

- ZAPFE, H., 1959: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. geol. Bundesanst. 1959, 122—128, Wien.
- ZAPFE, H., 1964: Untersuchungen im obertriadischen Riff des Gosaukammes (Dachsteingebiet, Oberösterreich). VI. Das Alter der Hornsteinkalke im Liegenden des Riffes. — Verh. geol. Bundesanst. 1964, 177—181, Wien.

Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches

VON G. NIEDERMAYR

Mit 3 Tafeln, 8 Abbildungen und 4 Tabellen

Inhalt:

Zusammenfassung

- I. Einleitung und Problemstellung
 - II. Aufschlußbeschreibung
 - III. Petrographie
 1. Korngröße
 2. Modalbestand
 - IV. Schwermineraluntersuchungen
 1. Allgemeines
 2. Arbeitsweise
 3. Beschreibung der Einzelminerale
 4. Ergebnisse
 - V. Genese
- Literatur

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit stellt einen Beitrag zur Sedimentpetrographie der Flyschablagerungen in der Umgebung von Wien dar und behandelt Aufschlüsse der Kahlenberger Schichten, der Sieveringer Schichten, der Altflengbacher Schichten, des Greifensteiner Sandsteins und der Laaber Schichten.

Die Geländearbeit ergab, daß die einzelnen dabei untersuchten Schichtglieder mit Ausnahme des Greifensteiner Sandsteins fast ausnahmslos einen bestimmten Sedimentationsrhythmus zeigen. Auf einen Schiefertone bis Ton folgt mit scharfer Grenze ein meist massiger Sandstein, der gegen oben zu feinkörniger wird, verschiedenste Spielarten der Schichtung zeigt und letzter Endes wieder in Schiefertone übergeht; darauf kommt der nächste Gradierungszyklus, solcherart eine meist rege Wechsellagerung von Sandstein und Schiefertone erzeugend. An Hand einiger ausgewählter Proben wurde nun diese gradierte Schichtung näher untersucht. Es ergab sich dabei eine Differenzierung in der vertikalen Richtung der Sandsteinbänke nicht nur in der Korngröße, sondern auch in bezug auf die Sortierung, den Karbonatgehalt und den Mineralbestand, sowohl hinsichtlich Leichtminerale, wie auch Schwerminerale. Die Beobachtung, daß der Zirkon in den feinkörnigeren oberen Teilen der Sandsteine häufiger ist als an deren Basis, wird darauf zurückgeführt, daß der Zirkon im grobkörnigeren unteren Teil der Bänke größer ist als oben und daher bei gleichbleibender Fraktionsbreite im oberen Teil der Bänke häufiger sein muß als unten. Dies muß bei der stratigraphischen Auswertung der Schwermineralspektren beachtet werden.

Weitere Zirkonuntersuchungen deuten darauf hin, daß sich die Flyschsedimente im wesentlichen aus Gesteinen der Böhmisches Masse aufbauen und alpine Gesteine, wenn überhaupt, nur untergeordnet Material geliefert haben. In gleicher Weise wird auch der Monazit, der in den untersuchten Flyschgesteinen ziemlich regelmäßig anzutreffen ist, als weiteres Indexmineral für das vermutliche Liefergebiet angesehen.

*) Anschrift des Verfassers: Naturhistorisches Museum, Wien I, Burgring 7, Min.-Petrogr. Abteilung.

I. Einleitung und Problemstellung

Die Merkmale des Flysches und seine Entstehung sind in den letzten Jahren sehr eingehend diskutiert worden, wobei im wesentlichen nur zwei immer wiederkehrende Ansichten vertreten werden. Die eine nimmt Seichtwasser und Küstennähe als Bildungsort der mächtigen Flyschserien an; die andere hingegen hält den Flysch für eine Ablagerung des tieferen Wassers und eine Sedimentation unterhalb des Aktionsbereiches der Wellen, also etwa unter 200 m, für gegeben. Nachdem lange Zeit diese Fragestellung im Wienerwald-Flysch nicht weiter erörtert wurde, und die in diesen Gesteinen auftretenden charakteristischen Merkmale keine weitere Beachtung fanden, haben die in den letzten Jahren in der Flyschzone geschaffenen Aufschlüsse an der Autobahn neues Beobachtungsmaterial geliefert, und es wertvoll erscheinen lassen, diese Gesteine näher zu untersuchen. Dies wurde anlässlich einer Exkursion zu den neuen Autobahnaufschlüssen, die im Spätsommer 1961 vom Geologischen Institut der Universität Wien durchgeführt wurde, von Prof. Dr. E. CLAR und Prof. DDR. Dipl.-Ing. H. WIESENER angeregt. Dabei war der Grundgedanke der, daß die wohl sehr schönen Aufschlüsse im Zuge des Baufortschrittes ziemlich rasch durch die Aufbringung der Humusdecke der weiteren Beobachtung wieder entzogen werden. So wurde die vorliegende Arbeit im Rahmen einer Dissertation am Mineralogischen-Petrographischen Institut der Universität Wien unter der Leitung meines sehr verehrten Lehrers Prof. DDR. Dipl.-Ing. H. WIESENER, dem ich für die Themenstellung und die in vielen Diskussionen gegebenen Anregungen sehr zu Dank verpflichtet bin, ausgeführt*). Hierbei sollte zunächst die bereits von H. WIESENER 1961 festgestellte Differenzierung in der vertikalen Richtung der Sandsteinbänke und ihr Zusammenhang mit dem Sedimentationsmechanismus dieser Gesteine näher untersucht werden; erst im Laufe der Arbeit haben sich auch paläogeographische Überlegungen ergeben. Gleichzeitig sollte cand. geol. W. GRÜN im Rahmen einer Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien dasselbe Gebiet nach paläogeographischen und paläontologischen Gesichtspunkten eingehender untersuchen. Aus der thematisch ähnlichen Fragestellung hat sich eine enge Zusammenarbeit zwischen Kollegen W. GRÜN und mir ergeben, die ihren Niederschlag in der Geländearbeit, in den meist gemeinsam aufgenommenen Profilen, gefunden hat. Für die gute Zusammenarbeit und die vielen fruchtbaren Diskussionen möchte ich ihm an dieser Stelle herzlichst danken.

Weiters gilt mein Dank Herrn Prof. Dr. E. CLAR für eine ganze Reihe wertvollster Anregungen. Nicht zuletzt sei noch dem Amt der Niederösterreichischen Landesregierung für die Ermöglichung der Arbeiten und die Überlassung von Plänen gedankt.

II. Aufschlußbeschreibung

Bevor auf die näheren petrographischen Einzelheiten der bearbeiteten Gesteinstypen eingegangen werden kann, muß ein Überblick über die bei diesen Untersuchungen erfaßten stratigraphischen Einheiten und deren lithologische Beschaffenheit gegeben werden.

Da eine flächenhafte Kartierung nicht durchgeführt wurde, beschränkte sich die Geländearbeit nur auf die Aufnahme, im Verhältnis zur Größe des Arbeits-

*) Aus drucktechnischen Gründen kann diese Arbeit nur auszugsweise wiedergegeben werden.

Mit scharfer Grenze folgt auf den Schiefer-ton jeweils Sandstein, der gegen oben zu allmählich feinkörniger wird und mit abnehmendem Sandgehalt langsam wieder in Schiefer-ton übergeht, um neuerlich von Sandstein überlagert zu werden. Eine solche Sand-Ton-Folge könnte als „Gradierungszyklus“ bezeichnet werden; damit scheint die stetige Abnahme der Korngröße von unten nach oben am besten wiedergegeben. Im einzelnen ist ein solcher Gradierungszyklus folgendermaßen vorzustellen:

1. Auf einen Schiefer-ton bis Ton folgt mit scharfer Grenze ein massiger, grobkörniger Sandstein, der meist gradierte Schichtung zeigt. Zum Teil können seine tiefsten Anteile auch konglomeratisch entwickelt sein. Die einzelnen Komponenten wie Quarz, Hornstein, Feldspat, Erz, Phyllitbruchstückchen usw. sind oft gut zu erkennen. In einer bestimmten Höhe, seltener an der Basis, können relativ häufig teilweise gerundete, aber meist unregelmäßig geformte Tonbrocken auftreten. Die Unterseite der Sandsteine ist meist eben, Strömungsmarken und Lebensspuren verschiedenster Art kommen aber auch vor.

