©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Rutschungen und ihre Wirkungen. Einige größere Rutschungen in Oberösterreich und Salzburg hat er genauer untersucht und beschrieben.

Schließlich darf ein besonderes Anliegen G. GÖTZINGERS nicht unerwähnt bleiben, nämlich die geologischen Naturdenkmäler, deren Schutz und Erhaltung. Leider sind nur wenige seiner diesbezüglich geäußerten umfangreichen Wünsche in Erfüllung gegangen.

Der Verfasser versuchte, in den vorliegenden Zeilen einen kurzen Überblick über das langjährige arbeitsreiche und verdienstvolle Wirken des Jubilars in der geologischen Forschung zu geben und erlaubt sich, dem Jubilar seine herzliche Gratulation und Dank für manche wertvolle Anregungen bei seinen eigenen Forschungen auszusprechen! Mögen dem Jubilar noch weitere rüstige Jahre erfolgreicher Forschung beschieden sein!

Beobachtungen im Flysch von Triest

(Wiener Beiträge zum Flyschproblem, Nr. 1)

Von einer Arbeitsgruppe, bestehend aus K. GOHRBANDT, K. KOLLMANN, H. KÜPPER, A. PAPP, S. PREY, H. WIESENEDER, G. WOLETZ

Mit 3 Tafeln (V, VI, VII) und 3 Textabbildungen

Summary; 1. Einleitung und Fragestellung; 2. Petrographie und Petrologie der eozänen Flyschsandsteine; 3. Schwermineralanalysen der Flysch-Sandsteine; 4. Beobachtungen in den eozänen Kalk- und Flyschsedimenten; 5. Zu den Kleinformaniniferenfaunen der untersuchten Profile; 6. Vorläufige Mitteilungen über ökologische Untersuchungen der Kleinforaminiferen aus dem Übergangsbereich Kalk-Flyschfazies; 7. Zur Ostracodenfauna aus dem Grenzbereich zwischen Kalk- und Flyschfazies in der Aufschlußgruppe des Steinbruches Faccanoni; 8. Übersicht.

The hills, forming the background towards NE of the beautiful bay of Trieste consist of upper cretaceous to lower middle eocene limestones, developed as fresh water deposits below and fully marine Alveolina-Assilina limestones above, which pass within a short distance into the marls and sandstones of the flyschseries, likewise lower middle eocene. This change from limestone into marl-flysch sedimentation was studied in detail on five selected exposures with the purpose, to arrive at an impression, as to how the change from fully marine shallow water sedimentation into flysch sedimentation might have taken place.

The deepest flysch sandstones are quartz-calcarenites with reworked nummulites; the rock-debris partly enclosed in the sandstones very probably derives from rock associations known to occur in the inner parts of the Dinarides; the change from limestone to flysch is supposed to be linked with tectonic movements in the hinterland, by which large areas were exposed to erosion (H. WIESENEDER). This is supported by the results of heavy mineral investigations (G. WOLETZ).

The uppermost part of the Alveolina limestone and the reworked, isolated large foraminifera belong to the deeper Lutetian; a great variety of tracks in the flysch sandstones are similar with those of the eocene flysch of the Vienna area (A. PAPP).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

The smaller foraminifera of the flysch indicate lower middle eocene; they are characterized by Globigerina-Globorotalia associations; the tests in the deepest marls and underlying Alveolina limestones are large. By the predominance of calcareous tests and a large amount of planctonic types they differ fundamentally from the flysch faunas of the Northern Alps, were agglutinating forms prevail, which might be interpreted there as cold-water associations (S. PREY).

The microforaminifera fauna of 52 marl samples from the transitional zone limestone — flysch facies seems to belong on account of the relation of planctonic/benthonic foraminifera to a depth range of 700—1200 m (K. GOHRBANDT).

The ostracod fauna from the Faccanoni quarry ist poor in species and individuals, purely marine and indicates open sea conditions and greater depth (several 100 m) (K. KOLLMANN).

It is expected that from the observations in the limestone — marl — flysch section of the deeper middle eocene of the Trieste area valuable indications could be deducted regarding the depth, origin and condition of sedimentation; these might develop into diagnostic clues if confirmed by continued investigations in similar series.

1. Einleitung und Fragestellung

Von H. KÜPPER

Die von Vorarlberg bis Wien und darüber hinaus in die Karpaten sich erstrekkende Flyschzone oder Sandsteinzone ist eine der Einheiten in der Geologie Österreichs, die zu verschiedenen Zeiten von verschiedenen Gesichtspunkten her geologisch bearbeitet wurde. Lange schien sie durch ihre lithologische Einförmigkeit und geringe Fossilführung sich einer näheren Aufgliederung zu entziehen; in den Jahren um 1920 erschienen im Wiener Bereich die ersten neueren tektonischen Auflösungsversuche (K. FRIEDL); es folgten in den Jahren um 1930 neue Beiträge zu Makrofossilien (G. GÖTZINGER); ab 1950 moderne Beiträge zur Mikropaläontologie (R. NOTH, A. PAPP) und auch erste Untersuchungen über die Mineralkomponenten der Sedimente (G. WOLETZ). Zu dieser stetigen, in österreichischer Geologenarbeit wurzelnden Entwicklung ist nun ein neuer Kreis von Anregungen hinzugekommen, welcher sich aus Beobachtungen von Trübeströmungen (Turbidity-Currents) in rezenten Meeren und aus der mit diesen verknüpften gradierten Schichtung (graded bedding) ergibt und zugleich auch eine Brücke schlägt zu ähnlichen Sedimenten im Flysch.

Die österreichischen Geologen können aus Gründen der meerfernen Lage ihres Arbeitsgebietes zu den aktuogeologischen Perspektiven des Flyschproblems nichts beitragen; die Verbundenheit mit der Problematik unseres Flysches läßt es als wünschenswert erscheinen, daß auch wir zu diesem Problem das Unsrige beitragen. In welcher Richtung können nun unsere Beiträge liegen?

Vor allem schätzen sich die österreichischen Geologien glücklich, nicht erst beweisen zu müssen, daß „ihr" Flysch wirklich Flysch ist; er war es immer, so daß wir von dem aus unserer Flyschzone geschöpften Beobachtungsbestand direkt zum Flyschproblem glauben beitragen zu dürfen.

Es ist weiters eine nur selten ausgesprochene Tatsache, daß wir die Flyschzone von Vorarlberg bis Wien wohl in ihrer sedimentologischen und tektonischen Mannigfaltigkeit kennen, dabei aber keine klare Aussage darüber machen können, auf welchem (Sediment-)Untergrund die tiefsten

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Flyschsedimente ursprünglich abgelagert wurden und welcher Art die eigentlichen Ufersedimente des Flyschmeeres gewesen sein mögen. Es rührt dieses eigenartige Faktum daher, daß unsere Flyschzone ein tektonisch eng gepacktes Decken- oder Großschuppensystem ist, das ortsfremd auf der Molasse ruht. Wir glauben nun, daß die Frage nach der ursprünglich sedimentären Unterlagerung, aus welcher und auf welcher sich die Flyschsedimente gebildet haben, für die Deutung ein nicht zu unterschätzender Beitrag und Ausgangspunkt sein könnte. Weiters glauben wir, darauf hinweisen zu sollen, daß im Bereich der Flyschsedimente Schichtkomplexe enthalten sind, die bisher wohl deutbar schienen (Grobsand-, Mergelkomplexe, Gerölleinstreuungen etc.), die momentan durch die Verlegung der Aufmerksamkeit auf gradierte Schichtung, eine veränderte Bewertung bezüglich ihres Absatzbereichs erfahren. Es dürfte daher von Fall zu Fall zu überprüfen sein, ob die bisherige Deutung dieser Sedimente durch ihr Zusammenvorkommen mit Sedimenten gradierter Schichtung zu verändern sei, oder ob eher die letzteren durch ihr Zusammenvorkommen mit dem Absatzraum nach deutbaren Sedimenten eine kritische Bewertung wird erfahren müssen.

Es ist hier nicht der Platz, um auf die sehr zahlreichen neueren Arbeiten näher einzugehen; zur Orientierung sei angedeutet, daß die allgemeinen Gesichtspunkte von B. C. Heezen, P. H. Kuenen und A. Lombard, auch wenn sie in Einzelheiten untereinander nicht übereinstimmen, als Ausgangspunkt für unsere Betrachtungen angenommen wurden (Ecl. Geol. Helv., Vol. 51, No. 3/1959). Nur als Randbemerkung zur allgemeinen Deutung der Flysch-Ablagerungen sei darauf verwiesen, daß zwei Gesichtspunkte für eine später erst zu erreichende Übersicht jetzt schon im Auge behalten werden sollten: einerseits nämlich, daß es sich bei den Flyschabsatzräumen um viele hundert Kilometer lange Sedimentwannen handeln dürfte, die über diese gesamten Erstreckungen hin immer wieder mit sehr mächtigen Sedimentpaketen mit häufig vorkommender gradierter Schichtung gefüllt zu sein scheinen; daß dagegen rezente Turbidite, so sehr sie im einzelnen mit der gradierten Schichtung des Flysch übereinkommen mögen, bislang kaum als 1000 m mächtige Sedimentserien in mehreren 100 km langen Trogreihen beobachtet wurden.

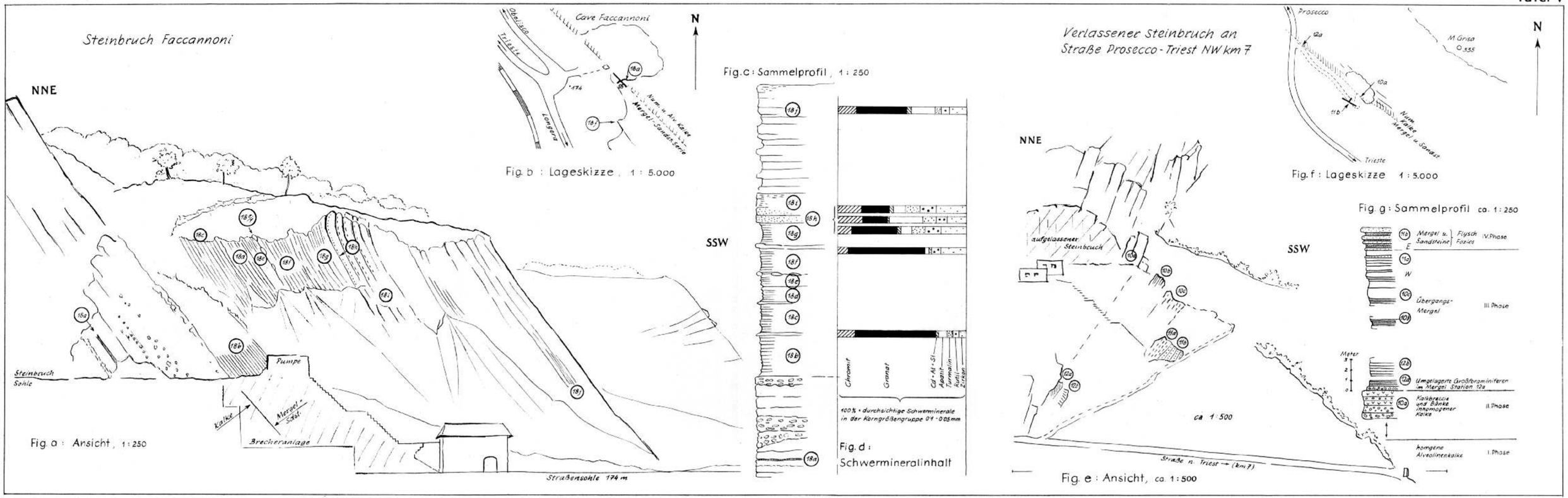
Die Frage der Unterlagernng der Flyschsedimente schien uns ein wesentlicher Ausgangspunkt für unsere Studien zu sein, vor allem, wenn es sich bei den unterlagernden Sedimenten um solche handelt, die in ihrem Absatzbereich einfach deutbar scheinen. Wir verdanken es dem freundlichen Entgegenkommen der italienischen Geologen des weiteren Bereiches von Triest, daß wir dort die Auflagerung der mergelig-sandigen Flyschsedimente auf die Großforaminiferen führenden Kalke des tieferen Mitteleozän im Herbst 1959 studieren konnten; wir verdanken die Förderung dieser Arbeiten weiters der Direktion der Rohöl-Gewinnungs-AG. in Wien sowie der Shell Italiana, Genua.

Bereits auf der geologischen Karte von Österreich-Ungarn, Blatt Triest (Ausgabe 1921) war die Grenze zwischen dem kalkigen Eozän und den darüber folgenden Mergeln und Sandsteinen des Flysch deutlich verzeichnet. Zusätzliche Beobachtungen wurden von italienischen Geologen, vor allem von d'Ambrosi bis 1958 beigebracht.

Auf Grund dieser Unterlagen waren wir in der Lage, im Terrain mehrere Aufschlußreihen auszusuchen, an denen der Übergang von der kalkigen Absatzfolge mit Großforaminiferen zu den Mergeln und Sandsteinen des Flysch lückenlos

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel V



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

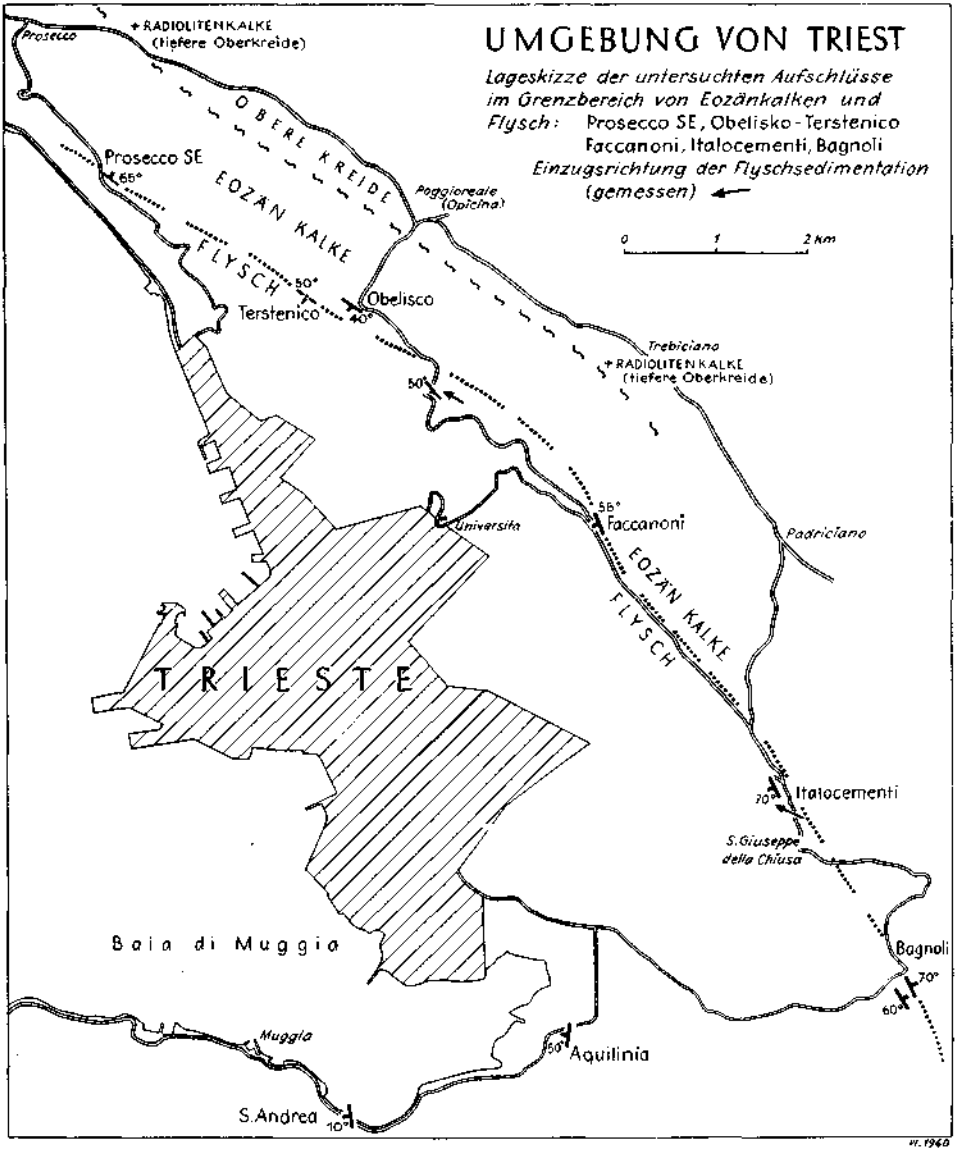


Abb. 1

aufgeschlossen war. Bei gemeinsamen Begehungen, an denen alle Teilnehmer der Arbeitsgruppe (mit Ausnahme von K. GOHRBANDT) mitwirkten, wurden diese Aufschlußgruppen aufgenommen, eingemessen, bemustert und an Ort und Stelle diskutiert. Die Lage der Aufschlußgruppen ist auf Abb. 1 vermerkt; die Bearbeitung sämtlicher Aufschlußgruppen sind diesem Bericht nicht beigefügt, sondern nur fallweise ist bei Details auf sie hingewiesen. Pars pro toto wurden hier jedoch die vollständigen Beobachtungen der Aufschlußgruppe Faccanoni vorgelegt,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

deren Bearbeitung als typisch auch für die anderen angesehen werden kann. (Tafel V.) Für die Zusammenfassung der geologischen Ergebnisse sei auf das Schlußwort verwiesen.

