

Über Art und Richtung der Sedimentation
im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne)

Von

Gerhard Einsele

Tübingen

Mit 8 Abbildungen, 7 Tabellen und 5 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9-11

Wiesbaden 1963

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 43

Über Art und Richtung der Sedimentation im klastischen rheinischen Oberdevon (Famenne)

Von

Gerhard Einsele

Tübingen

Mit 8 Abbildungen, 7 Tabellen und 5 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9-11

Wiesbaden 1963

Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.	43	60 S.	8 Abb.	7 Tab.	5 Taf.	Wiesbaden, 25. 7. 1963
--------------------------------	----	-------	--------	--------	--------	------------------------

Kurzfassung

Während des höheren Oberdevons hat in dem Teil der variszischen Geosynklinale, aus dem der Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges hervorging, ein großer, ziemlich tiefer, einheitlicher Ablagerungsraum bestanden, in dem zeitweilig eine flyschähnliche Sedimentation mit Turbiditen und durchgehend fein- und schräggeschichteten Laminiten geherrscht hat. Nur da, wo gering mächtige kalkige Schwellenfazies gebildet wurde, sind submarine Erhebungen anzunehmen. Lang und ununterbrochen durchziehende morphologische Rücken mit Streichrichtungen parallel zu den jüngeren variszischen Faltensätteln sind dort nicht mit den Richtungen der Sedimentation vereinbar, da diese von NW und N nach SE und S quer über die entsprechenden Zonen hinwegging. Das Liefergebiet aller Sedimente lag vermutlich weit im Norden. Während die marinen Rotsedimente wohl direkt vom Old-Red-Festland eingeschwemmt und unter oxydierenden Bedingungen langsam abgesetzt wurden, dürften die grauen, flysch-ähnlichen Ton-Silt-Folgen zum Teil erst nach Zwischenlagerung in einem nördlichen Flachwasserbereich in die tieferen Beckenteile gelangt sein.

Review

The Upper Devonian marine sedimentary rocks of the „Rheinisches Schiefergebirge“, Germany, present a typical facies change from rather thick sequences of shales and siltstones (some 100 m) to thin calcareous layers of the same age (tens of m). The latter are explained by the existence of submarine banks. This study deals only with the clastic basin sediments, which consist of alternating drab shales, sand- and siltstones and red shales with occasional interbedded limestones (table 1, list of exposures in table 2). Results:

1. Many features of the siltstones indicate an origin by turbidity currents: Sole marks, parallel lamination, small-scale cross-bedding, partly graded lamination and graded sets of cross-bedding (text figs. 1-5, plate 1, figs. 1-3, and plate 2). The graded bedding is revealed better by chemical analyses than by the study of the grain size distribution in thin sections. The analyses show an increasing content of clay (Al_2O_3 , FeO, MgO, K_2O , H_2O -¹¹⁰ and organic C) from bottom to top of the individual layers, whereas the content of quartz and lime decreases (text figs. 3 and 4, and table 4 a).

2. But only in the northern part of the area investigated east of the Rhine and only in the Nehden stage do sandsiltstones occur, which can be compared with typical turbidites of other geologic formations (compare text fig. 6 with symbols according to BOUMA 1962 and sequence types according to RADOMSKI 1961). Farther south three types of siltstones with somewhat deviating features have been noted (siltstone types A, B, and C of table 5). The sandsiltstones of the Nehden stage resemble fluxoturbidites but must be explained by another mechanism because of the great distance from the source area and the relatively strong scattering of the current directions. The siltstone types B and C of the Hemberg and Dasberg stage form thin beds with lamination or cross-bedding from bottom to top and have few and inconspicuous sole marks (plate 3, figs. 4-8). In spite of the fact that these beds also show some weak grading effects (plate 4, fig. 4 compared with fig 1 a - c which represents a well graded graywacke), they are held to be mainly the result of laminar currents and are named „laminites“ according to LOMBARD (1960).

If the single laminae of a bed demonstrate some kind of graded bedding, too, (caused by decreasing grain sizes or by sorting of the grains according to shape or specific gravity, text figs. 5 b, c, e and plate 4, fig. 3), this grading often reaches the same intensity as the grading from bottom to top of a whole bed. For this reason, even a single lamina or one set of small-scale cross-bedding may be explained by the action of a relatively slow turbidity current with a small load of suspended matter. In addition, there are laminae with abrupt changes of grain sizes or mineral composition (text fig. 5 a, d and f) probably due to quick alterations of current velocity or very minute erosion. It is doubtful, therefore, whether all silt beds were accumulated instantaneously.

Postdepositional sole trails of bottom dwelling organisms are too rare (plate 2, fig. 1) to serve as proof for this or any other theory (compare SEILACHER 1962). On the other hand, predepositional burrows in the fine grained alternating shales are frequent, but have often been washed out, disturbed or destroyed by the erosive force of the following currents with their load of suspended silt (plate 2, fig. 5).

3. The shales alternating with siltstones are represented by pure clayey pelagic sediments with parallel lamination only occasionally (plate 1, fig. 5). In most cases, especially in the Hemberg and Dasberg stages, they contain very fine grained silt layers with cross-bedding and with occasional small-scale convolute bedding deformed by strong compaction. Therefore, all transitions between pure clay and siltstones can be noted (compare text fig. 3); silty marls within the shale-silt sequences are rare.

4. The original current directions have been measured for all kinds of sedimentary structures (plate 5). It now seems very likely that in this region all sediments were brought from the north or northwest and carried by lateral transport into the geosyncline. Here the silt sedimentation reached into the „Hörre“ area, whereas still farther south in the „Lahn-Mulde“ only clays were deposited. The bottom currents must have flown around submarine banks with calcareous sediments. The previously postulated existence of ridges extending parallel to the long axis of the geosyncline at about the same place as the younger tectonic anticlines (plate 5: f. i. the eastern part of the „Ebbe-Sattel“ etc.), which were thought to have functioned as barriers and partly as sedimentary source for the basins, however, cannot be brought into agreement with the current directions. Apart from the submarine banks with calcareous sediments our measurements would allow a subdivision of the deeper sea bottom into basins and ridges parallel to the current directions as assumed for the „Dill-Mulde“ (SCHÖNENBERG 1958). But even in this case the lack of essential facies changes and the permanence of the current directions (text fig. 7) rather indicate a flat sea floor without morphological ridges. Therefore, the difference in thickness of the Upper Devonian basin sediments is best explained by zones of relatively fast or slow subsidence. The occurrence of conglomerates on a line roughly parallel to the current directions (plate 5: „Paeckelmannsche Querzone“) may be due to erosion in submarine canyons.

5. Current directions and the similar mineralogical composition of the siltstones (table 3) point to a common source area of all Upper Devonian sediments in the north and northwest. Whereas in the region west of the Rhine river shallow water sediments dominate, the turbidites east of the Rhine do not show signs of reworking by currents.

Thus, the depth of water may have reached or exceeded 200m even in the northern part of the investigated area. If the slope angle of the sea floor was 0.4 percent, which seems to be a reasonable value for the submarine transportation of fine sand and silt according to observations on recent deep sea fans or troughs (KUENEN 1958, SHEPARD & EINSELE 1962), a water depth of 500 to 1000 m has to be assumed in the southern part of the geosyncline, in the Dill-Mulde for instance.

6. Since the existence of long separating ridges in this part of the Upper Devonian geosyncline seems improbable, the distribution of marine redbeds as far down as to the southern end of the large, uniform basin is now better understood. Most likely the red pigment was derived from the Old Red continent in the north. The rate of sedimentation for the redbeds seems to have been rather slow, so that thin calcareous layers could be interbedded (text fig. 8). The iron content of the red shales is somewhat higher than that of recent shallow water deposits, but does not reach the content of deep sea clays (table 4 b). The content of MnO is low and far off the values reported for deep ocean red clay. The red sediments can contain as much as 20 percent scattered fine silt which may have been transported by wind.

The preservation of red pigment requires a well ventilated basin with oxidizing conditions. Since most recent shelf deposits as well as the Upper Devonian shallow water sediments west of the Rhine river have lost their red pigment (compare table 6), it is assumed that drab siltstone beds with alternating silty shales were not brought directly from the Old Red continent into the geosyncline, but were first accumulated in shallow water, where the red pigment was reduced under the influence of organic matter and frequent reworking. In some cases, however, the lower iron content of the siltstones and of the limestones as compared with the shales (text figs. 3 and 8) indicates the possibility that these rocks were also decolorized at their place of final deposition (compare table 7).

7. The common geologic situation and many details of the Upper Devonian siltstones remind us of flysch deposits. On the other hand, a few deviating features must be emphasized: The comparative thinness of the whole clastic sequence, the importance of redbeds, the presence of unusually fine grained „psammitic“ layers, the poorly developed graded bedding, the sometimes considerable scattering of current directions, and the action of laminar bottom currents which carried a smaller and finer grained suspended load than turbidity currents.

Therefore, the Upper Devonian rocks are not regarded as typical flysch deposits, but only as the result of a flysch-like sedimentation, which took place in a relatively deep and uniform basin, before the geosyncline was somewhat modified by the weak Bretonic folding process and genuine flysch deposits were accumulated in the Kulm serie.

Inhalt

Einführung und Problemstellung	8
I. Die Wechselfolge sandig-siltiger und toniger Sedimente	11
A. Die Sand-Silt-Sedimentation in der Nehden-Stufe (Sedimentstrukturen, Korngrößenverteilung, Pflanzenreste, Lebensspuren)	11

B. Die Silt-Ton-Wechselfolge der Hemberg-/Dasberg-Stufe (Sedimentstrukturen der Siltbänke und tonigen Zwischenlagen, Korngrößenverteilung, mineralogische und chemische Bestimmungen, die Feinschichtung	16
C. Die oberdevonischen Siltsteintypen im Vergleich zu Turbiditen und Laminiten	25
II. Richtungen des Sedimenttransportes und paläogeographische Folgerungen. . .	28
A. Allgemeine Vorbemerkungen	28
B. Methoden zur Bestimmung der Schüttungsrichtung	29
C. Richtungen des Sedimenttransportes (Übersicht, Nehden-Stufe, Hemberg-/Dasberg-Stufe, das linksrheinische Oberdevon, Tiefe des Oberdevon-Meeres).	30
D. Vergleich mit Flysch-Sedimenten	34
E. Folgerungen für die morphologische Gliederung des Oberdevon-Meeres (die Frage der Längs- und Querswellen und Konglomerate)	35
III. Das Problem der oberdevonischen Rotsedimente.	37
A. Untersuchungsergebnisse (Sedimentstrukturen, Silteinstreuung, chemische und mineralogische Untersuchungen)	39
B. Folgerungen	41
IV. Zusammenfassung (Synthese)	45
Anhang	48
Schriftenverzeichnis	57

Einführung und Problemstellung

Im letzten Jahrzehnt sind verschiedene Gebiete im Rheinischen Schiefergebirge mit klastischen oberdevonischen Schichtfolgen neu kartiert und mit Hilfe von Ostracoden und Conodonten erstmalig genauer stratigraphisch gegliedert worden. Obwohl diese grundlegenden Neuaufnahmen noch längst nicht abgeschlossen sind, hielt ich es doch für berechtigt und aussichtsreich, eine Untersuchung ganz anderer Art in diesem Formationsabschnitt zu versuchen, nämlich eine überwiegend sedimentologische Studie zur Klärung der Frage nach Art und Richtung des Transports der klastischen Sedimente. Dabei sollten unter anderem die von KUENEN und seinen Schülern an Flysch-Sedimenten entwickelten Untersuchungsmethoden an einem Sediment erprobt werden, das in mancher Hinsicht flysch-ähnlichen Charakter zeigt, in anderen Punkten aber wesentlich von diesem Sedimenttyp abweicht. Schließlich sollte versucht werden, Ergebnisse der modernen meeresgeologischen Forschung anzuwenden.

Die untersuchten Schichten lassen sich grob in folgenden größeren zeitlichen Rahmen einpassen: Im Mitteldevon bildeten sich in der rheinischen Geosynklinale ausgedehnte Kalkriffe, die auf eine relativ geringe Meerestiefe hinweisen (vgl. JUX 1960). Die Küste des damaligen Meeres dürfte weit im Norden gelegen haben und die sog. Mitteldeutsche Schwelle im Süden war vermutlich überflutet. Das Ende der Mitteldevonzeit und der Beginn des Oberdevons brachten verschiedenen Teilgebieten untermeerische vulkanische Ergüsse und Tuff-Förderungen. Gleichzeitig kamen die meisten Riffbauten zum Erliegen, was mit einer Absenkung des Siegerländer Blocks in Zusammenhang gebracht wird. Von nun an herrschten in der rheinischen Geosynklinale tonige und sandige Ablagerungen vor, denen aber an bestimmten Stellen gleichaltrige kalkige Sedimente gegenüberstanden. Erst mit dem Kulm setzte, verbunden mit tektonischen Bewegungen und erneuten vulkanischen Ergüssen, wieder ein starker Umschwung in der Sedimentation ein.

Die verschiedene fazielle Ausbildung der oberdevonischen Ablagerungen, die alle aufgrund ihrer Fauna als marin anzusehen sind, hat eine lang anhaltende Diskussion über die Gliederung des Oberdevon-Meereres ausgelöst. In jüngster Zeit hat sich aber die Grundkonzeption von H. SCHMIDT (1926) durchgesetzt, daß Bereiche mit gering mächtiger kalkiger Ausbildung als „Schwellenfazies“ und Gebiete mit mächtiger, tonig-sandiger Sedimentation als „Beckenfazies“ innerhalb des rechtsrheinischen herzynischen, d. h. tieferen Ablagerungsraumes aufzufassen sind (ausführliche Erläuterungen der Begriffe z. B. durch RABIEN 1956). Diese Anschauung wird vor allem durch meeresgeologische Untersuchungen bestätigt, z. B. auf dem reichgegliederten südkalifornischen Schelf (vgl. EMERY 1960), wo auf untermeerischen morphologischen Rücken oder Schwellen zumeist dünne Kalkablagerungen (daneben Phosphate und Glaukonit) gebildet werden, während in den Trögen gleichzeitig mächtige Ton-Sandfolgen entstehen. Was den Verlauf der Becken und Schwellen im Oberdevon-Meere anbelangt, so kam nach den Arbeiten von SCHÖNENBERG (1954 und 1958) und STIBANE (1959) der Verdacht auf, daß nicht nur erzgebirgisch streichende Richtungen maßgebend waren, wie früher immer angenommen worden war. Es war überhaupt zu prüfen, ob sich lang durchziehende erzgebirgisch streichende Becken und Schwellen oder gar gleichgerichtete synsedimentäre Faltungsbewegungen (KÜHN-VELTEN 1955) mit der Sedimentverteilung und mit den Sedimentationsrichtungen vereinbaren ließen, oder ob etwa der heutige Bau des Faltengebirges mit seinen parallel zu den Faltenachsen aufgereihten Tagesaufschlüssen die paläogeographischen Vorstellungen unbewußt beeinflusste und verfälschte. Die untersuchte klastische Beckenfazies der Nehden-, Hemberg- und Dasberg-Stufe entstammt einer Zeit tektonischer und vulkanischer Ruhe. Die morphologischen Auswirkungen des mitteldevonischen Vulkanismus dürften — abgesehen von lokalen Besonderheiten — in der Nehden-Stufe beseitigt gewesen sein.

Eine grobe Gliederung des klastischen Oberdevons in den verschiedenen Untersuchungsgebieten gibt Tabelle 1 in Anlehnung an Wo. SCHMIDT (1951), RABIEN (1956) EBERT (1957), STIBANE (1959), BENDER (1960), PAPROTH (1960) und ältere Kartierungen der preußischen geologischen Landesanstalt. Die Schichten der Nehden-, Hemberg- und Dasberg-Stufe erreichen zusammengenommen Mächtigkeiten von einigen Hunderten von Metern. Jedoch können auch innerhalb der Beckenfazies die Mächtigkeiten beträchtlich schwanken; genaue und sichere Werte sind nur aus einzelnen Teilgebieten bekannt und aus kartiertechnischen Gründen oft schwierig zu erhalten. Auch die stratigraphische Einordnung einiger Aufschlüsse ist noch unsicher, was jedoch bei der hier verfolgten Fragestellung nicht wesentlich stört. Die sandreichen Schichten sind zum Teil horizontbeständig, besonders der „Untere Sandstein“ der Nehden-Stufe und der „Mittlere Sandstein“ an der Wende von der Hemberg- zur Dasberg-Stufe, während die sandigen Sedimente im höchsten Oberdevon keinen ausgeprägten Horizont mehr bilden.

Der Schwerpunkt der petrographischen Untersuchungen liegt im Bereich der mittleren und nordöstlichen Dill-Mulde; Messungen an Sedimentstrukturen wurden im gesamten Rheinischen Schiefergebirge vorgenommen, sofern die oberdevonischen Sedimente sandig-siltige Einlagerungen enthalten, versuchsweise auch im linksrheinischen Oberdevongebiet südlich von Aachen, in dem sog. „rheinische Flachwasserfazies“ herrscht. Ein Verzeichnis über die 78 benutzten Aufschlüsse mit genauen

Tabelle 1. Übersicht der oberdevonischen Schichtfolge im Untersuchungsgebiet

„rheinisches Fazies“		stratigraphische Bezeichnungen		vereinfachte Schichtfolge	Gebiete mit „hercynischer Beckenfazies“											
Aachen Stolberg		links-rheinisch (Belgien)	rechts-rheinisch		Velbert	Wuppertal (Barmen)	Iserlohn	Plettenberg Arnsberg-S	Meschede	Madfold	Adorf	Aitendorn- Elspe	Waldecker Hauptmulde	Battenberg- Berleburg	nö. Dill- mulde	Hörr
Sandstein, dünnplattig, schiefrig + kalk. Einlagerungen	Famenne (Condroz-Sandstein): Evieux	Wocklum-Stufe to VI und	Tonschiefer u. Sandsteine ± kalkige Einlagerungen („Oberer Sandstein“)		+			+								
		Dasberg-Stufe to V	Tonschiefer ± kalkige Einlagerungen → Kalkknotenschiefer („Oberer Rotschiefer“)			—										
Sandsteine, dickbankig + sand. Schiefer	Montfort	Hemberg-Stufe to III + IV	Sandsteine, wechsellagernd mit Tonschiefern ± kalkige Einlagerungen („Mittlerer Sandstein, Pönsandstein“)		+	Strömungsrinne	+	—								
			Tonschiefer ± kalkige Einlagerungen, → Kalkknotenschiefer („Mittlere Rotschiefer, Fossley“)			+	+	+	+							
Sandstein, dünnplattig, schiefrig Tonschiefer	Esneux	Nehden-Stufe to II	Sandsteine, dickbankig („Unterer Sandstein“ oder Platten-Sandstein)		+	+	—									
	Famenne-schiefer		Tonschiefer („Untere Rotschiefer“, Cypri-dinenschiefer)	nur tonige Ausbildung	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Tonschiefer	Frasne	Adorf-Stufe to I	Tonschiefer (Bänderschiefer, Büdesheimer Schiefer, Matagne-Schiefer) z. T. Riffkalk		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+

+ = Schichtglied vorhanden; — = Schichtglied fehlt.

Ortsangaben, stratigraphischer Einstufung und Meßergebnissen über die primären Transportrichtungen befindet sich als Tab. 2 (Anhang) am Schluß.

I. Die Wechselfolge sandig-siltiger und toniger Sedimente

Im Bereich der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Aufschlüsse Nr. 46—57, vgl. Taf. 5) und in den nördlichen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges (Aufschlüsse Nr. 45, 59—72) ist die stratigraphische Stellung der Horizonte mit sandig-siltigen Einlagerungen nur teilweise geklärt, und die verschiedenen Sandhorizonte sind mit Hilfe sedimentologischer Faziesstudien kaum voneinander zu unterscheiden. Demgegenüber gelingt es im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge häufig, den „Unteren“ und den „Mittleren Sandsteinhorizont“ anhand fazieller Merkmale zu identifizieren. Diese Unterscheidungsmöglichkeit der beiden geologischen Schichtglieder läßt sich lokal als Hilfsmittel bei der Kartierung verwenden. Hier soll jedoch der Schwerpunkt auf die genetischen Fragen gelegt werden, weil diese Sandsteinhorizonte verschiedene Sediment-Typen aufweisen, die einer bestimmten Entwicklungsreihe zugeordnet werden können.

Im folgenden werden die beiden Schichtglieder zunächst getrennt besprochen, wobei aber einzelne Merkmale wie das Vorkommen von Spurenfossilien oder die mineralogisch-chemischen Untersuchungen nur an einer Stelle zusammenfassend dargestellt werden.

A. Die Sand-Silt-Sedimentation in der Nehden-Stufe

I. Sedimentstrukturen

Detailprofile von typischen Schichtfolgen des Nehden-Sandsteins der Dill-Mulde sind in Abb. 1, Profil I und II und Taf. 1 Fig. 1 wiedergegeben. Abgesehen von einem nur teilweise ausgebildeten, gering-mächtigen, dünn-bankigen Sandstein-Vorkommen an der Basis sind dicke Sandsteinbänke mit fehlendem oder nur sehr dünnem tonigem Zwischenmittel das auffallendste Kennzeichen.

Viele dieser Sandsteine sind scheinbar massig-schichtungslos ausgebildet; wahrscheinlich weist aber eine große Zahl dieses Typs eine sehr schwach ausgeprägte weitständige Parallelschichtung auf, an welcher die Bänke in Oberflächennähe durch die Verwitterung aufspalten. Bei einem kleineren Teil der Bänke sind in frischem oder leicht angewittertem Zustand Parallelschichtung oder wenig bank-parallele Ablösungsflächen zu erkennen (Taf. 1 Fig. 7). Öfters beobachtet man aber auch unruhig auf- und absteigende wellige Trennflächen innerhalb der Bänke, besonders im obersten Bankteil. Dort sind dann häufig größere Tonfetzen eingelagert; und über der welligen Ablösungsfläche setzt in der Regel wenig deutliche, oft flaserige Schrägschichtung ein (vgl. Abb. 2, Nr. 12 und 15). Wie schon RABIEN (1956) im Bereich der Waldecker Hauptmulde feststellte, findet man an Sohlmarken häufig flute casts, Ausgüsse von Strömungskolken (Taf. 2 Fig. 1—3), groove casts, lang durchziehende geradlinige Schleif- oder Driftmarken, und nicht selten auch load casts, eine Anhäufung beulenartiger Erhebungen auf der Schichtunterseite (vgl. Taf. 2 Fig. 6), die durch ungleich-

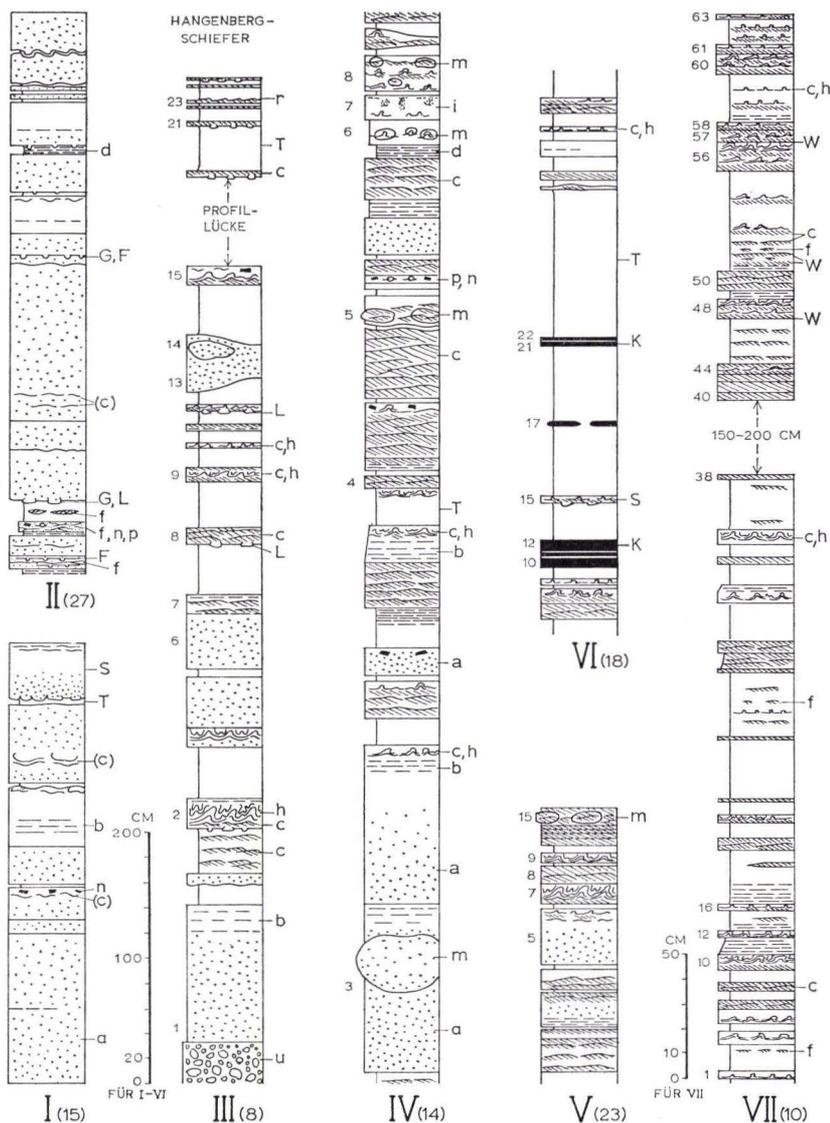


Abb. 1. Teilprofile von oberdevonischen Sandsteinfolgen der Dillmulde (in Klammern Nr. im Aufschlußverzeichnis)

I. Nehden-Sandstein Frechenhausen

II. Nehden-Sandstein Laasphe

III. Dasberg-Sandstein Langenaubach

IV. Hemberg/Dasberg-Sandstein Frechenhausen

V. Hemberg/Dasberg-Sandstein Karlsruhte

VI. Hemberg-Rotschiefer Quotshausen

VII. Hemberg/Dasberg-Sandstein Hirzenhain

Zeichenerläuterung:

Gesteinsart: S = Sand- oder Siltsteine, im Profil als harte Bänke hervortretend - T = tonige Zwischenmittel (sandig-siltiger Schieferthon bis Tonschiefer) - K = Mergelkalk- und Kalkbänke

Marken und Spuren auf Bankunterseiten: F = flute casts (Strömungskolke) - G = groove casts (Schleifmarken, Driftmarken) - L = load casts - W = Ausgüsse von Wurmsspuren oder ähnliches

Bankinnere Merkmale: a = massige Ausbildung der Bänke - b = undeutliche Parallelschichtung in Sand- und Siltsteinen - c = Schrägschichtung, klein-dimensional - (c) = wellige Schichtfläche und undeutliche Schrägschichtung - c, h = Schrägschichtung und convolute bedding (bankinnere Verfäلتelung) - d = deutliche parallele Feinschichtung in Peliten - e = ungeschichtete Pelite - f = linsig-flaserige Feinschichtung - i = Wühlgefüge - m = geoden-artige Kalkanreicherungen - n = Tonfetzen in sandig-siltigem Material - p = Pflanzenreste

Andere Zeichen: r = Rippelmarken, u = Bombentuff

mäßige Sackung spezifisch schwerer Sedimentteile über leichterem Tonschlamm entstanden sind. Es fällt auf, daß groove casts und gelegentlich flute casts und Strömungsriefung auch auf schichtparallelen Ablösungsflächen innerhalb homogen erscheinender Bänke auftreten, also nicht streng als Sohlmarken bezeichnet werden können. Gelegentlich sind auf Schichtunterseiten lange und ziemlich geradlinig durchziehende Leisten zu sehen (vgl. Taf. 2 Fig. 3), die als Ausgüsse von extrem großen und tiefen Schleifmarken oder als kleine verfüllte Strömungsrinnen aufzufassen sind. Auch einzelne Aufstoßmarken, sog. impact casts, durch strömungs-transportierte feste oder halb feste Partikel auf der weichen Sedimentunterlage kommen als Ausgüsse auf Schichtunterseiten vor (z. B. im Aufschluß Nr. 67). Rippelmarken auf Schichtoberseiten sind verhältnismäßig selten und zeigen dann jeweils asymmetrischen Bau.