An Strömungsmarken sind hier vor allem die in der Literatur oft genannten und von H. WIESENER 1961 aus dem Wienerwald-Flysch genauer beschriebenen Kolkmarken („flute casts“), Auflastspuren („load casts“) und Driftmarken („drag marks“) zu erwähnen.

2. Der grobkörnige Sandsteinkomplex wird nach oben zu immer feinkörniger; Glimmer und Pflanzenhäcksel werden reichlicher und machen durch ihre Einregelung nach ss die Schichtung des Sandsteins deutlich. Die sedimentären Strukturen, wie Fließschichtung („convolute bedding“) und Kreuzschichtung („cross bedding“) treten in diesem Bereich erstmalig auf; die Fließschichtung ist sogar ausschließlich auf diese Zone beschränkt. Dabei ist auffällig, daß die Kreuzschichtung fast immer über der Fließschichtung zu finden ist, wenn beide in einer Bank vorhanden sind. Nur sehr selten kann die Kreuzschichtung bereits unter der Fließschichtung beobachtet werden. Beide Strukturen scheinen sich im allgemeinen untereinander nicht zu beeinflussen. So konnte nur in einem einzigen Fall (Hochstraß) festgestellt werden, daß die Fließschichtung die Kreuzschichtung erfaßt und überprägt hat.

3. Es folgt dünngeschichteter, glimmer- und pflanzenhäckselreicher mergeliger Sandstein, z. T. noch mit Kreuzschichtung.

4. Darüber liegt Mergel, meist sandig.

5. Den Abschluß bildet wieder ein Schiefer-ton bis Ton. Doch kann auch hier noch eine Unterteilung beobachtet werden. Auf den sandigen Mergel folgt nämlich meist nicht unmittelbar ein graugrüner Schiefer-ton bis Ton, sondern ein dunkelgrauer, teilweise schwärzlicher Schiefer-ton, der offenbar auch grobkörniger ist.

Diese aufgezeigte Abfolge stellt wohl einen Idealfall dar, doch kann sie relativ oft angetroffen werden. Außerdem ist aber zu berücksichtigen, daß ein derartiger Gradierungszyklus nicht immer durch eine Folge von Sandstein bis Schiefer-ton zu charakterisieren ist. Es ergibt sich vielmehr, daß sich auf den ersten Blick mächtiger erscheinende Schiefer-tonlagen bei näherer Betrachtung in einzelne mehr sandige und mehr tonige Bänken gliedern lassen, wobei auch hier ein deutlicher Hiatus zwischen den sandigen Lagen und den darunter liegenden tonigen Lagen besteht, der gegen oben zu nie beobachtet werden kann. Daneben kann aber auch die eine oder andere Lage fehlen und das „graded bedding“ kann sich innerhalb einer Bank mehrmals wiederholen. In letzterem Fall setzt dann immer recht unvermittelt eine gröbere Schüttung über feinkörnigem Material ein.

Typisch für diesen Bereich und die Altlenzbacher Schichten überhaupt ist ein dunkelgrauer bis schwarzer, ziemlich pflanzenhäckselreicher, mehr oder weniger stark toniger Sandstein; Tonlamellen sind z. T. sehr häufig. Der Tonanteil kann bis zu 30 Prozent betragen und verursacht die für dieses Gestein charakteristische leichte Verwitterbarkeit. Auf Grund des relativ hohen Tonanteiles ist die von R. GRILL 1962 geprägte Bezeichnung „Tonsandstein“ sehr zutreffend. Dies wird allerdings einige Verwirrung in der im ostalpinen Flysch üblichen Sandsteinnomenklatur stiften, da sich in der Literatur auch häufig der Begriff „Mürbsandstein“ findet, und dabei nicht immer klar feststeht, ob es sich um einen Tonsandstein oder um einen richtigen mürben Sandstein handelt. Ersterer weist einen höheren Tongehalt und mehr Pflanzenhäcksel und Glimmer auf und ist durch die organische Substanz ziemlich dunkel gefärbt. Die vor allem im Greifensteiner Niveau auftretenden ebenfalls leicht verwitternden und mit Tonschmitzen versehenen hellen mürben Sandsteine sind davon leicht zu unterscheiden, wie dies in den Aufschlüssen immer wieder beobachtet werden konnte. Da beide aber im landläufigen Sinne „mürbe“ sind und leicht verwittern, ist die Bezeichnung „Mürbsandstein“ etwas unglücklich. Bei den Mürbsandsteinen der mürbsandsteinführenden Oberkreide dürfte es sich um Tonsandsteine im Sinne obiger Definition handeln.

Außer den genannten Gesteinen finden sich noch selten graue, etwas bräunliche, splittrig brechende Kalkmergel, öfter mit ruinenartiger Zeichnung.

IV., V., VI., VII., VIII.:

Die folgenden Aufschlüsse IV (km 278,200—km 278,600, V (km 278,720—km 279,170), VI (km 279,270—km 279,660), VII (km 279,800—km 280,100) und VIII liegen an der Autobahn Südumfahrung südlich des Autobahnknotens Steinhäusel; die in den einzelnen Anschnitten aufgenommenen Profile sind durchlaufend nummeriert (insgesamt 11 Profile, Tafel 1).

Die in Aufschluß IV (Profil 1) anstehenden Gesteine sind in der Fazies der Altlenzbacher Schichten entwickelt, wie sie vorher bereits beschrieben wurden. Davon abweichend tritt allerdings schon hier und auch in allen anderen Anschnitten von Hochstraß ein dunkler, grünlicher, mehr oder weniger kieseliger, geringmächtiger Sandstein auf. Die grünliche Färbung wird durch einen gewissen Glaukonitgehalt verursacht. Die Sandsteine sind, obwohl gradiert, meist gut geschichtet, wobei helle grobkörnige und dunkle feinkörnige Partien abwechseln.

Die Profile 2 bis 4 sind durch eine Folge von graugrünen Schiefertönen, kieseligen Sandsteinen und dazwischengeschalteten bisweilen mächtigeren Kalksandsteinbänken charakterisiert. Hierbei handelt es sich um hellgraue, aber auch dunklere, grob- bis mittelkörnige Sandsteine, die sehr häufig graugrüne, bräunliche oder dunkelgraue bis schwarze Tonschmitzen führen können; gradierte Schichtung ist oft zu beobachten. Weiter nach Süden gegen das Hangende zu werden die Schiefertöne immer häufiger, die mehr oder weniger kalkigen Sandsteine treten zurück, und zuletzt herrscht eine rege Wechsellagerung von graugrünen, seltener dunkelgrauen Schiefertönen mit dünnen Bänken des grünlichen kieseligen Sandstein vor (Profil 5). Außer den kieseligen Sandsteinen sind in diese Folge noch, allerdings selten, eigenartige nur wenige cm mächtige Bänken eingeschaltet. Ein hellgrauer, schwach bräunlich erscheinender sandig-mergeliger Kern wird von einer bis 5 mm dicken limonitischen Kruste umgeben, wobei diese nicht nur auf die Unter- bzw. die Oberseite der Bänke beschränkt ist,

sondern auch in den Klüften des Gesteins anzutreffen ist. Die Vermutung, daß der Eisengehalt dieses Gesteins primär sein dürfte, konnte differentialthermoanalytisch eindeutig nachgewiesen werden. Die Untersuchung ergab, daß es sich um Siderit neben Calcit und Dolomit handelt. Die Bildung der limonitischen Kruste ist aber sicher sekundär auf Verwitterungseinflüsse zurückzuführen.

Im Hangenden dieser Zone werden die Sandsteine wieder mächtiger (Profil 6 bis 10) und dürften bereits dem Greifensteiner Niveau angehören. Die kalkreichen, grobkörnigen Sandsteine werden z. T. mehrere Meter mächtig und enthalten sehr oft eckige aber auch gerundete Tonbrocken; die Schiefertone treten fast ganz zurück. Die gradierte Schichtung der Sandsteine ist nicht mehr so ausgeprägt, doch kann innerhalb einer Bank recht unvermittelt eine grobe Schüttung über feinkörnigerem Material einsetzen. Außer den mächtigen Kalksandsteinen treten noch hellgraue, mürb verwitternde Sandsteine und selten Tonsandsteine auf. Daneben gibt es auch vereinzelt geringmächtige kieselige Sandsteine. Darüber kommt wieder eine Folge von dünnbankigen Sandsteinen und Tonschiefern.