Literatur

D'Ambrosi, C.: Sulla possibilita d'esistenza di giacimenti di bauxite. Tecnica Italiana, Trieste, X. No. 3, Apr. 1955.
D'Ambrosi, C.: Studio geologico sulla stabilita e consistenza.... Ibid. Vol. XLVIII, 1956, p. 9.
D'Ambrosi, C.: Sul colamento per gravita del Flysch lungo la riviera di Trieste. Boll. Soc. Adriatica di Scieze Naturale. Vol. XLIX, 1957/58, p. 109.
D'Ambrosi, C.: Prospezione geologica preliminare presso Trieste. Rivista Metano, anno XII, No. 6, 1958, S. 345.
D'Ambrosi, C.: Cenni sulla folde acquifere di Zaule... Atti del Museo livico distoria naturale. Trieste, Vol. XXI, fasc. 5, 1958/59, p. 186.
Heezen, B. C.: Modern Turbidity Currents. Ecl. Geol. Helv. Vol. 51, No. 3, S. 521.
Jinghwa Hsu, K.: Palaeocurrent structures and palaeogeography of the Ultrahelvetic Flysch Basins. Bull. Geol. Soc. Am. 1960, Vol. 71, No. 5.
Kuenen, P. H.: Transport and sources of marine sediments. Geol. en Mynb. 21. Jahrg., 1959, p. 191.
Kuenen, P. H.: Turbidity currents, a major factor in flysch deposition. Ecl. Geol. Helv. Vol. 51, No. 3, S. 1009.
Lombard, A.: Sedimentologie du flysch. Ecl. Geol. Helv. Vol. 51, No. 3, S. 1022.

2. Petrographie und Petrologie der eozänen Flyschsandsteine

Von Hans Wieseneder

Die Flyschablagerungen von Triest entsprechen lithologisch weitgehend den Flyschgesteinen der Ostalpen. Es handelt sich um eine rhythmische Folge dunkler, grünlichgrauer Sandsteine mit Mergelzwischenlagen. Die Mächtigkeit der einzelnen Sandsteinbänke schwankt, in Abhängigkeit von ihrer Korngröße, von wenigen Dezimetern bis zu etwa 1,5 m. Die Grenze Sandstein-Mergel ist in der Regel durch das Auftreten zahlreicher Lebenspuren (besonders Wurmröhren) sowie durch Fließ- und Bewegungsmarken (flute casts, drag marks) gekennzeichnet. Flute casts treten nur vereinzelt in den tieferen Lagen des Flysches auf. Sie sind verhältnismäßig klein und flach. (5—6 cm breit, 10 cm lang und 2—3 cm hoch). Bezogen auf den Längsschnitt dieser Gebilde ist eine deutliche Asymetrie zu erkennen. Die Gestalt ist stromlinienförmig, mit einem abgerundeten und einem zugespitzten Ende. Ihre Form entspricht der von Auskolkungen hinter Strömungshindernissen, und wir bezweifeln nicht, daß ihre Entstehung im Sinne von Kuenen (1957) zu deuten ist. Es handelt sich offenbar um Auswaschungen des pelitischen Meeresbodens infolge erhöhter Turbulenz einer Strömung hinter Bodenunregelmäßigkeiten, wobei die entstehenden Hohlformen durch die an die Erosion unmittelbar anschließende Sedimentation von Sand ausgefüllt und damit erhalten werden. Das der angenommenen Strömung entgegen gerichtete Ende dieser Fließmarken blickt nach Osten oder Südosten, so daß aus dieser Richtung das Sedimentmaterial zugeführt wurde. Häufiger, und durch den ganzen Schichtstoß verbreitet, finden sich parallele Rillen an der Basis der Sandsteinbänke. Es sind jene Marken, für die die Bezeichnung „drag marks" eingeführt wurde.

Die einzelnen Rillen, die in Gruppen auftreten, sind 1—2 cm breit und einige Millimeter tief. Es wurden zwei um 30° divergierende Richtungen dieser Marken festgestellt; sie besitzen ungefähr die gleiche Orientierung wie die flute casts. Kuenen (1957) deutet sie als Schleifspuren von Holz, Pflanzenresten und algen-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

überwachsenen Steinen am weichen Meeresgrund. Unsere Meinung über die Entstehung dieser Gebilde wollen wir erst im Zusammenhang mit der sedimentpetrographischen Untersuchung der Flyschgesteine des Wiener Waldes vorbringen.

Anzeichen für eine ungleichmäßige Verdichtung der Pelite unter der Last rasch abgelagerter Sandmassen (load casts) wurden nicht beobachtet, sie sind daher zumindest selten. Auch „convolute bedding" wurde nicht festgestellt.

Die Sortierung innerhalb der einzelnen Bänke (graded bedding) ist im allgemeinen megaskopisch nicht zu beobachten. Die genauere Untersuchung einer Schicht (Steinbruch W Italocementi, Probe 14 oberhalb g) ergab aber doch eine Abnahme des Maximaldurchmessers vom Liegenden zum Hangenden von 0,5 auf 0,4 mm und eine Abnahme des mittleren Durchmessers von 0,16 auf 0, 1 mm.

Korngrößen und Korngrößenverteilung

Die direkte Korngrößenbestimmung mit Hilfe eines Sieb- oder Schlämmverfahrens kommt wegen der starken Verfestigung der Sandsteine nicht in Frage. Aus diesem Grunde wurden Querschnittmessungen der Körnchen (600 pro Probe) unter dem Mikroskop durchgeführt. Trägt man die so gewonnenen Korndurchmesser in einem Diagramm auf, das als Abszisse den Logarithmus der Korndurchmesser und als Ordinate die Summenhäufigkeitsprozente angibt, so ist die Verbindung der die Meßergebnisse darstellenden Punkte eine Gerade. Das heißt, daß die scheinbare Korngrößenverteilung der Gaußschen Fehlerverteilungsfunktion entspricht. Es wurde darauf verzichtet, etwa nach dem Sehnenschnittverfahren von MÜNZNER und SCHNEIDERHÖHN (1953), der wahren Korngrößenverteilung

Tabelle 1. Korngrößen- und Mineralanalysen der untersuchten Flyschsandsteine

	Italocementi				Cave di Giuseppe die Chiusa			Faccanoni	südl. Serbate.o	Aquilinia	südl. Bagnoli
Proben-Nr.	9 a	14 g_u	14 g_o	15 b	16 b	17 b_u	17 b_o	18 e, f	19	20	22 a
0,02 —0,064 mm	62 *)	23	40	17	21	22	41	8	41	43	22
0,064—0,127	34	27	39	52	57	61	49	39	52	53	62
0,127—0,181	4	26	12	26	17	15	9	41	7	4	14
0,181—0,254		10	6	3	5	2	1	8			2
0,254—0,318		6	2	2				2			
0,318—0,380		6	1					1			
0,380—0,445		2						1			
wahrer mittlerer Korndurchmesser	0,08	0,16	0,13	0,12	0,13	0,12	0,08	0,19	0,10	0,06	0,12 mm
Quarz *)	26	48	40	50	54	58	67	11	55	26	65
Karbonat	66	32	45	42	38	23	15	81	34	65	13
Feldspate	1	6	8	5	3	4	6	2	6	3	8
Chalcedon / Hornstein	4	9	1	3	4	6	6	6	1	5	4
Biotit	+	+	3	+	+	4	3	+	2	1	5
Muskovit	1	5	2	+	1	1	3	+	2	+	4
Chlorite	2	+	1	+	+	4	+	+			1

*) Die Zahlenwerte beziehen sich auf Prozente.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

näher zu kommen, da die Körner sehr unregelmäßig ausgebildet sind. Lediglich die mittlere Korngröße wurde nach KRUMBEIN (1935) auf rechnerischem Wege ermittelt. Die entsprechenden Werte der untersuchten Proben finden sich in Tabelle 1. Da die scheinbaren Korngrößen nur gleich groß oder kleiner als ihre wahren Werte sein können, ist es möglich, eine genügende Anzahl von Messungen vorausgesetzt, den Maximalwert der Korngröße im Dünnschliff zu bestimmen. Die entsprechenden Zahlen sind ebenfalls in der Tabelle 1 angegeben. Aus den mittleren und maximalen Korndurchmessern der einzelnen Proben ergibt sich eine Zunahme der Sortierung mit sinkender Teilchengröße. Dies kommt besonders gut in einem Diagramm zum Ausdruck, wie es von PASSEGA (1957) zur Darstellung der Korngrößenverhältnisse verwendet wird. In der Abszissenrichtung (Abb. 2)

Log. maximaler Korndurchmesser (Ordinate)
versus
log. mittlerer Korndurchmesser

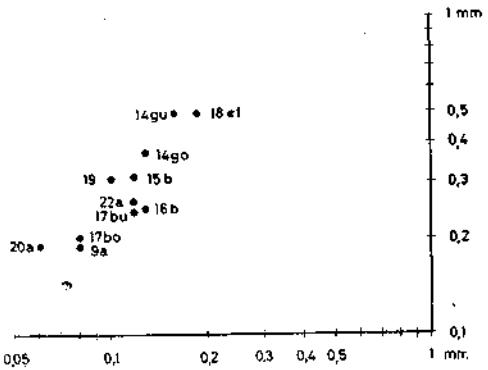


Abb. 2

sind die Logarithmen der mittleren Korndurchmesser (M), und in der Ordinatenrichtung die aus der Graphik abgelesenen 1% Werte (C) aufgetragen. Die wirkliche Sortierung ist naturgemäß besser als die der im Dünnschliff gemessenen Korndurchmesser. Die Zunahme der Saigerung der untersuchten Sandsteine mit sinkendem mittlerem Korndurchmesser läßt sich durch eine ungestörte Sedimentation aus einer heterodispersen Suspension erklären. Es besteht somit eine große Wahrscheinlichkeit, daß die Ablagerung des arenitischen Materials aus Trübungsströmen erfolgte.

Kornorientierung

Die gröberen Sandsteine lassen im allgemeinen keine oder nur eine geringe Orientierung der Komponenten erkennen. In den feineren Typen ist jedoch die Orientierung der Gefügeelemente recht deutlich. Vor allem die Quarzkörnchen, die vielfach längliche Splitterchen darstellen, zeigen eine ausgeprägte Parallelorientierung ihrer Längsrichtung, die offenbar senkrecht auf die ursprüngliche Transportrichtung steht. Blättrige Minerale wie Muskovit, Biotit und Chlorit liegen subparallel zur Schichtung. Diese Minerale winden sich gelegentlich zwischen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den Quarzkörnchen hindurch, was auf ihre Verbiegung zwischen diesen bei der Kompaktion zurückzuführen sein dürfte. Die Abrundung der Körnchen ist gewöhnlich gering. Auch die größten sind splittrig entwickelt.

Mineralbestand

Eine mineralogische Analyse der eozänen Flyschsandsteine von Triest wurde bereits von MALARODA (1957) durchgeführt. Seine Ergebnisse stimmen mit unseren Untersuchungen ziemlich gut überein. Größere Abweichungen ergaben sich nur bei den Angaben über die quantitative Zusammensetzung der untersuchten Gesteine. Dies mag darauf zurückgehen, daß der genannte Autor das Bindemittel getrennt ausweist. Dies erwies sich jedoch bei unseren Auszählungen nicht als notwendig, da wir diese mit Hilfe eines Integrationsokulares nach ZEISS durchführten, wobei auch noch die Komponenten der Matrix mitgezählt werden konnten.

Hinsichtlich der petrographischen Bezeichnung der klastischen Flyschgesteine möchten wir uns MALARODA anschließen und von Sandsteinen, genauer lithischen Sandsteinen sprechen. Die Bezeichnung „Grauwacken" für diesen Typ der Flyschgesteine ist unseres Erachtens nicht angebracht. Die untersuchten Gesteine bestehen bis zu $^2/_3$ aus Quarz und phyllitischen oder quarzitischen Gesteinsbruchstückchen, wobei letztere nur untergeordnet auftreten. $^1/_3$—$^2/_3$ des Gesteinsvolumens wird von detritärem Karbonat eingenommen. Der Feldspatgehalt geht bis zu 8% des Gesteinsvolumens. Die Schwermineralien machen 0,5—0,8 Gewichtsprozente aus. Nachfolgend eine kurze Beschreibung der festgestellten Mineralien:

Quarz kommt in splittrigen Körnchen vor. Die Abrundung der Kanten ist gering. Die meisten Körnchen sind einschlußfrei; einzelne enthalten Turmalinkriställchen, andere wieder Rutil oder parallele Einschlußzüge von Graphit. Undulöse Auslöschung und Kornzerfall ist bei etwa 10% der Körnchen zu beobachten. Etwa ⅓ der Quarzkörnchen ist länglich ausgebildet und dürfte aus Metamorphiten stammen.

Chalcedon ist verhältnismäßig selten. Das Mineral tritt in radialstrahligen Aggregaten auf und ist wahrscheinlich detritären Ursprungs.

Hornsteinbruchstücke sind rundlich bis splittrig ausgebildet. Es kommen feinkristalline und etwas gröbere Typen vor. Bei einzelnen, unregelmäßig ausgebildeten Typen wäre auch authigene Entstehung denkbar.

Mikroklin tritt in klaren xenomorphen Körnern auf und zeigt die kennzeichnende Zwillingsgitterung. Perthitische Mikrokline wurden nicht beobachtet.

Perthit ist regelmäßig in geringen Mengen vorhanden. Die Perthitlamellen sind in Form feiner Adern, teilweise auch etwas gröber ausgebildet.

Albit kommt unverzwillingt, in klaren xenomorphen Körnern vor.

Plagioklase treten als klare Körner, teilweise aber auch getrübt, auf. Typische „gefüllte Plagioklase" fehlen, jedoch sind gelegentlich Sericiteinschlüsse zu finden. Der An-Gehalt schwankt zwischen 10 und 32%.

Regelmäßige Verwachsungen von Alkalifeldspat und Quarz, in der Art der graphischen Gefüge, konnte mehrfach in der Probe 14 g festgestellt werden.

Biotit tritt in braunen Schüppchen auf und ist teilweise chloritisiert. Die Verteilung im Gestein ist unregelmäßig.

Muskovit kommt in kleinen Blättchen vor. Er ist ebenso wie der Biotit und Chlorit im allgemeinen mit Pflanzenhäcksel in den hangenden Partien der Sandsteinbänke angereichert.

Chlorite (grün, deutlich pleochroitisch, kleiner Achsenwinkel, negativer Charakter der Doppelbrechung) gehören der Prochloritreihe an. Andere grüne blättrige Minerale, die aus einem Aggregat winzigster, optisch verschieden orientierter Teilchen bestehen, dürften Zersetzungsprodukte der Biotits darstellen und Glaukoniten nahestehen.

Chromit kommt in braunen durchscheinenden bis durchsichtigen Körnchen, seltener auch in Oktaedern vor. Das Mineral ist relativ häufig und dürfte aus Serpentinmassiven stammen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Magnetit und Ilmenit treten meist in unregelmäßigen Körnern auf, gelegentlich auch idiomorph und dann unterscheidbar.

Pyritkügelchen stellen vermutlich pyritisierte Exkremente von Kleinlebewesen dar.

Zirkon ist das wichtigste Schwermineral der untersuchten Flyschproben und tritt in verschiedener Ausbildung auf. Häufig sind idiomorphe Kriställchen, begrenzt von Prismen- und Pyramidenflächen. Nadelige Einschlüsse liegen oft schräg oder quer zur c-Achse. Kurz- und langsäulige Typen finden sich zu etwa gleichen Teilen. Rundliche, meist rötliche Zirkone besitzen in der Regel eine narbige Oberfläche, was auf mehrfache Umlagerung oder Ätzung zurückzuführen ist.

Monazit tritt vereinzelt in idiomorphen Körnchen auf. Die Doppelbrechung ist deutlich niedriger als beim Zirkon, auch die Zweiachsigkeit ist nachweisbar.

Turmalin ist recht selten, und zwar in Form brauner idiomorpher Kriställchen zu finden.

Granat ist seltener als der Zirkon, aber doch in jeder der untersuchten Proben zu finden. Es handelt sich größtenteils um unregelmäßige, einschlußfreie Körner; untergeordnet auch um Typen mit kristallographischer Begrenzung (110).

Rutil zählt ebenfalls zu den wichtigsten Schwermineralien und findet sich in länglichen Körnchen und in kleinen Kriställchen.

Chloritoid wurde in einigen Proben festgestellt.

Apatit ist verhältnismäßig selten.

Anatas (blau, idiomorph, einachsig, negativ). Das Mineral konnte nur in einer Probe nachgewiesen werden.

Bruchstücke von Glanzkohlen (die auch größere Dimensionen erreichen) wurden in den Flyschsandsteinen N der Strecke Faccanoni-Obelisco bei „k 5" beobachtet.

Diskussion der Untersuchungsergebnisse

Die Schichten im Bereich der Flyschnordgrenze lassen sich zweckmäßig in typischen Flysch, Übergangsbildungen, die aus klastischen Kalkgesteinen und Mergeln aufgebaut sind und Kalkeozän, das vorwiegend aus organogenen Kalksteinen besteht, einteilen. Die für die Flyschsandsteine kennzeichnenden Silikatmineralien und Gesteinsbrüchstücke finden sich bereits in den Übergangsschichten, wie z. B. in der Nummulitenkalksteinbank (Probe 18 ef, Faccanoni). Dieses Gestein fassen wir als einen Kalk-Quarzarenit auf, wobei sich auch die reichlich vorhandenen Nummuliten auf sekundärer Lagerstätte befinden. Andererseits enthält der Flysch ca. ⅓—½ Kalksteingrus, der aus dem nördlichen Hinterland des Flyschtroges stammt. Miteingeschlossene Fossilien wie Nummuliten und Globigerinen zeigen dies deutlich. Die Einschüttung des Materials erfolgte offenbar weiter im Osten, wie sich aus den Fließmarken auf der Unterseite der einzelnen Flyschsandsteinbänke ergibt. Der Materialtransport im Trog könnte durch Suspensionsströme erfolgt sein, doch ließe sich die gute Orientierung der Komponenten in den oberen Partien der Flyschbänke auch durch Strömungen erklären.

Die in den Flyschsandsteinen nachgewiesenen Gesteinsbruchstücke und Minerale geben eine recht klare Vorstellung von der Zusammensetzung des schuttliefernden Hinterlandes. Der relativ hohe Gehalt an frischen idiomorphen Zirkonen in Verbindung mit graphischen Gefügeelementen einzelner Feldspat-Quarzaggregate weist auf granitische bis granodioritische Gesteine. Die Phyllitstückchen, die feinkörnigen Quarzite sowie die mit Graphit durchsetzten Quarze deuten, mit den im allgemeinen länglichen Quarzfragmenten, auf ein Kristallin geringer Metamorphose. Der verbreitet auftretende Chromit läßt sich von Peridotiten bzw. Serpentinmassiven ableiten.