2. Korngrößenverteilung

Die Korngrößenverteilung innerhalb einzelner Sand-Siltsteinbänke der Nehden-Stufe ist aus Abb. 2 zu ersehen.

Da eine Aufbereitung der durch Diagenese und beginnende Metamorphose stark verfestigten Gesteine schwierig oder unmöglich ist, wurde die Korngrößenverteilung in Dünnschliffen bestimmt. Dazu diente ein Streifenzählverfahren mit Hilfe eines Okularmikrometers und eines Kreuztisches. Innerhalb eines durch die Teilstriche des Mikrometers in seiner Breite festgelegten Streifens wurden die mittleren Durchmesser aller Quarz- und Feldspatkörner gemessen. Aus diesen mittleren Korndurchmessern wurde das Volumen von Kugeln gleichen Durchmessers errechnet und daraus dann die prozentualen Anteile der einzelnen Korngrößenfraktionen abgeleitet. Der Prozentsatz der vermessenen Körner am Gesamtaufbau der Schicht ergab sich aus Linienzählungen. Das Verfahren ist mit einer Reihe von Fehlern behaftet, die sich jedoch zum Teil aufheben. So wird der Effekt des Dünnschliffes, der kleinere Korndurchmesser als in Wirklichkeit vortäuscht, teilweise durch diagenetisches Kristallwachstum aufgewogen. Allein dieser Hinweis und die Tatsache, daß die Körner der vorherrschenden groben Siltgröße durchweg eckige, sehr unregelmäßige Formen aufweisen, zeigen, daß eine genaue Erfassung der ursprünglichen Korngrößenverteilung, auf die es allein bei dieser Untersuchung ankommt, nicht möglich ist. Die Genauigkeit der folgenden Angaben ist aber für Vergleichszwecke ausreichend. Der Feldspatanteil, der im rechtsrheinischen höheren Oberdevon nur wenige Prozent der Gesamtprobe erreicht, ist dem Quarzanteil hinzugerechnet. Die lagenweise angereicherten Glimmer, deren Plättchen in der Regel den 3- bis 4fachen maximalen Korndurchmesser der Quarze und Feldspäte erreichen, bleiben zunächst unberücksichtigt.

Die Sandfraktion mit Korndurchmessern von mehr als 0,062 mm erreicht bei keiner der untersuchten Proben 50%. Dadurch wird der Siltanteil zur Hauptkomponente des Gesteins, und wir müssen von sandig-tonigen Siltsteinen oder tonigen Sandsiltsteinen sprechen (vgl. SHEPARD 1954, G. MÜLLER 1961). Viele dieser Gesteine sind quarzitisch; ihre mineralogische Zusammensetzung ist in Abschnitt B 4 beschrieben.

Wie schon KÜHN-VELTEN (1955) erkannt hat, zeigen die meisten Siltsandsteine ganz schwach ausgebildete gradierte Schichtung in der Art, daß der Anteil der größten Korngrößenfraktionen von unten nach oben abnimmt, während die kleineren Korndurchmesser im obersten Bankteil häufiger auftreten. Diese Art gradierter Schichtung wird i. a. nur durch Korngrößenanalysen oder chemische Bestimmungen (vgl. Abschn. B 4) erkennbar. Selten kann die gradierte Schichtung mit bloßem Auge oder mit der Lupe ausgemacht werden wie in den Beispielen 48 und 35 der Abb. 2, wo die größten Frak-

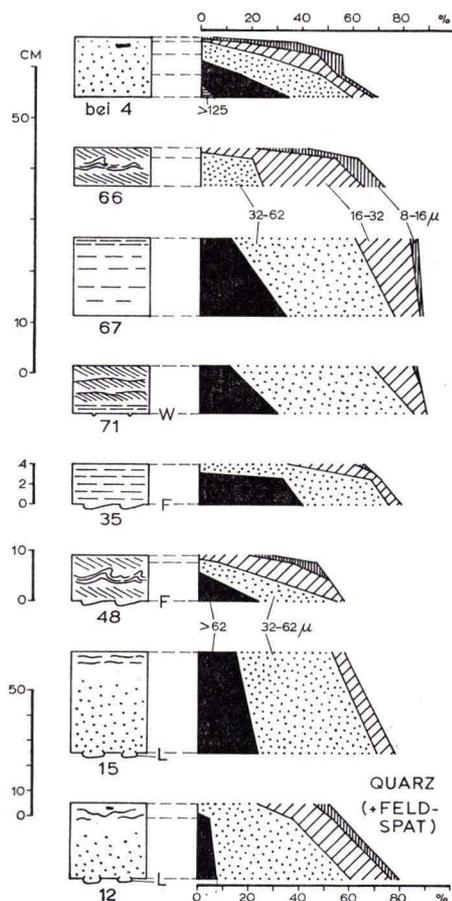


Abb. 2. Korngrößenverteilung innerhalb einzelner Sand-Siltsteinbänke der Nehden-Stufe. Links: Vertikalschnitte durch Einzelbänke mit Sedimentstrukturen (Signaturen wie bei Abb. 1). Rechts: Korngrößenverteilung vom Liegenden zum Hangenden einer Bank. Auf der Abszisse sind die prozentualen Anteile der verschiedenen Fraktionen summiert aufgetragen. Alle Bänke zeigen schwach ausgeprägte gradierte Schichtung gegenüber der Vergleichsprobe „bei 4“, einer deutlich gradierten Urfer Grauwacke aus der Nähe des Aufschlusses Nr. 4

tionen des unteren Bankteils oben ausfallen. Es handelt sich jedoch auch bei diesen Proben noch um keine sehr ausgeprägte gradierte Schichtung, wie sie z. B. an altersgleichen oder wenig jüngeren „Urfer Grauwacken“ aus dem Gebiet der Hörre auftritt (Abb. 2, Probe „bei [Aufschluß] 4“ und Taf. 4 Fig. 1 a–c). Hier verschwinden von der Sohle bis zum Dach einer einzelnen Bank hintereinander die 4 größten Korngrößenfraktionen.

3. Pflanzenreste

Das von RABIER (1956) und früheren Autoren beobachtete häufige Auftreten von Pflanzenresten in den Nehden-Sandsteinen kann auch für die übrigen Teile des Untersuchungsgebiets bestätigt werden; z. B. wurden bei Arfeld (Aufschluß Nr. 35) mehr als 30 cm lange, auf Schicht-parallelen Flächen zusammenschwemmte und etwas

eingeregelter Stengel gefunden. Pflanzenhäcksel kommt jedoch nicht nur in den sandig-siltigen Lagen, sondern auch in den tonigen Zwischenmitteln vor. Dies ist ein Hinweis für die nunmehr aus rezenten Sedimenten hinlänglich bekannte Tatsache, daß sehr schwache Strömungen für weiten Transport von Pflanzenresten ausreichen. Landnähe braucht aus diesen Resten nicht abgeleitet zu werden.

4. Lebensspuren

Im ganzen Untersuchungsgebiet sind Lebensspuren von Schlammbewohnern häufig, jedoch nur selten in guter Erhaltung zu finden. Die von RABIEN (1956) für das Gebiet der Waldecker Hauptmulde beschriebenen Formen kommen im ganzen rechtsrheinischen Oberdevon vor. Eine spezielle paläontologische Untersuchung der Lebensspuren wurde hier nicht angestrebt, dagegen soll versucht werden, die von SEILACHER (1962) an Flysch-Sedimenten Spaniens aufgezeigten interessanten Zusammenhänge zwischen Bodenfauna und Ablagerungsmechanismus der Psammite an den oberdevonischen Siltsteinen zu überprüfen. Ergebnis:

a) Fast alle Lebensspuren auf den Schichtunterseiten der Siltsteine sind präsedimentär („predepositional“). Die Grabgänge sind vor Ablagerung der Silte im pelitischen Schlamm angelegt und durch flächenhafte Erosion der obersten Schlammschicht teilweise freigespült oder vollkommen zerstört worden. Durch die Silt- und Sand-schüttung sind die Gangteile ausgegossen und erhalten worden, bis zu deren Niveau unter der ursprünglichen Schlammoberfläche die Abtragung gerade gelangt war. Aus diesem Grund sind in der Regel nur kurze Abschnitte horizontaler, schräger und gebogen durch das Sediment laufender Grabspuren oder sehr häufig Querschnitte von vertikalen Gängen als tropfenartige Erhebungen auf den Unterseiten der Siltbänke überliefert. Es kommt hinzu, daß die von der Erosion freigelegten Grabgänge häufig durch die Wasserströmung verwischt sind. An einer Reihe von Beispielen läßt sich aus der Form der Siltausgüsse der Grabgänge die Richtung der erodierenden Wasserströmung ableiten.

Die Siltbänke selbst waren ganz selten von benthonischer Fauna bewohnt (Taf. 1 Fig. 7 und Taf. 3 Fig. 1 bis 3); nur in zwei Fällen wurden unscheinbare Grabgänge beobachtet, einmal in den obersten Zentimetern einer mächtigen Nehden-Siltbank unter einer wellig verbogenen Ablösungsfläche, zum anderen auf der Schichtoberseite einer dünnen, sehr feinkörnigen Siltbank von Aufschluß 58. Daher sind die primären bankinneren Sedimentstrukturen der Siltsteine wie z. B. die Feinschichtung fast durchweg völlig unversehrt geblieben. Merkwürdigerweise wurden trotz sehr vieler Vertikalschnitte, die für die Schrägschichtungsmessungen benötigt wurden, auch niemals Anzeichen dafür gefunden, daß die von einer Siltschüttung begrabene benthonische Fauna nach oben an die neue Sedimentoberfläche gewandert wäre (vgl. Taf. 2 Fig. 5). Für den Ablagerungsmechanismus der entsprechenden Siltsteine kann man aus der Erhaltungsweise der präsedimentären Lebensspuren ableiten, daß flächenhaft erodierende Strömungen aufgetreten sein müssen, denn die überlieferten Grabgänge waren zum größten Teil nicht auf, sondern unter der Schlammoberfläche angelegt.

b) Postsedimentäre („postdepositional“) Lebensspuren sind in den oberdevonischen Siltsteinen verhältnismäßig selten (Taf. 2 Fig. 1 und Fig. 2 [?]). Sie sind dann gut zu

erkennen, wenn sie über eine größere Länge den Strömungsmarken aufsitzen, gleiche Stärke beibehalten und nicht durch strömendes Wasser verwischt sind. Den Untersuchungen SEILACHERS zufolge ist in diesen Fällen die Siltbank nach ihrer Ablagerung von oben her wieder mit Organismen besiedelt worden, wobei die Tiere die Sand- oder Siltlage durchbohren mußten, um die ökologisch günstige Untergrenze mit dem Übergang zum nahrungsreichen, feinkörnigen Schlick zu erreichen. SEILACHERS weitere Beobachtung, daß bestimmte Schlammbewohner nur bis zu einer gewissen Tiefe in das sandige Sediment eindringen können, daß also die Unterseite von sehr dicken Sandlagen kaum mehr von oben besiedelt wird, konnte bei dem seltenen Vorkommen von postsedimentären Lebensspuren im rheinischen Oberdevon bei dicken und dünnen Siltbänken nicht überprüft werden.

Insofern kann mit Hilfe der Lebensspuren nicht entschieden werden, ob die Siltsteine jeweils durch einen einmaligen Ablagerungsvorgang in einem Zuge abgesetzt wurden, wie es SEILACHER für die von ihm untersuchten Psammite Spaniens annimmt. Wie weiter unten gezeigt wird, sprechen im Oberdevon einige Kriterien eher gegen einen einmaligen, sehr raschen Ablagerungsvorgang der Siltbänke.

c) Wegen der schlechten Erhaltung der präsedimentären Lebensspuren ist eine Zuweisung der verschiedenen Formenreste zu bestimmten Gruppen oft schwierig. Nach den Definitionen SEILACHERS (1958) scheinen aber vor allem Kriech- und Weidespuren, seltener Wohnbauten und Ruhespuren aufzutreten. Sternförmig verzweigte Freißbauten sind in einigen tonigen Zwischenlagen und gelegentlich in Fragmenten auch auf Schichtunterseiten von Siltsteinen beobachtet worden. Die Spurengesellschaften deuten also einen flysch-ähnlichen Charakter des Sediments an.

B. Die Silt-Ton-Wechselfolge der Hemberg-Dasberg-Stufe

In den Abbildungen I III, IV, V und VII und Abb. 3 und 4 sind einige Detailprofile von Schichtfolgen des sogenannten „Mittleren Sandsteins“ der Hemberg-Dasberg-Stufe dargestellt. Gegenüber dem Nehden-Sandstein sind nun sehr viele dünne Siltbänke mit einer Stärke von 1 cm bis wenige dm am Aufbau der Schichtfolge beteiligt. Nicht selten kommen sehr kalkreiche Siltlagen vor, die in verwittertem Zustand durch rostfarbene, lockere und mulmige Struktur auffallen. Daneben treten gelegentlich auch Sandsiltbänke von mehr als 50 cm auf, wie sie in der Nehden-Stufe häufig zu beobachten waren.

1. Sedimentstrukturen der Siltbänke

Das auffallendste Merkmal des „Mittleren Sandsteins“ ist eine sehr deutliche kleindimensionale Schrägschichtung der Sandsiltbänke (Taf. 3 Fig. 6) und das häufige Auftreten von convolute bedding, einer schichtinternen synsedimentären Kleinfältelung (vgl. EINSELE 1963), die nicht mit subaquatischen Rutschungen verwechselt werden darf (Taf. 3 Fig. 4 und 7). Daneben kommen wie in der Nehden-Stufe auch ungeschichtete und mehr oder weniger deutlich parallel geschichtete Siltsteine vor. Manchmal setzen Bänke mit angenäherter Parallelschichtung ein, über der dann Schrägschichtung, convolute bedding und wiederum Schrägschichtung folgen (Taf. 3

Fig. 4). In ganz wenigen Fällen wurde eine gestörte bankinnere Schichtung beobachtet, die wahrscheinlich ein Wühlgefüge darstellt (Taf. 3 Fig. 2 und 3), obwohl hier deutliche Grabgänge wie etwa an der Sohle anderer Bänke fehlen.

Die Mächtigkeit der einzelnen Sandsiltbänke bleibt innerhalb eines Aufschlusses konstant. Nur selten findet man dünnere Bänke, die linsenartig an- und abschwellen. Dies ist zum großen Teil durch sekundäre, geodenartige Kalkanreicherung verursacht, die häufig an Zonen mit convolute bedding einsetzt (vgl. EINSELE 1963).

Sohlmarken sind seltener als bei den Nehden-Sandsteinen, doch treten auch hier die drei wichtigsten Typen, flute casts, groove casts und load casts auf. In verschiedenen Niveaus der Bänke können gelegentlich etwas eingeregelter Pflanzenreste oder Tonfetzen angetroffen werden. Strömungsrippeln auf Schichtoberseiten wurden nur ausnahmsweise beobachtet.

2. Sedimentstrukturen der tonigen Zwischenlagen

Ein Teil der eben genannten Sedimentstrukturen ist nicht nur auf die Sandsiltsteine beschränkt. Neben homogenen und parallel geschichteten tonigen Zwischenlagen (vgl. Taf. 1 Fig. 5) findet man häufig Zwischenmittel, die sehr kleindimensionale Schrägschichtung oder Flaserschichtung aufweisen und manchmal weitgehend aus dünnen Schrägschichtungs-Serien aufgebaut sind (besonders deutlich in Abb. 1, Profil VII, Abb. 3 und Tafel 3 Fig. 5). In diesen schräggeschichteten Partien findet man nicht selten ebenfalls convolute bedding in kleindimensionaler Ausbildung, das durch beträchtliche Sedimentsetzung in vertikaler Richtung stark zusammengedrückt ist.

3. Korngrößenverteilung

Die Abb. 3 und 4 zeigen Teilprofile des „Mittleren Sandsteins“, an denen auf die bereits weiter oben beschriebene Weise Korngrößenbestimmungen vorgenommen wurden. Die Sandfraktion der sog. „Sandsteine“ ist meistens noch kleiner als beim Nehden-Sandstein und erreicht selten mehr als 20% des Gesamtvolumens. Der Anteil der Korngrößen mit kleinerem Durchmesser als 0,008 mm, also feiner Silt und Ton, beträgt meist mehr als 40%. Insofern müssen diese Gesteine als tonig-sandige Siltsteine angesprochen werden. Manche dieser Siltsteine haben im Laufe der Diagenese quarzitisches Gefüge bekommen, die meisten sind durch kalkiges Bindemittel verfestigt. Die Körner der Feinsand- und Siltfraktion sind eckig, was bei dieser geringen Korngröße nicht anders zu erwarten ist (vgl. Taf. 4 Fig. 2). Es wäre nicht richtig, daraus auf geringe Transportweite schließen zu wollen.

Grober und mittelkörniger Silt (0,016—0,062 mm Korndurchmesser) und gelegentlich sogar Sand sind aber auch ein wesentlicher Bestandteil des tonigen Zwischenmittels. Nur wenige „Tonlagen“ erwiesen sich als nahezu frei von diesen Komponenten. Dies bedeutet, daß die Schichtfolge des „Mittleren Sandsteins“ nicht streng in Pelite und Psammite unterteilt werden kann, wie es zunächst in den Aufschlüssen durch das Hervortreten der härteren Siltbänke gegenüber den tonreicheren Zwischenmitteln den Anschein hat. Wir haben statt dessen alle Übergänge von fast reinen Tongesteinen zu hochprozentigen Siltsteinen mit geringem Sandanteil, und bei einer genaueren Aufnahme der Profile fällt es manchmal schwer, eine Zweigliederung in harte hervortretende Bänke

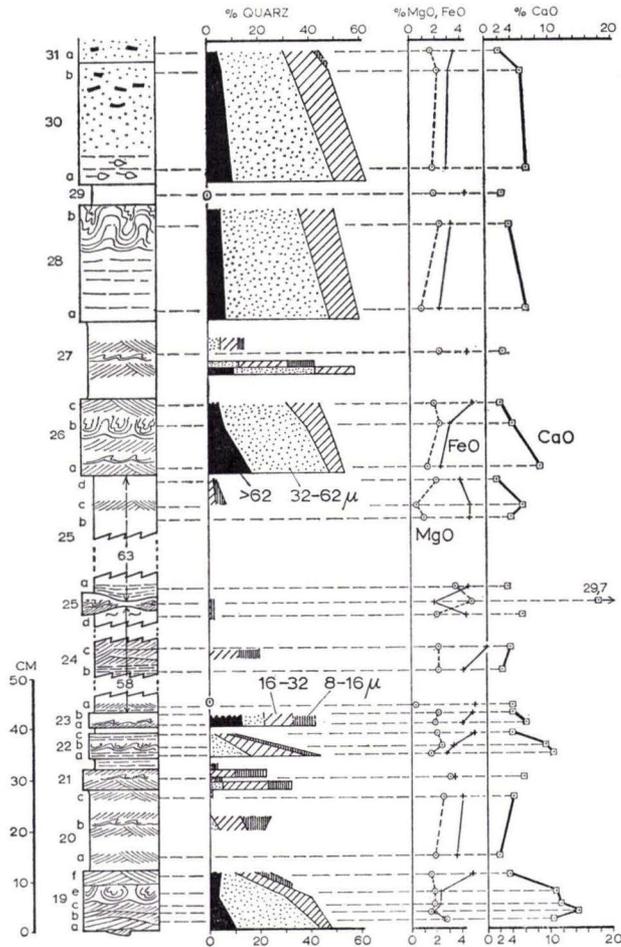


Abb. 3. Korngrößenverteilung und chemische Bestimmungen an einem Teilprofil des „Mittleren Sandsteins“ der Dill-Mulde (Aufschluß 14)

und weichere Zwischenmittel vorzunehmen, wie es aus Gründen der Anschaulichkeit in den hier aufgezeichneten Schichtsäulen versucht wurde. Die Sedimentstrukturen der siltigen Tonsteine, wie man viele der Übergangsglieder bezeichnen kann, ähneln ja ebenfalls einem Teil der in den eigentlichen Siltbänken hinterlassenen Strukturen.

Eine sehr schwach ausgeprägte gradierte Schichtung wurde auch im „Mittleren Sandstein“ erst durch mikroskopische Korngrößenbestimmungen deutlich. Sie ist beinahe in allen Siltbänken durch eine geringe Abnahme der größten Fraktionen und eine entsprechende Zunahme der kleinen Korngrößen von unten nach oben nachzuweisen. Nur selten fällt die größte Fraktion des unteren Bankteils oben weg.

Die Korngrößenschwankungen innerhalb der Feinschichtung, welche die Parallel- oder Schrägschichtung aufbauen (vgl. Abschnitt 6), sind meistens ebenso groß wie die zwischen Sohle und Dach einer Bank (vgl. Abb. 3, Schicht 21 und 27 oder Abb. 4, Schicht 52).

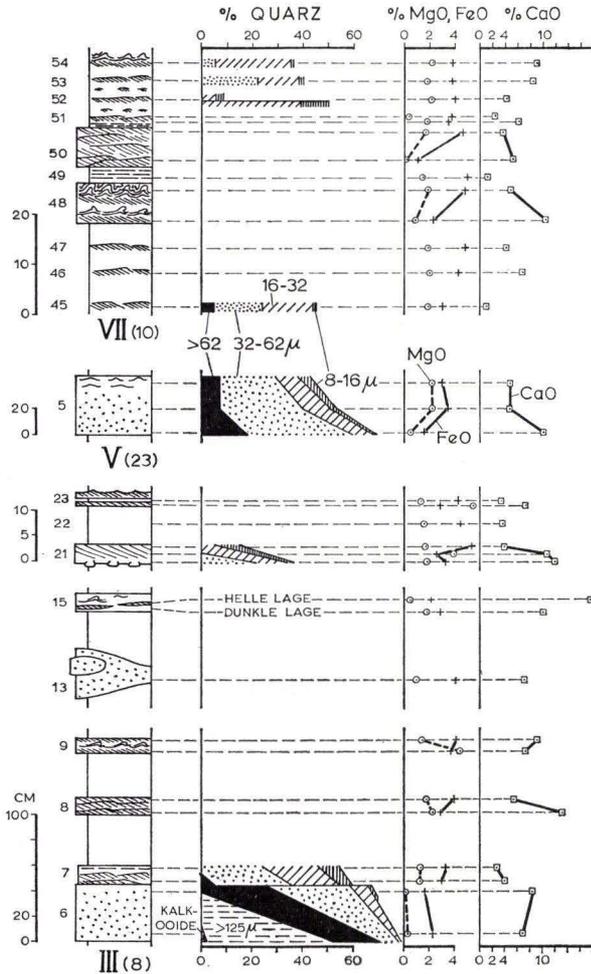


Abb. 4. Korngrößenverteilung und chemische Bestimmungen an Teilprofilen des „Mittleren Sandsteins“ der Aufschlüsse 8, 23 und 10 (vgl. Profile III, V und VII der Abb. 1)

4. Mineralogische und chemische Bestimmungen

In dieser Studie wurde keine umfassende mineralogische Beschreibung, sondern nur eine grob orientierende petrographische Untersuchung der oberdevonischen Sand- und Siltsteine angestrebt. Soweit Analysen in größerer Zahl durchgeführt wurden, sollten sie der Klärung der eingangs erwähnten spezielleren Fragen dienen.

Zur Bestimmung des Verhältnisses Quarz:Orthoklas:Plagioklas wurde der optisch leicht erkennbare Plagioklas im Polarisationsmikroskop und der Orthoklas nach Anfärbung von Anschliffen nach HAYES & KLUGMAN (1959) unter dem Binokular ausgezählt. Die Ergebnisse sind in Tab. 3 zusammengestellt.

