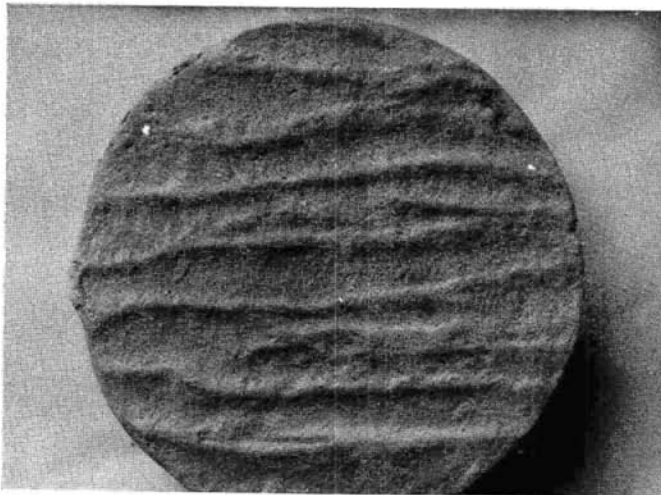


Abb. 4



Abb. 5



Abb. 6



Abb. 7

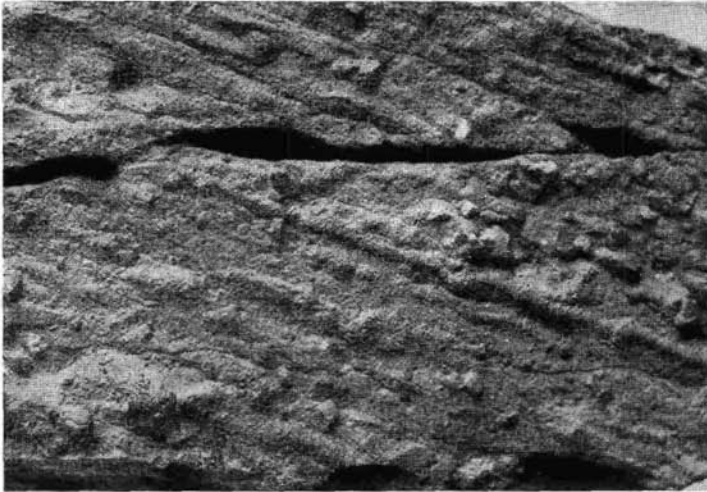


Abb. 8