Versuchen wir nun festzustellen, welche Zonen der Dinariden als Liefergebiete in Frage kommen, so ist diese Frage für den Kalkdetritus bereits beantwortet. Es sind die Gesteine des nördlich an den Flysch anschließenden Karstgebietes, die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

den Kalkschutt lieferten. Die Phyllitstückchen, die Quarzite und der Chromit stammen wahrscheinlich aus den Ophiolithzonen. Plagioklase, Perthite, Mikrokline und der Zirkon können aus Plutonen der östlichen Fortsetzung des Bachergebirges oder aus der Vardarzone kommen, der Granat aus der metamorphen Hülle solcher Gesteine.

Ob Mineralien infolge von Verwitterungseinflüssen im Anstehenden oder durch diagenetische Vorgänge ausgemerzt wurden und dadurch das paläographische Bild des Hinterlandes eine Verzerrung erfährt, konnte noch nicht festgestellt werden.

Im Gegensatz zum ostalpinen Flysch gibt es im untersuchten Gebiet des Dinariden-Flysches keine trennende Schwelle zwischen Flyschtrog und den Gesteinszonen nördlich davon. Das Grenzgebiet Flysch-Kalkeozän ist daher einerseits durch Übergänge, andererseits aber doch durch einen raschen Fazieswechsel von der relativ seichten Flachwasserfazies der Kalkablagerungen mit reichlich Nummuliten und Alveolinen zur tieferen Flyschfazies gekennzeichnet. Unsere Vorstellungen passen gut zu den Beobachtungen der Kollegen Papp, Kollmann und Gohrbandt (siehe folgendes). Die Genannten nehmen auf Grund der Analyse der Mikrofauna eine Bildungstiefe von mehreren hundert Metern für die untersuchten Flyschbildungen an. Es sind hier somit die Vorstellungen Kuenens (1958) über die Bildungstiefe der Flyschgesteine bestätigt worden.

Die Ursache des Fazieswechsels von der organogenen und chemischen Ausfällung des Kalkes zur grobklastischen Sedimentation des Flysches ist unseres Erachtens vor allem in reliefbildenden Vorgängen des Hinterlandes zu sehen, die gleichzeitig zu einer Vertiefung des Sedimentationstroges führten. Die Anzeichen hiefür sind bereits in den klastischen Kalksteinen im Hangenden der Flyschzone zu beobachten. So weisen die Kalkkonglomerate und Kalkbrekzien (bei Kote 38 in der Nähe des Institute Nazionale delle Prevedenza Soziale Ospedale, Proben 7 a, 7 b, 7 d und 8 b) auf diese Vorgänge hin. Es handelt sich bei diesen Gesteinen offenbar um verfestigten Kalkschutt, der im landfest gewordenen Hinterland durch Erosionsvorgängen entstand und in den sich vertiefenden Sedimentationstrog eingeschüttet wurde. Bei den Transportvorgängen mögen auch Rutschungen eine Rolle gespielt haben.

Die Bewegungen an der Flyschuntergrenze sind unseres Erachtens von sekundärer Bedeutung. An verschiedenen Stellen wurde allerdings der ursprüngliche Zusammenhang und Übergang der Kalkfazies in die Flyschfazies durch sie gestört.

Literatur

d'Ambrosi, C.: Studio geologico sulla stabilità econsistenza dei terreni lungo la costa fra Trieste e Monfalcone con riferimento al tracciato in progetto per il futuro acquedotto di Trieste. Boll. della Società Adriatica di Scienze Naturali. Trieste, 48, 1956, 9—24.

Krumbein, W. C.: Thin section mechanical analysis of indurated sediments. Jour. Geology. 43, 1935, 482—496.

Kuenen, Ph. H.: Sole markings of graded graywacke beds. The Journal of Geology. 65, 1957, 231—258.

Kuenen, Ph. H.: Turbidity currents a major factor in flysch deposition. Eclogae Geologicae Helvetiae, 51, Basel 1958, 1009—1021.

Münzer, H. und Schneiderhöhn, P.: Das Sehnenschnittverfahren. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie. 3, 1953, 456—471.

Malaroda, R.: Arenarie eozeniche della regione di Trieste. Boll. della Società Adriatica di Scienze Naturali. Trieste, 43, 1947, 90—111.

Passega, R.: Texture as characteristic of clastic deposition. Bull. American. Ass. of Petroleum Geologists. Tulsa, USA, 41, 1957, 1952—1983.

Petković, K. V.: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden. Jahrb. Geol. B.-Anst. Wien, 1958, 101, 1—24.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

3. Schwermineralanalysen der Flysch-Sandsteine

Von Gerda Woletz

Das Profil aus dem Steinbruch Faccanoni soll vor allen anderen Profilen, die anläßlich einer Exkursion zum Studium des Flysches in der Umgebung von Triest besucht wurden, eingehend beschrieben werden.

Über dem Kalk innerhalb eines ca. 15 m mächtigen Mergelpaketes sind zwei dünne Sandsteinbänke eingeschaltet. Die tiefste (18 c) liegt ungefähr 4 m oberhalb der Mergelunterkante und hat eine Mächtigkeit von 3 bis 5 cm. Die nächste, nach einem Abstand von etwa 8 m ist im Profil mit 18 g bezeichnet. Nach einem weiteren Meter Abstand folgen mächtigere Pakete von Sandsteinbänken, aus denen die Proben mit der Bezeichnung 18 h I, 18 h II (Lage mit Pflanzenhäcksel) und ca. 4 m höher 18 h III entnommen sind, schließlich noch einige Meter höher im Sandstein-Komplex liegt die Probe 18 j. (Siehe Profilskizze auf Tafel V, Fig. c).

Aus jeder der bezeichneten Sandsteinbänke wurde eine Probe zum Zwecke der Schwermineralanalyse gesammelt. Im Laboratorium wurden die durchwegs sehr

Tabelle 2

Schwermineralinhalt von Sandsteinen aus dem Profil von Faccanoni

Probe Nr.	Schwerminerale (d > 2,8) aus der Korngrößengruppe 0,1 bis 0,05 mm												
	Schwermineralmenge	zus. 100%			„übrige durchsichtige Minerale" = dM, zus. 100%								
		op	BC	dM	Cr	Gr	Ru	At	Zi	Tu	Ap	St	Cd
18 j	+ +	41	7	52	15	39	6		13	5	19	+	3
18 h/III	·	22	3	75	19	21	13	2	24	10	10		+
18 h/II	· ·	17	13	70	19	20	9		15	11	25		+
18 h/I	+	12	4	84	11	34	12	+	20	10	9		3
18 g	+ +	40	1	59	8	59	6		20	3	4		
18 c	· ·	27	2	71	14	63	5		5	5	6	+	1

Erklärung der Abkürzungen und Zeichen in der Tabelle:

op opake Körner
BC Biotit und Chlorit
dM übrige durchsichtige Minerale
} zusammen 100%

Cr Chromit
Gr Granat
Ru Rutil
At Anatas
Zi Zirkon
Tu Turmalin
Ap Apatit
St Staurolith
Cd Chloritoid
} = „übrige durchsichtige Minerale" (dM), zusammen 100%

In der Spalte „Schwermineralmenge" bedeutet:

++ viel Schwerminerale ca. 10—15%
+ mäßig viel Schwerminerale ca. 5—10%
· · wenig Schwerminerale ca. 2— 5%
· sehr wenig Schwerminerale unter 2%
} von der Korngrößengruppe 0,1—0,05 mm

Innerhalb der Zahlenreihen bedeutet + weniger als 1%.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

festen Sandsteine zerquetscht. Da nach unseren Erfahrungen der relativ größte Schwermineralgehalt in den Körnungen zwischen 0,1 und 0,05 mm ist, wurden die Komponenten dieser Kornklasse abgesiebt und daraus die Schwerminerale mit einer Dichte von über 2,8 isoliert. Unter dem Mikroskop wurden die Minerale bestimmt und gezählt. Die prozentuellen Werte sind in Tabelle 2 zusammengestellt. (Siehe auch Tafel V, Fig. d)

Im Profil Faccanoni ist mit **18 c** der tiefste Sandsteinhorizont bezeichnet. Der feinkörnige, harte Sandstein ist ca. 3—5 cm mächtig. An der Schichtunterseite sind zahlreiche Wurmspuren sichtbar. Im Dünnschliff sind als Komponenten des Sandsteines hauptsächlich Quarz, Quarzit, Feldspat, detritärer Kalk, Schalenbruchstücke und ein karbonatreiches Zement, wenig Erzkörner, Chlorit- und Glimmerlamellen zu beobachten. Millimeterdünne Schichten mit dichtgepackten Quarzkörnern, wenig detritärem Kalk und wenig Zement wechseln mit solchen, in denen die Quarzkörner neben viel Kalkkörnern sowie zahlreichen Schalenresten in reichlich Zement eingebettet sind. Dieser Wechsel bedingt eine schwach ausgeprägte Feinschichtung des Gesteins.

Die aus diesem Sandstein abgetrennte Korngrößengruppe 0,1—0,05 mm enthält wenig Schwerminerale. Davon sind 71% „durchsichtige Minerale"; unter diesen fällt vor allem Granat auf (63%), daneben ist noch Chromit und Rutil reichlich, Zirkon, Turmalin und Apatit wenig und Chloritoid sehr wenig vertreten.

18 g bezeichnet die nächsthöhere, dünne Sandsteinbank, in der makroskopisch Nummuliten sichtbar waren. Dieser ebenfalls feinkörnige, kalkige Sandstein enthält in der Korngrößengruppe 0,1—0,05 mm viel Schwerminerale, davon 59% „durchsichtige Minerale". Die Verteilung der Schwerminerale ist ähnlich der in der vorher beschriebenen, tiefsten Sandsteinbank: viel Granat, daneben tritt aber auch Zirkon deutlich in Erscheinung.

Die mächtigere Sandsteinbank **18 h** wurde dreifach bemustert: von der Unterkante der Bank ist **18 h I** ein feinkörniger, kalkiger Sandstein mit wenig Glimmer und Pflanzenhäcksel auf Schichtflächen, sowie lagenweise eingestreuten Tonbröckchen. Die Analyse zeigt: mäßig viel Schwerminerale in der Korngrößengruppe 0,1—0,05 mm, davon 84% „durchsichtige Minerale". Gegenüber den beiden tieferen Sandsteinschichten ist der Granatgehalt geringer, der Wert für Zirkon ist ähnlich, die Werte für Chromit, Rutil, Turmalin, Apatit, Chloritoid sind höher.

Die Probe **18 h II** folgt etwa 40 cm höher, aus der oberen Partie der selben Sandsteinbank. Der feinkörnige Sandstein erscheint fein geschichtet und führt lagenweise Pflanzenhäcksel. Die Daten aus der Analyse sind: wenig Schwerminerale in der Korngrößengruppe 0,1—0,05 mm, davon 70% „durchsichtige Minerale", auffallend mehr Chlorit als in den tieferen Schichten, mehr Chromit und viel Apatit.

18 h III liegt im Profil etwa 4 m über **18 h II**. Es ist ein gleichmäßig feinkörniger Sandstein. Im Schliff sieht man gleichmäßig dicht gepackte Quarzkörner, wenig detritären Kalk und sehr wenig karbonatische Matrix. Die Schwermineralanalyse bringt Werte, ähnlich denen von 18 h II, jedoch weniger Chlorit, mehr Zirkon, weniger Apatit.

Schließlich liegt im Profil etwa 10 m höher **18 j**, ein grauer, mürber, mergeliger Sandstein mit kleinen Tonbrocken und auf der Schichtoberseite wenig Pflanzenhäcksel. Viel Schwerminerale sind in der Korngrößengruppe 0,1—0,05 mm zu verzeichnen, davon 52% „durchsichtige Minerale". Granat, Apatit, Chromit und Zirkon bestimmen das Schwermineralspektrum.

In den psammitischen Partien des Profils vom Steinbruch Faccanoni zeigt sich unter den „durchsichtigen Mineralen" also vom Liegenden zum Hangenden eine leichte Abnahme des Granats, dagegen Zunahme von Zirkon, Apatit und Chromit. Außerdem ist ersichtlich, daß die Sandsteine, in denen Tonbrocken eingestreut sind, etwas mehr Chlorit enthalten.

In dem Bestreben, die gleichen Sedimentpakete im Streichen verfolgen zu können, wurden einige Profile in Entfernungen von mehreren Kilometern bemustert. Dabei wurde auf die Erfassung des jeweils tiefsten Sandhorizontes, der in Mergeln eingeschaltet über dem Eozänkalk folgt, Wert gelegt. In den Steinbrüchen von Prosecco, Faccanoni, Italocementi und Bagnoli haben die günstigen Aufschlußverhältnisse das Auffinden und Bemustern des jeweils tiefsten Sandhorizontes erlaubt.

Beim Vergleich der Analysenergebnisse von Sandsteinhorizonten aus den verschiedenen Profilen kann gesagt werden, daß in allen untersuchten Proben die

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

gleichen Minerale angetroffen werden, ihr gegenseitiges Mengenverhältnis jedoch von Probe zu Probe schwankt. Eine Zu- oder Abnahme eines Minerals oder einer Gruppe von Mineralen ist wohl in dem einen Profil von Faccanoni, nicht aber in der Sedimentabfolge des gesamten untersuchten Raumes zu beobachten. Damit unterscheiden sich die hier besprochenen Sedimente von den nordalpinen Flyschablagerungen. In den nordalpinen Flyschsandsteinen bleibt die Verteilung der Schwerminerale innerhalb einzelner Schichtkomplexe auf größere Entfernung konstant.

4. Beobachtungen in den eozänen Kalk- und Flyschsedimenten

Von A. Papp, Paläontologisches Institut der Universität Wien

Vorwort

Im Gebiet nördlich von Triest sind Gesteine der kalkreichen Sedimentation und der Flyschserien relativ gut aufgeschlossen. Besonderes Interesse verdienen jene Schichten, die zwischen den homogenen Kalkbänken und dem typischen Flysch gelagert sind. Derartige Serien sind nur in Ausnahmefällen beobachtbar. In weiten Gebieten alpinotyper Gebirge (so auch in den nördlichen Alpen) liegen die Flyschserien nicht mehr in ihrem ursprünglichen Sedimentationsraum, sondern sind, oft über weite Strecken, verfrachtet und auf jüngere Schichten aufgeschoben.

In vorliegender Studie wird der Versuch gemacht zu folgenden Fragen Stellung zu nehmen:

a) Alterseinstufung der jüngsten Kalke.
b) Mechanische Voraussetzung der Übergangsserien zwischen Kalk- und Flysch-Sedimentation.
c) Charakteristik der häufigsten Lebensspuren im Flysch bei Triest.

Vorliegende Ausführungen haben den Charakter eines vorläufigen Berichtes. Reiches Tatsachenmaterial kann derzeit nicht im einzelnen dargestellt werden und möge einer späteren Publikation vorbehalten bleiben.

a) Alterseinstufung der jüngsten Kalke

Die höchste Serie homogener Kalke wird im Gebiet nördlich von Triest z. B. am Obelisco von Alveolinenkalken gebildet. In Schliffen sind rundliche Formen vom Typus der

Alveolina (G.) lepiduta (Schwager)

neben flosculinisierenden Formen wie

Alveolina triestina im weit. Sinn

zu beobachten. Sie sind für das Ilerdien typisch.

An den Rändern der Straße vom Obelisco zum Sanatorium Terstenico sind Kalkserien gut aufgeschlossen. Neben Alveolinenkalken treten Partien mit reicher Nummulitenführung auf. Es handelt sich jedoch nur um kleine bis mittelgroße Formen. Stellenweise ist auch *Orbitolites complanatus* in gut entwickelten Exemplaren zu beobachten.

In Richtung zum Sanatorium werden in der 2. Hälfte des Profiles inhomogene Kalke mit Anzeichen intraformationeller Umlagerung beobachtet. Im letzten Viertel werden die Störungen in der Kalksedimentation immer stärker, es treten nahe dem Sanatorium Bänke von Kalkbreccien auf, bei welchen zwischen den

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

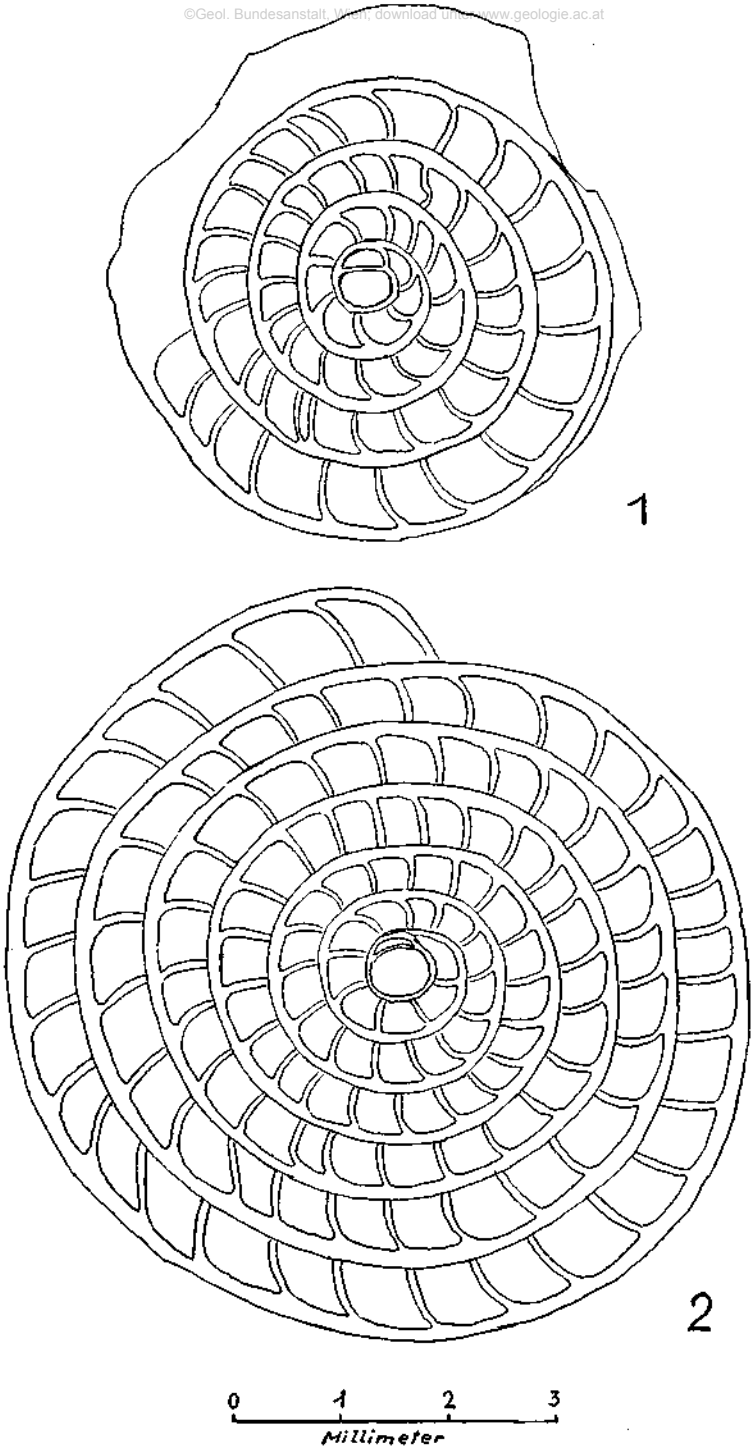


Abb. 3. Assilinen von der Basis der Mergelserie aus dem Vorkommen 12a an der Straße Prosecco—Triest (km 7)

Fig. 1. Assilina aff. spira

Fig. 2. Assilina spira

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Kalkbrocken mergeliges Bindemittel eingelagert ist. Im Hangenden befindet sich eine Mergellage mit isolierten Großforaminiferen.