Sedimentäre Strukturen wie Kreuzschichtung und Fließschichtung sind in den Altlenzbacher Schichten sehr häufig; Kreuzschichtung tritt aber auch im Greifensteiner Sandstein auf; Fließschichtung ist dagegen selten.

Unter VIII sind eine Reihe von Probenpunkten an der Autobahn Südumfahrung zwischen Hochstraß und Klausenleopoldsdorf zusammengefaßt, wo keine Profile aufgenommen wurden. Hierbei konnten Gesteine der Kahlenberger Schichten, der Sievinger Schichten, wie der Laaber Schichten erfaßt werden.

IX.:

Dieser Aufschluß liegt an der W-Flanke des Bihaberges südlich der Ortschaft Preßbaum (Autobahn West, km 285,440—km 285,920). Da zur Zeit der Profilaufnahme die Erdarbeiten noch im Gange waren, ist nur Profil 3 (km 285,470) weiterhin zugänglich. Die östlich davon gelegenen Profile 1 und 2 liegen im Aushubbereich. Die Gesteinsgesellschaft besteht aus mächtigen, z. T. grobkörnigen Kalksandsteinen, Mürbsandsteinen, Tonsandsteinen, seltener kieseligen Sandsteinen und graugrünen und dunkelgrauen Schiefertönen. Gradierte Schichtung, Kreuzschichtung und Fließschichtung sind häufig. Die gesamte Schichtfolge liegt verkehrt und bildet den Hangendschenkel der Paleozänmulde Laaben—Hochstraß—Kl. Pfalzberg, wobei es sich bei diesen Gesteinen wohl um höhere Altlenzbacher Schichten handeln dürfte (Abb. 3).







X.:

Steinbruch im Höbersbachgraben, WNW Gablitz. Der hier behandelte Steinbruch liegt an der rechten Grabenseite und zeigt, wenn auch nur auf relativ engem Raum, die typische Ausbildung des Greifensteiner Sandsteins.

XI., XII.:

Beide Steinbrüche liegen in Ober-Sievering, N der Straße zur Rohrerwiese und stellen die Typlokalität der Sievinger Schichten dar. Das vorliegende Profil aus Steinbruch XII wurde von Kollegen W. GRÜN aufgenommen (Abb. 4). Anfang und Ende des Profiles weisen eine Wechsellagerung von meist stärker sandigen, blättrigen Mergeln und Schiefertönen mit relativ dünnen Bänken von feinkörnigen, braun anwitternden, ursprünglich aber wohl grauen Sandstein auf. Dazwischen liegt ein Komplex, der sich aus mächtigen, grobkörnigen Kalksandsteinen aufbaut. Seltener finden sich Kalkmergelbänke.

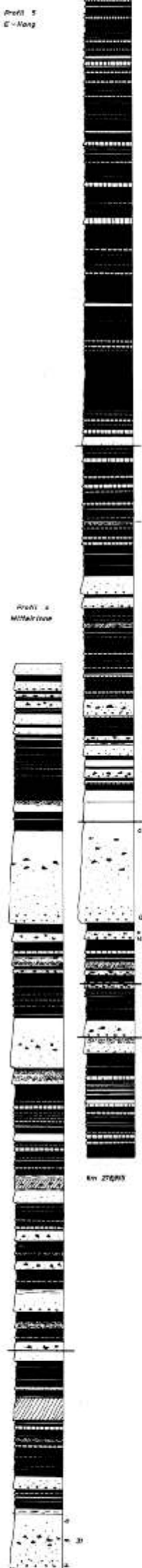
LEGENDE zu den Tafeln III-VI

-  Schiefer, helles, ungerichtetes Sandstein
-  Kalkmergel
-  Sandstein geschichtet
-  Kreuzschichtung
-  Fächerstellung
-  feinkörniger Sandstein
weiskörniger Sandstein
grobkörniger
-  Sandstein mit Trichterchen
-  einseitiger Sandstein
-  Sandstein
-  Tuffung

Maßstab: 1:100

Aufschluß V

(km 276750 - 276770)
Profil 2-1



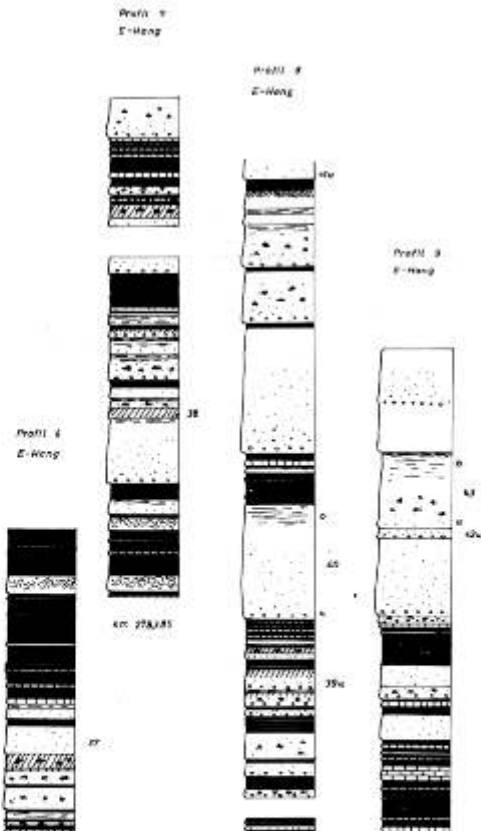
Aufschluß IV

(km 276200 - 276200)



Aufschluß VI

(km 276270 - 276440)
Profil 1-10



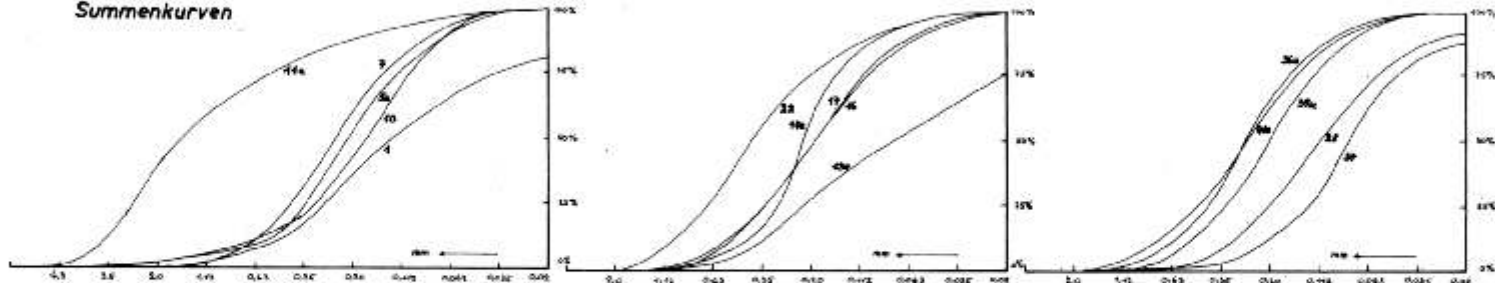
Aufschluß VII

(km 276800 - 276800)