Die etwas gröber körnigen Nehden-Gesteine enthalten wesentlich mehr Orthoklas und Plagioklas als die feiner körnigen Hemberg-Dasberg-Siltsteine, bei denen oft

Tabelle 3. Quarz-, Orthoklas- und Plagioklas-Gehalte verschiedener oberdevonischer Sand- und Siltsteine (Korndurchmesser > 0,016 mm)

Stratigraphischer Horizont	Herkunft der Probe		Anteil in % an der Gesamtprobe		
	Ort	Aufschl. Nr.	Quarz	Orth.	Plag.
Esneux	Walheim	74		8	
Nehden	Barmen	71	80	6	4
„	Letmathe	70	ca. 80	7	
„	Iserlohn	67	77	7	3
„	Glindfeld	42	ca. 70	6	
„	Arfeld	35	72	6	2
„	Hülshof	12	71	7	2
unsicher	Blintrop	59	ca. 60	4	
Hemberg/Dasberg	Meschede	58	ca. 40	1	
„	Grottenberg	45	ca. 50	< 1	
„	Liesen	39	ca. 40	1	
„	Lochtrop	56	ca. 40	< 1	
„	Theten	49	ca. 50	< 1	
„	Hatzfeld	34	ca. 50	1	ca. 0,5
„	Puderbach	29	ca. 50	< 1	ca. 0,5
„	Buchenau	25	ca. 60	5	
„	Frechenhausen	14			
	Schicht 3		60	5	2
	Schicht 19		45	2	1
„	Ulm bach	3	ca. 30	< 1	

nicht einmal 1% Orthoklas erreicht wird. Nur wenige Proben des „Mittleren Sandsteins“, die aus relativ dicken, strukturlosen Bänken entnommen sind, kommen in ihrer Feldspatführung den Nehden-Gesteinen nahe. Das Verhältnis Quarz:Orthoklas:Plagioklas ist bei den Nehden-Sandsteinen etwa 10:1:0,5, bei den Siltsteinen des Hemberg/Dasberg meist etwa 50:1:0,5. Sehr wahrscheinlich hängt dieses Verhältnis entscheidend von der Korngrößenverteilung der Sand- und Siltsteinproben ab; verschiedene Liefergebiete brauchen deshalb nicht angenommen zu werden. Aus dem geringen Feldspat-Anteil kann man aber mit Sicherheit schließen, daß es sich um resedimentiertes Material und nicht um Ablagerungsschutt kristalliner Gebiete handelt.

Für die später zu besprechenden paläogeographischen Folgerungen ist wichtig, daß sich innerhalb eines bestimmten stratigraphischen Horizontes oder bei Gesteinen ähnlicher Korngrößenverteilung im gesamten Untersuchungsgebiet keine regionalen Unterschiede ergeben haben. Dieselbe Feststellung konnte schon bei den Korngrößen getroffen werden, die im nördlichen, festlandsnäheren Teil des Untersuchungsgebietes im Durchschnitt nicht größer sind als im S und SE, worauf auch KÜHN-VELTEN (1955) hinweist. Beide Beobachtungen sprechen für ein einheitliches Liefergebiet der oberdevonischen Sand-Siltsteine.

In der Sand- und Siltfraktion treten in wechselnder Menge auch Karbonatkörner neben dem karbonatischen Bindemittel vieler Siltsteine auf. Während diese Karbo-

natkörner im Nehden-Sandstein nur eine untergeordnete Rolle spielen, können sie in bestimmten Siltlagen des Hemberg-Dasberg-Sandsteins einen beträchtlichen Anteil am Sediment ausmachen, so daß Kalksiltsteine gebildet werden. Freilich müssen wir damit rechnen, daß ursprüngliche Kalkpartikel während der Diagenese aufgelöst und an anderer Stelle wieder abgeschieden wurden, sei es als karbonatische Grundmasse für Silikatkörner, die heute große Einkristalle bildet, sei es für Kalkgeoden. Die heutige Kalkverteilung zeigt also nur noch zum Teil das ursprüngliche Bild.

Trotzdem dürfte der folgende Unterschied in der Karbonatführung der einzelnen Siltbänke des „Mittleren Sandsteins“ primär bedingt sein:

An zahlreichen Proben wurden im Salzsäure-Auszug die CaO-, MgO- und FeO-Gehalte durch komplexometrische Titration ermittelt (Abb. 3 und 4). Dadurch wurde einerseits in einer Reihe von Bänken ein sehr hoher Kalkgehalt von 50% und mehr (z. B. Schicht 25 in Abb. 3), andererseits eine überraschende Abnahme des Kalkgehalts vom unteren zum oberen Teil einer Bank festgestellt. Der letztere Befund

Tabelle 4a. Chemische Analysen

Anal. Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8
Gestein	Siltstein unterer Teil		Siltstein oberer Teil		Schieferton		einzelne Feinschichten hell dunkel	
Abb. Nr.	3	1 VII	3	1 VII	3		1 VII	
Schicht Nr.	26a	60a	26c	60b	24b	29	60	
SiO ₂	63,4	65,2	58,2	57,0	55,2	54,1	61,9	59,0
Al ₂ O ₃ + TiO ₂	7,1	9,1	18,2	15,5	18,6	19,1	9,0	20,0
Gesamt-Fe als FeO	4,6	3,5	4,0	6,6	7,5	10,7	1,4	3,3
CaO	8,3	7,8	2,2	4,3	2,6	1,6	12,3	3,7
MgO	2,0	1,8	4,6	3,7	3,2	4,5	1,3	3,5
K ₂ O	2,1	1,2	3,5	2,5	4,2	2,5	1,2	3,2
Na ₂ O	1,5	1,2	0,9	0,7	0,45	—	—	—
CO ₂	6,9	5,9	2,4	2,3	2,0	1,3	10,0	2,3
Organ. C	0,10	0,04	0,30	0,20	0,12	0,83	0,04	0,18
H ₂ O (—110)	0,2	0,1	0,9	0,6	1,0	0,7	0,02	0,6
Glühverlust (+110)	7,6	7,5	5,6	6,1	6,4	6,1	11,0	5,6

Analysmethoden:

Bestimmung der Kieselsäure und Tonerde nach klassischen Methoden der Silikatanalyse.

Bestimmung der Erdalkalien und des Gesamt-Fe als Fe₂O₃ nach Aufschluß durch komplexometrische Titration (deshalb meist höhere Werte als in Abb. 3 und 4, denen der Säureauszug zugrunde liegt).

Bestimmung der Alkalien im Beckman-Flammenspektrophotometer.

Bestimmung des CO₂ durch gemessene Säurezugabe und Rücktitration der nicht verbrauchten Säure mit Lauge.

Bestimmung des organischen Kohlenstoffs nach Behandlung der Probe mit Essigsäure durch Verbrennung im Induktionsofen und volumetrische Messung des gewonnenen CO₂.

Bestimmung des MnO nach Aufschluß kolorimetrisch-photometrisch.

liefert einen Anhaltspunkt für die Art der Kalkzufuhr, die daraufhin am besten so erklärt werden kann, daß der Kalk in der Form von Sand- und Siltpartikeln zusammen mit dem größten silikalischen Sedimentanteil herantransportiert wurde. Weitere Aussagen, daß es sich etwa um zerleinerte Organismenreste handelt, sind nicht möglich.

Große Bedeutung für die Struktur der Sandsiltlagen kommt den hellen Glimmern zu, was in dem folgenden Abschnitt näher ausgeführt wird. In vielen Bänken ist der Anteil der Muscovite beträchtlich und erreicht oder übersteigt 10% (vgl. Taf. 4 Fig. 2 und 3). Der lange Durchmesser der einzelnen Glimmerplättchen ist meistens 3- bis 4 mal so groß wie der der Quarzkörner; beide Kornarten verhalten sich aber beim Transport durch Strömungen und beim Sedimentationsvorgang ähnlich.

Den spärlich vorhandenen Schwermineralen in Siltgröße (weit unter 1%) wurde keine Beachtung geschenkt. Nur nach sehr mühsamen Untersuchungen, deren Schwierigkeiten schon bei der Aufbereitung der z. T. kaum verwitternden Gesteine beginnen, könnte es gelingen, aus der Schwermineralführung Anhaltspunkte über die Herkunft der Gesteine zu gewinnen. Dagegen sind lagenweise Anreicherungen von Schwermineralen hier als Ursache einer bestimmten Feinschichtung von Interesse (Taf. 4 Fig. 3). Der Tonanteil der oberdevonischen Sedimente ist durch eine Reihe von chemischen Vollanalysen (Tab. 4 a), eine größere Anzahl von Einzelbestimmungen (Abb. 3 und 4) und einige röntgenographische Untersuchungen überprüft worden.

Tabelle 4b. Chemische Analysen

Anal. Nr.	9	10	11	12	13	14	15	16
Stratigraph. Stellung	Hemberg-Schiefer							
Gesteinsfarbe	graue Schiefer				Rotschiefer			
Nr. im Aufschlußverzeichnis	18	18	10	10	18	18	17	17
siehe Abb.	6	6	direkt unter „Mittlerem Sandstein“		6	6		
Schicht Nr.	14	18			13	20		
SiO ₂	55,8	56,5	56,1	55,3	53,0	53,8	56,7	59,5
Al ₂ O ₃ +TiO ₂	20,0	24,0	18,3	19,1	24,8	25,1	17,8	18,7
Gesamt-Fe als FeO	7,0	3,1	5,1	6,5	5,6	6,8	6,5	5,7
CaO	0,7	0,5	5,0	5,8	3,7	1,9	5,2	2,0
MgO	3,9	4,0	2,7	1,4	1,4	3,1	2,7	3,8
K ₂ O	n. b.	3,0	n. b.	n. b.	4,4	n. b.	n. b.	n. b.
Na ₂ O	n. b.	0,4	n. b.	n. b.	0,3	n. b.	n. b.	n. b.
CO ₂	0,5	0,8	3,7	2,6	1,4	0,9	2,5	1,2
Organ. C	n. b.	0,10	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
H ₂ O (—110°)	1,2	1,3	0,4	n. b.	1,1	1,2	0,7	1,0
Glühverlust (+110°)	5,2	5,6	7,1	n. b.	5,1	5,1	6,5	5,5
MnO	n. b.	0,020	n. b.	n. b.	0,008	n. b.	0,028	0,008

Im Gegensatz zum Kalkanteil nimmt der Gehalt an Fe, ausgedrückt als FeO, und der MgO-Gehalt in vielen Fällen vom Liegenden zum Hangenden einer Bank zu. Wie einige Vollanalysen an Material aus dem unteren und oberen Bankteil zweier ausgewählter Schichten zeigen, ist diese Zunahme des FeO- und MgO-Anteils ein Hinweis dafür, daß der Prozentsatz an Tonmineralen bzw. glimmer-ähnlichen Mineralen im oberen Bankteil größer ist als im unteren, denn gleichzeitig haben sich im oberen Bankteil auch höhere Gehalte an Tonerde, K₂O, organischem Kohlenstoff und Feuchtigkeit (H₂O⁻¹¹⁰) ergeben. Umgekehrt verhalten sich Kieselsäure und CO₂-Gehalte. Die letzteren gehen gemeinsam mit dem CaO-Gehalt zurück, woraus ersichtlich wird, daß MgO und FeO nicht oder nur unwesentlich karbonatisch gebunden sind. Der obere Bankteil kommt in seiner chemischen Zusammensetzung bereits den Schiefer-tonen nahe (Analysen Nr. 5 und 6 der Tabelle 4 a). Die Tonkomponente besteht heute aus einem Gemenge von Illit, Chlorit, Muscovit und wahrscheinlich einem geringen Kaolinit-Anteil. Mit der Zunahme der Tonkomponente innerhalb einer Siltbank von unten nach oben ist somit das Vorhandensein einer gradierten Schichtung noch wesentlich deutlicher als durch die Korngrößenverteilung der Sand- und Siltfraktion nachgewiesen.

5. Die Feinschichtung

Die bankinneren Sedimentstrukturen der Sandsiltsteine sind bedingt oder kenntlich gemacht durch eine meist sehr deutliche Feinschichtung im Millimeter- oder Zentimeterbereich. Die einzelnen Lamellen können dabei parallel oder in Schrägschichtung angeordnet sein. Im rheinischen Oberdevon erweisen sich viele Feinschichten, die zunächst parallel gelagert erscheinen, bei genauerer Untersuchung durch Anschliffe als Schrägschichtungs-Serien (vgl. EINSELE 1960), deren Leebblätter oft nur schwach von der Horizontalen abfallen (z. B. Taf. 3 Fig. 4). In den Bereichen mit convolute bedding herrscht eindeutig Schrägschichtung mit den dafür typischen Erosionsdiskordanzen vor.

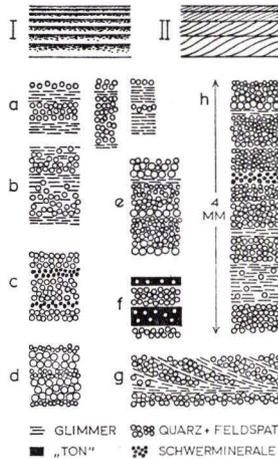


Abb. 5. Schematisierte Darstellung der Feinschichtungstypen im „Mittleren Sandstein“: b, c und e durch eine Art von gradiertem Schichtung; a, d und f durch abrupten Wechsel der Korngrößen und Mineralarten. I. Gradierte Feinschichtung; II. Gradierte Schrägschichtung

In vielen Fällen nimmt die Stärke der einzelnen Lamellen vom Liegenden zum Hangenden einer Bank ab, gleichgültig, ob eine echte parallele Feinschichtung oder Schrägschichtungsserien vorliegen. Nach KSIASKIEWICZ (1954) wird diese, nicht streng regelmäßig ausgebildete Erscheinung bei paralleler Feinschichtung als „gradational laminated bedding“ bezeichnet, das wir mit „gradierter Feinschichtung“ übersetzen können (vgl. Taf. 4 Fig. 4). Ebenso kann man dann im Falle der nach oben abnehmenden Dicke der Schrägschichtungs-Serien von „gradierten Schrägschichtungs-Serien“ sprechen (Taf. 3 Fig. 5 und 7). Bei Bildung der Feinschichtung sind die Minerale der Glimmergruppe von großer Bedeutung, worauf KÜHN-VELTEN und TEN HAAF (1959) aufmerksam machen, jedoch kommen dafür auch andere Ursachen in Betracht (Abb. 5). Am häufigsten tritt eine Feinschichtung auf, bei der glimmer-reiche und -arme Lagen abwechseln, ohne daß diese Lagen in sich gradiert wären (Abb. 5 a und Taf. 4 Fig. 2). Die Glimmer sind gut in die Schichtung eingeregelt, während sich bei Quarzen und Feldspäten kaum eine Kornorientierung feststellen läßt. Der Fall b der Abb. 5 mit nach oben zunehmendem Glimmergehalt kann besonders gut an relativ starken Feinschichtungs-lamellen der unteren Bankteile beobachtet werden (Taf. 3 Fig. 4). Die Dunkelfärbung dieser Feinschichten wird nach oben zu intensiver, bis dann mit scharfer Grenze wieder eine helle Lage einsetzt. Bei Schrägschichtungs-Serien stellt sich aber nicht selten der umgekehrte Effekt ein, nämlich eine Glimmeranreicherung an der Basis (Abb. 5 g).

Nach der durch Glimmerkonzentration bedingten Feinschichtung folgt an Häufigkeit eine durch opake Schwerminerallagen verursachte Lamellierung, die besonders in den feinkörnigen Siltsteinen oder siltigen Tonschiefern auftritt (Abb. 5 c). Bei den Schwermineralen dürfte es sich zum größten Teil um Pyrit oder Magnetit handeln.

Auch die Feinschichtungsarten d und e der Abb. 5, die entweder durch einen scharfen oder allmählichen Wechsel der Quarzkorngrößen hervorgerufen werden, sind nicht selten. Beispiele für den Korngrößenwechsel sind — etwas im Maßstab vergrößert — in Abb. 3 bei den Schichten 21 und 27 angegeben. Schließlich führt noch ein Wechsel zwischen ton-armen und -reichen Lagen bei gleichbleibender Quarzkorngröße zu einer sehr deutlichen Lamellierung bei feinkörnigen Siltsteinen oder siltigen Tonschiefern (Abb. 5 f und Abb. 4, Schicht 52). Der geringere Quarzanteil der dunklen Feinlage wird durch „Ton“ ersetzt.

Kombinationen verschiedener Feinschichtungsarten sind schon im Fall e der Abb. 5 angedeutet und durch Abb. 5 h in einem konkreten Beispiel veranschaulicht (Schicht 27 der Abb. 3).

Der häufigste Feinschichtungstyp (Abb. 5 a) wurde an der Schicht 60 in Abb. 1 Profil VII auch chemisch überprüft. Dazu wurden Proben aus den relativ dicken Basislagen analysiert mit folgendem Ergebnis (Tabelle 4 a, Analysen Nr. 7 und 8): Der hohe Prozentsatz der dunklen Feinlage an glimmer-artigen Mineralen wird durch verhältnismäßig hohe Gehalte an Al_2O_3 , K_2O , MgO , FeO und Feuchtigkeit (H_2O^{110}) bestätigt. Daneben fällt ein höherer Anteil an organischem Kohlenstoff auf. Die helle Feinschicht ist dagegen außer dem etwas höheren Quarzgehalt durch einen beträchtlichen Kalkanteil von über 20% gekennzeichnet.

Für die später zu diskutierende Frage nach der Entstehungsweise der Feinschichtung und der gesamten Schichtfolge überhaupt erscheint es zweckmäßig, die verschiedenen Feinschichtungsarten in zwei Gruppen aufzuteilen:

- a) Feinschichtung durch eine Art von gradierter Schichtung, die auch in einer Sortierung der Körner nach Kornform oder spezifischem Gewicht bestehen kann (Abb. 5 b, c und e).
- b) Feinschichtung durch abrupten Wechsel der Korngrößen oder Mineralarten (Abb. 5 a, d und f).

Während der erste Typ auf jeweils rasch einsetzende und langsam abklingende Strömungsgeschwindigkeiten hinweist, ist die zweite Gruppe eher durch ruckartige Wechsel der Strömungsgeschwindigkeit vom Schnelleren zum Langsameren und umgekehrt, vielleicht aber zum Teil auch durch Erosion oberer Partien bereits abgesetzter Feinlagen zu erklären.

C. Die oberdevonischen Siltstein-Typen im Vergleich zu Turbiditen und Laminiten

Aus den beschriebenen Schichtfolgen der Nehden- und Hemberg-/Dasberg-Sandsteine lassen sich drei Banktypen als besonders charakteristisch einander gegenüberstellen (Tab. 5). Es erhebt sich nun die Frage, ob wir die oberdevonischen sandigen und tonigen Siltsteine im Sinne von KUENEN und seinen Schülern und vielen anderen Autoren als Turbidite anzusehen haben, d. h. als Sedimente, die aus submarinen turbulenten Suspensionsströmen hervorgegangen sind. Neben RABEN (1956) hat auch BOUMA (1962) diese Frage für eine Anzahl stichprobenartig untersuchter rechtsrheinischer Oberdevonvorkommen bejaht. Um dieses Problem kurz diskutieren zu können, sind auf Abb. 6 die von BOUMA (1962) bei Turbiditen gefundenen gesetzmäßigen Aufeinanderfolgen von Sedimentstrukturen schematisch dargestellt. BOUMA weist dem „Nehden-Sandstein“ von Hemer, Barmen, Maumke und Laasphe (Aufschlüsse Nr. 66, 71, 47 und 27) die Strukturfolge T_{b-e} , T_{c-e} und T_{d-e} zu, wobei die Ausbildung der Bänke nach dem Typ T_{c-e} überwiegen soll. Auch der „Mittlere Sandstein“ von Hirzenhain (Aufschluß Nr. 10) wird als Ergebnis von turbidity currents angesehen.

Für einige andere Aufschlüsse im Nehden-Sandstein räumt BOUMA ein, daß diese Gesteine zu wenige Merkmale für Turbidite aufweisen und daher vielleicht als Fluxoturbidite bezeichnet werden müssen. Darunter werden nach DZULYNSKI u. a. (1959) Ablagerungen verstanden, die beim Übergang von subaquatisch abgerutschten Lockermassen in turbulente Suspensionsströmungen zustande kommen.

Wenn man nun die Profile der Abb. 1—4 und die Angaben der Tab. 5, die zunächst ohne Kenntnis des BOUMASchen Systems und deswegen unbeeinflußt aufgenommen wurden, mit den Strukturfolgen von Abb. 6 vergleicht, ergibt sich folgendes:

Der in der Nehden-Stufe des südöstlichen rheinischen Schiefergebirges häufige Sandsiltstein-Typ A kommt den Strukturfolgen T_a , T_{a-b} , T_b und schließlich den Folgen T_{a-c} und T_{b-c} nahe, wobei die durch kleindimensionale Schrägschichtung und convolute bedding charakterisierte c-Struktur im Oberdevon durch wellige Ablösungsflächen und nur z. T. vorhandene undeutliche oder flaserige Schrägschichtung ersetzt ist (markiert mit (c)). Neben diesem Unterschied ist beim Sandsiltstein-Typ A gegenüber typischen Turbiditen nur ganz schwach gradierte Schichtung vorhanden. Wir kommen dadurch zu einem Banktyp, der noch am ehesten den Fluxoturbiditen entspricht (vgl. Profiltyp I auf Abb. 6), wenn nicht überhaupt andere, weniger drama-

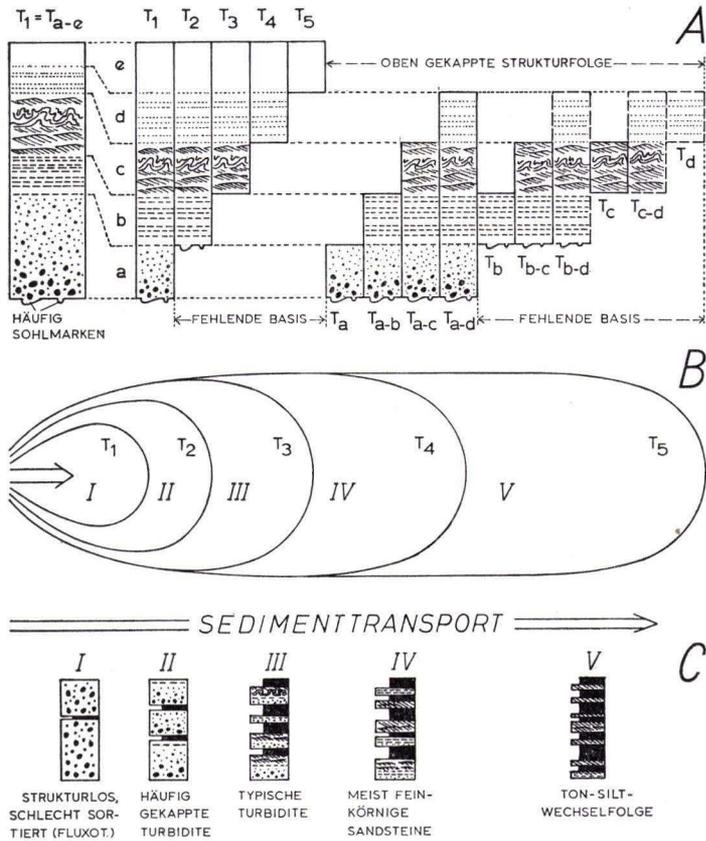


Abb. 6. Strukturfolgen von Turbiditen und ihre Beziehung zur Transportweite (in Anlehnung an BOUMA 1962 und RADOMSKI 1961)

A. Schematische Darstellung der Strukturfolgen nach BOUMA:
 $T_1 = T_{a-e}$ = vollständige Strukturfolge; T_2 bis T_5 = Strukturfolgen mit fehlender Basis; T_a bis T_{a-d} = (oben) gekappte Strukturfolgen; T_b , T_{b-c} , T_{b-d} , T_c , T_{c-d} , T_d = gekappte Strukturfolgen mit fehlender Basis. (T_{b-d} , T_{c-d} und T_d bisher nicht beobachtet.)

B. Hypothetische Verteilung der Strukturfolgen T_1 bis T_5 in einem langgestreckten Sedimentationsbecken mit longitudinaler Verfüllung durch turbidity currents (nach BOUMA)

C. Hypothetische Abfolge der Sedimenttypen I bis V im Sedimentationsbecken B (nach RADOMSKI)

tische Ablagerungsvorgänge ein derartiges Sediment bilden können. Die sedimentliefernden Strömungen müssen allerdings eine Geschwindigkeit besessen haben, die zur Auskolkung und Erosion von Tonschlamm ausreichend war, also in der Größenordnung von 1m/sec oder einigen km/h.