Nummulites div. sp. kleine bis mittelgroße Arten. Größter Durchmesser von B-Formen 15—17 mm.

Discocyclina sp.
Alveolina sp.
Operculina sp.

Diese Fossilien befinden sich, wie aus dem an den Fossilien anhaftenden Material zu sehen ist nicht auf autochthoner Lagerstätte, sondern sind ebenfalls verfrachtet.

Über dieser Serie folgen ca. 2,5 m Mergel.

Die Schichtfolge inhomogene Kalke — Kalkbreccien und Mergel wurde in allen Profilen im Kalk-Flysch-Bereich beobachtet. Die geschilderte Bank mit isolierten Großforaminiferen stellt gleichzeitig die oberste Serie kalkreicher Sedimente dar.

Zur Altersbestimmung der höchsten, isolierte Großforaminiferen-führenden, Schichten im Profil Prosecco wurden die Assilinen herangezogen. Erwähnung verdienen A-Formen mit großem Protoconch (M = 0,57 mm) und kleinem, niedrigem Deuteroconch, welche dem Typus von *Assilina spira de* Roissy entsprechen (vgl. Schaub 1951, S. 217, Fig. 335). Viel häufiger sind jedoch Formen mit kleineren Embryonalkammern. (M = 0,36—0,45). Derartige Exemplare könnten als Formen bezeichnet werden, die zwischen *Assilina laxispira* de la Harpe und *Assilina spira* de Roissy vermitteln. Sie könnten jenen Formen nahestehen, die Schaub 1955 als *Assilina aff. spira* führt.

Die Auswertung dieses Materials würde nach Schaub 1955 ein basales Lutet ergeben. Dieser Zeitraum entspricht nach neuerer Nomenklatur dem „Oberen Cuizien" und damit dem oberen Untereozän. *Assilina spira* erlischt nach Schaub 1955 an der Basis des mittleren Lutets. Ob die getroffene Altersbestimmung der jüngsten Kalkserie bei Triest auch für die „Foraminiferenkalke" Dalmatiens zutrifft mögen weitere in Aussicht genommene Studien klären.

b) Mechanische Voraussetzungen der Übergangsserien zwischen Kalk und Flyschsedimentation

Die Mächtigkeit der Übergangszone von Kalk- zur Flyschsedimentation ist in der Profilserie nördlich Triest im Westen am schmälsten und im östlichsten Profil am mächtigsten

Prosecco	= 15 m
Faccanoni	= 22,5 m
Italocementi	= 30 m
Bagnoli	= 75 m

Bei Bagnoli ist sehr deutlich zu beobachten, daß die Kalkgerölle immer in bestimmten Lagen auftreten, die sich über größere Distanzen verfolgen lassen. Die Materialmenge nimmt in den einzelnen Niveaus vom Liegenden zum Hangenden ab. Die Kalkgerölle haben den gleichen Fossilinhalt wie die Alveolinenkalke und gehören sicher Gesteinspartien an, die durch subaquatische Hanggleitungen in die Mergelfazies eingebracht wurden. Die Änderung der Sedimentation läßt bei allen Profilen nördlich Triest folgende Stadien erkennen (siehe Tafel V, Fig. g):

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

1. Phase: Sedimentation homogener Kalke (als jüngstes Schichtglied tritt der Alveolinenkalk auf) ohne terrigenem Material, in geringer Tiefe.
2. Phase: Bildung inhomogener Kalke durch beginnende Versteilung der Unterlage, (Absenkung im subaquatischen Bereich) die sich bis zur Bildung von Kalkbreccien durch intraformationelle Umlagerungen steigert. In den obersten Partien können im Kalk bereits terrigene Komponenten in Erscheinung treten.
3. Phase: Sedimentation von Mergeln mit sporadischem Einschuben von Kalkgeröllen, bedingt durch stärkere Hebung im Festlandsbereich und stärkere Absenkung im subaquatischen Bereich, mit verstärktem Antransport terrigenem Materials.
4. Phase: Flyschsedimentation mit größerer Hebung im Festland und weiterer Absenkung im subaquatischen Bereich mit den für den Flysch typischen Sedimentationsbedingungen.

Somit wird die Änderung der Kalk- in Flyschsedimentation als Auswirkung eines einfachen tektonischen Vorganges gesehen, der zur Bildung eines steilen Schelfabbruches führte.

Die Sedimentationstiefen der homogenen Kalke waren gering. Die Absenkung setzte jedoch schon zur Zeit der Bildung inhomogener Kalke ein und erreichte in den Kalkbreccien, wie die Foraminiferenfauna aus einer Mergellage zwischen Kalkbreccien-Bänken im Steinbruch Faccanoni Station 18 a belegen (vgl. GOHRBANDT S. 185), eine Größenordnung über 500 m Tiefe. Die Sedimentation der Mergel bzw. Übergangsserie und des Flysches wäre durch die weitere Absenkung des Sedimentationsraumes zu erklären, in Verbindung mit einer verstärkten Zufuhr terrigenem Materials.

Für eine organische Abfolge der Kalk-, Mergel- und Flyschsedimente sprechen nicht nur die im Gelände beobachtbaren Verhältnisse, sondern auch die petrographischen Daten. Für die Ablagerung von Kalk und Flyschserien wären somit weder weiträumige Überschiebungen noch getrennte Sedimentationsräume erforderlich, sondern eine relativ rasche Absenkung eines Littoral-Bereiches in größere Tiefe, wie sie im Raume einer Geosynklinale vielfach vor sich gegangen ist.

c) Charakteristik der häufigsten Lebensspuren im Flysch bei Triest

Die häufigste Lebensspur, oft ausgedehnte Schichtflächen bedeckend, wird meist nach O. ABEL dem Typus der „Bullienspuren" zugeordnet werden können. (Vgl. O. ABEL 1935, S. 224, 225). Derartige Lebensspuren gehen wahrscheinlich auf Gänge grabender Gastropoden zurück, wobei allerdings ein direkter Bezug auf den Lebensraum der rezenten Strandschnecke *Bullia rhodostoma* GRAY nicht angenommen werden darf. Lediglich die Entstehung durch grabende Gastropoden kann Geltung behalten.

Derartige Spuren wurden in schöner Erhaltung in den Steinbrüchen Italocementi (südlich der Straße gegenüber der Fabriksanlagen Probe Nr. 14) gefunden. Besonders reiches Material wurde in den ausgedehnten Flyschsteinbrüchen oberhalb der Straße südlich Villa Derin beobachtet (Probe Nr. 17).

Als weiterer Formtypus mögen locker geführte Spuren erwähnt werden, wie sie aus dem untereozänen Flysch von Kierling NW Wien (vgl. PAPP 1955, S. 345)

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

beschrieben wurden. Eng geführte Mäander vom Typus der „Helminthoideen", wie sie für den kretazischen Flysch charakteristisch sind, wurden bei Triest nicht beobachtet.

Vorkommen: Oberhalb der Straße südlich Villa Derin.

Eine der schönsten Lebensspuren, die im Gebiet von Triest zu beobachten waren, sind sehr weite wabenförmige Ornamente vom Typus des „Palaeodictyon". Unsere Funde beschränken sich jedoch auf sehr weitmaschige Typen, wie sie aus dem untereozänen Flysch bei Kierling (vgl. Abel 1935, S. 24) und dem Eozän von Lemnos (vgl. Papp 1953, Taf. 2, Abb. 4) beschrieben wurden. Sie wurden vom Verfasser im Kreide-Flysch nie beobachtet.

Vorkommen: Oberhalb der Straße südlich Villa Derin und westlich San Andrea (Station 21).

Unter dem Begriff „Taonurus" bzw. „Spirophyton" fallende Spuren wurden im Gebiet Triest in gleichen Formen beobachtet wie im eozänen Flysch bei Greifenstein (nördlich Wien).

In mehreren Flyschvorkommen sind Mergelpartien mit senkrechten, etwas stärker verhärteten Röhren durchsetzt, die eine Sandsteinbank mit der anderen verbinden. Derartige Erscheinungen sind in den Flyschvorkommen südlich Triest häufig zu beobachten, wo andere Lebensspuren zu Seltenheiten gehören (z. B. Aufschlüsse an der Straße westlich San Andrea, Station 21).

Zusammenfassend wäre zu sagen, daß alle für den Flysch nördlich Triest charakteristischen Lebensspuren auch im eozänen Flysch des Wienerwaldes auftreten, aber auch der eozäne Flysch in Lemnos zeigt ähnliche Spuren. Daraus kann geschlossen werden, daß der Lebensraum für die Organismen ähnliche ökologische Voraussetzungen bot. Außerdem gilt für alle drei genannten Vorkommen, daß typische Lebensspuren kretazischer Flyschserien wie „Fukoiden", „Helminthoideen" u. a. fehlen. Somit ergibt sich, daß der Bestand an Lebensspuren eozänen Charakter hat, andererseits, daß die für den Flysch bei Triest ermittelte Ablagerungstiefe, auch für den eozänen Flysch des nördlichen Wienerwaldes (Greifensteiner Sandstein) Gültigkeit haben dürfte.

Ergebnisse

1. Die jüngste Serie tertiärer Kalke wird im Gebiet nördlich Triest von Alveolinenkalken gebildet. Im Hangenden befinden sich Straten mit isolierten Großforaminiferen, die nach Bestimmung der Assilinen in das jüngere „Cuisien" oder früher basales Lutet einzustufen sind.

2. Die mechanischen Voraussetzungen für den Wechsel von Kalk- zu Flyschsedimentation werden, nach den lithologischen Feldbeobachtungen, als Auswirkung einer einfachen Absenkung des Schelfbereiches (mit Kalksedimentation) in Tiefen über 500 m gesehen, in Verbindung mit Hebungen im Festlandsbereich.

3. Der Bestand an Lebensspuren im Flysch zeigt im Gebiet von Triest den gleichen Charakter wie im Eozänflysch des Wienerwaldes (Greifensteiner Sandstein). Für den Flysch von Triest liegen biologische Daten für eine Schätzung der Ablagerungstiefe vor, die sich in der Größenordnung von 700 bis 1200 m bewegt (vgl. Gohrbandt). Ähnliche Verhältnisse sind daher auch für den eozänen Flysch des Wienerwaldes anzunehmen.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Literatur

ABEL, O., 1935: Vorzeitliche Lebensspuren. Verlag G. Fischer, Jena.
PAPP, A., 1935: Erläuterungen zur Geologie der Insel Lemnos. Ann. geol. pays Helleniques 5, S. 1—25, Athen.
PAPP, A., 1955: Über geführte und eigenbedingte Mäander-Spuren. Natur u. Volk 85, S. 345 bis 349, Frankfurt a. M.
SCHAUB, H., 1951: Stratigraphie und Paläontologie des Schlierenflysches. Schweiz. Pal. Abh. 68, S. 1—222, Basel.
SCHAUB, H., 1955: Zur Nomenklatur und Stratigraphie der europäischen Assilinen. Eclogae geol. Helvetiae 48, S. 409—413, Basel.

5. Zu den Kleinforaminiferenfaunen der untersuchten Profile des Flysches von Triest

Von S. PREY

Alle untersuchten Proben von Mergeln und Tonmergeln des Triester Flysches lieferten beim Schlämmen Foraminiferenfaunen von wechselnder Reichhaltigkeit und Individuenanzahl. Fast alle zeigen untereinander ähnliche Züge.

Bemerkungen zur Charakteristik der Faunen

Kurz charakterisierend kann man die Faunen als Globigerinen-Globorotaliengesellschaften bezeichnen. In der überwiegenden Mehrzahl der Proben bilden diese den Grundstock der Faunen. Hinzu kommen zumeist Lenticulinen, Anomalinen, rotalide Formen, in geringer Anzahl auch oft Nodosarien und Dentalinen, Bolivinen, Uvigerinen, selten wenige Chilostomellen, meist einige agglutinierende Formen u.a. Unter den letzteren sind Cyclamminen erwähnenswert. Auch Milioliden fehlen nicht ganz.

Die Faunen aus der unmittelbaren Nähe der den Flysch unterlagernden Alveolinen-Nummulitenkalke, insbesondere der öfter an der Grenze vorkommenden Nummulitenmergel, aber auch einiger Teile des fast sandsteinfreien Basismergels des Flysches zeichnen sich durch eine ziemliche Großwüchsigkeit aus, was besonders für die Robuli und rotaliden Formen und die wenigen Exemplare aus dem Formenkreis der Bolivinopsis decorata (REUSS) gilt. Auch die Globorotalien erscheinen dort ein wenig robuster. Nicht nur im Nummulitenmergel, wo eine reiche Gesellschaft von Großforaminiferen herrscht, sondern auch in wenigen Lagen der Basismergel finden sich in geringer Anzahl kleine Nummuliten.

Aber schon im Basismergel nehmen die großwüchsigen Formen in einigen Lagen stärker ab, eine Tendenz, die sich, zwar mit einigen kleinen Rekurrenzen, im Flyschbereich deutlich abzeichnet. Dort kommen oft ziemlich kleinwüchsige Faunen vor.

Während im Basismergel die Kalkschaler weitaus vorherrschen und im Flysch bei einer gewissen Zunahme der Sandschaler noch immer tonangebend zu sein pflegen, kommen anderseits wiederum einige Proben vor, in denen die agglutinierenden Formen eine größere Rolle spielen. Aus einer dünnen, teilweise etwas sandigen Tonmergellage zwischen Sandsteinbänken im Steinbruch an der Straße nach Opicina westlich unterhalb Conconello wurde sogar eine fast reine Sandschalerfauna ausgeschlämmt. Es wäre auf Grund dieses Befundes die Frage zu stellen, ob nicht etwa auch in anderen Proben die beigemischten agglutinierenden Formen nur an wenige Lagen gebunden sein könnten, während in benachbarten Lagen ziemlich reine Kalkschalerfaunen enthalten sind. Dazu wäre aber eine andere, subtilere Probennahme nötig.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Die grundsätzliche Ähnlichkeit der Forminiferenfaunen erstreckt sich auch auf die im Steinbruch Faccanoni innerhalb der knolligen Alveolinenkalke auftretende geringmächtige Mergellage.

Vergleichende Bemerkungen über die Faunen des Triester Flysches und anderer Flysch- und flyschartiger Ablagerungen der Ostalpen

Die Vorherrschaft der Kalkschaler und der reiche Anteil an planktonischen Formen unterscheidet die Faunen des Triester Flysches grundsätzlich von denen des nordalpinen Kreide- und Palaeogenflysches, denn dort herrschen mit geringen Ausnahmen die agglutinierenden Formen allein oder fast allein (vgl. S. PREY, 1957 u. a. Flyscharbeiten, R. NOTH, 1951, G. GÖTZINGER 1954). Besser vergleichbar aber sind den Triester Faunen die Faunen der Molasse des nördlichen Alpenvorlandes und der Molasse von Rogatsboden (S. PREY, 1957), auch wenn sie flyschartig ausgebildet ist. Dieser Umstand ermöglicht auch in Zweifelsfällen am nördlichen Alpenrandgebiet eine Unterscheidung von Flysch und flyschartiger Molasse.

Das absolute Vorherrschen von agglutinierenden Faunen und auch die häufig ärmliche Entwicklung derselben im nordalpinen Flysch muß mit dem Lebensraum zusammenhängen, zumal die nördlich wohl nicht allzu weit vom Flysch weg abgelagerten Schichten des Helvetikums reiche Faunen mit ausgesprochener Vorherrschaft der Kalkschaler enthalten, aber allerdings auch nicht flyschartig sind.

Über diese Fragen hat man sich bereits öfter Gedanken gemacht. Eine ganz kurze Skizze möge die Problematik kennzeichnen.

Im Kaukasus hat M. GLAESSNER (1937) die rein agglutinierenden Faunen zunächst als primär und nicht durch nachträgliche diagenetische Auflösung der Kalkschalen entstanden angesprochen. Dieser Befund, der sich auf die Zwischenschaltung eines Horizontes mit Kalkschalerfaunen in den Flyschgesteinen des Kaukasus stützt, kann von uns im nordalpinen Flysch bestätigt werden, denn die gelegentlich vorkommenden Kalkschaler befinden sich in keinem schlechten Erhaltungszustand und weisen keine auffallenden Korrosionserscheinungen auf. Agglutinierende Faunen der Art, wie sie im Kaukasus, aber auch im Flysch der Karpaten und im Wienerwald auftreten, deutet GLAESSNER auf Grund von Vergleichen mit heutigen Meeren als Kaltwasserfaunen, jedoch seien noch andere unbekannte ökologische Faktoren für das Fehlen der Kalkschaler mitverantwortlich.