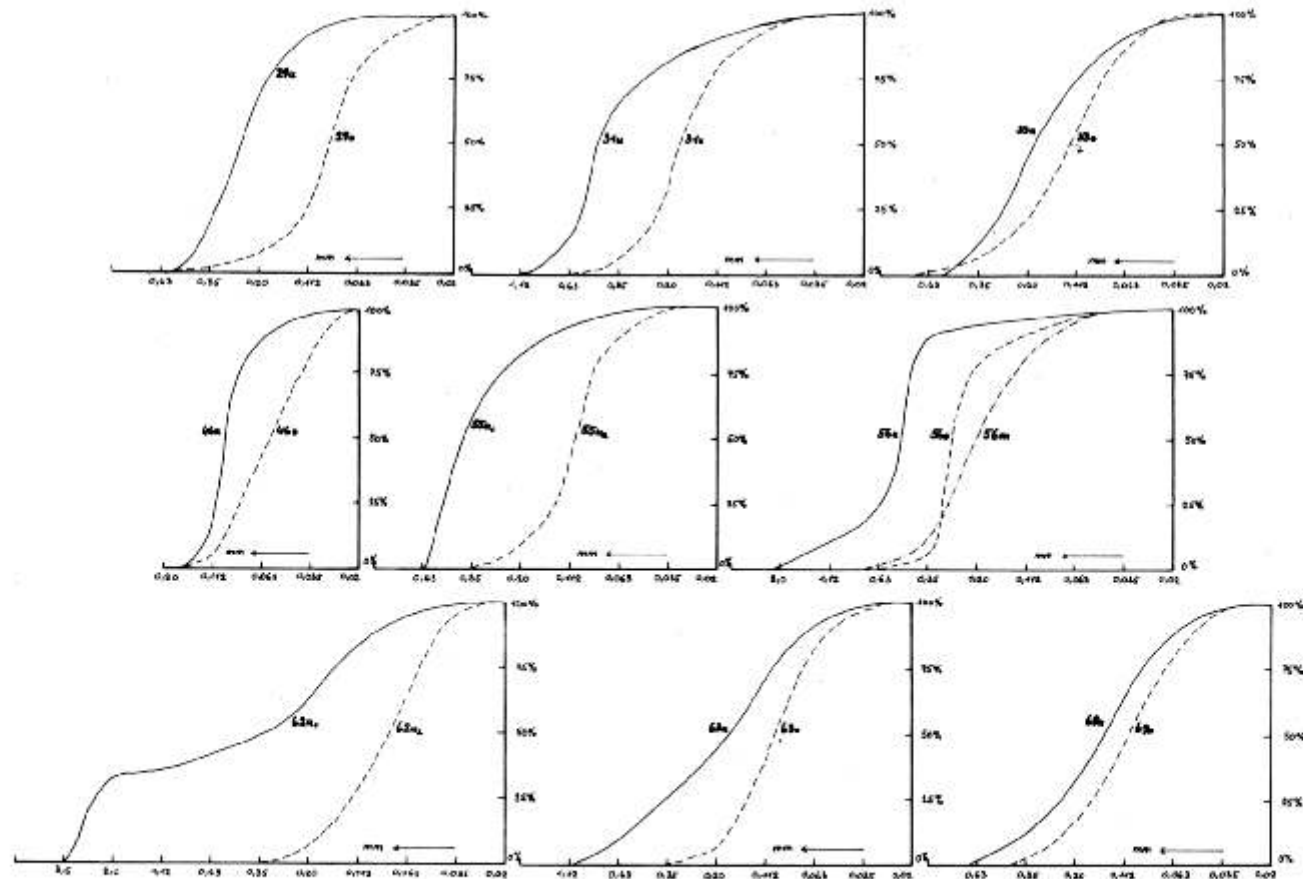
**KORNGRÖSSENVERTEILUNG DER MÜRBE SANDSTEINE UND DER TONSANDSTEINE
(Siebanalysen)**

Summenkurven



**KORNGRÖSSENVERTEILUNG DER ÜBRIGEN SANDSTEINE
(berechnet mittels Sehnenschnittverfahren)**

Summenkurven



Aufschluß IX

(km 265440 268920)
S-Hang

Legende siehe Tafel IV

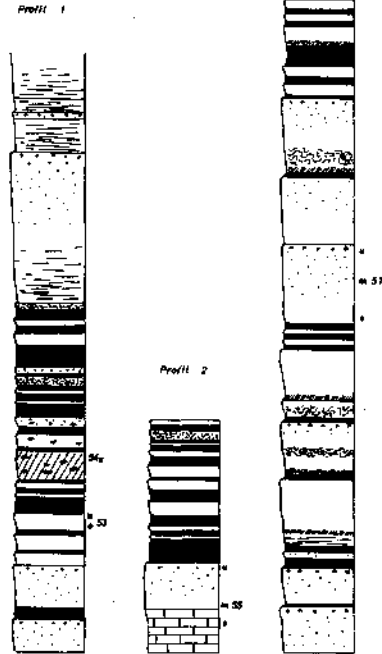


Abb. 3.

XIII.:

Der Aufschluß liegt am NE-Abhang des Leopoldsberges; Steinbruch Donauwarte, Kahlenbergedorf. Der Steinbruch, aber auch alle anderen Aufschlüsse, zeigen eine Folge von meist hellgrauen, teilweise gelblichen oder bräunlichen Kalkmergeln und selteneren feinkörnigen aber auch gröber körnigen hell- bis dunkelgrauen Sandsteinen. Die zwischen den einzelnen Bänken liegenden Schiefertone sind ziemlich geringmächtig. Die Gesteinsgesellschaft entspricht typischen Kahlenberger Schichten.

XIV.:

Die letzten beiden Proben stammen aus dem Steinbruch des Strombauamtes zwischen Höflein und Greifenstein, der als Typlokalität des Greifensteiner Sandsteins gilt.

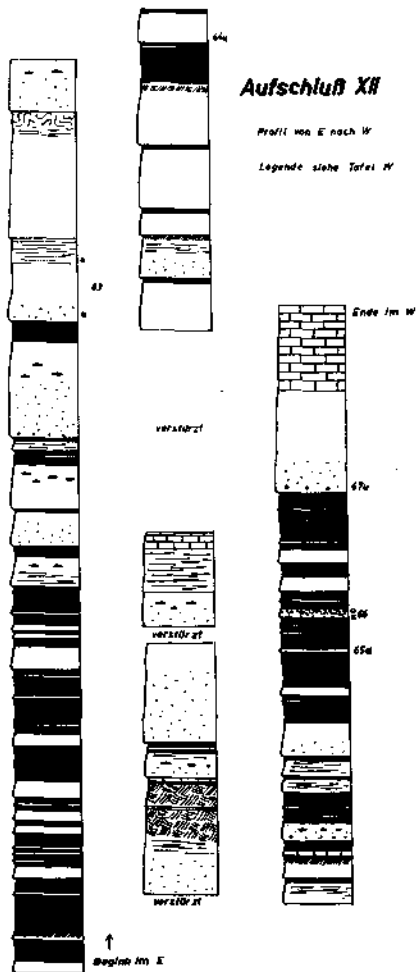


Abb. 4.

III. Petrographie

1. Korngröße

PH. H. KUENEN & C. I. MIGLIORINI 1950 betonen die schlechte Sortierung von Flyschsedimenten und erklären dies damit, daß sich aus einer Trübungswolke gleichzeitig verschieden große Körner aussedimentieren, daher viele Korngrößenklassen am Aufbau des Sediments beteiligt sind, was wieder zu einer schlechten Sortierung führt. H. WIESENER 1962 hat für den Wienerwald-Flysch eine relativ gute Sortierung der Sandsteine festgestellt und gleichzeitig betont, daß innerhalb einer Sandsteinbank der Sortierungskoeffizient S_o und der Medianwert M_d von unten nach oben abnehmen.

Infolge der meist starken Verfestigung der Sandsteine konnte die Korngrößenuntersuchung nur in beschränktem Maß mittels Sieb durchgeführt werden

und erfaßt deshalb nur mürbe Sandsteine und Tonsandsteine. Letztere mußten wegen ihres hohen Tonanteiles (bis 30%) zur Feststellung der Korngrößen $< 0,063$ mm mittels des Andreasenschen Schlämmszylinders untersucht werden.

Die Korngrößenverteilung aller übrigen Sandsteine wurde im Schliff durchgeführt, da der Verfestigungsgrad dieser Gesteine eine Zerlegung in Einzelkörner nicht gestattete. Da dieser Fall in der Sedimentpetrographie häufiger eintritt, haben sich bereits eine Reihe von Arbeiten mit der Bestimmung der Korngrößenverteilung aus Dünnschliffen befaßt. Es soll hier nicht weiter auf die diesbezügliche Literatur eingegangen werden, festgestellt sei lediglich, daß sie die Erfassung der Kornflächen als Ausgangspunkt für die Bestimmung der Korngrößenverteilung nimmt (größter Durchmesser, senkrecht aufeinanderstehendes Durchmesserpaar, usw.). Unter anderem haben H. MÜNZNER & P. SCHNEIDERHÖHN 1953 eine Methode entwickelt, die von ihnen „Sehnenschnittverfahren“ genannt wurde, da die Sehnen der von einem System von Geraden getroffenen Kornflächenschnitte als Grundlage für die Berechnung der Korngrößenverteilung dienen.