Der Siltstein-Typ B der Tabelle 5 stimmt recht gut mit der Strukturbezeichnung T_{b-c} und T_c von BOUMA überein, seltener ist auch die Folge T_{b-d} und T_{c-d} vertreten, d. h. über der Schrägschichtung kommen noch einige dünne Parallel-Lagen. Der darüber folgende feinkörnige, häufig strukturlose Schiefer-ton setzt dann oft mit scharfer Untergrenze ein, weshalb ich die Strukturfolge $T_2 = T_{b-e}$ und $T_3 = T_{c-e}$ nicht wie BOUMA als typisch für diesen geologischen Horizont ansehe. In der Mehrzahl der

Tabelle 5. Oberdevonische Siltstein-Typen

neutrale Benennung		A	B	C
Benennung nach Abb. 6 (nach Bouma 1962)		angenähert $T_a, T_{a-b}, T_{a-(c)}$ $T_b, T_{b-(c)}$	T_{b-c} und T_c	feinkörniger Typ von T_c und T_{c-d}
Hauptmerkmale		dickbankig massig	mittel- bis dünn- bankig, schräg- geschichtet	sehr dünnbankig, schräggeschichtet
häufiges Vorkommen		„Nehden- Sandstein“	„Hemberg/Dasberg-Sandstein“	
Bank-Dicke		mehrere dm bis 1 m	1 cm bis wenige dm	einige mm bis wenige cm
tonige Zwischenlagen		dünn oder fehlend	dick und dünn, selten fehlend	meist zusammen mit starken Ton- lagen
bankinnere Sediment- strukturen	massig un- geschichtet	4	1	0
	undeutlich parallel geschichtet	3	1	0
	deutlich parallel geschichtet	2	2	2
	wellige Ab- lösungsflächen	3 (besonders oben)	2	0
	concolute bedding	1	3	2
	Schrägschich- tung, klein- dimensional	1	4	4
	Tonfetzen	3 (z.T. mehrere cm groß)	2	0
	Pflanzenreste	3 (z.T. dm groß)	2 (Häcksel)	2 (Häcksel)
Sohl- marken	flute casts	3	2	0
	groove casts	3	1	0
	load casts	3	2	?
durch- schnitt- liche Korn- größenver- teilung	Sandanteil ($< 0,062$ mm)	oft 10—20% und mehr	meist $< 10\%$ oder fehlend	fehlt
	Feinsilt u. Ton ($< 0,008$ mm)	oft $< 30—40\%$	oft $> 50\%$	meist über- wiegend
graded bedding		meist nur sehr schwach, selten deutlich ausgeprägt		

Bedeutung der Zahlen: 0 fehlt, 1 selten, 2 gelegentlich, 3 häufig, 4 vorherrschend

Fälle beobachtet man also Bänke, die nur kleine Teilausschnitte einer vollständigen BOUMASchen Strukturfolge von Turbiditen aufweisen, da deren Basis und höchste Teile fehlen. Der von unten bis oben feingeschichtete Siltstein B erinnert nur noch durch schwach ausgeprägtes graded bedding und gradierte Parallel- oder Schrägschichtung an Turbidite. Es erscheint mir sinnvoll, bei solchen Gesteinen nicht mehr von Turbiditen, sondern im Anschluß an LOMBARD (1960) von Laminiten zu sprechen, da die Ablagerung durchgehend lamellierter Siltsteine wohl nicht mehr durch stark turbulente, sondern durch vorwiegend laminare Strömungen erfolgt ist.

Diese Überlegung gilt in noch stärkerem Maße für den feinkörnigen Siltstein-Typ C. Wenn BOUMAS Bezeichnungswiese überhaupt noch für diesen feinen Korngrößenbereich gilt, müßte man die Symbole T_c und T_{c-d} verwenden. Zieht man Vergleiche zu RADOMSKIS Profiltypen (vgl. Abb. 6), so käme für den Siltstein C Profiltyp V oder ein von der Sedimentquelle noch weiter entfernter Typ in Betracht, während der Siltstein B etwa einem Profiltyp zwischen IV und V zuzuordnen wäre. Da der Siltstein C keine Anzeichen für kleine synsedimentäre Erosionsvorgänge (Kolkmarken, eingebettete Tonfetzen, praesedimentäre Lebensspuren) aufweist, dürften zu seiner Ablagerung laminare Strömungen mit sehr geringen Geschwindigkeiten, in der Größenordnung von 1 cm/sec und weniger, ausgereicht haben; solche und weit höhere Geschwindigkeiten sind schon an zahlreichen permanenten, nicht episodischen Strömungen der heutigen Meere selbst in großer Tiefe gemessen oder berechnet worden (KUENEN 1950). Weitere, vor allem paläogeographische Folgerungen aus der regionalen und zeitlichen Verteilung der verschiedenen Siltstein-Typen können erst nach der Besprechung der Transportrichtungen abgeleitet werden.

II. Richtungen des Sedimenttransportes und paläogeographische Folgerungen

A. Allgemeine Vorbemerkungen

Beim Beginn dieser Untersuchungen war völlig offen, ob es möglich und sinnvoll sein würde, die Richtung des ehemaligen Sedimenttransports bei den sandig-siltigen Sedimentarten des höheren Oberdevons zu ermitteln. Bei einer derartigen Fragestellung ist ja immer zu bedenken, daß solche Messungen nur bei einem Teil der verschiedenen heutigen und fossilen Ablagerungsräume besondere Aussagekraft besitzen. Man braucht nur daran zu erinnern, wie die Richtungen des Sedimenttransports z. B. im Gezeitenbereich oder auch im flach-marinen Schelfbereich ständig wechseln (vgl. z. B. SCHWARZACHER 1953), so daß eine schließlich erhaltungsfähige Sedimentstruktur, aus der die Richtung der früheren Strömungen abgeleitet werden kann, nur den letzten, zufälligen Umlagerungsakt vor der Fossilwerdung des Sediments anzeigt. In solchen Fällen ist es mit Hilfe von Schüttungsmessungen kaum möglich, die primäre Richtung der Sedimentzufuhr anzugeben, doch lassen sich anhand der Analyse der Sedimentstrukturen immerhin wesentliche Aussagen über die Art des Ablagerungsraumes selbst machen. So konnte z. B. NIEHOFF (1958) für den Koblenzquarzit des rheinischen Unterdevons eine Entstehung in flachem Wasser mit Gezeitenströmungen und gelegentlichem Trockenfallen ableiten.

Die Aussagekraft von Schüttungsmessungen ist jedoch für viele fluviatile Sedimente (vgl. WURSTER 1958 a) und offensichtlich auch für die psammitischen Flysch-Sedimente (vgl. KUENEN 1958 und viele andere Autoren) besonders bedeutsam. Für die letzteren konnte aus der teilweise erstaunlich guten Konstanz der Schüttungsrichtungen einerseits mit großer Sicherheit auf die Herkunftsrichtung der Sedimente, andererseits zusammen mit anderen Merkmalen (vgl. SEILACHER 1958) auf größere Wassertiefe der Ablagerungströge geschlossen werden, da die primären Sedimentstrukturen nur dann erhalten bleiben, wenn sie nicht mehr durch tiefgreifende Wellenbewegung oder verhältnismäßig starke oberflächennahe Meeresströmungen wieder zerstört werden. Ein ähnlich günstiger Fall liegt bei den Siltsteinen des rheinischen Oberdevons vor.

B. Methoden zur Bestimmung der Schüttungsrichtung

Im Vergleich zu vielen anderen geologischen Horizonten sind die Sedimentstrukturen der oberdevonischen Siltsteine oft spärlich oder unscheinbar. In einzelnen Schichtpaketen standen nur wenige Bänke mit Sohlmarken, in anderen nur solche mit schlecht ausgeprägter Schrägschichtung zur Verfügung. Insofern war es notwendig, alle brauchbaren Sedimentstrukturen für die Messungen heranzuziehen. Die Auswertung verschiedener Sedimentstrukturen war möglich, weil die daraus abgeleiteten Transportrichtungen — etwa bei dem gemeinsamen Vorkommen von flute casts und Schrägschichtung an einer Bank — miteinander übereinstimmten, was nicht immer der Fall zu sein braucht (vgl. BIRKENMAJER 1958). Beschränkt man sich im Oberdevon nur auf die Strömungsmarken an Bankunterseiten (PLESSMANN 1961), so bleiben die Daten über den Sedimenttransport zu lückenhaft, um daraus ein allgemein gültiges Bild zu gewinnen.

Die Einmessung der Strömungsmarken an den Bankunterseiten wurde in Anlehnung an TEN HAAF (1959) durchgeführt. Zur Untersuchung der Schrägschichtung wurden sehr viele Proben orientiert im Gelände entnommen und im Laboratorium mit rechtwinklig aufeinander stehenden Vertikalschnitten versehen. Zunächst gelang es nur auf diese Weise, in dem stark verfestigten Gestein aus der kleindimensionalen, oft durch convolute bedding überprägten Schrägschichtung brauchbare Werte für die Schüttungsrichtung abzuschätzen (Genaueres zur Methode vgl. EINSELE 1960). Erst nach längerer Übung wurden dann auch Schrägschichtungsmessungen durch entsprechendes Anschlagen der Siltbänke im Gelände vorgenommen. Da bei solchen Anschnitten aber jeweils mehrere Schrägschichtungs-Serien in ihrem Raumbild erfaßt wurden, sind systematische Fehlerquellen, wie sie nach NIEHOFF (1958) leicht bei groß-dimensionaler Schrägschichtung übersehen werden, hier weitgehend ausgeschlossen. Außerdem haben Vergleichsuntersuchungen in Aufschlüssen, in denen WURSTER (1958 b) die Schüttungsrichtungen mit Hilfe zahlreicher Einzelmessungen an freigelegten Schrägschichtungsblättern ermittelt hatte, sehr gute Übereinstimmung ergeben.

Da die Faltenachsen im rheinischen Schiefergebirge i. a. nur um wenige Grade einfallen, wurde bei normaler Lagerung darauf verzichtet, den geringen Einfluß dieses Faktors auf die Meßwerte zu berücksichtigen.

C. Richtungen des Sedimenttransportes

Die gemessenen Schüttungsrichtungen sind als Zahlenwerte im Aufschlußverzeichnis (Tab. 2) und als Richtungspfeile auf Taf. 5 angegeben; die Aufschlußnummern entsprechen einander. Wenn wir zunächst eine allgemeine Übersicht anstreben und von einigen Unregelmäßigkeiten im nordwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes absehen, ergibt sich ein ziemlich einheitliches Bild: die sandig-siltigen Sedimente des höheren Oberdevons sind im wesentlichen von NW nach SE oder von N nach S in den Geosynklinalraum eingeschwenkt worden. Die Schwankungen der Schüttungsrichtungen innerhalb eines einzelnen Aufschlusses oder auch von Lokalität zu Lokalität umfassen meist weniger als 90° . Trotz der verhältnismäßig geringen flächenhaften Verbreitung des zutage tretenden Oberdevons (vgl. Taf. 5) und der dadurch bedingten Beobachtungslücken kann aus diesen Transportrichtungen für das rechtsrheinische Gebiet mit großer Wahrscheinlichkeit gefolgert werden, daß hier ein ziemlich einheitlicher Ablagerungsraum bestanden hat, dessen Meeresboden schwach von NW nach SE geneigt war.

Im einzelnen haben sich folgende Resultate ergeben:

1. Transportrichtungen während der Nehden-Stufe

a) Im nördlichen Teil des rechtsrheinischen Schiefergebirges zwischen Wuppertal und Arnsberg (Taf. 5, Aufschlüsse Nr. 68—72) fallen noch stark wechselnde Transportrichtungen auf. Innerhalb eines einzelnen Aufschlusses und einer begrenzten Schichtfolge bleiben die Transportrichtungen jedoch meist verhältnismäßig konstant. Außerdem kennen wir — abgesehen von der „Seiler“ bei Iserlohn (GALLWITZ 1928) — keine Aufarbeitung und Umlagerung einmal abgesetzter sandig-siltiger Sedimente, auch nicht in kleinem Maßstab in der Form von Erosionsrinnen. Dies bedeutet, daß die Sedimente unterhalb der Reichweite der Wellen und starker Oberflächenströmungen abgelagert worden sind. Andererseits zeigt der starke Richtungswechsel der Sedimentschüttung von Aufschluß zu Aufschluß oder vom „Unteren“ zum „Mittleren Sandstein“, daß die sedimentliefernden untermeerischen Strömungen noch nicht in eine durch die Morphologie des Ablagerungsraumes bedingte vorherrschende Richtung eingeschwenkt waren. PLESSMANN (1962), dessen Meßergebnisse mit den hier mitgeteilten Werten weitgehend übereinstimmen, nimmt zwischen Iserlohn und Letmathe (Aufschlüsse 67 bis 70) einen von N her einmündenden Schüttungsfächer an. Jedenfalls deuten diese Verhältnisse darauf hin, daß der Übergang zu einem flacheren, wohl weiter nördlich und westlich gelegenen Meeresteil, von dem aus die Sedimente eingeschwenkt wurden, nicht allzufern gelegen hat. In diesem Zusammenhang ist bemerkenswert, daß die Sandsiltsteine der Nehden-Stufe z. B. in den Aufschlüssen von Barmen (Nr. 70) oder Iserlohn (Nr. 67) wegen ihrer Folge von Sedimentstrukturen und ihrer lokalen Transportrichtungs-Konstanz zum großen Teil als echte Turbidite angesprochen werden können. Von den Profiltypen RADOMSKIS (Abb. 6 C) würde hierauf am besten der Typ II oder III passen, der nicht allzufern von der Sedimentquelle durch einen mehr oder weniger turbulenten Suspensionsstrom abgelagert wird. Bei dem Wechsel der Richtungen muß allerdings auch berücksichtigt werden, daß im Oberdevon-Meer einzelne untermeerische Schwellen auf-

ragten, die umflossen werden mußten. Dieser Punkt soll später noch ausführlich erörtert werden.

b) Weiter im SE und E stellen sich nun auch von Aufschluß zu Aufschluß einheitlichere Strömungsrichtungen ein. Die Sandsiltsteine der Nehden-Stufe (?) im Bereich der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Aufschluß 47 und 48) ähneln mit ihren häufigen Sohlmarken und bankinneren Strukturen noch sehr stark denen von Barmen und Iserlohn.

Der Aufschluß Nr. 48 am Ostufer der Lenne bei Germaniahütte bietet ein Musterbeispiel einer Richtungskonstanz bei flute casts. Die Meßwerte von 18 verschiedenen Bänken fallen alle in einen Richtungssektor von 155—190°, und 14 Werte davon nehmen den mittleren Bereich von 160—175° ein.

c) Verfolgt man nun aber die sandig-siltigen Sedimente der Nehden-Stufe bis in das Gebiet des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges (Aufschlüsse 12, 15, 19 a, 24, 27, 28, 35, 40 und 42), so wird zwar die Hauptschüttungsrichtung von N oder NW nach S bzw. SE beibehalten, jedoch schwanken die Meßwerte in den einzelnen Aufschlüssen beträchtlich. Besonders die groove casts zeigen stark wechselnde Richtungen; oft sind auf einer Bankunterseite 2 verschieden gerichtete Schleifspuren zu beobachten. Gleichzeitig verschwinden die bankinneren Sedimentstrukturen weitgehend, so daß nun der vom Bild der typischen Turbidite stark abweichende Siltstein-Typ A eine beherrschende Rolle einnimmt.

Sind die Nehden-Sandsteine daraufhin als Fluxoturbidite zu bezeichnen? In diesem Falle müßten die Sedimente von einer nahegelegenen Hochzone stammen, etwa dem Siegener Hauptsattel. Gerade dann aber hätten sie als Massen, die kaum submarin abgerutscht und in einen Suspensionsstrom hoher Dichte übergegangen waren, besonders auffällige und konstant gerichtete Erosionsmarken hinterlassen müssen. Ebenso wenig zeigen diese Nehden-Gesteine eine in diesem Fall zu erwartende ungewöhnlich schlechte Sortierung. Demnach bleibt es sehr fraglich, ob diese Gesteine dem Profiltyp I von RADOMSKI entsprechen (vgl. Abb. 6 C), der normalerweise viel größeres Korn enthalten und eher einer Grauwacke ähneln sollte. Ich neige deshalb dazu, den Nehden-Sandstein des südöstlichen Rheinischen Schiefergebirges als ein landfernes Folgeprodukt des zuvor besprochenen nördlichen „Nehden-Sandsteins“ zu betrachten, der somit einem noch wenig bekannten Profiltyp angehört, der zwischen III und IV oder IV und V der RADOMSKISCHEN Reihe einzustufen wäre. Aus den petrographischen Untersuchungen an Proben nördlich und südlich des Siegener Hauptsattels hat sich jedenfalls kein Anhaltspunkt dafür ergeben, daß etwa die südlichen Vorkommen ein anderes Liefergebiet gehabt hätten als die nördlichen Nehden-Gesteine (vgl. Abschn. I B 4).

2. Transportrichtungen während der Hemberg/Dasberg-Stufe

Wesentlich klarer ist das Bild der Sandsilt-Schüttung der Hemberg/Dasberg-Stufe, weil hier im gesamten Untersuchungsgebiet die dünnbankigen Siltstein-Typen B und C vorherrschen. Zwar wird in den einzelnen Aufschlüssen keine so erstaunliche Richtungskonstanz mehr erreicht wie in einigen Nehden-Profilen, obwohl auch hier eindrucksvolle Beispiele stets gleichbleibender Schüttungsrichtung geboten werden

(z. B. Aufschluß 51, Taf. 1 Fig. 3), doch ist das Verhalten der Strömungen im gesamten Untersuchungsgebiet einheitlicher als während der Nehden-Stufe. Wie schon unter Abschnitt I C ausgeführt, rechne ich hierbei mit relativ langsamen untermeerischen Suspensionsströmungen, die ihre Turbulenz weitgehend zugunsten eines laminaren Strömungsverhaltens eingebüßt haben. Nur manchmal kommt es noch zu Erosionserscheinungen und damit zur Bildung von Strömungsmarken und zur Einbettung von Tonfetzen. Die vorherrschenden Banktypen sind nun durchgehend schrägschichtete Siltsteine.

Anmerkung: Eine Sonderstellung innerhalb dieses recht einheitlichen Bildes nimmt Aufschluß 8 (Langenaubach) ein durch völlig abweichende Transportrichtungen und gelegentliche synsedimentäre Verstellungen (Tafel 2, Fig. 4). Einige Bänke enthalten ungewöhnlich grobes Material und Kalkoide (vgl. Abb. 4, Schicht 6), die auf eine lokale Verflachung des Meeres hinweisen. Man wird kaum fehl gehen, wenn man diese Besonderheiten mit den nahe gelegenen oberdevonischen Kalkriffen und den vulkanischen Ereignissen bei Langenaubach erklärt (vgl. WIEGEL 1956 und KREBS 1960).

Im SE klingt die Siltschüttung langsam aus. In der Hörre kommen noch spärliche Silteinschaltungen vor, die ebenfalls von NW her eingeschwemmt worden sind (Aufschlüsse 2—4), während die zum Teil gleichaltrigen Grauwacken der Hörre von einem anderen, wahrscheinlich südlich gelegenen Liefergebiet stammen müssen (BENDER 1960, PAPROTH 1960). Erst in der Lahn-Mulde ist das klastische höhere Oberdevon nur noch durch Schiefertone vertreten.

3. Das linksrheinische Oberdevon

Werfen wir noch einen Blick auf das linksrheinische Oberdevon der Gegend von Aachen (Taf. 5). Bei der stratigraphischen Gliederung ist dieses Gebiet immer den benachbarten belgischen Oberdevon-Vorkommen, den Psammities du Condroz, angeschlossen worden (vgl. Tab. 1 und Wo. SCHMIDT 1951). Die schon von anderen Autoren nach dem Studium der Fauna und der Sedimentstrukturen (VAN STRAATEN 1954, BOUMA 1962) geäußerte Ansicht, daß es sich bei den belgischen Vorkommen um Flachwasserablagerungen handle, kann für das Aachener Gebiet weitgehend bestätigt werden. Durch Schill-Lagen aus Muscheln, Schnecken und Brachiopoden, häufige Wühlgefüge (Taf. 3 Fig. 1), gelegentlich auskeilende Bänke, Erosionsrinnen, größer dimensionale Schrägschichtung, stärker wechselnde Transportrichtungen, zahlreiche Rippelmarken und teilweise gröberes Korn weicht dieses Oberdevon stark von dem rechtsrheinischen ab; und einige dieser Merkmale weisen auf Sedimentumlagerungen und flachere Meeresverhältnisse hin. Doch daneben findet man auch schon in diesem Gebiet alle Sedimentstrukturen, die östlich des Rheins große Bedeutung erlangen: die verschiedenen Sohlmarken, klein-dimensionale Schrägschichtung und convolute bedding. In einigen Horizonten (z. B. Aufschlüsse 74 und 78) stellen sich bereits recht einheitliche Strömungsrichtungen heraus, die ähnlich wie im rechtsrheinischen Gebiet in eine südöstliche Richtung weisen.

Vielleicht darf man nach diesen Befunden das Aachener Vorkommen als ein Übergangsglied zwischen Flachwasser-Fazies und Tiefwasser-Fazies des sandig-siltigen rheinischen Oberdevons ansehen.

4. Folgerungen für die Tiefe des Oberdevon-Meereres

Schließlich sei noch die Frage erörtert, inwieweit aus den bisherigen Ergebnissen Anhaltspunkte für die Tiefe des ehemaligen rechtsrheinischen Oberdevon-Meereres gewonnen werden können. Die Tatsache, daß die oberdevonische Fauna hierzu keine eindeutigen Aussagen ermöglicht, mag diesen Versuch rechtfertigen.

Das Vorkommen von Turbiditen, die mit einer Ausnahme keine Anzeichen einer nachträglichen Umlagerung aufweisen, macht schon für den Nordteil des untersuchten Gebietes eine Wassertiefe von 200 m oder mehr wahrscheinlich. Jedenfalls reicht die Aufarbeitung durch Wellen und Oberflächenströmungen auf den heutigen Schelfmeeren gelegentlich bis in diese Tiefen hinab (vgl. KUENEN 1950).

Wir fragen uns nun, welche Neigung der Meeresboden besessen haben muß, um untermeerische turbulente oder laminare Suspensionsströmungen in südliche oder südöstliche Richtung weiter geleitet zu haben. Vergleichswerte zu diesem Problem lassen sich nur aus dem Studium heutiger untermeerischer Sedimentfächer gewinnen, die an der Mündung von submarinen Canyons in tiefe Meeresbecken geschüttet werden. Wie KUENEN (1958) am Beispiel einiger großer Canyons zeigt (sö. Bermuda-Inseln, Hudson Canyon, Monterey Canyon an der nordamerikanischen Pazifikküste) wird Feinsand und Silt etwa bei einem Gefälle von 0,4 % auf untermeerischen Sedimentfächern abgelagert. Vergleiche mit anderen Tiefseefächern, die sandiges Material enthalten, vor allem an der kalifornischen Küste, ergeben Werte von 0,2—1,5 %. Ein besonders wichtiges Beispiel liefert der ca. 130 km lange und 20 km breite San-Diego-Trog (SHEPARD & EINSELE 1962), der als einziges Becken des südkalifornischen Schelfes so stark mit tonigen, siltigen und sandigen Sedimenten verfüllt ist, daß sich auf seiner Trogachse ein etwa gleichmäßiges, einseitig gerichtetes Gefälle ausbilden konnte. Dieses beträgt im Durchschnitt 0,4 % und muß sich mit der Art der Sedimentation im Gleichgewicht befinden. Nur da, wo der Sand und Silt liefernde untermeerische Canyon unmittelbar seinen Sedimentfächer in den Trog entsendet, stellt sich ein Gefälle von 1 % ein. Allerdings wird der Sedimentfächer dort durch mäandrierende, also aufarbeitende Rinnen durchschnitten, die an einen subaerischen Flußlauf erinnern. Feingeschichtete Siltlagen sind über das ganze Becken verteilt.

Das Gefälle von ca. 0,4 % scheint also eine notwendige Voraussetzung für den untermeerischen Transport von Feinsand und Silt über weitere Entfernungen zu sein, ungeachtet des bis heute meist unbekanntens Charakters der Strömungen.

Setzen wir dieses Gefälle auch für das rheinische Oberdevon ein, und gehen wir aus von den nördlichen Aufschlüssen mit 200 m Wassertiefe, so ergibt sich nach Entzerrung des Faltengebirges für die 150 km entfernte Dillmulde im Südosten eine Tiefe von 800 m; oder vorsichtiger ausgedrückt: wir müssen im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge mit einer Meerestiefe in der Größenordnung von 500—1000 m rechnen. Auf jeden Fall darf es als ziemlich gesichert gelten, daß es sich bei den oberdevonischen klastischen Sedimenten nicht um Ablagerungen eines delta-artigen Schwemmfächers oder einer vorrückenden Delta-Front handelt. In diesem Fall wären sehr starke fazielle Wechsel und auch entsprechende faunistische Merkmale zu erwarten (vgl. RABIER 1956 und PEPPER u. a. 1954).

D. Vergleich mit Flysch-Sedimenten

Wie wir gesehen haben, erinnert die „klastische Beckenfazies“ des höheren Oberdevons in vielen Punkten an Flysch-Sedimente, wenn man sich bei der Definition dieses Begriffes an Autoren wie KUENEN, SEILACHER (1958), TRÜMPY (1960), BOUMA (1962) hält und von einigen Besonderheiten der alpinen Ausbildung absieht.

Die Beckenfazies des höheren Oberdevons stimmt in folgenden Hauptpunkten mit der modernen Flysch-Definition überein:

1. Ablagerung der Sedimente in einer Geosynklinale vor oder während der Hauptfaltung.
2. Überwiegend klastische Sedimentation in einer Wechselfolge von Peliten und Psammiten mit lange durchzuverfolgenden, gleichbleibend mächtigen Bänken.
3. Marines Bildungsmilieu.
4. Fossilarmut, vor allem in den Peliten, fehlende autochthone Bodenfauna abgesehen von Lebensspuren, deren Vergesellschaftung flysch-ähnlichen Charakter aufweist.
5. Auftreten von gradierter Schichtung und weiteren Sedimentstrukturen, die verhältnismäßig konstante Transportrichtungen und weder Trockenfallen noch Wiederaufarbeitung der Sedimente durch spätere Strömungen anzeigen.