Die Tiefseenatur der Flyschablagerungen vertritt auf Grund von Vergleichen mit dem heutigen Atlantik z. B. M. VAŠÍČEK (1953).

So gesehen läßt sich im Sinne der Theorie der Flyschentstehung mittels turbity currents von H. KUENEN die Vorstellung ableiten, daß in den tiefen Teilen des nordalpinen Flyschtroges, der von turbity currents bestrichen war, kaltes Tiefenwasser lag, während die nördlich davon abgelagerten Foraminiferenmergel des Helvetikums sicherlich als Niederschlag wärmerer Gewässer betrachtet werden müssen. Tiefe Meeresströge sind Voraussetzung für die KUENEN'sche Erklärung des Flysches durch Trübströme (vgl. S. DZULYNSKI, M. KSIAZKIEWICZ und Ph. H. KUENEN 1959).

Im Gegensatz zu den rein agglutinierenden Faunen sind nach M. GLAESSNER (1937) im Kaukasus die kalkschaligen Faunen, wie sie in einem bemerkenswerten Horizont zwischen Schichten mit agglutinierenden Faunen eingeschaltet sind, Faunen wärmeren Wassers. Dieser Vergleich dürfte auch für die Faunen des

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Triester Flysches zutreffen. Wahrscheinlich ist das Wasser des nordalpinen Flyschmeeres doch ganz wesentlich tiefer gewesen, als das des Triester Flysches. Die Überlegungen im Kapitel über die Ökologie der Kleinforaminiferenfaunen des Triester Flysches von K. GOHRBANDT sprechen für eine nicht allzu große Wassertiefe. Möglicherweise ist der Triester Flysch noch nicht im tiefsten Teil des Flyschtroges gelegen.

Das nur zu den wesentlichen faunistischen Unterschieden zwischen dem Triester und dem nordalpinen Flysch!

Unter Berücksichtigung der eben angestellten Überlegungen muß man aber das örtliche Vorkommen von fast reinen Sandschalerfaunen inmitten von Schichten mit an Kalkschalern reichen Faunen eher durch einen Einfluß zeitweiliger kalter Meeresströmungen erklären, oder sie sind irgendwelche Ausnahmen, wie sie ja auch heute im Mittelmeer bekannt sind, denn ein jäher Tiefenwechsel ist wohl ausgeschlossen.

In den Nordalpen gibt es aber auch noch andere Ablagerungen, die in den Kreis der Betrachtungen gezogen werden könnten. Dazu gehört z. B. auch die Gosauformation. Dort gibt es auch durchaus flyschartige Ablagerungen, die aber auch Foraminiferenfaunen mit vorherrschenden Kalkschalern enthalten. In einem Falle bei Salzburg konnte bei ganz flyschähnlichen Gesteinen auf Grund der Kalkschalerfauna und unterstützt von anderen Kriterien eine Entscheidung zugunsten der Deutung als Gosauschichten gefällt werden. Im Falle des Flyschfensters von Windischgarsten waren die Faunen wesentliche Unterscheidungsmerkmale zwischen Gosauschichten und Flysch. Hinweise auf relativ geringe Wassertiefen ergeben sich — ganz so wie beim Triester Flysch mit seinen liegenden Alveolinenkalken — aus dem Vorkommen mehrerer Hippuritenriffzonen, die einen Seichtwassereinschlag ankündigen.

Zur stratigraphischen Einstufung der Kleinforaminiferenfaunen aus dem Triester Flysch

Als für die stratigraphische Einstufung wertvolle Formen stehen uns in erster Linie die Globorotalien zur Verfügung. Eine der Hauptformen ist *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* NUTTALL. Einige Formen zeigen beginnende Übergänge zu *Gl. velascoensis* (CUSHMAN). Dazu kommen Formen der *Acarinina* (bzw. *Turborotalia) crassaformis* (GALLOWAY u. WISSLER). Beide haben eine vom Untereozän ins Mitteleozän reichende Verbreitung. In den höheren Teilen der Triester Flyschprofile treten die Truncorotalien gegenüber den Acarininen stärker zurück. Leider ist aber auf Grund der Globorotalien eine feinere Trennung von Unter- und Mitteleozän nicht leicht möglich.

In einer einzigen Probe und bisher nur dort, nämlich bei San Andrea in den höchsten Teilen des von uns untersuchten Flysches, fanden sich einige Exemplare von *Hantkenina mexicana aragonensis* NUTTALL. Sie wurde seinerzeit von NUTTALL (1930) aus der Aragon-Formation Mexicos beschrieben und ins Untereozän eingestuft. LOEBLICH u. TAPPAN (1957) stellen diese Formation ins Ypres (wobei aus der Publikation nicht hervorgeht, ob sie etwa noch ins Mitteleozän hinaufreicht). Nach BOLLI (1959) figuriert *Hantkenina aragonensis* in seiner Zoneneinteilung von Trinidad als Zonenfossil im tiefen Mitteleozän und in einer Bemerkung weist er auf die Hauptentwicklung der Hantkeninen im Mitteleozän hin. Allerdings kommt diese Form auch im sicher mitteleozänen Stockletten des Helvetikums nördlich Salzburg vor (F. ABERER u. E. BRAUMÜLLER 1958). Es bleibt also auch hier ein Bereich von Unter- bis Mitteleozän möglich.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Eine andere aus dem Mitteleozän beschriebene Form — um nur wenige herauszugreifen — die öfter in wenigen Exemplaren auftritt, ist *Bolivina capdevilensis* CUSHM. u. BERM. var. *gortanii* SELLI. Die nicht selten in wenigen Exemplaren vertretene Cyclammina steht der mitteleozänen *Cyclammina amplectens* GRZYB. nahe.

Auf Grund der zahlreichen Truncorotalien, die nach oben abnehmen und dem hohen Einsetzen der Hantkenina kann man mit einiger Wahrscheinlichkeit auf tiefes Mitteleozän schließen. Wesentliches Gewicht bezüglich der Einstufung kommt den Nummuliten zu (siehe den Beitrag von A. PAPP).

Einige Literaturhinweise

ABERER, F. und BRAUMÜLLER, E.: Über Helvetikum und Flysch im Raume nördlich Salzburg. Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 49, 1958.

BOLLI, H. M.: Planctonic Foraminifera as Index Fossils in Trinidad. Ecl. geol. Herv., Vol. 52, Basel 1959.

DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. und KUENEN, Ph. H.: Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. Bull of the geolog. Soc. of America, Vol. 70, 1959.

GLAESSNER, M. F.: Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. Problems of Paleontology, Moscow 1937.

GÖTZINGER, G.: Die Flyschzone. — In: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Wien, Geol. B.-Anst., Wien 1954.

LOEBLICH, A. R. und TAPPAN, H.: Correlation of the Gulf and Atlantic coastal phain paleocene and lower eocene formations by means of planctonic Foraminifera. Journ. of Pal., Vol. 31, Nr. 6, Tulsa 1957.

NOTH, R.: Foraminiferen aus Unter- und Oberkreide des österreichischen Anteils an Flysch, Helvetikum und Vorlandvorkommen. Geol. B.-Anst., Wien 1951.

NUTALL, W. L. F.: Eocene Foraminifera from Mexico. Journ. of Pal., Vol. 4, Nr. 3, Tulsa 1930.

PREY, S.: Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molassefenster von Rogatsboden. Jahrb. Geol. B.-Anst., Bd. 100, Wien 1957.

VAŠÍČEK, M.: Conditions of the Origin of Tegel, Schlier and Flysch and the Problem of their Stratigraphy. Sborn. Ústř. Ústavu geol., Sv. XX, Praha 1953.

6. Vorläufige Mitteilungen über ökologische Untersuchungen der Kleinforaminiferen aus dem Übergangsbereich Kalk-Flyschfazies

Tentative Information concerning Ecologic Studies on Mikroforaminifera from the Transitional Zone Limestone — Flysch Facies

Von KLAUS GOHRBANDT

(Tafel VI, Fig. a, b, c)

Zusammenfassung

Die Kleinforaminiferenfauna aus 52 Mergelproben von dem Übergangsbereich zwischen Kalk- und Flyschfazies und dem überlagernden Flysch in der Umgebung von Triest wurde untersucht, um einen Hinweis auf die Bildungstiefe der Flyschsedimente zu erhalten. Die quantitativen bathymetrischen Ergebnisse wurden mittels des Verhältnisses planktonische/benthonische Foraminiferen in den Faunen gewonnen. Mergellagen im obersten Teil der Kalkserie in einigen Profilen (Faccanoni und Obelisco-Terstenico) ergaben die gleiche, an planktonischen Foraminiferen reiche Fauna wie in den über den Kalken folgenden Mergeln. Da für Mergel mit einem so hohen Prozentgehalt an planktonischen Foramini-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

feren eine Ablagerung in einer Wassertiefe von 700 bis 1200 m anzunehmen wäre, kann die Gegenwart von Kalken bei einigen der Profile oberhalb der tiefsten Mergellage als Umlagerung durch subaquatische Abrutschung erklärt werden. Außerdem treten schon in einem Teil der Proben aus dem Mergel die für den Flysch charakteristischen sandschaligen Foraminiferen auf. Da im Flysch ebenfalls Proben mit einem Reichtum an planktonischen Foraminiferen wie im liegenden Mergel auftreten, dürfte in diesem Bereich keine wesentliche bathymetrische Änderung stattgefunden haben. Der zahlenmäßig geringe Gehalt an planktonischen Foraminiferen in einem Teil der Proben aus dem Flysch im Vergleich zu den Proben aus dem Übergangsmergel und die Zunahme an benthonischer Fauna dürfte auf abweichende Lebensbedingungen zurückzuführen sein. Darauf weist ebenfalls das reiche Auftreten der Flyschsandschaler hin.

Summary

The microforaminifera of 52 marl samples from the transition zone between limestone and Flysch facies and from the overlying Flysch exposed in the vicinity of Trieste were studied in an attempt to obtain some clues on the depositional depth of the Flysch sediments. The quantitative bathymetric results were arrived at by establishing the ratio between planktonic and benthonic foraminifera in the faunas. In some of the sections studied (Faccanoni and Obelisco-Terstenico) a fauna, rich in planktonic foraminifera, which occurs in the „transitional" marls overlying the limestones, was also observed in marly layers within the uppermost part of the limestone. Since marls with such high percentage of planktonic foraminifera are believed to have been deposited at a water depth of about 700—1200 meters, the presence of limestones above the lowermost marl layer, in some of the sections, could be explained by emplacement through subaquatic sliding. The occasional and later gradual appearance of arenaceous forms (typical of Flysch deposits) in the „transitional" marls, as well as the continuing relative abundance of planktonic foraminifera in the overlying Flysch, suggest that no essential bathymetric change seems to have taken place during deposition of these two units. The numerically lower contents of planktonic forms in the Flysch samples, as compared to samples of the „transitional" marls, and the increase in benthonic fauna may be due to different bionomic conditions. This is also indicated by the relative abundance of the arenaceous forms, which are so typical of Flysch deposits.

Einführende Bemerkungen

Anläßlich der von einer österreichischen Geologengruppe im Herbst 1959 durchgeführten Exkursion in die Umgebung von Triest wurden von Dr. K. Kollmann insgesamt 52 Mergelproben für eine mikropaläntologische Bearbeitung aufgesammelt. Es handelt sich hierbei um Probenmaterial aus 5 Profilserien aus dem Übergangsbereich von der Kalkfazies in die Flyschfazies und um 10 Einzelproben aus dem Flyschbereich. Dieser Wechsel der Fazies hat sich in der Umgebung von Triest im unteren Lutet vollzogen, wie es die Untersuchung der Großforaminiferenfauna ergeben hat (Papp, 1960). Diesem Ergebnis schließt sich ebenfalls die stratigraphische Auswertung der Kleinforaminiferenfauna an (Prey, 1960). Dem Verf. wurde die ökologische Auswertung der Kleinforaminiferenfauna übertragen, um einen Hinweis auf die bathymetrische Entwicklung bei dem Übergang von der Kalk- in die Flyschfazies zu erhalten. Bevor jedoch

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

näher auf die Untersuchungsergebnisse eingegangen wird, soll an dieser Stelle Herrn Dr. K. KOLLMANN für regen Gedankenaustausch gedankt werden.

Die Ergebnisse der bisherigen Bearbeitung sollen an Hand des Profiles Faccanoni aufgezeigt werden, wobei es sich als notwendig herausgestellt hat, daß ebenfalls die Resultate der weiteren Proben zur vollständigen Darstellung berücksichtigt werden müssen. Für die im folgenden näher ausgeführten, statistischen Auswertungen wurde lediglich der Faunengehalt der Mittelfraktion (0,5 bis 0,2 mm ∅) berücksichtigt, da die Grobfraktion (> 0,5 mm ∅) nur vereinzelt Foraminiferen enthält, in der Feinstfraktion (0,2—0,1 mm ∅) hingegen nur juvenile Exemplare aufgefunden wurden. Der gesamte Faunengehalt einer einzigen Aussuchschale (4,5 cm × 8,5 cm) wurde jeweils ausgewertet.

In allen Proben sind planktonische Foraminiferen, zum Teil in beträchtlicher Menge vorhanden. Schon von älteren Bearbeitern (SCHUBERT, 1904 a, b; LIEBUS, 1911, 1914) ist dieser Reichtum für die im Hangenden der Kalke lagernde Mergelserie in Istrien und Dalmatien festgestellt worden und sie wurde deshalb als Bildung in beträchtlicher Tiefe betrachtet, wobei sie vor allem als Äquivalent des rezenten Globigerinenschlammes, also als Tiefseeablagerung, gedeutet wurde. Da einige jüngere Untersuchungen an den Küstenregionen Amerikas gezeigt haben, daß sich auf Grund des Verhältnisses Plankton/Benthos in Sedimenten tatsächlich quantitative Hinweise auf deren Bildungstiefe erzielen lassen, soll in den folgenden Ausführungen das Schwergewicht auf die Anwendung dieser Methode gelegt werden. Es wurden lediglich die Ergebnisse von Untersuchungen an rezenten Sedimenten berücksichtigt, um möglichst genaue Unterlagen zu erhalten.

Für diese Schichtfolge Kalkserie-Übergangsmergel-Flysch dürften „open-sea conditions" sicher anzunehmen sein. Darauf weist einerseits die sehr planktonreiche Ausbildung der Übergangsmergel hin. Ein derartiger Reichtum an planktonischen Foraminiferen ist nur bei einer Bildung dieser Mergel während freier Zirkulation der Wassermassen des offenen Ozeans möglich. Andererseits spricht die generelle geotektonische Lage des südalpin-dinarischen Flysches für eine Ablagerung in einem Geosynklinaltrog, so daß eine Bildung dieser Sedimente während „open-sea conditions" wohl anzunehmen ist.

Bei den aufgefundenen Faunengesellschaften handelt es sich um Thanatocoenosen, wobei die benthonischen und planktonischen Bestandteile der Fauna zwei verschiedenen Biotopen angehören. Die planktonischen Formen leben freischwebend im Wasser und ihre leichten Schälchen sinken erst nach dem Absterben zu Boden. Es konnte von PHLEGER (1951, S. 69) beobachtet werden, daß die relative Häufigkeit der lebenden planktonischen Arten sehr ähnlich ihrer relativen Häufigkeit in den Sedimentproben ist, so daß in den entsprechenden Proben im generellen der Lebensraum der planktonischen Formen repräsentiert wird (SCHOTT, 1954), obwohl von PHLEGER (1951, S. 32) auch eine Verfrachtung der planktonischen Gehäuse über weitere Areale festgestellt wurde. Weitere Transporte aus dem ursprünglichen Biotop, wie z. B. bei den von CRICKMAY, LADD & HOFFMEISTER (1941) von den Fidschi-Inseln beschriebenen globigerinenreichen, in Küstennähe gebildeten Kalksteinen stellen Ausnahmefälle dar, die an besondere Bedingungen geknüpft sind. Ein weiteres Beispiel für derartige abweichende Bildungen stellt ferner das Profil „Martha's Vineyard" (GRIMSDALE & MORKHOVEN, 1955) dar. Auch in diesem Fall dürfte der Reichtum von planktonischen Foraminiferen in Sedimenten, die nur in geringer Tiefe

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

abgelagert wurden, auf das Fehlen eines ausgeprägten Schelfbereiches zurückzuführen sein. Im allgemeinen sind aber globigerinreiche Sedimente Bildungen tieferen Wassers.

Ergebnisse der Bearbeitung

Die tiefste Probe aus dem Profil Faccanoni (Tafel VI, Fig. a), 18 a, stammt aus einer Mergellage innerhalb der obersten Partien der brecciösen Kalke. Der überwiegende Teil der Foraminiferenfauna besteht aus planktonischen Formen der Gattungen *Globigerina, Globorotalia* und *Truncorotalia.* Die geringe Zahl von benthonischen Formen setzt sich vor allem aus diversen rotaliiden Genera zusammen. Auffällig ist der große Anteil von planktonischen Gehäusen (96%) an diesem Mergel innerhalb der Kalkserie, die auf Grund des Vorkommens von Alveolinen und Nummuliten eine Bildung in Küstennähe darstellt, während die Mergel wegen ihres Planktonreichtums — wie unten näher ausgeführt wird — eine Ablagerung in einer Tiefe von 700 bis 1200 m darstellen dürften. Demnach wären die Kalke als allochthon anzusehen, zumal die nächst höhere Probe (18 b) — dicht oberhalb der Oberkante der Kalkserie — einen gleichen Reichtum von planktonischen Foraminiferen aufweist (96%), wobei in geringer Zahl zusätzlich die für den Flysch charakteristischen agglutinierenden Foraminiferen, vor allem Vertreter der Genera *Rhabdammina, Cyclammina* und *Trochamminoides* hinzukommen. Die weiteren Proben aus dieser als Übergangsmergel (zwischen Kalk- und Flyschfazies) bezeichneten Serie zeigen im generellen die gleichen Ergebnisse. Auf eine Gleichsetzung der Mergellage im Kalk mit dem Übergangsmergel und eine tiefe Sedimentation der Mergel weist ebenfalls die Ostracodenfauna (Kollmann, 1960). Mit dem eigentlichen Flysch (Proben 18 i, j) setzt in diesem Profil vor allem eine Verarmung an Plankton und eine starke prozentuelle Zunahme an Flyschsandschalern ein.