Es wurden nun bei einer Reihe von Sandsteinen Proben aus deren unteren und oberen Teil, fallweise auch aus deren Mitte genommen und mit Hilfe des Sehnenschnittverfahrens ihre jeweilige Korngrößenverteilung bestimmt. Wie Tafel 2 zeigt, ist die Abnahme der Korngröße von unten nach oben hin praktisch überall anzutreffen; die untersuchten Proben zeigen also alle eine gradierte Schichtung. Daraus allein darf zwar nicht geschlossen werden, daß sämtliche Flyschsandsteine gradiert sind. Es ist aber immerhin anzunehmen, daß diese Erscheinung sehr häufig auftritt, was durch die Geländeaufnahme ja bestätigt wird.

Der Sortierungskoeffizient S_o und der Symmetriekoeffizient S_y wurden nach P. D. TRASK 1932 errechnet.

$$S_o = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}}$$

$$S_y = \frac{Q_1 \times Q_3}{Md^2}$$

Q_1 ... Korngröße entsprechend 25% der Summenkurve

Md ... Medianwert, Korngröße entsprechend 50% der Summenkurve

Q_3 ... Korngröße entsprechend 75% der Summenkurve

Die entsprechenden Werte sind in Tabelle 1 angegeben.

Die untersuchten Sandsteine des Wienerwald-Flysches sind in den meisten Fällen relativ gut sortiert, darüber hinaus wird die Sortierung innerhalb einer Sandsteinbank mit abnehmender Korngröße besser. PH. H. KUENEN entwickelte die Vorstellung, daß eine küstennahe Sedimentmasse durch irgendeinen Mechanismus, etwa ein Erdbeben, in Bewegung gerät und in der Art einer Lawine in größere Tiefen abgleitet. Durch einen derartigen Trübungsstrom wird zunächst Erosion auftreten und bei Abnahme der Geschwindigkeit Sedimentation. Da letztere aus der Bewegung bei weiterhin stetig abnehmender Strömungsgeschwindigkeit erfolgt, ist die relativ gute Sortierung der Sedimente ohne weiteres zu verstehen, und eine schlechte Sortierung nicht unbedingt zwingend.

	Q ₁	Md	Q ₃	So	Sy
1	0,27	0,14	0,04	2,60	0,55
5 u	0,31	0,20	0,11	1,68	0,85
7	0,39	0,24	0,15	1,61	1,02
10	0,30	0,17	0,09	1,93	0,93
11 u	2,70	1,50	0,51	2,30	0,61
13 u	0,22	0,07	0,02	3,32	0,90
14 u	0,28	0,21	0,15	1,36	0,95
16	0,32	0,18	0,10	1,79	0,99
17	0,34	0,19	0,11	1,76	1,04
22	0,68	0,40	0,21	1,80	0,89
28	0,21	0,11	0,05	2,05	0,87
29 u	0,31	0,24	0,18	1,31	0,97
o	0,11	0,09	0,065	1,30	0,88
31 u	0,53	0,44	0,26	1,43	0,71
o	0,22	0,18	0,13	1,30	0,87
33 u	0,27	0,18	0,11	1,57	0,92
o	0,19	0,12	0,08	1,54	1,05
36 u	0,40	0,25	0,16	1,58	1,02
37	0,13	0,07	0,04	1,80	1,06
39 u	0,33	0,20	0,12	1,66	0,99
41 u	0,44	0,25	0,15	1,71	1,06
46 u	0,105	0,095	0,08	1,15	0,84
o	0,08	0,06	0,04	1,42	0,89
55 u ₁	0,48	0,40	0,26	1,36	0,78
u ₂	0,13	0,11	0,085	1,24	0,91
56 u	0,60	0,46	0,41	1,21	1,16
m	0,28	0,20	0,13	1,47	0,91
o	0,29	0,26	0,21	1,18	0,90
62 u ₁	2,40	0,34	0,15	4,00	0,31
u ₂	0,12	0,08	0,055	1,48	1,03
63 u	0,37	0,18	0,10	1,92	1,14
o	0,14	0,10	0,07	1,41	0,98
69 u	0,25	0,14	0,095	1,62	1,21
o	0,16	0,11	0,07	1,52	0,92

Tab. 1. Quartilmaße sowie Sortierung und Symmetrie der untersuchten Sandsteine.

Dabei muß aber einkalkuliert werden, daß mit zunehmendem pelitischen Material der Sandsteine die durch das Sehnenschnittverfahren erhaltenen Werte mit um so größeren Fehlern behaftet sein werden, je höher der Pelitanteil ist, da dieser durch das genannte Verfahren nicht gut erfaßt werden kann. Dies ist zu beachten, da die mikroskopisch nicht weiter auflösbare Grundmasse z. T. ziemlich hohe Werte erreichen kann (bis 60%, vereinzelt sogar mehr); von einer schlechten Sortierung wird man aber trotzdem nicht sprechen können.

2. Modalbestand

Die Ermittlung des Modalbestandes erfolgte mittels Integrationsokulares; durchschnittlich wurden ca. 1300 bis 1400 Punkte gezählt.

	31u	31o	33u	33o	46u	46o	55u ₁	55u ₂	55o	63u	63o	69u	69o
Grundmasse	9	33	7	16	37	55	43	59	96	33	42	43	48
Quarz	86	61	87	76	51	34	48	32	2	59	44	49	41
Mikroklin	+	3	+	1	+		4	2		1	1	+	1
Plagioklas	1	1	+	+			1	+		1	3	2	3
Biotit	1	1	2	2			1	1	+	1	2	1	+
Muskovit	+	+	+	1	1	2	1	2	1	1	3	2	2
Chlorit	+		+	+			+	+		1	+		2
Glaukonit	1	+	3	3	9	8	+	+	+	+	3		+
Erz	2	1	1	1	2	1	2	4	1	2	2	3	3
Granat							+	+		1			

Tab. 2. Integrationsanalysen einiger Flyschsandsteine.

Grundmasse. Der Karbonatgehalt, sowohl der primäre wie der sekundäre, und der allfällige Tonanteil, in der Rubrik „Grundmasse“ zusammengefaßt, schwanken innerhalb einer Sandsteinbank ziemlich beträchtlich. So nimmt der Karbonatanteil, der ja hauptsächlich an der Grundmasse beteiligt ist, von der Basis der Sandsteine nach oben hin stark zu.

Der **Quarz** ist neben der Grundmasse ein Hauptbestandteil der Sandsteine und ebenfalls großen Schwankungen unterworfen. Größere Körner sind im allgemeinen gut gerundet, ansonsten ist der Quarz splittrig und zeigt keine Anzeichen von Abrundung (Abb. 2 und 3). Undulöse Auslöschung kommt vor. An Einschlüssen sind vorwiegend Erz, Zirkon, Rutil und Turmalin zu beobachten.

Feldspat, vor allem perthitischer Mikroklin, seltener Plagioklas mit einem An-Gehalt bis zu 30%, ist ziemlich gering.

Biotit, **Muskovit** und **Chlorit** sind im feinkörnigeren oberen Teil der Sandsteine angereichert, wo sie auch regelrechte Schichtbeläge bilden und dadurch die Schichtung der Sandsteine deutlich machen. In den unteren Teilen der Sandsteinbänke sind sie meist diffus verteilt.

Darüber hinaus, ist noch in geringen Mengen **Erz**, meist Pyrit und Limonit, und **Glaukonit** anzutreffen. Der Glaukonit, in Form von scharf begrenzten, mehr oder weniger runden Körnchen, seltener fleckig als Ausfüllung der Intergranularräume, dürfte in den meisten Fällen nicht authigen sein. Dafür spricht auch die Beobachtung, daß der Glaukonit innerhalb der Sandsteinbänke gradiert erscheint:

Probe	Durchmesser in mm	
	a	b
29u	0,146	0,101
o	0,094	0,068

In jedem der beiden Schiffe, sowohl unten wie oben, wurden jeweils 100 Körner gezählt, wobei der größte (a) und der darauf senkrecht stehende meist kleinste Durchmesser (b) erfaßt wurde. Eine ähnliche Beobachtung berichtet M. KSIAZKIEWICZ 1954 aus dem Flysch der polnischen Karpaten.