Dagegen weichen die oberdevonischen Sedimente in einem Hauptmerkmal und mehreren anderen Kriterien von den typischen Flysch-Sedimenten ab:

6. Mit einer Mächtigkeit von einigen hundert Metern bleibt das Oberdevon weit hinter vielen Flyschfolgen zurück. Die Schichten sind in einer Zeit verhältnismäßig geringer tektonischer Aktivität gebildet worden. Ferner ist die Einschaltung von Rotschiefer-Horizonten zwischen den Siltsteinfolgen ganz ungewöhnlich bei Flysch-Serien.
7. Die relativ grobkörnigen Lagen bestehen im Oberdevon streng genommen nicht aus Psammiten, sondern überwiegend aus dem feiner körnigen Silt. Auch die Sortierung dürfte bei den oberdevonischen Siltsteinen vielfach besser sein als bei Flysch-Psammiten.
8. Gradierte Schichtung ist im Oberdevon sehr viel schlechter ausgeprägt als bei typischen Flysch-Sedimenten, für die eine Ablagerung durch turbidity currents angenommen wird.
9. Die oberdevonischen Siltstein-Typen entsprechen auch in ihren anderen Sedimentstrukturen nur teilweise dem charakteristischen Flysch. Siltstein A (Tab. 5) erinnert wegen seiner fast fehlenden bankinneren Strukturen an die sogenannten Fluxoturbidite, dürfte aber anderer Entstehung sein; und die Siltsteine B und C mit ihrer durchgehenden Schrägschichtung oder parallelen Feinschichtung stellen eher Laminite als Turbidite dar.
10. Die Transportrichtungen pendeln etwas stärker als bei den meisten daraufhin untersuchten Flyschvorkommen, z. B. in der kaledonischen Geosynklinale Englands (KOPSTEIN 1954, WOOD & SMITH 1958), im Apennin (TEN HAAF 1959), in den Karpaten (DZULYNSKI u. a. 1959), oder teilweise auch in den Alpen (CROWELL 1955, HSU 1960, RADOMSKI 1961).

Bei Schleifmarken und zwischen Schleifmarken und Kolkmarken treten auf derselben Schichtunterseite häufig verschiedene Richtungen auf. Außerdem sind Schleifmarken und gelegentlich auch Kolkmarken auf schichtparallelen Ablösungsflächen innerhalb einer einheitlichen Bank zu beobachten. Erosion der Unterlage und Ablagerung der Siltbänke sind also oft kein einheitlicher, einmaliger Vorgang.

Wir können deshalb im höheren Oberdevon nur von einer flysch-ähnlichen Sedimentation sprechen, für die es noch keine besondere Bezeichnung gibt.

An sich umfaßt ja der Faziesbegriff „Flysch“ trotz der oben genannten Voraussetzungen sehr verschiedene Sedimente. Wenn man den Wildflysch der Alpen, der an Gebiete besonders rascher und intensiver tektonischer Vorgänge geknüpft ist, als grobkörnigstes Endglied einer bestimmten Entwicklungsreihe ansieht, so könnte am entgegengesetzten Ende dieser Reihe sehr wohl ein feinkörniges Sediment in der Art der oberdevonischen Siltsteine stehen, die in einem Zeitraum sehr geringer tektonischer Aktivität abgelagert wurden.

Etwa vergleichbare Sedimente beschreiben VAN HOUTEN (1954) aus dem Ordovicium von New Jersey oder MURPHY & SCHLANGER (1962) aus der Kreide von Brasilien. Während VAN HOUTEN den Ablagerungsmechanismus noch mit sehr klein-dimensionalen turbidity currents von relativ geringer Dichte und Geschwindigkeit erklärt, lehnen MURPHY & SCHLANGER bei nicht oder nur schwach gradierten, durchgehend fein- oder schräggeschichteten Siltsteinen eine Entstehung durch turbulente Suspensionsströme ganz ab. Sie weisen in ihrer sehr kritischen Studie sicherlich zu Recht auf einen häufigen Mißbrauch der Bezeichnung „Turbidite“ hin, die sie auf deutlich gradierte Schichten beschränkt wissen wollen, wogegen die übrigen Sedimentstrukturen der Turbidite auch in anderen Ablagerungen vorkommen können. Die Deutung der dortigen Sedimente als Delta-Ablagerung kann aber für unseren Fall schwerlich zutreffen.

E. Folgerungen für die morphologische Gliederung des Oberdevon-Meeres

1. Die bisherige Anschauung

Die bisher vorherrschende Meinung über die Beschaffenheit und Gliederung des Oberdevonmeeres im Bereich des Rheinischen Schiefergebirges ist etwa folgende: Das Oberdevonmeer war gegliedert in langgestreckte Becken und Schwellen, deren Achsen etwa WSW—ENE, also annähernd parallel zu der Längserstreckung der Geosynklinalen und zu den späteren variszischen Sätteln und Mulden verliefen (z. B. H. SCHMIDT 1926, PAECKELMANN 1930 und 1937, KEGEL 1948).

So sollte beispielsweise das heute sehr bedeutsame tektonische Element des Siegener Hauptsattels schon während der Oberdevonzeit als Schwelle bestanden haben, welche die meiste Zeit trocken gelegen und als Abtragungsgebiet für die voneinander getrennten, langgestreckten, erzebergisch streichenden Becken nördlich und südlich davon gedient haben sollte (WEDEKIND 1919). Nur einige Autoren räumen ein, daß diese Siegener Schwelle gelegentlich überflutet gewesen sein kann (KEGEL 1926, Wo. SCHMIDT 1952) oder als Gebiet mit geringer oder fehlender Sedimentation flach vom Meere bedeckt war (PILGER 1957).

Auch KÜHN-VELTEN (1955) konnte sich von dieser Lehrmeinung nicht freimachen und glaubte, mit Hilfe der Vergenz von subaquatischen Rutschungen ein embryonales Auftauchen der späteren tektonischen Sättel schon während der Oberdevonzeit nachweisen zu können. Inzwischen haben aber RABIER (1956) und EINSELE (1963)

gezeigt, daß die von KÜHN-VELTEN benutzten Sedimentstrukturen convolute bedding darstellen und somit keine Gleitrichtung dokumentieren. Außerdem haben sich in vielen Aufschlüssen aus allen Arten von strömungsanzeigenden Sedimentstrukturen übereinstimmend andere Transportrichtungen und Neigungen des Meeresbodens ergeben, als sie KÜHN-VELTEN allein aus dem convolute bedding herleitete.

2. Keine weit durchziehenden Längsschwellen!

Aus den nun überall gemessenen Schüttungsrichtungen ergibt sich aber im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges — wie schon ausgeführt — ein von NW nach SE durchziehender einheitlicher Ablagerungsraum, in den die sandig-siltigen Sedimente überwiegend quer zur Längsachse der Geosynklinale eingeschwenkt worden sind. Folglich kann der Meeresboden dort nicht in lange und schmale morphologische Becken und Schwellen gegliedert gewesen sein, deren Verlauf dem der variszischen tektonischen Sättel und Mulden entspricht (vgl. Taf. 5). Deshalb ist auch das Liefergebiet der oberdevonischen Sedimente nicht bei den einzelnen tektonischen Sätteln oder im Südwesten oder Nordosten zu suchen, sondern wir können ein gemeinsames Liefergebiet für alle sandig-siltigen Sedimente weit im Norden oder NW annehmen, wofür auch die petrographische Ähnlichkeit aller Sandsilt-Vorkommen spricht.

Weder der Ostteil des Remscheid-Altenaer Sattels, des Ebbe-Sattels, des Morsbach-Müsener Sattels und des Siegener Hauptsattels, noch der Sauerländer Hauptsattel im Osten und die Bickener Schwelle im Süden machen sich als durchgehend trennende Schwellen für die sedimentliefernden Strömungen bemerkbar. Selbstverständlich soll mit dieser Feststellung keineswegs die seit H. SCHMIDT (1926) immer wieder glänzend bestätigte kalkige Schwellenfazies und klastische Beckenfazies des Oberdevonmeeres in Abrede gestellt werden. Hier wird nur ein langdurchziehender, erzgebirgisch streichender Verlauf derartiger Schwellen bezweifelt, weil sich diese Vorstellung nicht mit den gemessenen Schüttungsrichtungen vereinbaren läßt. Sie ist auch keineswegs aus den Vorkommen von kalkig ausgebildetem Oberdevon abzuleiten, wenn man sich von dem vielleicht unbewußten Einfluß der erzgebirgisch streichenden Ausbisse des Oberdevons freimacht. Auf Taf. 5 ist die verschiedene fazielle Ausbildung des Oberdevons schematisiert angegeben. Weder die Vorkommen von Riffkalken des Adorf, die auch noch höheres Oberdevon enthalten können, noch die Bereiche mit kalkreichem höherem Oberdevon müssen zu lang durchziehenden, erzgebirgisch streichenden Schwellen verbunden werden. Man könnte einige dieser Vorkommen wohl mit dem gleichen Recht auch zu längeren Querschwellen verbinden! Nach den Schüttungsrichtungen ist es viel wahrscheinlicher, daß es sich bei der Kalkfazies um enger begrenzte Aufragungen über dem Meeresboden handelt, die von den Strömungen umflossen werden. Ich möchte jedoch ausdrücklich betonen, daß über das Gebiet westlich der Linie Altena — Attendorn — Siegen, wo das Oberdevon abgetragen ist, keine Aussagen zur Frage der Becken- und Schwellengliederung gemacht werden können.

3. Konglomerate in untermeerischen Strömungsrinnen?

Mit den oberdevonischen Transportrichtungen wäre gut vereinbar eine oder mehrere etwa parallel dazu verlaufende größere untermeerische Strömungsrinnen auf der

Linie Iserlohn-Marburg, wie es H. SCHMIDT (1937) für die konglomeratischen Dasberg-Schichten der Seiler bei Iserlohn annimmt. Solche konglomeratischen Einlagerungen sind schon seit langem von mehreren Stellen der sog. „Paeckelmannsch'schen Querzone“ (PAECKELMANN 1930, WEBER 1934, vgl. Taf. 5) bekannt, so bei Frielinghausen in der Nähe von Aufschluß 56 oder bei Diedeshausen, Aufschluß 38. Neuerdings sind auch diese Vorkommen im Sinne von Strömungsrinnen gedeutet worden (PLESSMANN 1962). Auf jeden Fall muß die Frage erneut überprüft werden, ob die dort aufgefundenen Diskordanzen unbedingt mit frühbretonischen Faltungsvorgängen erklärt werden müssen, wie es MEMPEL (1938) in der Attendorn-Elsper Mulde annimmt.

4. Herzynisch streichende Querschwellen

Gegenüber den weiter oben diskutierten erzgebirgisch streichenden Schwellen läßt sich eine von SCHÖNENBERG (1954 und 1958) und STIBANE (1959) aufgefundene kleiner dimensionale Becken- und Schwellengliederung in der nordöstlichen Dillmulde, deren Achsen etwa parallel zu den Strömungsrichtungen verlaufen, mit der jetzt gewonnenen Vorstellung von der Sedimentation im Oberdevon-Meere eher vereinbaren. Abb. 7 zeigt einen vergrößerten Ausschnitt der Taf. 5 mit den nach SCHÖNENBERG eingezeichneten Querschwellen. Da sich diese „Schwellen“ nur durch geringere Sedimenthäufung, jedoch kaum durch gesteins-fazielle Unterschiede von ihrer Umgebung abheben, kann es sich hierbei nicht um morphologisch hervortretende Rücken, also um echte Schwellen handeln. Die sedimentliefernden Strömungen wären sonst höchstwahrscheinlich von den Schwellen zu den Becken abgelenkt worden, wofür sich aber aus den Transportrichtungs-Messungen keine Anhaltspunkte ergeben haben. Danach sieht es eher so aus, als ob auch in diesem Bereich ein weitgehend ausgeglichener Meeresboden vorhanden gewesen wäre. Die Mächtigkeitsunterschiede zwischen „Becken“ und „Schwellen“ müssen dann so interpretiert werden, daß Zonen verschieden rascher Absenkung nebeneinander bestanden haben, daß aber die Sedimentation die daraus resultierenden Reliefunterschiede fast ständig ausgleichen konnte.

Schließlich hat zur Oberdevonzeit weiter im Westen auch die sehr bedeutende Eifeler N-S-Zone in der rheinischen Geosynklinale^T existiert (Wo. SCHMIDT 1952), eine Querzone mit geringer Sedimentmächtigkeit, die Bereiche mit verschiedener fazieller Ausbildung des Oberdevons voneinander trennt. Weitere Querelemente verschiedenen Alters, die sich zum Teil auch im Oberdevon ausgewirkt haben, sind durch PILGER (1957) und KREBS (1960) beschrieben worden.

III. Das Problem der oberdevonischen Rotsedimente

Die bisher besprochenen Sandsiltstein-Folgen unterbrechen eine durch das ganze höhere Oberdevon hindurchziehende Sedimentation von roten Schiefertonen (vgl. Tab. 1). Die Entstehungsweise dieser sogenannten Cypridinen-Schiefer ist noch nicht ausreichend geklärt; vor allem fehlt eine zusammenfassende Aufnahme der stratigraphischen und regionalen Verbreitung dieser Rotsedimente. An der heute herr-



Abb. 7. Vergrößerter Ausschnitt der Taf. 5 mit Richtungen des Sedimenttransports in der nordöstlichen Dill-Mulde. Schüttungsrichtungen angenähert parallel zum Verlauf von „Schwellen“ mit geringerer Mächtigkeit des klastischen höheren Oberdevons
 HA = Hartenroder Schwelle
 HO = Holzhausener Schwelle
 BU = Buchenauer Schwelle

schen Grundvorstellung, daß vom ehemaligen Old Red-Festland im Norden rote Abtragungsmassen in die rheinische Geosynklinale eingeschwenkt worden sind, ist wohl kaum zu zweifeln. Im Anschluß an diese Hypothese ergeben sich aber eine Reihe von Einzelfragen, deren Diskussion zu einem Gesamtbild des oberdevonischen Ablagerungsraumes beitragen kann.

A. Untersuchungsergebnisse

1. Sedimentstrukturen der Rotschiefer und ihrer kalkigen Einlagerungen

Weder in den roten Schiefertönen noch in ihren kalkigen Einlagerungen konnten im Bereich der nordöstlichen Dill-Mulde Anzeichen für Sedimentaufarbeitung beobachtet werden. Die Schiefertöne zeigen oft eine sehr deutliche parallele Feinschichtung, wobei sehr dünne hellrote oder weißliche Lamellen mit dickeren braunroten Feinlagen wechsellagern und etwa 20 Feinlagen auf 1 cm Schichtstärke kommen (z. B. Aufschluß 9, 10, 18 und 32). Doch häufiger ist eine undeutliche, etwas unregelmäßige oder feinflaserige Feinschichtung, die nicht selten durch tektonische Beanspruchung im Millimeterbereich leicht gewellt oder gefältelt sein kann (Taf. 1 Fig. 6).

Sofern in den roten Schiefertönen hellgrünliche Bänder auftreten, verlaufen diese meist schichtparallel; daneben findet man grünliche Flecken von winzigen Pünktchen bis zu größeren, unregelmäßig geformten Linsen, die wie in anderen Rotsedimenten durch die reduzierende Wirkung lokal eingelagerter organischer Substanz verursacht sein dürften. Grabgänge von benthonisch lebenden Organismen sind mir aus den Rotschiefern nicht bekannt geworden.

Die dünnen Kalkeinlagerungen der Rotschiefer, die entweder blaß rötliche oder häufiger hellgraue oder grünliche Färbung aufweisen, sind entweder ungeschichtet, oder sie zeigen Feinschichtung mit wesentlich dickeren Lamellen als die Rotschiefer von 1—3 mm Stärke (vgl. Abb. 8). Im Gegensatz zu den Rotschiefern waren die kalkigen Sedimentteile aber sehr häufig von grabender Fauna bewohnt, deren Gänge die Kalklagen von unten bis oben durchsetzen (Taf. 1 Fig. 4). Dies gilt auch für viele linsige Kalke und Kramenzelkalke. Somit weisen sowohl die häufige graue oder grünliche Färbung als auch die Besiedlung durch Spurenfossilien auf einen höheren primären Gehalt des Sediments an organischer Substanz hin. Gelegentlich sind kleindimensionale flaserige Kristallaggregate an der Ober- und Unterseite der Kalkbänkchen zu beobachten, die an Tutenmergel erinnern.

2. Silteinstreuung

Bei Dünnschliff-Untersuchungen fällt auf, daß viele Rotschiefer- und Kalklagen wechselnde Mengen von unregelmäßig eingestreutem Quarz in Siltgröße (0,016 bis 0,062 mm Korndurchmesser) enthalten. Während aber der Siltgehalt der Kalkbänkchen höchstens einige Prozente erreicht, kann er bei den Schiefertönen bis 20 % des Sediments ausmachen. Die in Abb. 8 dargestellte Wechselfolge zwischen Rotschiefern und Kalkeinlagerungen aus der Hemberg-Stufe bei Hirzenhain zeigt diese Eigentümlichkeit besonders deutlich. Die Herkunft des Siltes ist ungeklärt; vielleicht handelt es sich um äolisch zugeführtes Material, was bei dieser Korngröße über weitere Entfernung durchaus möglich wäre. Nehmen wir aber nur an, daß der Silt in etwa gleichbleibender Menge zugeführt worden ist, sei es äolisch oder durch Strömungen, so würde die Siltarmut der Kalkbänkchen besagen, daß diese wesentlich rascher sedimentiert wurden als die Schiefertöne. Die dickeren Feinlagen der Kalke gegenüber den dünneren Lamellen der Schiefertöne können das gleiche bedeuten, vorausgesetzt, daß sie in demselben zeitlichen Rhythmus entstanden sind.

Auch die Schiefertone können einen erheblichen Kalkanteil aufweisen (Kurve IV in Abb. 8), der den Minimalwert der als feste Kalkbänke erscheinenden Lagen erreicht (Kurve III). Dieser liegt bei 25—35 % Kalkgehalt; die entsprechenden Bänke können deshalb allenfalls als Mergelkalke oder verfestigte Mergel bezeichnet werden.

Beim Eisengehalt der Sedimente wurde nicht zwischen zwei- und dreiwertigem Eisen unterschieden, sondern der Gesamtgehalt der beiden Wertigkeitsstufen als FeO angegeben, um einen leichteren Vergleich zu den FeO-Gehalten der Abbildungen 3 und 4 zu ermöglichen. Der Eisengehalt der Kalkbänke (Kurve I in Abb. 8) ist in der Regel wesentlich geringer als der der Schiefertone (Kurve II); nur wo die Kalkbänke höhere MgO-Anteile aufweisen, nimmt auch der Fe-Gehalt zu, z. B. in den Schichten 10 bis 12 der Abb. 8. Wie in zahlreichen anderen Rotsedimenten (vgl. GRUNAU 1959) zeigte sich kein wesentlicher Unterschied im Gesamteisengehalt zwischen grauen und roten Schiefertönen (Abb. 8 und Tab. 4 b). Der Eisengehalt ist an sich beträchtlich und übersteigt meist den Durchschnittswert, welchen CORRENS (1939, S. 212) für Flachwasser-Sedimente angibt. Der hohe Eisengehalt der rezenten Tiefsee-Sedimente wird jedoch nur selten erreicht. Die in Tab. 4 b angegebenen Gehalte an MnO liegen eindeutig weit unter den Werten, die an rezenten roten Tiefsee-Tönen ermittelt wurden (dort im Mittel 0,415 % MnO). Die Rotfärbung der oberdevonischen Cypridinschiefer beruht, wie röntgenographisch nachgewiesen wurde, auf Hämatit.

Aus den in Tabelle 4 b zusammengestellten Bauschanalysen geht weiterhin hervor, daß neben Quarz die Aluminiumsilikate einen verhältnismäßig hohen Anteil an der Zusammensetzung der Schiefertone haben. Unter diesen herrschen Verbindungen mit Kalium, Magnesium und Eisen vor. Bei einer grob orientierenden Röntgen-Analyse konnten nur Quarz, Illit oder Muscovit und Chlorit nachgewiesen werden; möglicherweise kommen noch kleine Mengen von Kaolinit vor.

B. Folgerungen

Wir kehren zurück zu den mit der Rotschiefer-Sedimentation zusammenhängenden Fragen. Was ist daraus abzuleiten, daß die ins Meer transportierten Rotsedimente nicht entfärbt wurden? Nach RABIEN (1956) enthalten die Cypridinschiefer eine rein marine Fauna. Aus der Sedimentverteilung in den heutigen Meeren wissen wir aber, daß die Rotfärbung vom Festland stammender Sedimente unter marinen Bedingungen nur in Küstennähe vor großen Flußdeltas, wie z. B. vor der Amazonas-Mündung, bei rascher Sedimentation und oxydierenden oder schließlich auch noch bei schwach reduzierenden Bedingungen erhalten bleibt (vgl. Tab. 6). Die Schelfsedimente, auch vor ariden Gebieten, sind fast durchweg grau gefärbt. Der Colorado, der überwiegend aride und semiaride Gebiete entwässert und große Mengen älterer Rotsedimente erodiert, hinterläßt in seinem verlandeten Delta unter heißem, aridem Klima gelblich-bräunliche Ablagerungen; und die Sedimente, welche er in den Golf von Kalifornien entsendet, sind durchgehend grau gefärbt. Weitere, ähnlich gelagerte Beispiele erwähnt VAN HOUTEN (1948). Nur fern von der Küste in pelagischen, abyssischen Meeresbereichen bildet sich heute der bekannte „rote“ Tiefseeton, dessen Färbung gewöhnlich braun bis schokolade-braun erscheint (SHEPARD 1959) und dessen Bildung weder vom Klima noch von der Sedimentfarbe des Liefergebietes abhängt

(KUENEN 1950). Eine post-sedimentäre diagenetische Rotfärbung von Sedimenten, an die man in manchen Formationen denken könnte, dürfte in der Regel nicht stattgefunden haben (VAN HOUTEN 1948 und DUNBAR & RODGERS 1957). Für die marinen Rotschiefer des höheren Oberdevons müssen wir also die in Tabelle 6 unter II B 1 a, II B 2 a und I B 2 a angedeuteten Bildungsmöglichkeiten untersuchen:

1. Deutung als rote Delta-Sedimente?

Schon bei der Untersuchung der oberdevonischen Siltsteine konnten keine wesentlichen Merkmale für eine Delta-Sedimentation, wie etwa häufige Flutrinnen oder starke fazielle Wechsel, festgestellt werden, wie sie z. B. PEPPER u. a. (1954) von Sandsteinen, grauen und roten Schiefertönen des Oberdevons und Unterkarbons in den Appalachen beschreiben. Noch viel weniger lassen die Rotschiefer der rheinischen Geosynklinale Anzeichen für eine rasch sedimentierte Delta-Ablagerung erkennen. Ihre Feinschichtung und der Vergleich mit den vielleicht relativ rascher, an sich aber ebenfalls langsam sedimentierten Kalkeinlagerungen sprechen dafür, daß es sich um landferne Sedimente handelt. Diese Vorstellung entspricht ganz der von H. SCHMIDT (1926) postulierten Becken- und Schwellengliederung des Oberdevon-Meeres und deckt sich mit den von RABIEN (1956) aus der Art und Erhaltungsweise der Fauna abgeleiteten Folgerungen.

2. Pelagischer und hemipelagischer Bereich

Nach den in Tabelle 6 aufgeführten Verbreitungsgebieten von Rotsedimenten kommt jetzt nur noch der hemipelagische bis pelagische Bereich in Betracht. Bei der dort herrschenden langsamen Sedimentation kann das eingeschwemmte oder eingewehte rote Pigment aber nur unter oxydierendem Milieu fortbestehen. Man sollte deshalb besser nicht von einer Stillwasser-Sedimentation (RABIEN 1956) sprechen, unter der man sich meist sauerstoff-armes, H_2S -haltiges Tiefenwasser vorstellt. Wie Tab. 6 (Ziffer I B 2 a) zeigt, kann das rote Pigment sogar in ursprünglichem Grauschlamm authigen gebildet werden, jedoch soll diese Möglichkeit hier nicht weiter verfolgt werden, da die oberdevonischen Rotschiefer nicht die entsprechend hohen Eisen- und Mangangehalte des heutigen roten Tiefsee-Tons erreichen und die rheinische Geosynklinale wohl schwerlich mit einem tiefen Ozean verglichen werden kann.

3. Die Graufärbung des linksrheinischen Famenne und der rechtsrheinischen oberdevonischen Silt-Ton-Folgen

Wenn die Vorstellung richtig ist, daß die roten Tone von Roterde-Bildungen oder abgetragenen älteren Rotsedimenten des alten Nordkontinents stammen, so sind vermutlich auch die Sande und Silte als rot gefärbtes Material angeliefert worden. In diesem Falle ist das rote Pigment während des Transports oder im Ablagerungsraum selbst entfärbt worden.

Die allgemeinen Regeln, unter denen eine derartige Entfärbung bei verschiedenen Sedimenttypen eintreten kann, sind in Tab. 7 wiedergegeben, wobei nur qualitative

Tabelle 6. Bildungsbedingungen für Rotsegmente
 nach BRINKMANN (1935), VAN HOUTEN (1948), KRYNINE (1949), DUNBAR & RODGERS (1957), GUNAU (1959), CLARK (1962)

		A. Terrestrische und fluviatile Rotsedimente einschließlich des nicht-marinen Teils großer delta-artiger Schwemmfächer (überwiegend oxydierendes Milieu)		B. Marine und lakustre Botsedimente			
		1. Klima warm, humid (oder mit Regenzeiten)	2. Klima warm, arid oder semiarid	1. Im Flachwasser (Delta; z. T. Lagunen, Meeresarme, Seen)		2. Im pelagischen und hemipelagischen Bereich	
				a) oxydierendes oder schwach reduzierendes Milieu	b) reduzierendes Milieu	a) oxydierendes Milieu	b) schwach oder stark reduzierendes Milieu
Herkunft des roten Pigments (Hämatit und Eisen- hydroxyde)	I. authigen (am Ort der Ablagerung gebildet)	Roterde mit Hämatit und Eisenhydroxden	Rotfärbung verschieden körniger fluviatiler Sedimente während und nach der Ablagerung (vermutlich von geringer Bedeutung)	—	—	Roter Tief- see-Ton (weitgehend unabhängig von Klima und Sedi- mentfarbe des Liefer- gebiets)	—
	II. allothigen (vom Liefer- gebiet eingeschwemmt)	1. Eingeschwemmte Roterde (Klima am Ablagerungs- ort meist warm, humid bis arid)	2. Abtragung älterer Rotsedimente (Klima-unabhängig) erkennbar z. B. an roten Geröllen	überwiegend feinkörnige Rotsedi- mente, teilweise entfärbt		Entfärbung	feinkörnige Rotsedi- mente tieferer Meeresbe- reiche (rezent selten)
Rotsediment verschiedener Korngrößen, z. T. kombiniert mit Evaporiten, lokale Entfärbungen, z. B. in Strömungsrinnen mit Sandfüllung oder im Grundwasserbereich		(rasche Sedimentation)		(langsame Sedimentation)			

Zusammenhänge aufgezeigt werden. Sande und Kalke enthalten in der Regel sehr viel weniger rotes Pigment als Tone, was z. B. aus dem geringen Eisengehalt und der meist weniger intensiven Rotfärbung der ersteren hervorgeht. Folglich genügen zur Entfärbung von Sanden und Kalken schon geringere Mengen von Reduktionsmitteln. Deshalb können Sande und Kalke trotz verhältnismäßig rascher Sedimentation schon bei schwach reduzierendem Milieu ihr rotes Pigment verlieren, während die Tone unter den gleichen Bedingungen vorwiegend rot gefärbt bleiben. Die Silte nehmen eine Mittelstellung zwischen diesen beiden Gruppen ein. Auf diese Weise kann die Graufärbung mancher Sand- oder Kalklagen zwischen roten Schiefertönen leicht erklärt werden, ohne daß man verschiedene Liefergebiete für die beiden Sedimentarten annehmen braucht.