Zur vollständigen Darstellung der bathymetrischen Verhältnisse muß ebenfalls das weitere Probenmaterial berücksichtigt werden.

Von zwei der studierten Profile liegen Handstücke von Kalken aus dem Liegenden von darin eingeschalteten Mergellagen vor. Diese liegenden Kalke besitzen die gleiche brecciöse Struktur wie die Kalke zwischen den Mergellagen und dem Übergangsmergel. Sowohl die Nummulitenkalke aus dem Liegenden der Knollenlage des Profiles Obelisco-Terstenico als auch die Alveolinenkalke aus dem Liegenden der Mergellage des Profiles Faccanoni enthalten nach der mikroskopischen Durchsicht lediglich reichlich Milioliden und untergeordnet diverse rotaliide Formen, jedoch keine planktonischen Foraminiferen. Demnach dürfte der Bildungsraum dieser Kalke nicht der gleiche sein wie der der darin eingeschalteten planktonreichen Mergellagen und der hangenden Übergangsmergel, ebenfalls mit einem Individuenreichtum von planktonischen Foraminiferen.

Das tiefste Schichtglied in mergeliger Ausbildung stellt die im Profil Obelisco-Terstenico und Prosecco aufgeschlossene Knollenlage dar. Die 3 aus diesem Bereich stammenden Proben enthalten eine Fauna, an deren Zusammensetzung mit 54% bzw. 26% planktonische Foraminiferen beteiligt sind (Taf. VI, Fig. b), wobei der arithmetische Mittelwert 40% beträgt. Der benthonische Anteil besteht zum überwiegenden Teil aus rotaliiden Formen der verschiedensten Gattungen und Arten. Nach Lowman (1949, S. 1956) ist diese reiche Entfaltung von Rotaliiden auf den „mid-continental shelf"-Bereich beschränkt. Mit Berücksichtigung des Plankton/Benthos-Verhältnisses (Grimsdale & Morkhoven, 1955) wäre

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

deshalb eine Bildung des Gesteins im äußeren Teil des mittleren Schelfbereiches anzunehmen (100—150 m). Da jedoch nach PAPP (1960) die im Profil Obelisco-Terstenico in der Knollenlage auftretenden Nummuliten umlagert sind, besteht die Möglichkeit, daß die aufgefundene Kleinforaminiferenfauna in den beiden Profilen ebenfalls allochthon ist.

Im Hangenden der Knollenlage folgt im Profil Obelisco-Terstenico ein geringmächtiges Mergelband, das von einer dünnen Kalkbank überlagert wird. Der Prozentgehalt an Plankton beträgt bei den beiden Proben aus diesem Mergel 84% und 96%. Der Schlämmrückstand der planktonreicheren Probe besteht nahezu zur Gänze aus Vertretern dieser Gruppe. Auf Grund dieser Tatsachen läßt sich feststellen, daß dieser Mergel in bedeutender Tiefe zur Ablagerung gelangt ist und sich somit ebenso wie die Mergellage im Profil Faccanoni bathymetrisch an die im Hangenden der Kalkserie folgenden Übergangsmergel anschließt. Es dürfte deshalb für ihn ebenfalls eine Bildung in einer Tiefe von 700 bis 1200 m anzunehmen sein (GRIMSDALE & MORKHOVEN, 1955).

Im Hangenden der Kalkfazies folgt die als Übergangsmergel bezeichnete Schichtserie. Hieraus liegen insgesamt 25 Proben vor, sodaß die gewonnenen Ergebnisse als gut gesichert gelten können. Wie aus Taf. VI, Fig. b zu ersehen ist, zeigen sie — mit Ausnahme von nur 3 Proben — eine enge Begrenzung ihres Planktongehaltes zwischen 70% und 100%. Der arithmetische Mittelwert liegt bei 80%. Da die Proben aus dem Übergangsmergel und dem Flyschbereich in Taf. VI, Fig. b in ihrer relativen Lage zueinander angeordnet sind, ist zu erkennen, daß sich innerhalb des Übergangsmergels keine bathymetrischen Änderungen vollzogen haben. Ferner besteht der Schlämmrückstand einiger Proben aus diesem Schichtglied nahezu zur Gänze aus planktonischen Foraminiferen, so daß sie als richtige Globigerinenmergel anzusprechen sind. Eine derartige Konzentration von planktonischen Foraminiferen ist von BE (1959) im Warmwasser des Golfstromes beobachtet worden. Wie vor allem von LOWMAN (1949) und BANDY (1956) gezeigt wurde, wächst im Golf von Mexiko vom Kontinentalabbruch ab nach außen zu der Prozentgehalt an Plankton sehr stark an und nimmt mit der Tiefe bedeutend zu. Von McGLASSON (1959) konnte ebenfalls an der pazifischen Küstenregion die Zunahme des Planktongehaltes mit der Entfernung von der Küste bestätigt werden, während von PHLEGER (1939, 1942) festgestellt wurde, daß im Atlantischen Ozean in Sedimentproben vom Kontinentalabbruch und von der Tiefseeregion Globigerinen vorherrschen. Von PHLEGER (1951) konnte erneut beobachtet werden, daß für die küstenfernen Wassermassen die große Häufigkeit von planktonischen Foraminiferen kennzeichnend ist und in Abhängigkeit davon die Totalpopulation von planktonischen Foraminiferen mit der Entfernung von der Küste und mit der Tiefe ansteigt (S. 67), während andererseits in einer Tiefe von weniger als 50 m nahezu keine dieser Formen mehr auftreten. Wie von PHLEGER (1954) festgestellt wurde, enthalten Proben aus küstennahen Schelfgebieten planktonische Foraminiferen nur vereinzelt und in sehr geringer Zahl. Nach BANDY (1954) beträgt der Prozentgehalt des Plankton in einer Tiefe von 40 m nur 10% und nimmt zur Küste hin stark ab. Wie GRIMSDALE & MORKHOVEN (1955) gezeigt haben, besteht ein kontinuierlicher Übergang im Planktongehalt von dem küstennahen Bereich bis in die Tiefseeregion. Demnach wären die Übergangsmergel in einen Tiefenbereich von 700 bis 1200 m einzuordnen. Auf eine beträchtliche Tiefe für die Sedimentation dieses Mergels weist ferner die Ostracodenfauna (KOLLMANN, 1960). Überdies ist auffällig, daß schon in dem Übergangsmergel die für den Flysch charakteristischen Sandschaler auftreten,

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

wenn auch nur mit geringem prozentuellen Anteil an der benthonischen Fauna und nur in 10 von 25 Proben (s. Tafel VI, Fig. a und c).

Aus der hangenden Flyschserie liegen 21 Proben vor, die entweder aus den Profilen stammen oder Einzelproben darstellen. Wie aus Taf. VI, Fig. b zu ersehen ist, setzt eine bedeutende Streuung des prozentuellen Planktonanteils mit diesem Bereich ein und es ist ebenfalls eine Verarmung gegenüber den Übergangsmergel festzustellen, wenn sich auch hierin vereinzelt noch Lagen finden, die als Globigerinenmergel zu bezeichnen sind. Ungefähr die Hälfte der bearbeiteten Proben schwankt bezüglich ihres Verhältnisses Plankton/Benthos innerhalb der Grenzen, wie sie auch im Übergangsmergel festzustellen waren, während der Rest der Proben geringere Prozentgehalte aufweist. Es dürfte sich hierbei nicht so sehr um bathymetrische Änderungen, sondern um einen Wechsel anderer ökologischer Faktoren handeln. Dies geht neben der Tatsache, daß ein Teil der Proben weiterhin einen Prozentgehalt von Plankton über 70% enthält, auch daraus hervor, daß die Faunen ärmer sind. Der Veränderung des Planktongehaltes steht die Zunahme der Flyschsandschaler mit diesem Schichtglied gegenüber, die in allen Proben festzustellen sind und einen bedeutenden prozentuellen Anteil des Benthos darstellen (Taf. VI, Fig. c). Ökologisch ist dieses Vorherrschen der Flyschsandschaler von besonderem Interesse, da die vertretenen Genera nach LOWMAN (1949) auf einen geringen Sauerstoffgehalt hinweisen. Ferner dürfte diese Formengruppe vor allem eine niedrige Wassertemperatur anzeigen, worauf bereits GLAESSNER (1937) hingewiesen hat. Für die teilweise im Flyschbereich zu beobachtende Abnahme der planktonischen Foraminiferen gegenüber dem liegenden Übergangsmergel bezüglich Individuenreichtum und prozentuellem Anteil an der Gesamtfauna könnte ein stärkeres Lösungsvermögen der Kohlensäure von Bedeutung sein, in dem die kalkschaligen planktonischen Formen primär reichlicher vorhanden waren, jedoch während des Absinkens nach ihrem Absterben zum Teil aufgelöst wurden. Über eine mögliche Einwirkung einer stärkeren Trübung des Wassers infolge „turbidity currents" auf die Foraminiferenfauna lassen sich derzeit noch keine genaueren Angaben machen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß für die obersten Partien der brecciösen Kalke eine allochthone Lagerung sehr wahrscheinlich ist. Denn einerseits tritt im Profil Prosecco in der Knollenlage eine Kleinforaminiferenfauna auf, die für eine größere Tiefe spricht als sie dem Lebensraum der auftretenden Nummuliten zukommt und diese Nummuliten selbst lassen nach PAPP (1960) eine Umlagerung erkennen. Andererseits treten zum Teil bereits im obersten Teil der brecciösen Kalke Mergellagen auf, die eine Kleinforaminiferenfauna enthalten, welche für eine Sedimentation dieser Mergel in einer Tiefe von 700 bis 1200 m spricht. Auf den gleichen Tiefenbereich weisen die im Hangenden der Kalke folgenden Übergangsmergel hin, so daß zumindest in einigen der Profile der oberste Teil dieser Kalke in den Sedimentationsraum der Übergangsmergel durch submarine Abrutschung gelangt sein dürfte. Ferner treten in den Übergangsmergeln vereinzelt schon Flyschsandschaler auf, die ihre reiche Entwicklung im typischen Flysch besitzen. Während der Prozentgehalt des Plankton aller vorliegenden Proben aus dem Übergangsbereich im wesentlichen zwischen 70% und 100% streut, ist im Flyschbereich eine starke Schwankung der Werte festzustellen, die jedoch nicht so sehr auf eine tiefenmäßige Änderung, sondern vielmehr auf andere abweichende Lebensbedingungen zurückzuführen sein dürfte, da sich weiterhin Proben mit entsprechendem prozentuellem Verhältnis und Globigerinenreichtum wie im liegenden Paket finden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Angeführte Literatur

BANDY, O. L. (1954): Distribution of some shallow-water Foraminifera in the Gulf of Mexico. — U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., **254**, S. 125—141, Textfig. 5—13, Tab. 27, Taf. 28—31. — Washington.

BANDY, O. L. (1956): Ecology of Foraminifera in Northeastern Gulf of Mexico. — U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 274, S. 179—204, Textfig. 25—28, Texttab. 1—4, Tab. 1—7 (lose), Taf. 29—31. — Washington.

BÉ, A. W. H. (1959): Ecology of Recent planctonic foraminifera: Part I — Areal distribution io the western North Atlantic. — Micropaleont., **5**, S. 77—100, Textfig. 1—52, Tab. 1, 2, Taf. 1, 2. — New York.

CRICKMAY, G. W., LADD, H. S. & HOFFMEISTER, J. E. (1941): Shallow-water Globigerina sediments. — Geol. Soc. Am., Bull., **52**, S. 79—106, Textfig. 1—4, Taf. 1, 2 — New York.

GLAESSNER, M. F. (1937): Studien über Foraminiferen aus der Kreide und dem Tertiär des Kaukasus. I. Die Foraminiferen der ältesten Tertiärschichten des Nordwestkaukasus. — Probl. Paleont., **2—3**, S. 349—410, Taf. 1—5. — Moskau.

GRIMSDALE, T. F. & MORKHOVEN, F. P. C. M. van (1955): The ratio between pelagic and benthonic Foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. — IV. World Petrol. Congr., Proc., **1**, S. 473—491, Textfig. 1—10. — Rom.

KOLLMANN, K. (1960): Siehe dieses Heft.

LIEBUS, A. (1911): Die Foraminiferenfauna der mitteleocänen Mergel von Norddalmatien. — K. Akad. Wiss., Sb., math.-naturw. Kl., **120**, S. 1—92, Textfig. 1—5, Taf. 1—3. — Wien.

LIEBUS, A. (1914): Über einige Foraminiferen aus dem „Tassello" bei Triest. — K. k. Geol. Reichsanst., Verh., **48**, S. 141—145, Textfig. 1. — Wien.

LOWMAN, S. W. (1949): Sedimentary facies in Gulf Coast. — Am. Ass. Petrol. Geol., Bull., **33**, S. 1939—1997, Textfig. 1—35. — Tulsa.

MCGLASSON, R. H. (1959): Foraminiferal biofacies around Santa Catalina Island, California. — Micropaleont., **5**, S. 217—240, Textfig. 1—18, Tab. 1—8. — New York.

PAPP, A. (1960): Siehe dieses Heft.

PHLEGER, F. B. (1939): Foraminifera of submarine cores from the continental slope. — Geol. Soc. Am., Bull., **50**, S. 1395—1422, Textfig. 1—4, Tab. 1—3, Taf. 1—3. — New York.

PHLEGER, F. B. (1942): Foraminifera of submarine cores from the continental slope, Part 2. — Geol. Soc. Am., Bull., **53**, S. 1073—1098, Textfig. 1—6, Tab. 1—3. — New York.

PHLEGER, F. B. (1951): Ecology of foraminifera, northwest Gulf of Mexico. Part I. Foraminifera distribution. — Geol. Soc. Am., Mem., **46**, S. 1—88, Textfig. 1—33, Tab. 1—30. — New York.

PHLEGER, F. B. (1954): Ecology of foraminifera and associated micro-organisms from Mississippi Sound and environs. — Am. Ass. Petrol. Geol., Bull., **38**, S. 584—647, Textfig. 1—28, Tab. 1—11, Taf. 1—3. — Tulsa.

PREY, S. (1960): Siehe dieses Heft.

SCHOTT, W. (1954): Über stratigraphische Untersuchungsmethoden in rezenten Tiefseesedimenten. — Heidelberger Beitr. Min. Petrogr., **4**, S. 192—197, Textfig. 1. — Berliu-Göttingen-Heidelberg.

SCHUBERT, R. J. (1904 a): Mitteleocäne Foraminiferen aus Dalmatien. II. Globigerinen- und Clavulina Szaboi-Mergel von Zara. — K. k. Geol. Reichsanst., Verh., **38**, S. 115—117. — Wien.

SCHUBERT, R. J. ((1904 b): Mitteleocäner Globigerinenmergel von Albona (Istrien) — K. k. Geol. Reichsanst., Verh., **38**, S. 336—339. — Wien.

Erläuterungen zu Tafel VI

Fig. a: Profil Faccanoni. Geologisches Profil (Maßstab 1 : 50); Lage der bearbeiteten Proben im Profil; Verteilung des prozentuellen Verhältnisses planktonische/benthonische Foraminiferen und Flyschsandschaler/Restliche benthonische Foraminiferen im Profil; Rückstandsvolumen der Mittelfraktion (s. w. = sehr wenig; w = wenig; m = mittel; v = viel; s. v. = sehr viel); Zahl der planktonischen und benthonischen Gehäuse, jeweils in einer Schüttung.

Fig. b: Prozentuelles Verhältnis planktonische/benthonische Foramiuiferen aller bearbeiteten Proben. (Punkte: Prozentgehalt an Plankton in den einzelnen Proben; starker, senkrechter Strich: arithmetischer Mittelwert aller Proben des jeweiligen Schichtgliedes).