Im Profil von Hochstraß (Aufschluß IV, Profil 5) sind, allerdings selten, geringmächtige Lagen eines relativ schweren feinkörnigen Gesteins anzutreffen

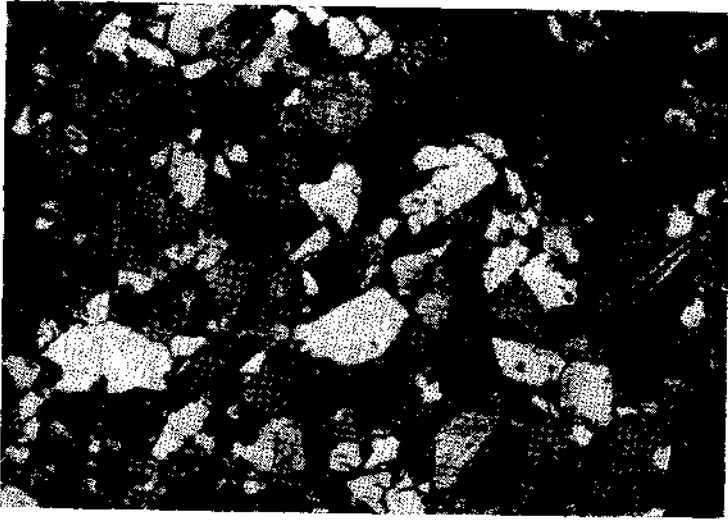


Abb. 5.

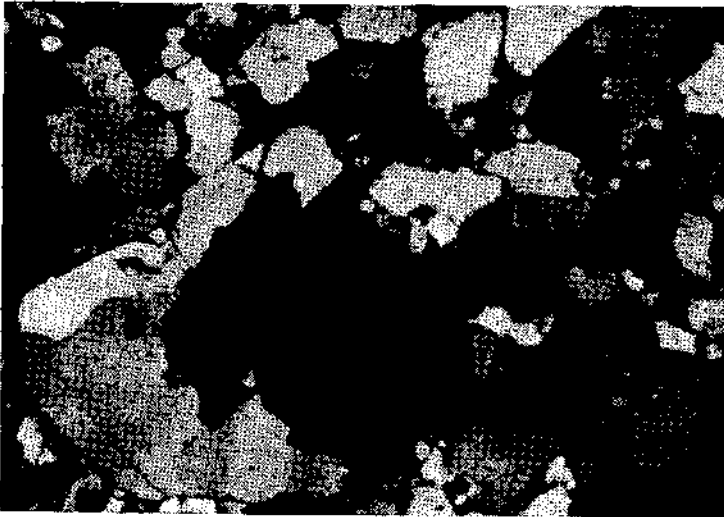


Abb. 6.

Abb. 5 zeigt den oberen Teil einer Sandsteinbank (Probe 31), Abb. 6 deren unteren Teil. Die Gradierung ist deutlich zu sehen. Darüber hinaus fällt auf, daß die größeren Körner weit besser gerundet sind als die kleineren. Vergrößerung ca. 180fach.

($D \approx 3,1$). Die differentialthermoanalytische Untersuchung ergab, daß die Lagen hauptsächlich aus Siderit, Dolomit und Calcit bestehen (Abb. 7).

Um einen ungefähren Überblick über die tatsächlichen Karbonatanteile zu erhalten, wurde eine Teilanalyse des salzsäurelöslichen Anteiles durchgeführt. Die dabei gewonnenen Werte ergeben auf die jeweiligen Karbonatendglieder (FeCO_3 , MgCO_3 , CaCO_3 und MnCO_3) umgerechnet (in Gew.%):

Unlöslicher Rückstand	28,2
FeCO ₃	34,6
MgCO ₃	23,8
CaCO ₃	12,2
MnCO ₃	0,7
	<hr/> 99,5

Der in HCl unlösliche Rückstand umfaßt überwiegend Quarz und Tonminerale. Eine sedimentäre Entstehung des Siderits ist sehr wahrscheinlich.

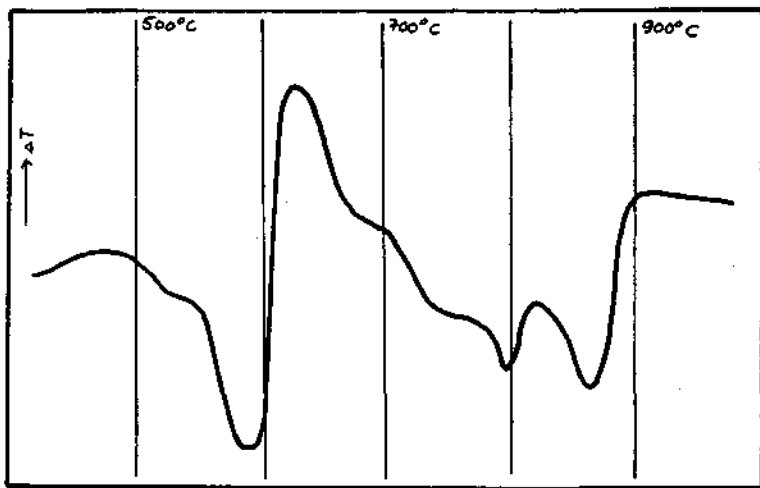


Abb. 7. DTA-Kurve von Probe 35 (Aufschluß IV, Profil 5).

Die Bestimmung des CaCO₃-Gehaltes (primäres und sekundäres Karbonat) erfolgte komplexometrisch mit Murexid als Indikator. Dabei zeigte sich, daß der CaCO₃-Anteil der Sandsteine von unten nach oben zunimmt, also mit abnehmender Korngröße ansteigt. Der Gehalt an Dolomit ist gering (<5%).

IV. Schwermineraluntersuchungen

1. Allgemeines

Neben der Korngrößenbestimmung stellt die Schwermineralanalyse einen der wichtigsten Aufgabenbereiche der Sedimentpetrographie dar. Die typische Ausbildung des Schwermineralspektrums läßt sich unter Umständen für stratigraphische Folgerungen und paläogeographische Schlüsse verwenden. Dabei muß aber immer dem Umstand Rechnung getragen werden, daß Transport und Verwitterung tiefgreifende Veränderungen im mineralogischen Bestand, speziell im Schwermineralanteil, eines Sediments verursachen können. Außerdem wurde durch H. WIESENER & I. MAURER 1958 nachgewiesen, daß bestimmte Minerale bei der Diagenese ebenfalls zerstört werden, also auch nach der Sedimentation eine Mineralanalyse im bereits verfestigten Sediment stattfindet. Darüber hinaus ist die Neubildung von bestimmten Mineralen bekannt (Pyrit, Anatas, Baryt, usw.). Deshalb darf auch der Wert der Schwermineralanalysen für Stratigraphie und Paläogeographie nicht überschätzt werden. Vor allem aber werden derartige Untersuchungen zunächst nur für relativ kleine Bereiche, wie dies zum Beispiel das vorliegende Arbeitsgebiet darstellt, Gültigkeit haben.

Bei dieser Arbeit sollten daher zunächst weniger stratigraphische und paläogeographische Gesichtspunkte berücksichtigt werden, als vielmehr untersucht werden, ob sich die bereits von H. WIESENER 1961 festgestellte Differenzierung in der vertikalen Richtung der Sandsteinbänke häufiger auch im Schwermineralspektrum abbildet und ob dies Hinweise auf den Sedimentationsmechanismus dieser Sandsteine liefert. Erst im Laufe der Arbeit wurde der Versuch unternommen aus dem vorhandenen Material, speziell auf Grund von Zirkonuntersuchungen, paläogeographische Aussagen zu machen, die aber, da die fraglichen Liefergebiete kaum oder nur unzureichend solcherart untersucht sind, nur hypothetisch sein können.

2. Arbeitsweise

Die etwa in Handstückgröße im Gelände meist orientiert genommene Probe wurde im Backenbrecher zerkleinert und die für die Untersuchung benötigten Fraktionen 1 (0,315—0,200 mm) und 2 (0,200—0,080 mm) naß abgesiebt. Nach dem Trocknen wurden jeweils 10 g der Proben eingewogen und die Schwerminerale mit Tetrabromäthan ($D = 2,98$) im Scheidetrichter möglichst quantitativ abgetrennt. Die auf diese Art und Weise gewonnenen Schwerminerale wurden gewogen, in Kanadabalsam eingebettet und dann ausgezählt. Bestimmt wurden:

Op	opake Körner	} zusammen 100%
BC	Biotit und Chlorit	
dM	durchsichtige Minerale	
Gr	Granat	} ebenfalls 100%
Zi	Zirkon	
Tu	Turmalin	
Ru	Rutil	
St	Staurolith	
Ap	Apatit	
Mz	Monazit	
Cl	Chloritoid	
Cr	Chromit	
Ti	Titanit	
Hb	Hornblende	
Sp	Spinell	
Br	Brookit	

Die Mineralgehalte sind in Mengenprozenten angegeben. Nach Möglichkeit wurden 500 Körner überhaupt und mindestens 100 durchsichtige Individuen ausgezählt. Ist ein Mineral in der Größenordnung $< 1\%$ vertreten, wird dies durch + kenntlich gemacht. Bei Proben, die weniger als 100 durchsichtige Mineralkörner aufweisen, sind die entsprechenden Mengenangaben mit xx (viel) und x (wenig) ungefähr angeführt. Der Gesamtschwermineralgehalt ist in Gewichtsprozenten angegeben und auf jeweils 10 g Ausgangsmenge bezogen.