Tabelle 7. Abhängigkeit der Entfärbung des zugeführten roten Pigments von Sedimenttyp, Redox-Potential und Sedimentationsgeschwindigkeit

		Ton	Silt	Sand	Kalk
Eisengehalt (Hämatit)		hoch	mittel	gering	
Verbrauch an Reduktionsmitteln (org. C) für Entfärbung		hoch	mittel	gering	
Oxydierendes Milieu		Rotfärbung intensiv oft blaß, hell			
Schwach reduzier. Milieu bzw. geringe Zufuhr an Reduktionsmitteln	rasche Sedimentation	Rot vorwiegend	Rot + Grau	Grau vorwiegend	
	langsame Sedimentation	Grau überwiegend	Grau		
Reduzierendes Milieu		Grau			

Schwieriger wird die Deutung, wenn man die roten Tonfolgen und die grauen Sand-Ton- bzw. Silt-Ton-Folgen des rheinischen Oberdevons miteinander vergleicht. Am einfachsten sind wohl noch die Verhältnisse im linksrheinischen Oberdevon vom Aachener Raum zu erklären. In unmittelbarer Nachbarschaft des Old Red-Festlandes sind Sande und Tone entfärbt, woraus wir entweder schwach reduzierendes Milieu bei langsamer Sedimentation oder stark reduzierende Bedingungen bei beliebiger Sedimentationsgeschwindigkeit ableiten können. Beide Möglichkeiten sind in den heutigen Meeren häufig verwirklicht, sowohl im Flachwasser- als auch im Tiefwasser-Bereich.

Im rechtsrheinischen Oberdevon sind offensichtlich in einem einheitlichen Ablagerungsraum größerer Tiefe einmal rote Tonfolgen und ein andermal graue Siltsteine mit grauen Tonzwischenlagen abgesetzt worden. Nehmen wir an, daß sich weder die Produktion an organischen Abfallstoffen noch die Durchlüftungsverhältnisse des Meeres während dieser Zeit wesentlich geändert haben, so müssen wir bei den grauen Ton-Siltfolgen mit einer Entfärbung während des Transports rechnen, wogegen die roten Tone wahrscheinlich unverändert vom Festland an den Ort ihrer endgültigen Ablagerung gelangt sind, wo oxydierende Verhältnisse geherrscht haben. Die ein-

fachste Erklärung für den Verlust des roten Pigments ist vielleicht die, daß das Material der grauen Silt-Ton-Folgen eine Zwischenlagerung im Flachwasserbereich ähnlich wie die linksrheinischen Famenne-Sedimente mitgemacht hat, bevor es in die tieferen Meeresteile gelangte. Ist ein Rotschlamm aber einmal entfärbt, so kann er während und nach dem verhältnismäßig raschen Sedimentationsvorgang durch Suspensionsströme trotz der am Ablagerungsort vorherrschenden oxydierenden Bedingungen wohl kaum wieder in ein Rotsediment zurückverwandelt werden.

Selbstverständlich kann dieser Deutungsversuch nur ein grobschematisches Bild geben. Im einzelnen haben sicherlich auch Entfärbungen unter dem Einfluß beige-mengter organischer Substanz am Ablagerungsort selbst stattgefunden.

Nachdem durch die Siltsteine weit durchziehende, etwa NW—SE verlaufende Transportrichtungen nachgewiesen sind, wird auch die Ausbreitung der Rotsedimente vom Old Red-Festland bis in die südlichen Teile des Rheinischen Schiefergebirges leichter verständlich als unter der früheren Annahme langer erzgebirgisch streichender morphologischer Schwellen, durch welche die Sedimentzufuhr von Norden für die südlichen Meeresteile nur über weite Umwege möglich gewesen wäre. Auf solchen Umwegen hätte viel eher eine Entfärbung des roten Pigments eintreten müssen. Selbst wenn einzelne Schwellenbereiche innerhalb der Geosynklinale als Inseln aus dem Meere herausgeragt hätten, wären diese als Liefergebiete für die Rotsedimente von geringer Bedeutung gewesen, wenn wir den heutigen schwachen Einfluß von Inseln und Inselgruppen auf die Sedimentverteilung in flacheren Meeren auch für die Devonzeit zugrunde legen.

IV. Zusammenfassung

1. Die klastische „Beckenfazies“ des höheren rheinischen Oberdevons besteht überwiegend aus grauen Ton-Silt-Wechselfolgen und roten Tongesteinen mit dünnen kalkigen Einlagerungen. Bei den Siltsteinen weisen eine Reihe von Merkmalen auf Turbidite hin: Strömungsmarken auf den Schichtunterseiten und bankinnere Sedimentstrukturen, schwach ausgeprägte gradierte Schichtung, teilweise gradierte ebene Feinschichtung und gradierte Schrägschichtung, von unten nach oben zunehmender Tongehalt und gleichzeitig abnehmender Kalkgehalt.

2. Jedoch nur im nördlichen rechtsrheinischen Teil des Untersuchungsgebietes treten in der Nehden-Stufe häufig Sandsiltsteine auf, welche vorbehaltlos den von anderen Vorkommen beschriebenen Turbiditen gleichgesetzt werden können. Weiter im Süden herrschen drei Siltsteintypen vor, die alle mehr oder weniger von dieser Ablagerungsform abweichen. Die dicken, strukturarmen Nehden-Sandsiltsteine erinnern an Fluxoturbidite; wegen der vermutlich weit abgelegenen Sedimentquelle und der verhältnismäßig starken Streuung der Transportrichtungen ist aber eine andere Entstehungsweise zu suchen. Für zwei Siltsteintypen, die vor allem in der Hemberg- und Dasberg-Stufe auftreten, sind geringe Bankstärke und durchgehende, meist schräge Feinschichtung kennzeichnend. Obwohl auch hier noch ein schwacher Gradierungs-Effekt beobachtet werden kann, sollten diese Gesteine nicht mehr als Turbidite, also als Produkte von turbulenten Suspensionsströmungen, sondern eher als Laminite angesehen werden, wobei ein vorwiegend laminares Verhalten der sediment-liefernden Strömungen angenommen wird. Sofern die einzelnen Lamellen der

Feinschichtung ebenfalls eine Art von Gradierung zeigen, sei es durch Korngrößenabnahme oder durch Sortierung der Körner nach Kornform, Mineralart oder spezifischem Gewicht, so erreicht diese oft das gleiche Ausmaß wie die Gradierung vom unteren bis zum oberen Bankteil. Man kann deshalb schon einzelne waagrechte Lamellen oder Schrägschichtungs-Serien als Produkte kleiner Suspensionsströme mit geringer Sedimentlast auffassen. Daraufhin braucht eine ganze Siltbank, die ja aus vielen solcher Einzellamellen oder Schrägschichtungs-Serien aufgebaut ist, nicht unbedingt durch einen einmaligen, einheitlichen Ablagerungsvorgang entstanden zu sein. Es bleibt allerdings die Tatsache, daß die Intensität der Einzelströmungen oft im oberen Bankteil nachgelassen hat. Daneben kommt auch Feinschichtung mit abruptem Wechsel der Korngrößen und Mineralarten vor, zu deren Bildung plötzliche Änderungen der Strömungsgeschwindigkeiten oder ganz geringfügige synsedimentäre Erosionserscheinungen an einmal abgesetzten Feinlagen angenommen werden müssen. Aus der Erhaltung von Grabgängen einer autochthonen Bodenfauna, die fast ausschließlich in den tonigen Lagen gelebt hat, ist zu entnehmen, daß die sediment-liefernden Strömungen häufig die obersten Teile der feinkörnigen Schlamm-schichten erodiert haben. Die Siltlagen selbst sind nur ganz selten bewohnt gewesen und wieder von oben her durchbohrt worden. Insofern gelang es mit Hilfe der Spuren-fossilien nicht, die Frage nach dem Ablagerungsmechanismus der Siltsteine näher zu klären.

3. Bei den tonigen Zwischenlagen sind echte pelagische Sedimente ohne Sand- oder Siltbeimengungen mit paralleler Feinschichtung verhältnismäßig selten. Dagegen sind besonders in der Hemberg- und Dasberg-Stufe häufig feinkörnige, schrägschichtete Siltlagen eingeschaltet, so daß alle Übergänge zwischen einem reinen Ton-sediment und einer Sandsiltlage vorkommen. Auch siltige Mergel oder Mergelkalke sind gelegentlich in den Ton-Siltfolgen zu beobachten.

4. Weiteren Aufschluß über die Art der Sandsilt-Sedimentation liefern die zahlreichen Bestimmungen der primären Transportrichtungen, die an allen dazu tauglichen Sedimentstrukturen gemessen wurden. Daraus ergibt sich für das im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges erhaltene Oberdevon (Famenne) das Bild eines einheitlichen Ablagerungsraumes, in den die Sedimente von NW und N quer zur Längs-erstreckung der Geosynklinale eingeschwenkt wurden, so daß die letzte Siltschüttung die Hörre im Südosten erreichen konnte. Die Schwellenbereiche mit vorwiegend kalkiger Sedimentation sind von den Strömungen umflossen worden. Lang und ohne Unterbrechung durchziehende morphologische Schwellen mit erzgebirgischer Richtung wie der Ostabschnitt des heutigen Remscheid-Altenaer Sattels, des Ebbe-Sattels, und des Siegener Hauptsattels oder der Sauerländer Hauptsattel und die Bickener Schwelle sind mit den oberdevonischen Schüttungsrichtungen nicht vereinbar. Dagegen erscheint eine zu den Transportrichtungen etwa parallel verlaufende herzynisch streichende Schwellengliederung wie in der nordöstlichen Dill-Mulde eher möglich, doch dürfte auch hier die Vorstellung von einem ausgeglichenen Meeresboden mit Zonen verschieden rascher Absenkung der Wirklichkeit am nächsten kommen. Einige Konglomeratvorkommen auf der Linie Iserlohn—Marburg sind vielleicht durch Auf-arbeitungsvorgänge in einer oder mehreren untermeerischen Strömungsrinnen zu deuten.

5. Sowohl die Schüttungsrichtungen als auch die ähnliche petrographische Zusammensetzung aller oberdevonischen Sandsiltsteine sprechen für ein gemeinsames Liefergebiet im N und NW, das vermutlich weit außerhalb des Untersuchungsgebietes lag. Während im linksrheinischen Bereich noch Flachwasserverhältnisse überwiegen, zeigen die Oberdevonaufschlüsse östlich des Rheins schon im Norden ein tieferes Meer an. Rechnen wir dort wegen des Vorkommens von Turbiditen und fehlender sekundärer Sedimentumlagerung mit einer Wassertiefe von 200 m und weiterhin mit einem in südöstlicher Richtung schwach geneigten Meeresboden, so ergibt sich unter Auswertung von Rezentbeobachtungen für das Oberdevon-Meer im Bereich der Dill-Mulde eine Wassertiefe von 500—1000 m.

6. Dieses neu gewonnene Bild eines einheitlichen, verhältnismäßig tiefen oberdevonischen Ablagerungsraumes im Ostteil des Rheinischen Schiefergebirges, in dem nur einzelne, in ihrer Ausdehnung beschränkte Bereiche über den Meeresboden aufragten, läßt nun auch die Verteilung der marinen Rotsedimente bis in die südlichen Beckenteile leichter verstehen. Die roten Tone sind sehr wahrscheinlich ebenfalls von N und NW her eingeschwemmt und so langsam abgesetzt worden, daß sich stellenweise kalkige Zwischenlagen bilden konnten. Weder die Eisengehalte noch viel weniger die Mangangehalte dieser Rotsedimente erreichen die für rezenten roten Tiefseeton charakteristischen Werte. Auffallende Silteinstreuungen sind vielleicht auf äolische Zufuhr zurückzuführen. Aus der Erhaltung des vermutlich vom Old Red-Kontinent eingeschwemmten roten Pigments, das heute in den meisten marinen Ablagerungsräumen entfärbt würde, muß auf vorherrschend oxydierendes Milieu am damaligen Meeresboden geschlossen werden. Die daneben nicht so ohne weiteres verständliche Graufärbung der rascher sedimentierten Silt-Tonfolgen kann vielleicht durch eine Zwischenlagerung dieser Sedimente in einem weiter nördlich gelegenen Schelfbereich, zum Teil auch durch die leichtere Reduzierbarkeit der ton-armen klastischen Sedimente erklärt werden.

7. Nicht nur die allgemeine geologische Situation, sondern auch viele Einzelbeobachtungen an den oberdevonischen Siltsteinen erinnern an Flysch-Sedimentation. Daneben sind aber eine Reihe abweichender Merkmale zu betonen: relativ geringe Mächtigkeit des gesamten klastischen höheren Oberdevons, die Einschaltung von Rotsedimenten, ungewöhnliche Feinkörnigkeit der „Psammitlagen“, sehr schwach ausgeprägte gradierte Schichtung, stärkeres Pendeln der Transportrichtungen, Mitwirkung laminarer sediment-liefernder Strömungen, die möglicherweise längere Zeit zum Aufbau einer einzelnen Bank benötigten, als die für Flysch typischen turbulenten Suspensionsströmungen. Man kann deshalb nur von einer flysch-ähnlichen Sedimentation sprechen, die sich in einem tieferen Meeresbereich der rheinischen Geosynklinale bereits im höheren Oberdevon angebahnt hat. Sie mag in gewissem Sinne als Vorläufer der späteren echten Flysch-Fazies des Kulm angesehen werden, die nach der bretonischen Faltung von der Mitteldeutschen Schwelle im Süden weit in das Rheinische Schiefergebirge vorgreift (vgl. PAPROTH 1960).

Anhang

Tabelle 2. Aufschlußverzeichnis mit primären Transportrichtungen

F = flute casts, Kolkmarken; S = Schrägschichtung mit Fehlergrenzen; G = groove casts, Driftmarken (Richtungssinn nur in Verbindung mit flute casts oder Schrägschichtung bestimmbar, sonst werden jeweils Werte < 180° angegeben; to II = Nehden Stufe; to III + IV = Hemberg-Stufe; to V = Dasberg-Stufe

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
1	Hörre, Ostseite des Ulmbachtals bei Holzhausen (Steinbruch) vgl. Bender (1958)	Herborn 5315	R 48400 H 07450	to II/III Ortberggrauw.	G = 5, 25, 75 und 80°
2	„ (Wegböschung)	„	R 48600 H 08060	to II/III dünne Sandsteine	S = 70 ± 30 70 ± 30 95 ± 30
3	„ (Wegböschung)	„	R 48550 H 07900	to II/III dünne Sandsteine (invers)	S = 90 ± 45 90 ± 25 100 ± 25 110 ± 30
4	Böschung der Straße Bicken-Bellersdorf bei Telefonmast Nr. 11, 12 und 14	Ballersbach 5316	R 57250 H 16600 und R 57350 H 16550	to III-IV dünne Sandsteine zw. gr. Sch. u. Grauw. (invers)	S = 160 ± 25 170 ± 25 180 ± 40
5	Aufschluß neben der Straße v. Herborn-Burg nach Dillenburg unter Kapelle, vgl. RABIEN (1959)	Dillenburg 5215	R 51050 H 18500	to IV/V ? Sandsteine	F etwa 135° nach RABIEN (1959)
6	s. Sechshelden sw. P. 315,4 am Somberg	„	R 47325 H 23000	to III + IV dünne Sandst. zw. Rotsch.	S = 90 ± 30
8	ö. Langenaubach Rombachtal	Dillenburg 5215	R 43250 H 20300	to V Sandst.	v. Lieg. ins Hangende: G = 70 S = 70 ± 30 = 60 ± 30 = 50 ± 30 F = 230 Ooidachsen: 30 S = 330 ± 20 = 30 ± 40 = 340 ± 45
9	w. Donsbach Rotschiefergrube	„	R 45375 H 21125	to III + IV Rotschiefer	

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
10	Wasserscheide bei Hirzenhain, Bahneinschnitt	Oberscheld 5216	R 58300 H 27600 - 27850	to II-to V Sandsteine Rotschiefer Sandsteine	S = 60 ± 30 85 ± 30 90 ± 20 2 × 100 ± 15 105 ± 20 105 ± 15 2 × 115 ± 30 2 × 115 ± 20 2 × 120 ± 30 120 ± 20 120 ± 15 125 ± 20 130 ± 20
11	s. Lixfeld an Straße nach Oberscheld, kleine Grube	„	R 58725 H 29060	to III+IV Rotschiefer	
12	n. Hülshof, aufg. Steinbruch	„	R 63725 H 27375	to II Sandst.	G = 90, 100, 110, 150, 170, 180, 180°
13	0,5 km nnö. Dernbach, Böschung am Fahrweg	Gladenbach 5217	R 65450 H 27850	to IV/V ? Sandsteine	S = 110 ± 20 170 ± 30
14	1 km osö. Frechenhausen, Eing. zu aufgel. Diabasbruch (Bes. Rehm)	Eibelshausen 5116	R 61400 H 30300	to IV/V Sandsteine	S = 110 ± 30 3 × 120 ± 30 130 ± 20 130 ± 15 2 × 140 ± 20 3 × 140 ± 15 2 × 150 ± 30 165 ± 15
15	ö. Bhf. Frechenhausen, Bahneinschnitt	„	R 60200 H 30350	to II Sandst.	G = 65, 120, 145, 150, 155, 180, 180, 185, 225, 225 S = 85 ± 30 100 ± 40
16	s. Gönnern Bahneinschnitt	Eibelshsn. 5116	R 61100 H 31550	to II Sandst.	
17	1 km sw. Steinperf, Rotschiefergrube	„	R 62600 H 30900	to III+IV Rotsch. + Sandsteine	S = 105 ± 15 150 ± 20
18	0,5 km ö. Quotshausen, Grube am Waldrand	„	R 62950 H 35500	to III+IV Rotschiefer + Sandsteine	S = 100 ± 20 110 ± 20 130 ± 20

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
19	1 km nw. Silberg, Wegböschung	Eibelsn. 5116	R 64250 H 35800	to IV/V Sandsteine	S = 110 ± 15 120 ± 15 130 ± 20
19a	1,5 km nö. Silberg, Wegböschung	„	R 65150 H 37150	to II Sandst.	S = 110 ± 40 170 ± 40
20	Südausg. von Holzsn., Steinbruch an Straße nach Runzhausen	Buchenau 5117	R 66870 H 30650	to IV/V Sandsteine	S = 120 ± 30 150 ± 30 150 ± 30
21	1,3 km n. Kirche Holzhausen, Wegb.	„	R 66600 H 32300	to IV/V Sandsteine	S = 100 ± 20 120 ± 15
22	0,8 km nw. Herzsn., verlassener Bruch	„	R 68300 H 32800	to IV/V Sandsteine	S = 70 ± 20 70 ± 45 100 ± 15
23	s. Karlshütte, aufgel. Steinbruch, 1,5 km sw. Buchenau	„	R 70850 H 36150	to IV/V Sandsteine	S = 110 ± 20 125 ± 20 nach orient. Pflanzenresten 80 ± 15
24	Steinbr. „Vogelslust“ an Straße Buchenau- Eckelshausen	„	R 70450 H 36800	to II Sandst.	G = 65, 95, 160, 215, 225
25	n. Buchenau, W-Abhang des Höllen- berg, Wegböschung	„	R 71500 H 38250	to IV/V graue Schiefer + Sandsteine	S = 90 ± 30 130 ± 20 130 ± 20
26	2 km w. Warzenbach, Klippen am S-Abhang des Pa-Berges	„	R 73500 H 39400	to IV/V ? Sandsteine	S = 90 ± 15 100 ± 20 G = 150
27	nw. Laasphe, Steinbr. am S-Fluß d. Fang-Bg.	Laasphe 5016	R 58450 H 44100	to II Sandst.	F = 175 G = 210, 215, 220, 225, 230, 235, 255 S = 190 ± 20 3 × 195 ± 25 200 ± 15 2 × 200 ± 20 210 ± 30
28	s. Sassenhausen Steinbr. an Straße nach Laasphe, 1,5 km s. Sassenhausen	„	R 57000 H 49600	to II Sandst.	S = 160 ± 20 180 ± 25 190 ± 15 230 ± 45

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
29	2 km nnö. Puderbach an Straße n. Richstein Böschung	Laasphe 5016	R 62000 H 47830	to IV/V Sandsteine	S = 150 ± 20 180 ± 20 220 ± 30
30	ö. Biedenkopf, W-Abh. d. Frauenberg, kl. Br.	Biedenkopf 5017	R 67700 H 41680	to II Sandst.	S = 100 ± 30 110 ± 30
31	sw. Höhe d. Schwanert, Weganschnitt	„	R 69800 H 40850	to IV/V ? Schiefer + Sandsteine	
32	s. Biedenkopf am S-Ufer der Lahn, Grube	„	R 66300 H 41800	to III + IV Rotschiefer	
32a	1,9 km s. Schloß Biedenkopf, Wegböschung	„	R 67100 H 40600	to III + IV Rotschiefer + Kalk	
33	0,7 km nnö. Eifa an Straße nach Battenbg., Böschung	„	R 71150 H 48150	to V Schiefer + Sandsteine	S = 100 ± 20 110 ± 20 155 ± 20
34	2,5 km w. Hatzfeld an Straße n. Beddelhsn.	„	R 66050 H 50950	to IV/V ? Sandsteine	G = 100 S = 90 ± 20 2 × 100 ± 10
35	w. Arfeld an Straße n. Dotzlar 2 Steinbrüche s. Ederbrücke	Berleburg 4916	R 59850 H 53260	to II Sandst.	F = 95, 105 G = 35, 60, 65, 70, 75, 80, 80, 90, 95, 100, 105, 110, 140
36	ö. Schwarzenau am Fahrweg nach Kohlrücken, kleiner Bruch	„	R 63475 H 54680	to IV/V Sandsteine	S = 100 ± 30 115 ± 20 115 ± 25 125 ± 20 130 ± 30 135 ± 20 155 ± 20 160 ± 30
37	1,5 km ssw. Alertshsn. an Straße nach Elsoff, Böschung	Battenberg 4917	R 65350 H 54680	to IV/V Sandsteine	S = 150 ± 25 110 ± 30 120 ± 20 130 ± 25
38	ö. Diedenhausen, W-Abhang des Heiligenholz	„	R 65325 H 60200	to II Sandst.	S = 90 ± 30 115 ± 25 190 ± 45
39	Liesen, 0,2 km s. Bhp.	Hallenberg 4817	R 73100 H 65500	to III + IV Rotschiefer + Sandsteine	S = 130 ± 20 140 ± 25 160 ± 45 ?