Fig. c: Prozentuelles Verhältnis Flyschsandschaler/Restliche benthonische Foraminiferen aller bearbeiteter Proben. (Punkte: Prozentgehalt an Flyschsandschalern in den einzelnen Proben; starker, senkrechter Strich: arithmetischer Mittelwert aller Proben des jeweiligen Schichtgliedes).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel VI

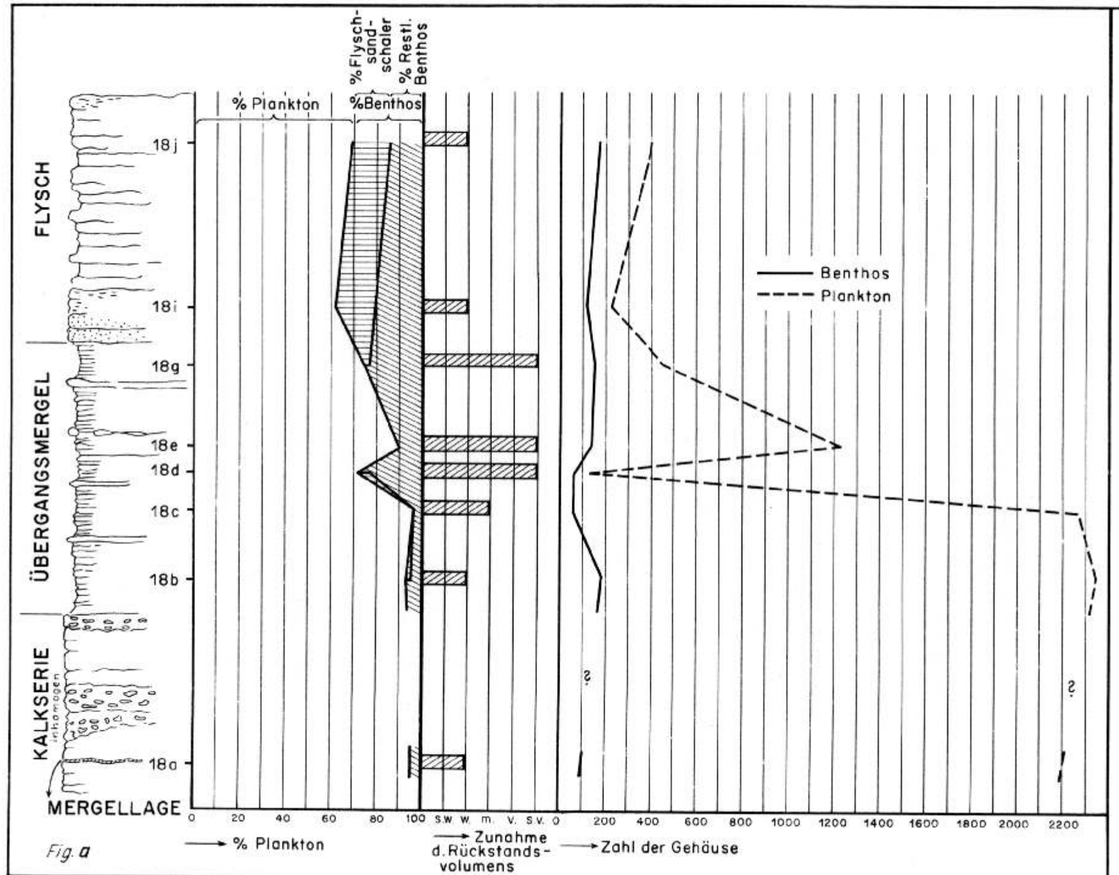


Fig. a

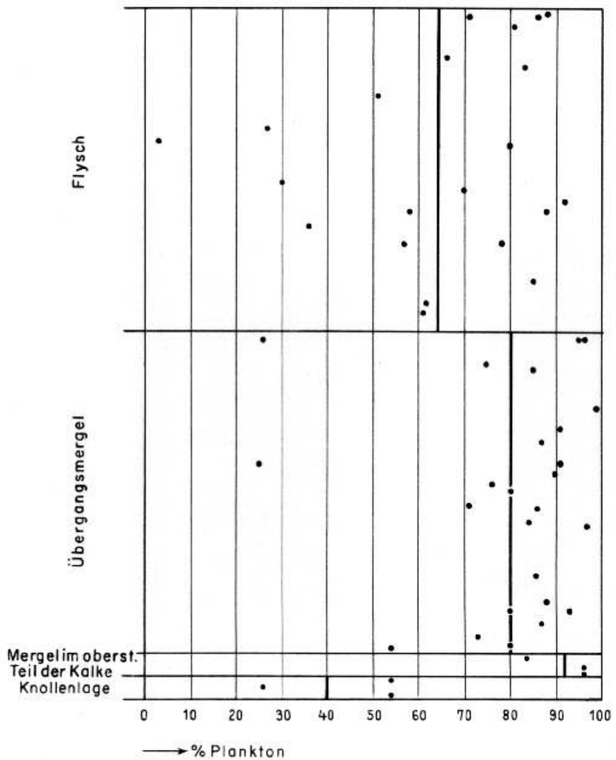


Fig. b

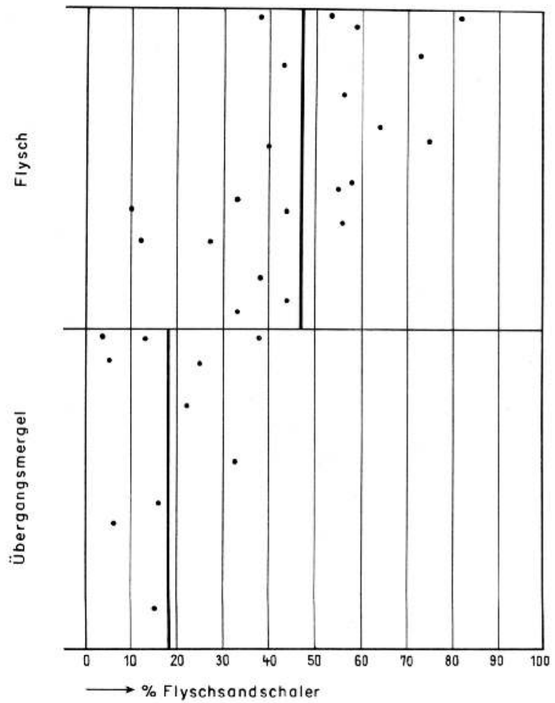


Fig. c

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

7. Zur Ostracodenfauna aus dem Grenzbereich zwischen Kalk- und Flyschfazies in der Aufschlußgruppe des Steinbruches Faccanoni

Ostracod Fauna from the Border Zone between Limestone and Flysch Facies in the Exposures of the Faccanoni Quarry.

Von Kurt Kollmann

(Mit Tafel VII)

Zusammenfassung

Es wird über eine fossile Ostracodenfauna aus dem Steinbruch Faccanoni bei Triest berichtet. Die arten- und individuenarme Fauna stammt aus dem Grenzbereich zwischen der Kalk- und Flyschentwicklung des tieferen Mitteleozäns und umfaßt einige, nicht näher bestimmbare Arten der Gattung *Cytherella*, einen Vertreter der Gattung *Bairdia* und sehr selten Formen aus der Verwandtschaft um *Cythereis* s. l. Die Ostracodenfauna ist rein marin und weist auf „open sea conditions" und relativ tiefes Wasser (mehrere 100 m) hin.

Summary

The report deals with a fossil Ostracod fauna from the Faccanoni quarry near Trieste. The fauna which is poor in species and individuals stems from the border zone between the limestone and Flysch facies of the lower Middle Eocene and comprises several, not closely definable species of the genus *Cytherella*, one species of the genus *Bairdia*, and, very infrequently, forms from the relationship of *Cythereis s. l.* The Ostracod fauna is purely marine and is indicative of open sea conditions and relatively deep water (several 100 m).

I. Einleitung

Im Rahmen einer Arbeitsgemeinschaft österreichischer Geologen wurden im Oktober 1959 bei Triest einige Profile im Grenzbereich zwischen Kalk- und Flyschentwicklung des tieferen Mitteleozäns studiert. Im Brennpunkt der Untersuchungen stand das Flyschproblem. Die Methodik war durch die besondere geologische Situation dieses Raumes vorgezeichnet, die es ermöglicht, den Flysch als litho- und biofazielle, stratigraphisch gut abgrenzbare Einheit aus dem gegebenen Schichtverband heraus zu erfassen.

Zwangsläufig ergab sich dabei die Behandlung einiger grundlegender Fragen, und zwar, ob in den betreffenden Profilen des Raumes von Triest tatsächlich eine stratigraphisch lückenlose Schichtfolge vorliege, ob die Schichtglieder durch fazielle Übergänge miteinander verbunden seien und ob sich schließlich in der Sedimentation ein bestimmt gerichteter, bathymetrischer Ablauf abzeichne.

Dieser vielseitigen Fragestellung war von paläontologischer Seite her nur durch eine Erfassung der Fauna auf möglichst breiter Basis gerecht zu werden.

Wenn im folgenden auf die Ostracoden eines Profiles eingegangen wird, so soll damit nur das Bild der Mikrofauna abgerundet werden. Dies erscheint um so reizvoller, als zumindest im europäischen Schrifttum keine näheren Angaben über diese Gruppe im Zusammenhang mit der Behandlung von Flyschfragen vorliegen.

Die häufigsten Ostracoden werden kurz charakterisiert und abgebildet. Auch wird versucht, unter besonderer Berücksichtigung dieser Fossilgruppe zu ökologi-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

schen Fragen Stellung zu nehmen. Es sei dabei auf die enge Zusammenarbeit mit Herrn Dr. K. GOHRBANDT hingewiesen, der auf Grund der Thanatocoenosen der Kleinforaminiferen wohlbegründete Gesichtspunkte für eine bathymetrische Beurteilung der pelitischen Sedimente geltend macht.

Eine stratigraphische Auswertung läßt die Ostracodenfauna vorläufig wegen ungenügender neuerer Bearbeitung der hier vorkommenden Formenkreise nicht zu. Zum Glück ist durch die neue stratigraphische Bearbeitung der Großforaminiferen durch A. PAPP (1960) und der Kleinforaminiferen durch S. PREY (1960) das Alter der in Frage stehenden Schichten mit hinlänglicher Genauigkeit eingeengt.

Für die Genehmigung zur Beteiligung an dieser Arbeitsgemeinschaft sei an dieser Stelle Herrn Direktor Dr. R. JANOSCHEK der verbindlichste Dank ausgesprochen.

II. Auftreten

Von der im Steinbruch Faccanoni aufgeschlossenen Schichtfolge lieferten sowohl die dünne Mergellage (Probe 18 a) die den brecciösen Kalken im SW-Teil des Bruches eingeschaltet ist, als auch mehrere Proben aus dem darüberliegenden „Übergangsmergel" (Proben 18 b, c und e) Ostracoden, während solche in den mergeligen Lagen des Flysches nicht nur in dieser Aufschlußgruppe, sondern auch an anderen Stellen meist zu fehlen scheinen. Auch in den übrigen aufgenommenen Profilen beschränken sich die Ostracoden auf die Übergangsmergel. In den einander nach der Lagerung (H. KÜPPER, 1960) und Großforaminiferenführung (A. PAPP, 1960) entsprechenden, manchmal an der Basis dieser Mergel auftretenden Knollenlagen ließen sich bisher nur spärliche Reste von Vertretern dieser Gruppe feststellen.

III. Die Ostracodenfauna von Faccanoni

Das vorwiegende Faunenelement sind verschiedene *Cytherella*-Arten. Weiters tritt in einigen Proben eine kleine, relativ dünnschalige *Bairdia* sp. auf. *Cythereis*-ähnliche Formen sind entweder in Bruchstücken oder als Einzelexemplare vorhanden.

Eine genaue Bestimmung der Arten ist im Hinblick auf die mangelhafte allgemeine Bearbeitung der beiden erstgenannten Gattungen derzeit noch nicht möglich. Um aber dem Leser dieser Mitteilung ein anschauliches Bild von der Ostracodenfauna zu vermitteln, werden im folgenden die einstweilen in offener Nomenklatur benannten Ostracoden der Aufschlußgruppe Faccanoni aufgezählt und deren Verwandtschaftsbeziehungen besprochen. Die häufigsten Formen werden auf Tafel VII abgebildet. Die verwendete Ziffernbezeichnung ist als internes Provisorium gedacht und es soll betont werden, daß sie vom Bearbeiter selbst in keiner Weise als bindende Typusbezeichnung betrachtet wird.

In den einzelnen Proben wurden folgende Ostracoden festgestellt: *)

18 a	1	*Cytherella* sp.	/136
	2	„ „	/138
	1	„ „	/139
18 b	1	„ „	/136
18 c	1	„ „	/ —
18 d		keine Faunen	

*) Die Ostracoden werden in der Sammlung der Geologischen Bundesanstalt in Wien aufbewahrt.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

18e	11	*Cytherella* sp./136
	6	„ „ /137
	4	„ „ /138
	1	„ „ /139
	3	„ „ /140 (nur linke Klappen)
	2	*Bairdia* sp./141
	2	*Trachyleberidea* aff. *aranea* (JONES & SHERBORN, 1887) ?
	1	*Cythereis* ? sp.

Zur näheren Charakterisierung der Verwandtschaftsbeziehungen dieser Formen mögen folgende Bemerkungen dienen:

Cytherella sp./136 (Taf. VII: 1, 2, 3)

Dieser Ostracode steht dem Formenkreis um die aus der Oberkreide beschriebenen *C. ovata* (ROEMER, 1841) und *C. staringi* VEEN (1932) nahe. Ähnliche Arten wurden aus dem Tertiär beschrieben, so z. B. die dorsal stärker gewölbte *C. fornicata* APOSTOLESCU (1956) aus dem Thanétien des Pariser Beckens. Die aus zahlreichen rezenten Meeresproben eines Bereiches zwischen 155—675 Faden (= ca. 280—1235 m) beschriebene *C. lata* BRADY (1880) hat ähnliche Umrißformen, ist rückwärts jedoch besser gerundet und wesentlich größer (1,55 mm).

Cytherella sp./137 (Taf. VII: 4, 5, 6, 7)

Diese Form zeichnet sich durch einen lappen- oder ohrenförmigen Anhang des Hinterrandes und einen stark lamellenartig verbreiteten Vorderrand der linken Klappe aus. Sie steht dadurch der aus dem Chatt von Kassel beschriebenen *C. transversa* SPEYER (1863) sehr nahe, die später in Europa aus verschiedenen oligozänen Niveaus beschrieben wurde. Nahe verwandt ist auch *Cytherella hannai* HOWE & LAW (1936) aus dem Vicksburg Oligozän von Louisiana. In Österreich sind Vertreter dieser Gruppe in den Schichten des höheren Helvet und Untertorton (Lagenidenzone) des Steirischen Beckens sehr häufig.

Cytherella sp./138 (Taf. VII: 11, 12, 13)

Diese *Cytherella* gehört einem horizontal und vertikal weit verbreiteten Formenkreis an, der sich um 2 nahe verwandte Arten, nämlich um die im Paläozän und Eozän verbreitete *C. muensteri* (ROEMER, 1838) und die in der Unter- und Oberkreide vorkommende *C. parallela* (REUSS, 1846) gruppiert. In den seitlichen Umrissen und der Größe bestehen ferner sehr enge Beziehungen zu *Cytherella harmoniensis* v. d. BOLD, welche von ihrem Autor (1960) aus dem oberen Eozän von Trinidad beschrieben wurde. In der Dorsalansicht ist *C.* sp./138 jedoch vorne spitziger zulaufend als die letztgenannte Art.

Cytherella sp./139 (Taf. VII: 8, 9, 10)

Die vorgefundenen Gehäuse dürften wohl männlichen Individuen angehören. Sehr enge Beziehungen bestehen zu *Cytherella navetensis* v. d. BOLD, mit welcher sie sich in den seitlichen Umrißformen bis auf ein etwas stärker abgerundetes Hinterende und auf geringere Größe (Länge von *C. navetensis* = 1,50 mm, von *C. sp./139* = 0,88 mm) gut deckt. Diese Art ist von v. d. BOLD (1960) aus planktonreichen Sedimenten seiner „open sea facies" des Unter- und Mitteleozäns bis in das tiefste Obereozän von Trinidad beschrieben worden.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Cytherella sp./140 (keine Abbildung)

Es wurden nur 3 linke Klappen gefunden, die keine nähere Bestimmung zulassen.

Bairdia sp./141 (Taf. VII: 14, 15, 16)

Die stark sedimentinkrustierte, abgebildete rechte Klappe zeigt, daß es sich um eine ausgesprochen dünnschalige, kleine Art handelt. Da die Exemplare sämtlicher Proben die gleiche Größe aufweisen, ist es unwahrscheinlich, daß Larvenstadien vorliegen.

Formenkreis um Cythereis s. 1

Aus dieser Gruppe liegt von Aufschluß 18 e außer 2 stark verkrusteten Bruchstücken von Formen, die *Trachyleberidea aranea* (JONES & SHERBORN, 1887) nahestehen, nur eine ebenfalls stark verunreinigte, an den Lateralflächen deutlich bewarzte Form vor, die vorläufig der Gattung *Cythereis* zugeordnet wird.

IV. Zur bathymetrischen Auswertung der Ostracodenfauna

Die auffälligsten Merkmale an der vorliegenden, benthonischen und hochmarinen Fauna sind die relative Artenarmut und das einseitige Schwergewicht auf der Gattung *Cytherella.*

Der Formenreichtum der benthonischen Ostracoden nimmt nach allen bisherigen Beobachtungen, ebenso wie bei den benthonischen Foraminiferen, mit zunehmender Tiefe ab, wobei eine Umschichtung des Bestandes an Gattungen und Arten stattfindet. Da die Gehäuse der planktonisch-nektonischen Ostracoden (vorwiegend Vertreter der *Myodocopa*) keine Kalkinkrustationen aufweisen und daher nach dem Tode nicht erhaltungs- bzw. fossilisationsfähig sind, ist das derzeit bei den Foraminiferen für bathymetrische Betrachtungen in erster Linie berücksichtigte Zahlenverhältnis der planktonischen zu den benthonischen Formen (siehe K. GOHRBANDT, 1960) hier nicht anwendbar. Es kommt somit bei der bathymetrischen Beurteilung in erster Linie auf die relative Anzahl der Gattungen und Arten (bezogen auf die Gesamtfauna und Probenmenge) und den spezifischen Artenbestand an.

Obwohl Vertreter der Gattung *Cytherella* in verschiedensten marinen Biotopen beobachtet wurden, deutet ihre Prädominanz meist auf tieferes Wasser hin. Auch die rezente *Cytherella abyssorum* SARS, über die bei O. ELOFSON (1941) ausführliche ökologische Bemerkungen zu finden sind, hat ihr ausgesprochenes Verbreitungsmaximum in Meerestiefen von mehreren 100 m. Ferner zeigen aus größeren Wassertiefen stammende Proben der Challenger-Expedition nach G. S. BRADY (1880) oftmals arme Vergesellschaftungen von Ostracoden, in denen *Cytherella* nicht selten ist.

Die rezenten Arten der Gattung *Bairdia* dürften 2 bathymetrische Verbreitungsmaxima haben. Das eine liegt im ausgesprochenen Seichtwasserbereich und zeigt dort meist ökologische Bindungen an das Phytal. Beobachtungen über die Ökologie der Gattung liegen aus dem Golf von Neapel (G. W. MÜLLER, 1894) und aus der Umgebung von Monaco vor, wo D. R. ROME (1942) nicht weniger als sieben Arten auf einer Posidonia-Wiese in einer Tiefe von weniger als 30 m fangen konnte. Auch in fossilen Algenriffen und -bänken ist die Gattung häufig zu finden (z. B. in tortonischen Nulliporenkalken des Wiener und Steirischen

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Beckens und in obereozänen Nulliporenkalken der Molassezone). Das zweite Verbreitungsmaximum liegt in größeren Meerestiefen. G. S. BRADY (1880) beschreibt, ebenfalls im Challenger-Report, eine Anzahl von rezenten Arten dieser Gattung, die ausschließlich tiefere Meeresteile bewohnen (z. B. *Bairdia abyssicola* BRADY, 1880, *B. exaltata* BRADY, 1880, *B. hirsuta* BRADY, 1880, etc.).