Bevor die beobachteten Minerale beschrieben werden, muß noch kurz auf die Fraktionswahl eingegangen werden. In vielen diesbezüglichen Arbeiten, so auch von G. WOLETZ 1958, wird die Korngröße 0,10—0,05 mm als am günstigsten für schwermineralogische Untersuchungen angesehen. Wie G. WOLETZ nachgewiesen hat, sind in der Regel gerade in dieser Fraktion die höchsten Schwermineralgehalte zu verzeichnen. Rein vom Standpunkt des Analysenvergleiches hätte also die Fraktion 0,10—0,05 mm untersucht werden müssen. Nach A. H. BOUMA 1962 sind aber bestimmte Minerale (z. B. Granat und Turmalin)

infolge ihrer Größe vorwiegend in den gröberen Fraktionen anzutreffen, während wieder die an sich kleineren wie z. B. Zirkon, Brookit, Monazit usw. überwiegend in den feineren Fraktionen zu finden sind.

Dazu kommt noch ein Fehler, der beim Sieben eines Sedimentes sehr häufig zu beobachten ist. Ein Sediment wird nämlich durch das Sieben nur dann in seine wahren Korngrößen zerlegt werden können, wenn die einzelnen Körner Kugelgestalt besitzen. Längliche Körner werden dagegen infolge ihrer ungleichen Querschnitte in eine ihrem Volumen nicht entsprechende feinere Fraktion kommen, während blättchenförmige Minerale in den gröberen Fraktionen relativ häufiger sein müßten. Dies muß bei Schwermineralanalysen berücksichtigt werden, sind doch Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit usw. meist länglich entwickelt und oft Leitminerale der Schwermineralspektren; außerdem wird normalerweise nicht der gesamte Schwermineralgehalt eines Sediments, sondern nur eine relativ eng begrenzte Fraktion bestimmt.

Im Rahmen dieser Arbeit war nun der Gedankengang der, daß durch die Wahl zweier Fraktionen, nämlich der Fraktion 1 (0,315—0,200 mm) und der Fraktion 2 (0,200—0,080 mm), der erwähnte Siebanalysenfehler weitgehend kompensiert wird, da einerseits zwei Fraktionen bereits die Verteilung der Schwerminerale in den einzelnen Korngrößen in groben Zügen erkennen lassen und andererseits die relativ große Fraktionsbreite von 0,315—0,080 mm einen recht guten Überblick über den tatsächlichen Schwermineralgehalt gewährleistet.

Bei der Gegenüberstellung von Fraktion 1 und 2 lassen sich, ganz unabhängig von der Korngrößenverteilung der untersuchten Sandsteine, folgende Feststellungen treffen:

1. Biotit und Chlorit nehmen von grober zu feiner Fraktion ab.
2. Der durchsichtige Mineralanteil nimmt immer zu, wobei der Granat in der gröberen Fraktion 1 häufiger ist als in der feineren Fraktion, während sich der Zirkon genau umgekehrt verhält. Der Turmalingehalt schwankt, ist aber, da der Turmalin meist in Form größerer Bruchstücke vorliegt, in Fraktion 1 in der Regel häufiger als in Fraktion 2.

Gegenüber den Mineralen Granat, Turmalin und Staurolith, die vorwiegend in Fraktion 1 anzutreffen sind, sind also die an sich kleineren Minerale Zirkon, Rutil, Apatit, Chloritoid, Monazit usw. in Fraktion 2 häufiger.

3. Beschreibung der Einzelminerale

Opaker Anteil: Beträgt meist 50—90% des gesamten Schwermineralgehaltes und umfaßt vorwiegend Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Gele; mit Limonit umkrustete Körner kommen oft vor.

Biotit und Chlorit:

Biotit kommt in hell- bis dunkelbraunen, aber auch rötlichbraunen unregelmäßig begrenzten Blättchen vor. Selten sind idiomorphe, sechsseitige Täfelchen. Chloritisierung ist oft zu beobachten. Pleochroitische Höfe um Zirkon, Sagenit und Einschlüsse von Erz treten auf. Ein Teil der Biotite ist gebleicht.

Die blaßgrünen bis mehr oder weniger tiefgrünen Blättchen des Chlorits sind in geringen Prozentsätzen in fast allen Proben anzutreffen.

Durchsichtige Minerale

a) **Granat:** Hauptschwermineral der Oberkreide-Gesteine; kommt aber auch im Eozän z. T. häufiger vor.

Meist farblos aber auch rötlich gefärbt. Teils splittrig mit muscheligen Bruch, teils mehr oder weniger gut gerundet. In letzterem Fall ist die Oberfläche meist

rauh und angeätzt, vornehmlich in Form von Häkchen und Wärzchen. Idiomorphe Kristalle sind äußerst selten. Selten sind Einschlüsse von Rutil und opaker Substanz zu beobachten.

b) Zirkon: Neben dem Granat wichtigstes Schwermineral und charakteristisch für den tertiären Flyschanteil.

Da der Zirkon einerseits gegenüber Verwitterung und Transport ziemlich beständig ist und andererseits Tracht und Habitus, wie eine Reihe von Arbeiten gezeigt haben, bis zu einem gewissen Grad Hinweise auf das vermutliche Ursprungsgestein geben können, wurde der Zirkon genauer untersucht. Speziell sollte festgestellt werden, inwieweit die Böhmisches Masse einerseits und der alpine Bereich andererseits Material für die Flyschgesteine geliefert haben. Dazu ist aber Voraussetzung, daß die Zirkone der fraglichen Liefergebiete bereits untersucht worden sind. Dies ist allerdings nur zu einem Teil der Fall, da bis jetzt meist nur Granite, und hier wieder überwiegend Gesteine der Böhmisches Masse solcherart erfaßt worden sind. Von Metamorphiten liegen keine Daten vor. Trotzdem dürften sich, wenn auch mit Vorbehalt, auf Grund der gewonnenen Ergebnisse einige Aussagen machen lassen.

Im wesentlichen wurden die Proben auf die von A. POLDERVAART 1955 beschriebene Weise aufbereitet und in jedem Präparat 200 Körner ausgezählt.

Dabei können grundsätzlich zwei Zirkontypen unterschieden werden (Taf. 3):

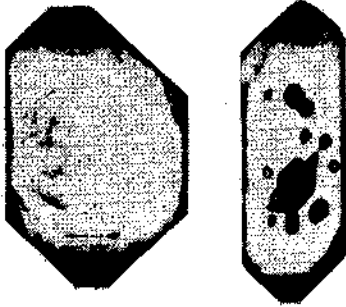
Typ A: Ein klarer, in der Regel farbloser, seltener aber auch schwach rosa gefärbter, durchsichtiger Zirkon, der durchwegs keinen Zonarbau aufweist. Neben den Formen $\{110\}$, $\{010\}$ und $\{111\}$ treten auch noch steile Bipyramiden auf. Darüber hinaus kommt auch $\{001\}$ vor. Ein Teil der Zirkone ist mehr oder weniger gerundet, oft auch zerbrochen.

Außerdem ist noch ein nahezu kugelig entwickelter Zirkon, ohne erkennbare Flächen zu beobachten. Vollkommen runde Zirkone werden von G. HOPPE 1960 (nach J. STELCL & L. SVOBODA, 1962, S. 48) als typisch für Granulite beschrieben; eine Feststellung die sich übrigens auch an den Granuliten des niederösterreichischen Waldviertels machen läßt. Entsprechendes Probenmaterial wurde mir von Univ.-Doz. H. G. SCHARBERT zuvorkommend überlassen — dafür sei ihm an dieser Stelle herzlichst gedankt.