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
40	2,5 km sw. Glindfeld, Steinbruch	Hallenberg 4817	R 74700 H 73200	to II Sandst.	G = 125 S = 105 ± 30 120 ± 30 130 ± 30 140 ± 25
41	1,5 km sw. Glindfeld, Fahrwegböschung	„	R 75850 H 72950	to V gr. + ro. Schiefer + Sandsteine	S = 70 ± 30 90 ± 45 100 ± 35 105 ± 20 115 ± 25
42	Steinbruch an Straße Küstelberg-Glindfeld	Niedersfeld 4717	R 73450 H 75750	to II Sandst.	F = 105 G = 105, 110, 120, 145 S = 90 ± 30 100 ± 25 130 ± 30 150 ± 30
43	3 km ö. Usseln an Straße nach Neerdar, Böschung	Goddelsheim 4718		to V Sandst.	S = 100 ± 30 115 ± 25 115 ± 35 120 ± 20 120 ± 45 135 ± 25
44	Straße Adorf-Flechtendorf, 0,5-0,9 km s. Kappenst. Mühle	Adorf 4618		to V Sandst.	S = 80 ± 45 100 ± 30 3 × 110 ± 25 120 ± 30 140 ± 20
45	2 km wsw. Beringhsn., 0,7 km s. Hofgut Gr. Grottenberg, Böschung an Waldweg	Madfeld 4518		to V Sandst.	S = 100 ± 25 100 ± 30 100 ± 45 110 ± 45 120 ± 20 130 ± 25 130 ± 35 140 ± 25
46	n. Bonzel an Straße nach Förde, Böschung	Altenhunden 4814	R 31450 H 65800	to IV/V ? Sandsteine (invers)	F = 160, 190 S = 120 ± 30 130 ± 35 155 ± 35 160 ± 25 160 ± 30 180 ± 45

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
47	n. Maumke, Klippen an Straße nach Germaniahütte	Altenhunden 4814	R 32700 H 66100	to II ? Sandsteine	F = 170, 195 G = 160, 180, 210 S = 150 ± 25 170 ± 20 180 ± 20 180 ± 30 185 ± 35 190 ± 20 190 ± 20
48	ö. Germaniahütte, Wegböschung am Ostufer der Lenne	Altenhunden 4814	R 32650 H 66400	to Sandsteine (invers)	F = 155, 165 2 × 160 7 × 170 5 × 175 180, 190
49	0,2 km s. Theten, ö. Lennesteg, Böschung an Fahrweg	„	R 32600 H 66700	to V ? grauer Schief. + Sandsteine	S = 160 ± 25 170 ± 30 170 ± 25 170 ± 25 180 ± 25 190 ± 20 205 ± 20
50	s. Ober-Elspe am Weg nach Burbecke	„	R 36700 H 69500	to Sandsteine (invers)	S = 120 ± 30 145 ± 35 165 ± 25 180 ± 30
51	1 km ssö. Ödingen, Steinbruch ö. Straße nach Brenschede	„	R 39250 H 70400	to IV/V ? Sandsteine	S = 140 ± 25 150 ± 20 155 ± 20 160 ± 30 160 ± 20 160 ± 15 170 ± 20 170 ± 15 180 ± 25
52	n. Burbecke an Straße nach Oberelspe	„	R 37950 H 68850	to Sandsteine	F = 200, 205, 210
53	ö. Halberbracht Zufahrt zum Steinbruch bei Ernest.	„	R 37200 H 67235	to II Sandst.	F = 210 S = 145 ± 30 150 ± 25 170 ± 25 190 ± 30

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
54	w. Schöndelt, Böschung am Fahrweg nach Ramscheid	Altenhunden 4814	R 36850 H 73800	to grauer Sch. + Sandsteine	S = 130 ± 30 135 ± 40 140 ± 25 150 ± 35 155 ± 25
55	S-Ausg. Oberlandenbeck, aufgegebener Steinbruch	Eslohe 4715	R 42950 H 74000	to Sandsteine	F = 150 S = 120 ± 30 135 ± 30 140 ± 25 155 ± 20 160 ± 30 170 ± 25
56	n. Lochtrop an Straße nach Frielinghausen, Steinbruch	„	R 44550 H 77900	to Sandsteine + graue Schiefer	S = 85 ± 35 115 ± 25 150 ± 30 200 ± 40
57	0,8 km n. Dorlar an Straße nach Kuhberg	„	R 46050 H 77050	to IV/V Rotschiefer + Sandsteine	S = 145 ± 25 165 ± 30 170 ± 20
58	Meschede, Böschung der Lagerstraße, vgl. RABIEN & RABITZ (1958)	Meschede 4615	R 49650 H 90900	to III+IV graue + rote Schiefer + Sandsteine	S = 70 ± 20 80 ± 35 80 ± 30 90 ± 25 90 ± 35 105 ± 25 115 ± 35
59	sw. Blintrop, Aufschl. am Fahrweg	Plettenberg 4713	R 19600 H 83900	to Sandsteine	S = 25 ± 30 35 ± 30 40 ± 25 45 ± 30 55 ± 20 60 ± 30 70 ± 35 80 ± 30
60	1,5 km sw. Allendorf am W-Fuß des Esenbergs	Plettenberg 4713	R 25900 H 82650	to Sandsteine	S = 100 ± 20
61	s. Stockum an Straße nach Dörnholthausen, Böschung	„	R 29450 H 84200	to Sandsteine	S = 80 ± 45 90 ± 20 100 ± 45 100 ± 25 105 ± 30 110 ± 30

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
62	sö. Recklinghausen an Straße nach Endorf, Böschung	Arnsberg-S 4614	R 32900 H 86100	to III+IV Sandsteine	S = 110 ± 35 120 ± 45 130 ± 20 140 ± 20 140 ± 15 150 ± 30
63	N-Ausgang Linnepe Straße nach Wenninghausen, Böschung	„	R 35300 H 86900	to III+IV Sandsteine	S = 70 ± 45
64	s. Hellefeld an Straße nach Linnepe Böschung	„	R 36300 H 87500	to III+IV Rotschiefer + Sandsteine	S = 80 ± 35 85 ± 25 90 ± 35 140 ± 35 70 ± 35
65	n. Aprike an Feldwegen	Iserlohn 4612	R 17300 H 96200	to II Sandst.	S = 80 ± 30 110 ± 35 130 ± 25 135 ± 45
66	Hemer, Weg- und Straßen-Böschung w. Kirche	„	R 13850 H 96100	to II Sandst.	S = 30 ± 30 40 ± 20 45 ± 25 55 ± 35 60 ± 30 140 ± 30
67	2 km n. Iserlohn an Straße nach Unna, Aufschl. am W-Abhang des Hembergs	„	R 09300 H 96100	to II Sandst.	F = 75, 95 2 × 105 5 × 110. 2 × 115 2 × 120, 125 G = 90, 100 2 × 105 3 × 110
67a	2 km nnö. Iserlohn, kleiner Bruch am Weg vom Seilersee zum Bism.-T.	„	R 10500 H 96200	to II ? Sandsteine	F = 130 135 150
68	n. Oestrich, Steinbruch am Ostabhang des Schaumburges	Hohenlimburg 4611	R 05300 H 94800	to II Sandst.	F = 125, 210 220, 230 G = 195, 210
69	n. Oestrich, verl. Bruch ö. Straße nach Grümmansheide	„	R 04580 H 94620	to Sandsteine	S = 20 ± 30 260 ± 45 260 ± 35 275 ± 30

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
70	n. Letmathe, Steinbruch der Ziegelei an Straße nach Schwerte	„	R 03000 H 94150	to II/III Sandstein + Schiefer	F = 285 G = 280, 290, 295 S = 15 ± 25 25 ± 20 50 ± 25
71	n. Barmen an Straße nach Haßlinghausen Aufschl. an Kehre der Straßenbahnlinie 2	Barmen 4709	R 86575 H 85175	to II Sandst.	F = 85, 3 × 90, 95, 3 × 100 S = 100 ± 20 100 ± 30 105 ± 20 110 ± 20 120 ± 20
72	1 km s. Hatzfeld, Aufschl. am Sportplatz „am Gelben Sprung“	Barmen 4709	R 82750 H 84000	to IV/V ? graue und rote Schiefer + Sandsteine	F = 30 G = 30, 45 S = 25 ± 45 30 ± 25 30 ± 40 40 ± 30 50 ± 35 70 ± 45
73	1 km n. Walheim Steinbruch an der Straße nach Schleck- heim	Aachen 5202	R 12100 H 19750	Montfort Sandsteine	F = 100 G = 75 S = 10 ± 45 110 ± 30 140 ± 45 280 ± 45
74	1 km w. Walheim Steinbruch in s. Neben- tal des Iterbachs	„	R 11700 H 18800	Esneux Sandsteine	F vorh., nicht anst. G = 105, 105, 145, 150 S = 110 ± 30 125 ± 30 165 ± 45 nach Ström. rippeln 130, 140
75	nö. Walheim, am Fahrweg zur Königs- mühle	„	R 12400 H 19950	Montfort Sandsteine	

Fortsetzung von Tabelle 2

Lfd. Nr.	Ortsbezeichnung	Meßtischblatt	Koordinaten	Geolog. Horizont	Transportrichtungen
76	s. Kornelimünster an Straße nach Venwegen, verl. Bruch nw. Bahnbrücke	Aachen 5202	R 13900 H 20850	Evieux Sandsteine	F vorh., nicht anst. G = 30, 30, 40, 45, 50 S = 220 ± 20 220 ± 45 230 ± 35 230 ± 20 240 ± 30 170 ± 30 180 ± 30 195 ± 30 200 ± 25
77	1 km nw. Venwegen, Böschung an Straße nach Kornelimünster	„	R 14400 H 20500	Montfort Sandsteine	S = 130 ± 40 150 ± 40 270 ?
78	Straße Stolberg-Vicht, nach Gasthof Nachtgälchen, Böschung	Stolberg 5203	R 18100 H 24000	Montfort graue Schiefer + Sandsteine	S = 90 ± 30 110 ± 25 140 ± 35 150 ± 35

Schriftenverzeichnis

- BENDER, H.: Ein Querprofil durch den Westteil der Hörre und ihre „Phyllite“. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **87**, S. 78—88, Wiesbaden 1958.
— Der SW-Teil der Hörre-Ackerzone. Dissertation Marburg 1960.
- BIRKENMAJER, K.: Oriented flowage casts and marks in the Carpathian flysch and their relation to flute and groove casts. — Acta géol. Polonica, **8**, S. 117—148, 1958.
- BOUMA, A. H.: Sedimentology of some flysch deposits. 168 S. Amsterdam/New-York (Elsevier) 1962.
- BRINKMANN, R.: Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. — Geol. Rdsch., **26**, S. 124 bis 127, Stuttgart 1935.
— Die mitteldeutsche Schwelle. — Geol. Rdsch., **36**, S. 56—66, Stuttgart 1948.
- CLARK, J.: Field interpretation of red beds. — Bull. Geol. Soc. America, **73**, S. 423—428, New York 1962.
- CORRENS, C. W.: in BARTH, T.F.W., CORRENS, C. W. & ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. 422 S., Berlin (Springer) 1939.
- CROWELL, J. C.: Directional current structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. — Bull. Geol. Soc. America, **66**, S. 1351—1384, New York 1955.
- DUNBAR, C. O. & RODGERS, J.: Principles of Stratigraphy. 356 S., New York (Wiley) 1957.
- DZULYNSKI, S., KSIASKIEWICZ, M. & KUENEN, PH. H.: Turbidities in flysch of the Carpathian mountains. — Bull. Geol. Soc. America, **70**, S. 1089—1118, New York 1959.

- EBERT, A.: Übersicht über die Geologie des östlichen Sauerlandes. Geol. Jb., **72**, S. 435 bis 437, Hannover 1957.
- EHRENBERG, H., PILGER, A. & SCHRÖDER, F.: Das Schwefelkies-Zinkblende-Schwerspatlager von Meggen (Westfalen). — Beih. Geol. Jb., **12**, 352 S. Hannover 1954.
- EINSELE, G.: Schrägschichtung im Raumbild und einfache Bestimmung der Schüttungsrichtung. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1960, **12**, S. 546—559, Stuttgart 1960.
- "Convolute bedding" und ähnliche Sedimentstrukturen im rheinischen Oberdevon und anderen Ablagerungen. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **116**, 2, S. 162—198, Stuttgart 1963.
- EMERY, K. O.: The sea off southern California. 366 S., New York (Wiley) 1960.
- GALLWITZ, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen an der Devon-Carbon-Grenze des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1927, **48**, S. 487—527, Berlin 1928.
- HAAF, E. TEN: Graded beds of the northern Apennines. 102 S. Proefschrift Groningen (V.R.B.) 1959.
- HAYES, I. R. & KLUGMAN, M. A.: Feldspar staining methods. — J. Sed. Petrol., **29**, S. 227—232, Menasha 1959.
- HOUTEN, F. B. VAN: Origin of red-banded early Cenozoic deposits in Rocky Mountain regions. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., **32**, S. 2083—2126, Tulsa 1948.
- Sedimentary features of Martinsburg Slate, Northwestern New Jersey. — Bull. Geol. Soc. America, **65**, S. 813—818, New York 1954.
- HSU, K. J.: Paleocurrent structures and paleogeography of the Ultrahelvetic flysch basins. — Bull. geol. soc. America, **71**, S. 577—610, New York 1961.
- JUX, U.: Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge, Teil I und II. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **110**, 2, S. 186—392, Stuttgart 1960.
- KEGEL, W.: Über Transgressionen im Dillgebiet. — Jb. preuß. geol. L.-Anstalt, **47**, S. 350—356, Berlin 1926.
- Über das Oberdevon auf dem Nordwestflügel der Dillmulde. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1933, **54**, S. 531—545, Berlin 1934.
- KOCKEL, C. W.: Schiefergebirge und Hessische Senke um Marburg/Lahn. — Samml. geol. Führer, **37**, 248 S., Berlin (Bornträger) 1958.
- KOPSTEIN, F.P.H.W.: Graded bedding of the Harlech Dome. — 97 S., Proefschrift Groningen 1954.
- KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **33**, 119 S., Wiesbaden 1960.
- KRYNINE, P. D.: The origin of red beds. — Trans. New. York Acad. Sci., **11**, 3, S. 60—68, 1949.
- KSIASKIEWICZ, M.: Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch. — Soc. géol. Pologne Annales, **21**, S. 399—449, 1954.
- KUENEN, PH. H.: Marine Geology. 568 S., New York 1950.
- Sole markings of graded graywacke beds. — J. Geology, **65**, S. 231—258, Chicago 1957.
- Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — Eclog. geol. Helv., **51**, S. 1009 bis 1021, Basel 1958.
- KÜHN-VELTEN, H.: Subaquatische Rutschungen im höheren Oberdevon des Sauerlandes. — Geol. Rdsch., **44**, S. 3—25, Stuttgart 1955.
- LOMBARD, A.: Les laminites et la stratification du flysch. — Archives des Sciences, Soc. phys. d'hist. nat. Genève, **13**, 4, S. 567—570, Genf 1960.
- MEMPEL, G.: Die marsische Phase der bretonischen Faltung in der Attendorn-Elsper Mulde. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, **58**, S. 566—585, Berlin 1938.
- MÜLLER, G.: Das Sand-Silt-Ton-Verhältnis in rezenten marinen Sedimenten. — N. Jb. Mineral., Mh., 1961, S. 148—163, Stuttgart 1961.
- MURPHY, M. A. & SCHLANGER, S. O.: Sedimentary structures in Ilhas and São Sebastião formations (Cretaceous), Recôncavo Basin, Brazil. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **46**, S. 456—477, Tulsa 1962.
- NAIRN, A.E.M.: Descriptive Palaeoclimatology. 380 S., New York—London (Interscience Publ.) 1961.

- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Koblenzquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rdsch., **47**, S. 252—321, Stuttgart 1958.
- PAECKELMANN, W.: Über die Beziehungen zwischen Fazies und Tektonik im Devon des Sauerlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **82**, S. 590—598, Berlin 1930.
— Faziesstudien im Devon und Unterkarbon der Attendorn-Elsper Doppelmulde des Sauerlandes. — Jb. preuß. geol. L.-A. f. 1937, **58**, S. 82—104, Berlin 1938.
- PAPROTH, E.: Der Kulm und die flözleere Fazies des Namurs. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **3**, **1**, S. 385—422, Krefeld 1960.
- PEPPER, J. F., de WITT, W. & DEMAREST, D. F.: Geology of the Bedford shale and Berea sandstone in the Appalachian basin. — U. S. Geol. Survey Prof. Paper 259, 109 S., Washington 1954.
- PILGER, A.: Über den Untergrund des Rheinischen Schiefergebirges und Ruhrgebietes. — Geol. Rdsch., **46**, S. 197—212, Stuttgart 1957.
- PLESSMANN, W.: Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. — Geol. Jb. **78**, S. 503—566, Hannover 1961.
— Über Strömungsmarken in Oberdevon-Sandsteinen des Sauerlandes. — Geol. Jb., **79**, S. 387—398, Hannover 1962.
- RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Ober-Devons in der Waldecker Hauptmulde. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **16**, 83 S., Wiesbaden 1956.
— Stratigraphische und fazielle Probleme im Paläozoikum der nordwestlichen Dillmulde. — Z. deutsch. geol. Ges., **110**, S. 629—633, Hannover 1959.
— & RABITZ, A.: Das Ober-Devon von Meschede. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 159—184, Wiesbaden 1958.
- RADOMSKI, A.: The sedimentological character of the Podhale flysch. — Acta geol. Polonica, **8**, S. 395—408, Warschau 1958.
— On some sedimentological problems of the Swiss flysch series. — Eclog. geol. Helv., **54**, S. 451—459, Basel 1961.
- SCHMIDT, H.: Schwellen- und Beckenfazies im ostrheinischen Paläozoikum. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1925, **77**, S. 226—234, Berlin 1926.
— Faltungskerne im ostrheinischen Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges. f. 1936, **88**, S. 680—686, Berlin 1937.
— Geologie, Teil I, Geologische Vorgänge der Gegenwart. — 112 S., Wolfenbüttel-Hannover 1947.
— Ein Vergleich zwischen deutschem und amerikanischem Devon. — Z. deutsch. geol. Ges., **101**, S. 213—219, Hannover 1950.
— & PLESSMANN, W.: Sauerland. — Samml. geol. Führer, **39**, 151 S., Berlin (Borntträger) 1961.
- SCHMIDT, WOLFG.: Die stratigraphische Entwicklung des Famennien in der Gegend von Aachen. — Geol. Jb. f. 1949, **65**, S. 451—462, Hannover 1951.
— Die paläogeographische Entwicklung des linksrheinischen Schiefergebirges vom Kambrium bis zum Oberdevon. — Z. deutsch. geol. Ges., **103**, S. 151—177, Hannover 1952.
- SCHÖNENBERG, R.: Zur Geologie des Devon-Kulm-Gebietes bei Buchenau/Lahn. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 1—19, Hannover 1954.
— Neue Untersuchungen über embryonale Tektonik. — Geologie, **7**, S. 342—352, Berlin 1958.
- SCHWARZACHER, W.: Cross-bedding and grain size in the Lower Cretaceous sands of East Anglia. — Geol. Mag., **90**, S. 322—330, Hertford 1953.
- SEILACHER, A.: Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse. — Eclog. geol. Helv., **51**, S. 1062—1078, Basel 1958.
— Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. — J. Geology, **70**, S. 227—234, Chicago 1962.
- SHEPARD, F. P.: Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. — J. Sed. Petrol., **24**, S. 151—158, Menasha 1954.
— The earth beneath the sea. — 273 S., Baltimore (J. Hopkins) 1959.

- SHEPARD, F. P. & EINSELE, G.: Sedimentation in San Diego Trough and contributing submarine canyons. — *Sedimentology*, **1**, 2, S. 81—133, Amsterdam 1962.
- STIBANE, F.: Zur Geologie des Oberdevons in der nordöstlichen Dillmulde. Das Bottenhorner Becken. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **111**, S. 323—365, Hannover 1959.
- STRAATEN, L.M.J.U. VAN: Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). — *Geol. en Mijnbouw*, **16**, n. ser., S. 25—47, Den Haag 1954.
- TRÜMPY, R.: Paleotectonic evolution of the central and western Alps. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, S. 843—908, New York 1960.
- WEBER, H.: Das Oberdevon der Attendorf-Elisper Doppelmulde. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **86**, S. 537—574, Berlin 1934.
- WEDEKIND, R.: Über die Ausbildung des Oberdevons in der Umrandung des Siegerländer Blockes. — *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl.*, 1919, S. 1—14, Göttingen 1919.
- WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **15**, 156 S. Wiesbaden 1956.
- WOOD, A. & SMITH, A. J.: The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth grits (Upper Llandoveryan). — *Geol. Soc. London Quart. J.*, **114**, S. 163—195, London 1959.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — *Geol. Rdsch.*, **47**, S. 322—359, Stuttgart 1958 (a).
- Schüttung des Schilfsandsteins im mittleren Württemberg. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1958, **11**, S. 479—489. Stuttgart 1958 (b).

Manuskript eingegangen am 19. 12. 1962

Adresse des Autors:

Dozent Dr. GERHARD EINSELE
 Institut und Museum für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen,
 74 Tübingen, Sigwartstraße 10

Für die Redaktion verantwortlich:

Professor Dr. FRITZ KUTSCHER
 Oberregierungsgeologe und Abteilungsleiter beim
 Hessischen Landesamt für Bodenforschung,
 Wiesbaden, Leberberg 9-11

Tafel 1

Tafel 1

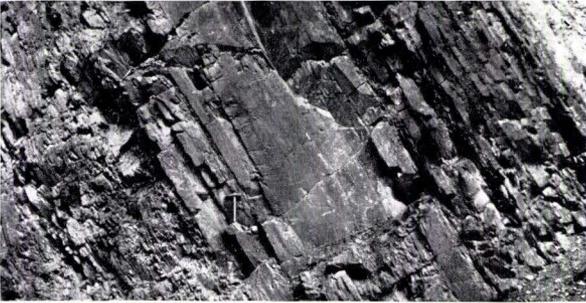
- Fig. 1. Typische (saiger gestellte) Bankfolge im Nehden-Sandstein der Dill-Mulde (Aufschluß 15), rechts Liegendes. Wellig-flaserige Schichtung im obersten Bankteil.
- Fig. 2. Typische Schichtfolge im „Mittleren Sandstein“ der Dill-Mulde (Aufschluß 14), links Liegendes. Meist sehr häufiger Wechsel zwischen Siltbänken und siltigen Schiefertonen.
- Fig. 3. Nahezu söhlig lagernde Schichtfolge im höheren Oberdevon der Attendorn-Elsper Doppelmulde (Aufschluß 51). In allen Siltbänken ist kleindimensionale, gleich orientierte Schrägschichtung ausgebildet (auf dem Foto nicht sichtbar).
- Fig. 4. Vertikalschnitt durch Kalkbänkchen im Hemberg-Rotschiefer mit Grabgängen (Aufschluß 10).
- Fig. 5. Vertikalschnitt durch feingeschichteten pelagischen Schiefertone. Toniges Zwischenmittel von Nehden-Sandsteinen (Aufschluß 42).
- Fig. 6. Vertikalschnitt durch Hemberg-Rotschiefer mit undeutlicher paralleler oder flaseriger Feinschichtung (Aufschluß 32). Hell = entfärbte Zone.
- Fig. 7. Vertikalschnitt durch Nehden-Sandstein mit deutlicher Feinschichtung, unten durch schwaches load casting (?) innerhalb der Bank, oben vermutlich durch grabende Organismen zerstört (Aufschluß 70).

Tafelerklärungen

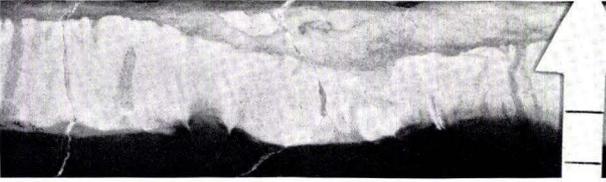
(die Pfeilspitze zeigt stets nach oben, die Skaleneinteilung entspricht Zentimetern)



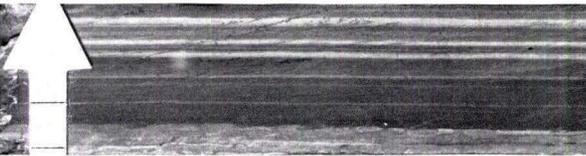
1



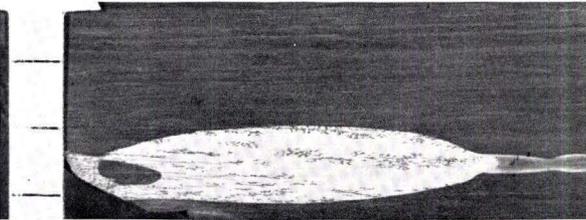
2



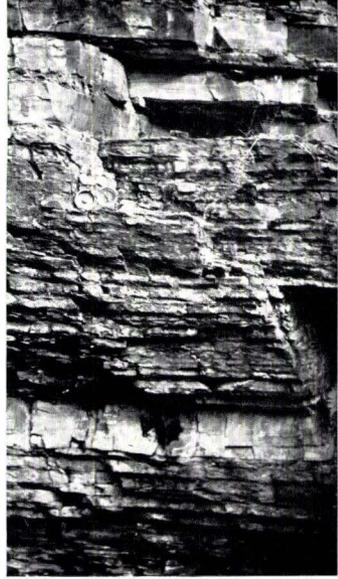
4



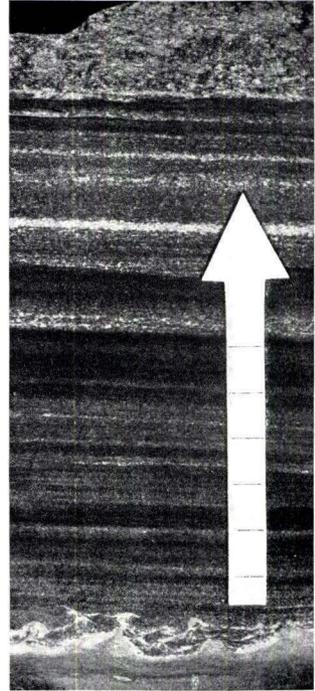
5



6



3

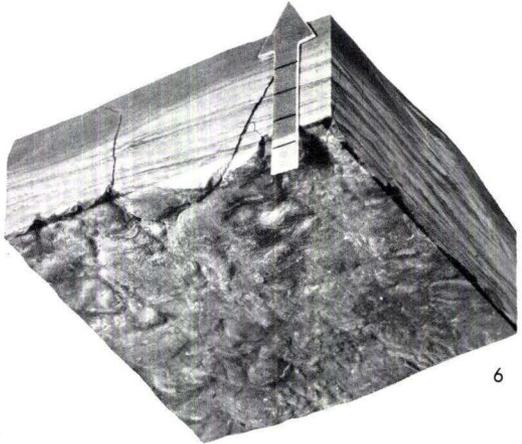
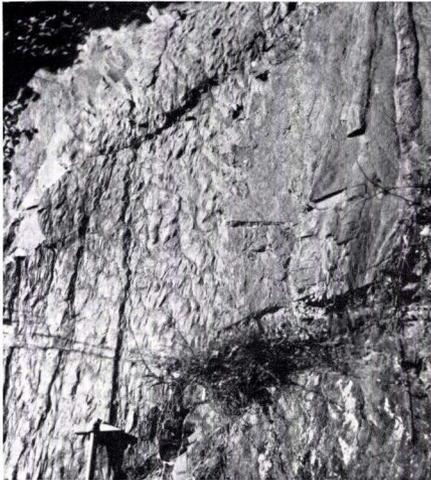
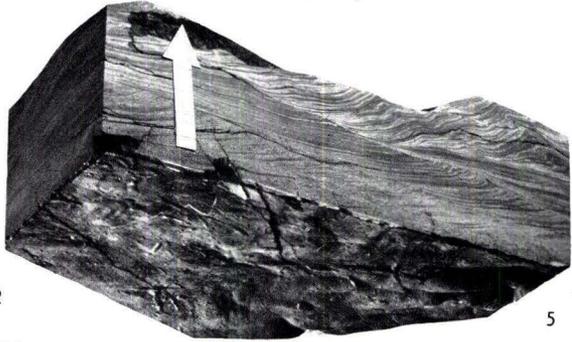
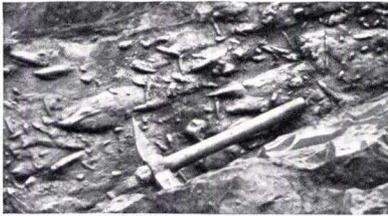
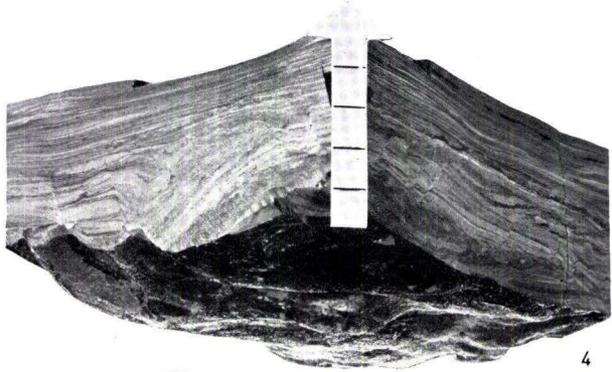