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die Gattung *Bairdia,* für sich betrachtet, nicht als Tiefenindikator zu gebrauchen ist, sondern daß es auf die Art ankommt, deren Biotop natürlich enger begrenzt ist als das der übergeordneten taxionomischen Kategorie. Hinsichtlich der Ökologie der einzelnen fossilen und rezenten *Bairdia*-Arten sind unsere Kenntnisse im allgemeinen jedoch noch recht dürftig. Der Gattung *Bairdia* als Mitglied einer Faunengemeinschaft kommt jedoch, wie im folgenden zu zeigen ist, größte Bedeutung bei der Beurteilung der paläontologischen Fazies zu.

Van den BOLD (1960) gibt für die „open sea facies" des Tertiärs von Trinidad, nämlich die planktonreichen Schichten der Lizard Spring formation (Paleozän bis Untereozän), der Navet formation (hpts. Mitteleozän) und der Cipero formation (Oligozän-Miozän) Ostracodenvergesellschaftungen an, in welchen *Cytherella* neben *Bairdia* und *Krithe* zu den vorherrschenden Gattungen gehören. Sehr bemerkenswert für die ökologische Beurteilung der „Übergangsmergel" der hier behandelten Schichtfolge ist seine Feststellung auf S. 149 bei Besprechung der Cipero formation: „... With the incoming of open sea conditions the ostracode fauna decreases in the number of species and genera with the genera *Cytherella, Bairdia* and *Krithe* predominating ..." In der noch extremeren Verarmung der Ostracodenfauna der „Übergangsmergel" dürfte sich außer den „open sea conditions" die noch größere Wassertiefe widerspiegeln.

Es ist kein Zufall, daß gerade die als morpho-genetisch träge bekannten Gattungen *Cytherella* und *Bairdia* immer wieder in den rezenten und fossilen Mikrofaunen der tieferen Meere anzutreffen sind. Die durch große geologische Zeiträume zu postulierenden gleichartigen Lebensbedingungen und Ausweichmöglichkeiten mögen hier für das konservative Verhalten gerade dieser beiden Formenkreise verantwortlich sein.*)

Die im Material von Faccanoni wie auch in den Proben der übrigen Profile entweder nur als Einzelexemplare oder als Bruchstücke von solchen vorkommenden Vertreter aus dem Formenkreis um *Cythereis* s. l. können autochthon oder umgelagert sein. Jedenfalls dürften sie das bathymetrische Bild kaum beeinflußen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Ostracodenfauna zwar eine genaue bathymetrische Einordnung noch nicht zuläßt, daß sie jedoch für „open sea conditions" bei einer Wassertiefe von mehreren 100 m spricht. Es dürfte sich um „Tiefwasser" im Sinne von P. H. KUENEN (1959, S. 1011) handeln.

V. Schlußfolgerungen

Auf Grund ihrer Ostracodenfauna kann der Verfasser in Übereinstimmung mit den Untersuchungen von K. GOHRBANDT die dünne, den Kalkbreccien eingeschaltete Mergellage und die „Übergangsmergel" einander faziell gleichstellen und beide einem Tiefenbereich von mehreren 100 m zuordnen.

Die Kalkbreccien über der dünnen Mergellage aber, die genetisch ein Aufarbeitungsprodukt der Alveolinenkalke darstellen, können dann nur ortsfremd

*) Dies stimmt nicht mit der oft betonten, nach Ansicht des Verf. jedoch nicht bewiesenen Jugendlichkeit der jetzigen Tiefseefaunen überein.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

sein, denn die ursprüngliche Bildungstiefe dieser Kalke dürfte mit Rücksicht auf die skelettbildenden Algen und die Großforaminiferen nach bisheriger Kenntnis nur im seichteren Wasser bis zu einer Tiefe von ca. 50 m angenommen werden. Wie weit auch die brecciösen Kalke unterhalb der dünnen Mergellage allochthon sind, läßt sich schwer beurteilen.

Sehr auffällig ist, daß die an Nummuliten und Assilinen reichen Mergel der Knollenlagen keine Ostracodenfaunen geliefert haben. Erfahrungsgemäß gehören gerade die großforaminiferenreichen Mergel und Sande zu den Sedimenten mit üppiger Ostracodenführung. Es liegt daher die Vermutung nahe, daß die mergelige Matrix dieser Knollenlagen einem anderen Biotop angehört hat als die Großforaminiferen selbst und wohl auch die Kalkknollen. Die beiden letzteren dürften durch gravitative Aufbereitung aus ihrem ursprünglichen Verband gelöst, beckenwärts abgeglitten, unterwegs von labilen Schlammassen umhüllt und mit diesen in ihre heutige relative Position gelangt sein, sich demnach vielleicht auf tertiärer Lagerstätte befinden. Die von GOHRBANDT geäußerte Ansicht über den Tiefenbereich der Kleinforaminiferen der Knollenlage ist nur auf die mergelige Matrix, nicht aber auf die Großforaminiferen zu beziehen.

Es kann also auf Grund der Ostracodenuntersuchungen nur auf eine äußerst abrupte, übergangslose Aufeinanderfolge der Kalk- und Mergelsedimentation geschlossen werden. Die stratigraphische Bearbeitung der Großforaminiferenfauna durch A. PAPP (1960) und die der Kleinforaminiferenfauna durch S. PREY (1960) macht eine größere stratigraphische Schichtlücke unwahrscheinlich. Immerhin dürfte das im Raum von Triest in das untere Lutet zu stellende Umschlagen der Fazies das Ergebnis eines Ereignisses sein, das zu einer raschen Absenkung des Sedimentationsbeckens geführt hat. Die Kalkbreccien, die Großforaminiferenführenden Knollenlagen und auch gewisse Großforaminiferen-führende Einschaltungen in den Übergangsmergeln dürfen als Produkt der Versteilung des Gefälles zu werten und auf submarine Rutschungen auf breiter Front zurückzuführen sein.

Tafel VII

Alle Figuren 50 ×

1.— 3. *Cytherella sp.*/136
1. G von links
2. G von oben
3. G von vorne

4.— 7. *Cytherella sp.*/137
4. L von außen
5. L von innen (mit Steinkern)
6. L von oben
7. L von schräg unten/innen

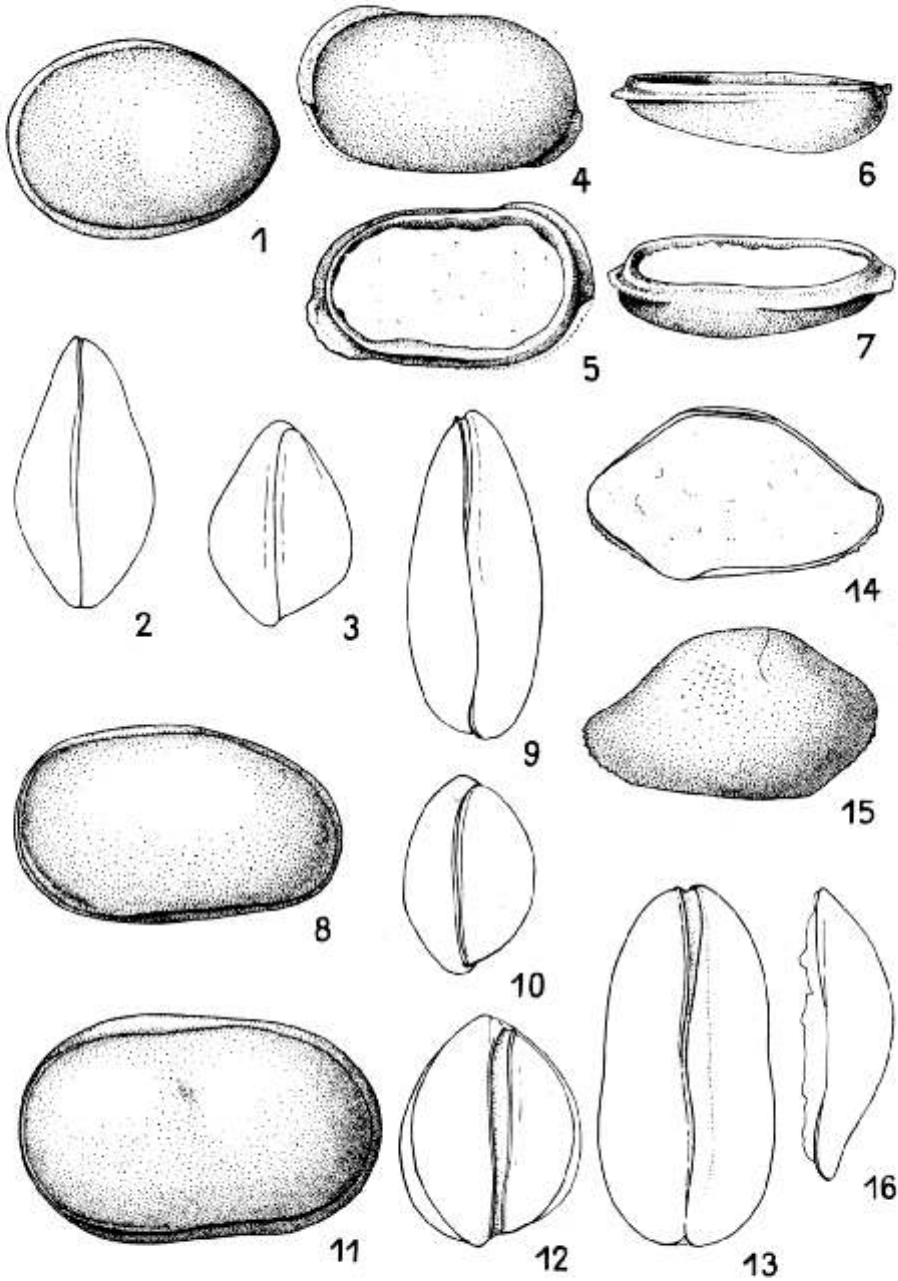
8.—10. *Cytherella sp.*/139
8. G von links
9. G von oben
10. G von vorne

11.—13. *Cytherella sp.*/138
11. G von links
12. G von vorne
13. G von oben

14.—16. *Bairdia sp.*/141
14. R von innen (mit Steinkern)
15. R von außen
16. R von oben

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Tafel VII



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Der auch im Gelände sichtbare Übergang der trennenden Mergel nach oben in den Flysch wird vor allem durch das recht übereinstimmende Verhältnis der planktonischen und benthonischen Faunenelemente zwischen den ersteren und den Flyschmergeln charakterisiert, wie K. GOHRBANDT in seinem Beitrag darlegt. Vor allem das Einsetzen der Flyschsandschaler noch vor der Ablagerung eigentlicher Flyschsandsteine im Übergangsmergel legt einen allmählichen Übergang nach oben nahe. Das Fehlen von Ostracoden im Flysch selbst kann nicht als Beweis gegen einen allmählichen Übergang zu werten sein, es scheint eher, als ob die wenigen, an das Tiefwasser angepaßten Arten als streng benthonische und daher substratabhängige Lebewesen dem rasch wechselnden Sedimentationsgeschehen nicht gewachsen waren und daher schon primär aussetzen.

Literatur

APOSTOLESCU, V., 1956: Contribution a l'étude des Ostracodes de l'Eocène inférieur (s. l.) du Bassin der Paris. — Rev. de l'Inst. Français du Pétrole etc., Vol. XI, No. 11, Paris.

BOLD, W. A. van den, 1960: Eocene and Oligocene Ostracoda of Trinidad. — Micropaleontology, Vol. 6, No. 2, New York.

BRADY, G. S., 1880: Report on the Ostracoda dredged by the H. M. S. Challenger during the years 1873—1876. — Challenger Rept., Zoology, Vol. 1.

ELOFSON, O., 1941: Zur Kenntnis der marinen Ostracoden Schwedens mit besonderer Berücksichtigung des Skagerraks. — Zoologiska Bidrag fran Uppsala Band 19, Uppsala.

GOHRBANDT, K., 1960: siehe dieses Heft.

GREKOFF, N., 1956: Guide pratique pour la détermination des Ostracodes post paléozoiques. — Institut Français du Pétrole, Div. Sedim., Paris.

HOWE, H. V., et LAW, J., 1936: Louisiana Vicksburg Oligocene Ostracoda. — State of Louisiana Department of Conservation, Geol. Bull. No 7, New Orleans.

KEY, A. J., 1953: Preliminary note on the recent Ostracoda of the Snellius expedition. — Proc. Koninkl. Nederl. Ak. v. Wetenschappen (B) 56, No. 2, Amsterdam.

— 1957: Eocene and Oligocene Ostracoda of Belgium. — Inst. Royal des Sciences Nat. de Belgique. Mémoire No. 136. Bruxelles.

KUENEN, P. H., 1959: Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — Eclogae Geol. Helvetiae, vol. 51, No 3, Basel.

KÜPPER, H., 1960: siehe dieses Heft.

MÜLLER, G. W., 1894: Die Ostracoden des Golfes von Neapel und der angrenzenden Meeresabschnitte. — In: Flora und Fauna des Golfes von Neapel; Monogr. 21. Berlin.

OERTLI, H. J., 1958: Les Ostracodes de l'Aptien—Albien d'Apt. — Rev. Inst. Franç. Pétrole etc. Vol. XIII, No. 11, Paris.

PAPP, A., 1960: siehe dieses Heft.

PREY, S., 1960: siehe dieses Heft.

REUSS, A. E., 1846: Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation. Stuttgart, E. Schweizerbart, Abt. II.

WIESENEDER, H., 1960: siehe dieses Heft.

WOLETZ, G., 1960: siehe dieses Heft.

ROEMER, F. A., 1838: Die Cytherinen des Molasse-Gebirges. Neues Jahrb. f. Min., Geognosie, Geol etc., Stuttgart.

— 1841: Die Versteinerungen des norddeutschen Kreidegebirges. Hannover.

ROME, D. R., 1942: Ostracodes marines des environs de Monaco. 2me note. — Bull. Inst. Océanogr. Monaco 819. Monaco

SPEYER, O., 1863: Die Ostracoden der Casseler Tertiärbildungen. — Verlag G. Württemberger, Cassel.

TRESSLER, W. L., 1941: Geology and Biology of North Atlantic Deep-Sea Cores between Newfoundland and Ireland. Part 4. Ostracoda. — U. S. Geological Survey, Professional Paper 196-C. Washington.

8. Übersicht

In der weiteren Umgebung von Triest folgt über der kalkigen Oberkreide (nach R. OBERHAUSER Radiolitenkalke mit Dicyclinen, tiefere Oberkreide) eine kalkige Eozänserie, deren tiefere Teile Süßwasserkalke (Promina-Schichten),

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

deren höhere Anteile vollmarine Milioliden-, Nummuliten- und Alveolinenkalke sind. Über diesen liegen die aus Mergeln und Sandsteinen bestehenden Flyschbildungen. An fünf gut aufgeschlossenen Stellen (Prosecco SE, Terstenico-Obelisco, Faccanoni, Italocementi und Bagnoli) wurden am Übergang von Kalk- in Flysch-Sedimentation Beobachtungen gesammelt und ausgewertet (H. Küpper).

Die Gesteine lassen sich gliedern in organogene Kalke des Eozän, Übergangsbildungen, bestehend aus Mergeln und klastischen Kalkgesteinen sowie typischen Flysch. Die tiefsten Flyschsandsteine sind Kalk-Quarzarenite mit Nummuliten auf sekundärer Lagerstätte. Die Ursache des Faziswechsels von den organogenen Kalken zur grobklastischen Sedimentation des Flysch dürfte in reliefbildenden Vorgängen des Hinterlandes zu suchen sein, da die in den Flyschsandsteinen nachgewiesenen Gesteinsbruchstücke sich von bekannten Zonen der Dinariden ableiten lassen (H. Wieseneder).

Die Untersuchung des Schwermineralspektrums, vor allem Faccanoni, bestätigen diese Eindrücke (G. Woletz).

Die höchsten Teile der Alveolinenkalke und auf kurzem Abstand darüber Straten mit isolierten Großforaminiferen dürften auf Grund von Assilinen dem älteren Lutet angehören. Der Bestand an Lebensspuren im Flysch zeigt den gleichen Charakter, wie der Eozänflysch im Wienerwald (A. Papp).

Mergel und Tonmergel des Flysch sind in ihrer Fauna als Globigerinen-Globorotalien-Gesellschaften gekennzeichnet; die Faunen der unterlagernden Alveolinen-Nummulitenkalke und die sandsteinfreien Basismergel zeichnen sich durch Großwüchsigkeit aus. Durch die Vorherrschaft von Kalkschalern und den reichen Anteil von planktonischen Formen unterscheiden sich die Faunen des Triestiner Flysches grundsätzlich von denen der Nordalpen, wo mit geringen Ausnahmen agglutinierende Formen vorherrschen. Es wird an die Deutung der letzteren als Kaltwasserfaunen erinnert. Stratigraphisch weist die Kleinforaminiferenfauna auf tieferes Mitteleozän (S. Prey).

Die Mergellagen im obersten Teil der Kalkserie sowie die über den Kalken folgenden Mergel enthalten eine reiche Planktonfauna, die einem Tiefenbereich von 700 bis 1200—m angehören dürfte. Ein Teil der obersten Kalke dürfte in den Sedimentationsraum der Übergangsmergel durch submarine Abrutschung gelangt sein. In den Übergangsmergeln treten aber auch schon Flyschsandschaler als Vorläufer der typischen Flyschentwicklung auf (K. Gohrbandt).

Die Ostracodenfauna aus dem Grenzbereich zwischen der Kalk- und Flyschentwicklung ist rein marin und weist auf eine Wassertiefe von mehreren 100 m hin (K. Kollmann).

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Auswertung und Inbezugsetzung der Beobachtungen der Kalk-, Mergel- und Flyschsedimente des tieferen Mitteleozäns im Triestiner Bereich deutliche Hinweise ergab für Absatztiefe, Sedimentationsbedingungen und Herkunft der Sedimente. Diese Befunde dürften sich bei ähnlichen Serien zu allgemein diagnostischen Gesichtspunkten entwickeln lassen.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1960

Band/Volume: 1960

Autor(en)/Author(s): Gohrbandt Klaus, Kollmann Kurt, Küpper Heinrich, Papp Adolf, Prey Siegmund, Wieseneder Hans, Woletz Gerda

Artikel/Article: Beobachtungen im Flysch von Triest: (Wiener Beiträge zum Flyschproblem, Nr. 1) 162-196