7

Tafel 2

Tafel 2

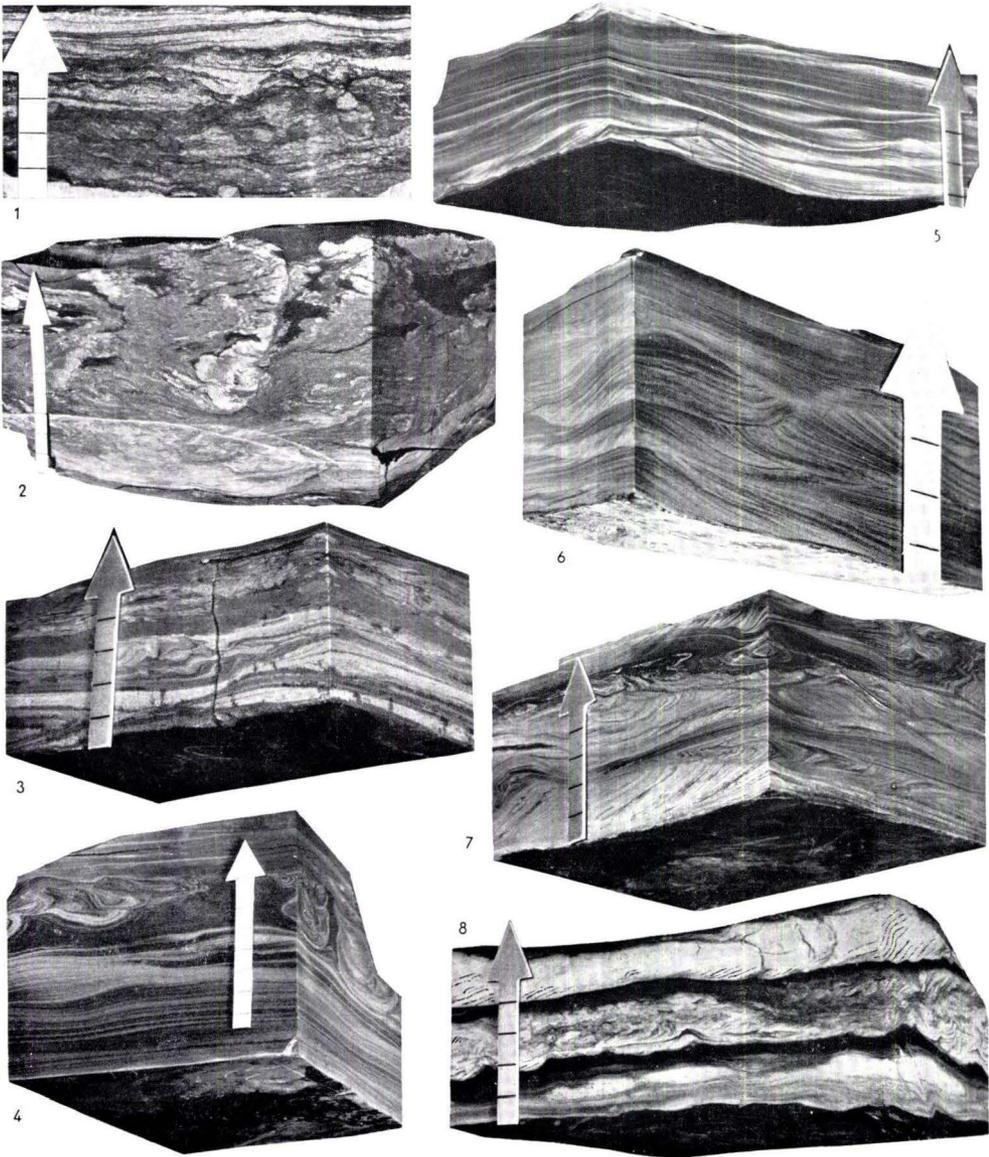
- Fig. 1. Bankunterseite eines Nehden-Sandsteines (Aufschluß 35) mit Strömungsmarken und Grabspuren. Abfolge: 1. groove casts, 2. flute casts, 3. postsedimentäre Grabspuren.
- Fig. 2. Strömungsmarken und Grabspuren an der Bankunterseite eines Nehden-Sandsteines (Aufschluß 71).
- Fig. 3. Strömungsmarken und leistenartige Erhebungen auf Bankunterseite (Aufschluß 48).
- Fig. 4. Load casts und syndementäre Zerstückelung des unteren Bankteils als Besonderheit von Langenaubach (Aufschluß 8).
- Fig. 5. Präsedimentäre Grabspuren auf Bankunterseite, darüber klein-dimensionale Schrägrichtung, die nicht von Grabgängen durchsetzt ist (Aufschluß 21).
- Fig. 6. Load casts mit unmittelbar darüber einsetzender Schrägschichtung (Aufschluß 8).



Tafel 3

Tafel 3

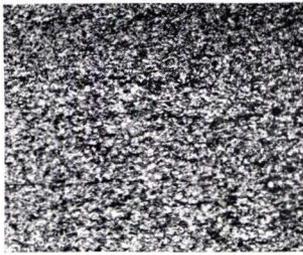
- Fig. 1. Montfort-Sandstein mit Flaserschichtung, die weitgehend durch Wühlgefüge zerstört ist (Aufschluß 73).
- Fig. 2. Seltenes Wühlgefüge, verbunden mit load casting (?) im „Mittleren Sandstein“ (Aufschluß 14, Schicht 7).
- Fig. 3. Dasberg-Siltstein (Aufschluß 8) mit Wühlgefüge im oberen Bankteil und beginnender Verfältelung der schräggeschichteten Siltlagen im unteren Bankteil.
- Fig. 4. Load casting über glimmer-reicher Siltlage führt zu einer Art von convolute bedding (Aufschluß 14, Schicht 19).
- Fig. 5. Typische klein-dimensionale Schrägschichtung in siltigem Schieferton (Aufschluß 14, Schicht 20 c, vgl. Abb. 3).
- Fig. 6. Kleindimensionale Schrägschichtung in feinkörnigem Siltstein (Aufschluß 14, Schicht 21).
- Fig. 7. Schrägschichtung, überkippte Schrägschichtung und convolute bedding in Siltstein der Hemberg/Dasberg-Stufe (Aufschluß 10).
- Fig. 8. Dünne Siltlagen in Rotschiefer mit Schrägschichtung, convolute bedding und tektonischer Beanspruchung (Aufschluß 47).



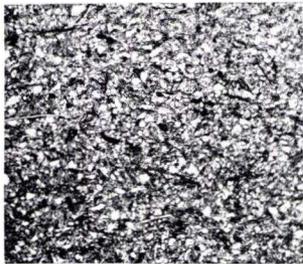
Tafel 4

Tafel 4

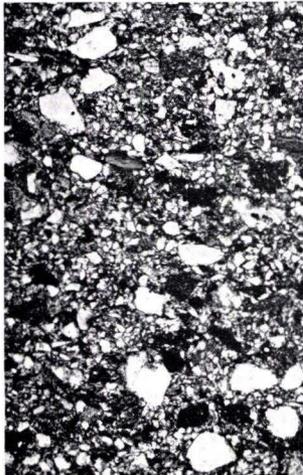
- Fig. 1. Beispiel einer deutlichen gradierten Schichtung in der Urfer Grauwacke (Aufschluß 4). a = Banksohle, b = Bankmitte, c = oberster Bankteil.
- Fig. 2. Dünnschliff einer typischen Siltbank mit eckigem Quarz und eingeregeltten Glimmern (Aufschluß 14, Schicht 31 c).
- Fig. 3. Häufige Ursache der Feinschichtung:
Glimmerlagen (unten) gradierte Einzellamelle (Mitte), Schwerminerallage (höhere Mitte), neu einsetzende gröbere Lage (oben). (Aufschluß 14, Schicht 24).
- Fig. 4. Schwach ausgeprägtes graded bedding und gradierte Feinschichtung im obersten Teil einer Siltbank (Aufschluß 14 Schicht 31 c).



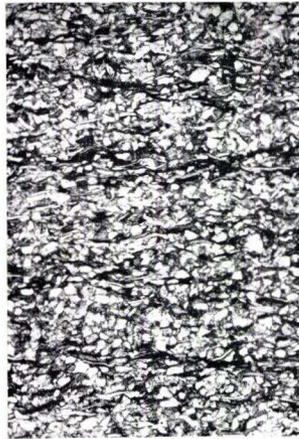
c



b



1 a

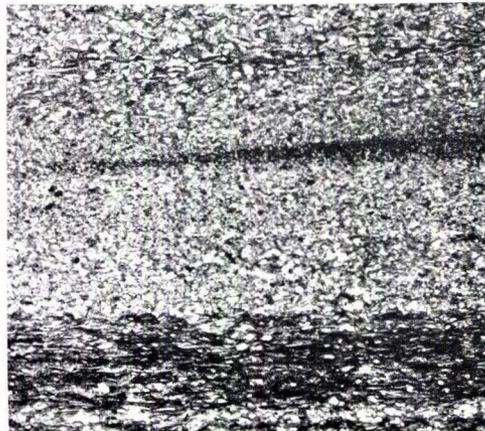


2



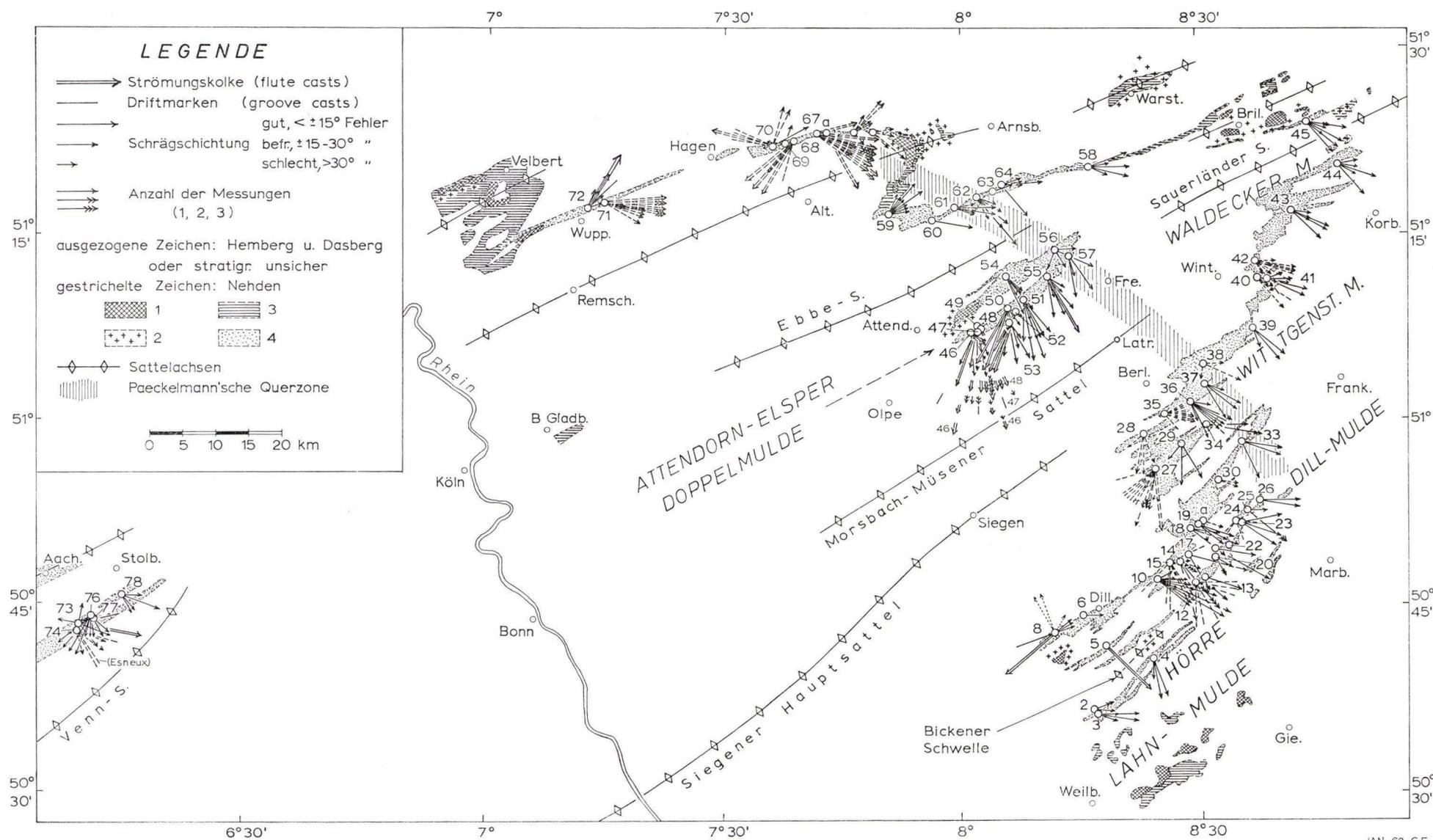
4

1 mm



3

Tafel 5



JAN. 62 G.E.

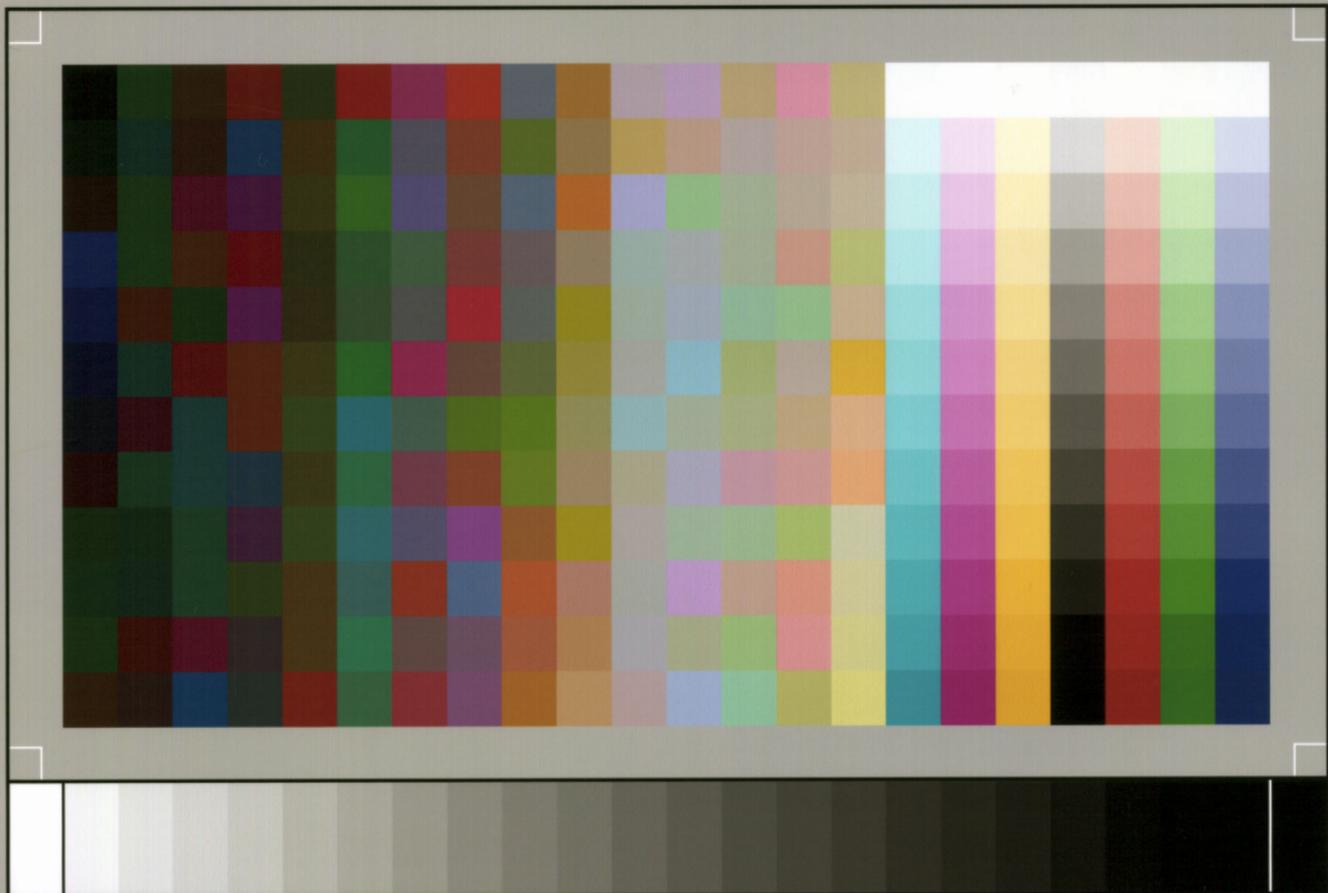
Primäre Transportrichtungen im höheren Oberdevon aus Sedimentstrukturen

Zur Faziesverteilung im Oberdevon (Erläuterung der Signaturen): 1: Aus dem Mitteldevon ins Oberdevon reichende Riffkalke nach Jux (1960). An allen Stellen ist zumindest Adorf nachgewiesen. — 2: Oberdevon überwiegend oder teilweise als Platten-, Flaser- oder Knollenkalk ausgebildet (Schwellenbereiche). — 3: Höheres Oberdevon in überwiegend toniger Fazies. — 4: Höheres Oberdevon in sandig-toniger Fazies.

In dieser Reihe bisher erschienen

Heft 1: JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg-Frankenberg-Borken. 1950. 87 S., 10 Taf., 8 Abb.	8,— DM
Heft 2: SCHÖNHALS, E.: Die Böden Hessens und ihre Nutzung. Mit einer bodenkundlichen Übersichtskarte 1:300000. 1954. 288 S., 15 Taf., 25 Abb., 60 Tab.	15,— DM
Heft 3: KUBELLA, K.: Zum tektonischen Werdegang des südlichen Taunus. 1951. 81 S., 2 Taf., 14 Abb.	5,— DM
Heft 4: GÖRGES, J.: Die Lamellibranchiaten und Gastropoden des oberoligozänen Meeressandes von Kassel. 1952. 134 S., 3 Taf.	7,50 DM
Heft 5: SOLLE, G.: Die Spiriferen der Gruppe <i>arduennensis-intermedius</i> im rheinischen Devon. 1953. 156 S., 18 Taf., 45 Abb., 7 Tab.	20,— DM
Heft 6: SIMON, K.: Schrittweises Kern- und Messen bodenphysikalischer Kennwerte des ungestörten Untergrundes. 1953. 63 S., 3 Taf., 19 Abb.	7,— DM
Heft 7: KEGEL, W.: Das Paläozoikum der Lindener Mark bei Gießen. 1953. 55 S., 3 Taf., 3 Abb.	6,— DM
Heft 8: MATTHES, S.: Die Para-Gneise im mittleren kristallinen Vor-Spessart und ihre Metamorphose. 1954. 86 S., 36 Abb., 8 Tab.	12,50 DM
Heft 9: RABIEN, A.: Zur Taxionomie und Chronologie der Oberdevonischen Ostracoden. 1954. 269 S., 7 Abb., 5 Taf., 4 Tab.	17,— DM
Heft 10: SCHUBART, W.: Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke. 1955. 67 S., 4 Taf., 8 Abb.	8,— DM
Heft 11: STREMMER, H.: Bodenentstehung und Mineralbildung im Neckarschwemmlern der Rheinebene. 1955. 79 S., 3 Taf., 35 Abb., 28 Tab.	7,— DM
Heft 12: v. STETTEN, O.: Vergleichende bodenkundliche und pflanzensoziologische Untersuchungen von Grünflächen im Hohen Vogelsberg (Hessen). 1955. 67 S., 1 Taf., 4 Abb., 2 Tab.	5,50 DM
Heft 13: SCHENK, E.: Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. 1955. 92 S., 21 Abb., 13 Tab., 10 Taf.	12,— DM
Heft 14: ENGELS, B.: Zur Tektonik und Stratigraphie des Unterdevons zwischen Loreley und Lorchhausen a. Rhein (Rheinisches Schiefergebirge). 1955. 96 S., 31 Abb., 2 Tab., 15 Diagramme, 5 Taf.	12,60 DM
Heft 15: WIEGEL, E.: Sedimentation und Tektonik im Westteil der Galgenberg-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1956. 156 S., 41 Abb., 7 Tab., 7 Taf.	18,60 DM
Heft 16: RABIEN, A.: Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde. 1956. 83 S., 2 Abb., 2 Tab., 3 Taf.	7,— DM
Heft 17: SOLLE, G.: Die Watt-Fauna der unteren Klerfer Schichten von Greimerath (Unterdevon, Südost-Eifel). Zugleich ein Beitrag zur unterdevonischen Mollusken-Fauna. 1956. 47 S., 7 Abb., 6 Taf.	5,— DM
Heft 18: Beiträge zur Geologie des Vorspessarts. Mit 6 Beiträgen von BEDERKE, BRAITSCH, GABERT, MURAWSKI, PLESSMANN. 1957. 167 S., 65 Abb., 18 Tab.	13,— DM
Heft 19: BISCHOFF, G.: Die Conodonten-Stratigraphie des rhenoharzynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der <i>Wocklumeria</i> -Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. 1957. 64 S., 1 Abb., 2 Tab., 6 Taf.	8,— DM
Heft 20: PILGER, A. & SCHMIDT, Wo.: Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. 1957. 53 S., 42 Abb., 8 Taf.	9,80 DM
Heft 21: LEHMANN, W. M.: Die Asterozoen in den Dachschiefern des rheinischen Unterdevons. 1957. 160 S., 31 Abb., 55 Taf.	30,— DM

Heft 22: BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. 1957. 135 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf.	20,— DM
Heft 23: ZÖBELEIN, H. K.: Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. 1957. 91 S., 2 Abb.	8,— DM
Heft 24: GUNZERT, G.: Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. 1958. 61 S., 14 Abb., 7 Tab..	14,— DM
Heft 25: PAULY, E.: Das Devon der südwestlichen Lahnmulde und ihrer Randgebiete. 1958. 138 S., 41 Abb., 6 Taf.	20,— DM
Heft 26: SPERLING, H.: Geologische Neuaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Schaumburg. 1958. 72 S., 14 Abb., 5 Tab., 10 Taf.	10,— DM
Heft 27: JUX, U. & PFLUG, H. D.: Alter und Entstehung der Triasablagerungen und ihrer Erzvorkommen am Rheinischen Schiefergebirge, neue Wirbeltierreste und das Chirotheriumproblem. 1958. 50 S., 11 Abb., 3 Taf.	5,60 DM
Heft 28: SCHMIDT, H.: Die Cornberger Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. 1959. 137 S., 57 Abb., 9 Taf.	15,— DM
Heft 29: Beitrag zur Geologie der Mittleren Siegener Schichten. Mit 9 Beiträgen von BAUER, FENCHEL, MÜLLER, PAHL, PAPROTH, PILGER, REICHENBACH, SCHMELCHER, WENTZLAU. 1960. 363 S., 85 Abb., 22 Taf., 10 Tab.	36,— DM
Heft 30: BURRE, O.: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels. 1960. 68 S., 1 Abb., 8 Tab., 5 Taf.	8,60 DM
Heft 31: RÖDER, D. H.: Ulmengruppe in sandiger Fazies (Unter-Devon, Rheinisches Schiefergebirge). 1960. 66 S., 4 Abb., 1 Tab., 7 Taf.	8,— DM
Heft 32: ZAKOSEK, H.: Durchlässigkeitsuntersuchungen an Böden unter besonderer Berücksichtigung der Pseudogleye. 1960. 63 S., 12 Abb., 2 Taf., 1 Tab.	11,— DM
Heft 33: KREBS, W.: Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde). 1960. 119 S., 21 Abb., 7 Tab., 11 Taf.	14,80 DM
Heft 34: STOPPEL, D.: Geologie des südlichen Kellerwaldgebirges. 1961. 114 S., 21 Abb., 2 Tab., 4 Taf.	—
Heft 35: MATTHES, G.: Die Herkunft der Sulfat-Ionen im Grundwasser. 1961. 85 S., 3 Abb., 31 Tab.	7,60 DM
Heft 36: STENGER, B.: Stratigraphische und gefügetektonische Untersuchungen in der metamorphen Taunus-Südrand-Zone (Rheinisches Schiefergebirge). 1961. 68 S., 20 Abb., 4 Tab., 3 Taf.	9,— DM
Heft 37: ZAKOSEK, H.: Zur Genese und Gliederung der Steppenböden im nördlichen Oberrheintal. 1962. 46 S., 1 Abb., 19 Tab.	6,80 DM
Heft 38: ZIEGLER, W.: Taxonomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. 1962. 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf.	22,60 DM
Heft 39: MEISCHNER, KL.-D.: Rhenaer Kalk und Posidonienkalk im Kulm des nord-östlichen Rheinischen Schiefergebirges und der Kohlenkalk von Schreufa (Eder). 1962. 47 S., 15 Abb., 2 Tab., 7 Taf.	11,60 DM
Heft 40: HOLTZ, S.: Sporen-stratigraphische Untersuchungen im Oligozän von Hessen. 1962. 46 S., 1 Abb., 6 Taf.	9,— DM



SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0