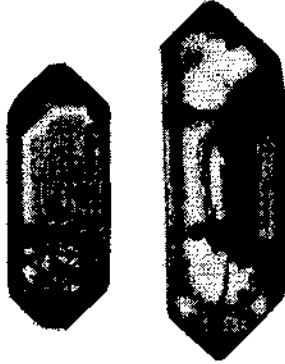
J. STELCL & L. SVOBODA 1962 haben bei ihren Untersuchungen der Kulmgrauwacken des Drahany-Hochlandes, CSSR, die Ansicht vertreten „abgerundete bis völlig abgerundete Zirkone, die auch Zwillinge bilden, könnten aus Glimmerschiefern, Gneisen und insbesondere aus westmährischen Granuliten stammen“ (S. 48). Dies ist aber nur mit Vorbehalt anzunehmen. Kleinere Körner werden allerdings im Wasser nur mehr schwebend transportiert und daher nicht leicht abgerundet werden können. Andererseits liegt nach A. POLDERVAART 1955 die durchschnittliche Elongation der Zirkone in Sedimenten $< 2,0$, in den Tiefengesteinen hingegen meist $> 2,0$, oft sogar wesentlich höher, was von ihm durch die Abrollung während des Transports erklärt wird. Dem ist aber prinzipiell entgegenzuhalten, daß die durchschnittliche Elongation von Zirkonen, besonders in Metamorphiten, aber auch in manchen Graniten genau so gut $< 2,0$ liegen kann, wie in diesen Gesteinen auftretenden Kristalle auch nicht unbedingt idiomorph ausgebildet sein müssen. So sind in einer Reihe von kristallinen Gesteinen der Böhmisches Masse und der Alpen mehr oder weniger abgerundete Zirkone anzutreffen. Völlig gerundete Zirkone wurden bis jetzt besonders in den Granuliten und im Gföhler Gneis festgestellt.

TYP A, farblose, klare Zirkone

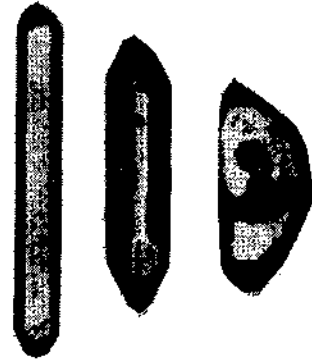
1 a. Einfache Flächenkombinationen



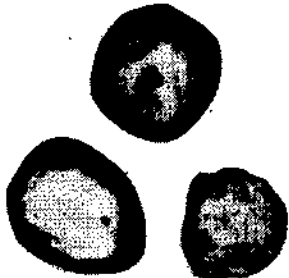
1 b. Einfache Flächenkombinationen mit Kern



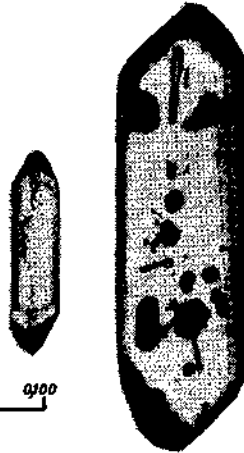
2. Komplexe Flächenkombinationen



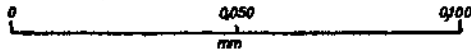
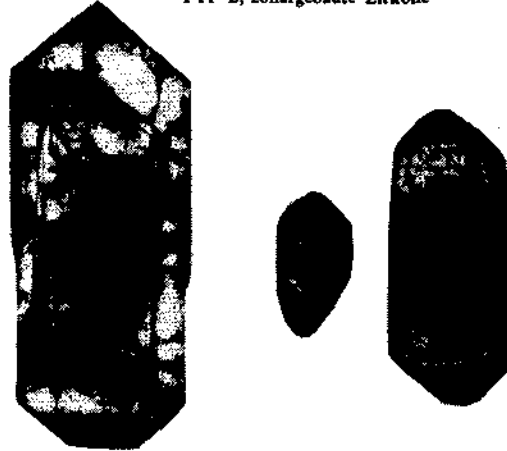
3. Gut gerundete Zirkone



4. Einschlüsse



TYP B, zonargebaute Zirkone



Außerdem scheint bei den in den Flyschsandsteinen vorkommenden Zirkonen die Abrollung durch den Transport keinen wesentlichen Einfluß zu haben. Wohl weist ein gewisser Anteil der Kristalle mehr oder weniger stärker abgerundete Kanten auf, die Kristallform ist aber ansonsten noch gut erhalten.

Die farblosen gut abgerundeten Zirkone dürften daher aus Gneisen und Glimmerschiefern und besonders aus Granuliten stammen und damit einen ziemlich sicheren Hinweis auf die Böhmisches Masse als Liefergebiet für den Wienerwald-Flysch geben.

Einschlüsse sind bei Typ A öfter zu beobachten. Dabei handelt es sich hauptsächlich um kleine Zirkone, Bläschen und Kügelchen oder Stäbchen aus opaker Substanz. Sie sind überwiegend parallel c angeordnet, doch können sie auch völlig unregelmäßig verteilt sein.

Typ B: Ist zonar gebaut, bräunlich durchsichtig bis undurchsichtig mit den einfachen Formen $\{110\}$ und $\{111\}$. Andere Flächenkombinationen sind relativ selten. Die Elongation e schwankt um den Wert 2,0, liegt aber meist darüber. Einschlüsse sind immer vorhanden und überwiegend zonar angeordnet.

In Tab. 3 ist die durchschnittliche Länge und Breite und die durchschnittliche Elongation von Typ A und Typ B angegeben. Demnach weist Typ B gegenüber Typ A eine z. T. bedeutend höhere Elongation auf und ist größer entwickelt als dieser.

Probe	Typ %		Länge, Breite		Elongation	
	A	B	A	B	A	B
21	93	7	0,144 0,074	0,148 0,075	1,94	1,97
25 u	87	13	0,165 0,091	0,215 0,093	1,81	2,31
30 u	95	5	0,089 0,051	0,094 0,045	1,74	2,09
31 u	91	9	0,129 0,067	0,149 0,070	1,92	2,13
o	97	3	0,102 0,055	0,105 0,046	1,85	2,28
33 u	95	5	0,100 0,060	0,145 0,079	1,67	1,83
o	97	3	0,089 0,060	0,110 0,057	1,48	1,92
39	94	6	0,124 0,070	0,153 0,065	1,77	2,35
52 u	96	4	0,098 0,052	0,102 0,046	1,88	2,22
o	95	5	0,097 0,052	0,101 0,049	1,86	2,06
63 u	96	4	0,116 0,063	0,123 0,056	1,84	2,20
o	92	8	0,098 0,052	0,115 0,064	1,88	1,80
72	96	4	0,157 0,084	0,166 0,068	1,87	2,44

Tab. 3. Dimensionsverhältnisse einiger Zirkonproben aus dem Wienerwald-Flysch.

Bei vier Sandsteinen (31, 33, 52 und 63) wurden die Zirkone aus dem unteren Teil und dem oberen Teil der Bänke getrennt gemessen. Dabei zeigt sich, daß die Zirkone von unten nach oben, d. h. von grob zu fein, also mit abnehmender Korngröße des Sediments ebenfalls kleiner werden. Diese Feststellung ist deshalb wesentlich, da hiermit auch die Tatsache erklärt werden kann, daß der Zirkon im feinkörnigeren oberen Teil der Sandsteinbänke gegenüber dem Granat angereichert scheint. Da ja die Fraktionsbreite immer die gleiche ist, muß zwangsläufig ein Mineral, das von unten nach oben, von grob zu fein, kleiner wird, im feinkörnigeren oberen Teil relativ häufiger anzutreffen sein als unten. Der Granat ist dagegen im allgemeinen um etliches größer als der Zirkon und zeigt daher diese Erscheinung nicht so stark.

c) **Turmalin**: Ist im Paleozän und im Eozän häufig; aber auch in der Oberkreide wird er angetroffen.

Er kommt in den verschiedensten Farben vor, ist aber überwiegend rotbraun bis bräunlich grün, daneben aber auch noch violett, blaugrün bis blau und sehr selten farblos. Größtenteils splittrig entwickelt, aber auch idiomorph oder vollständig gerundet. Einschlüsse sind z. T. häufiger.

d) **Monazit**: Teilweise häufiger; sowohl in der Oberkreide wie im Paleozän und Eozän.

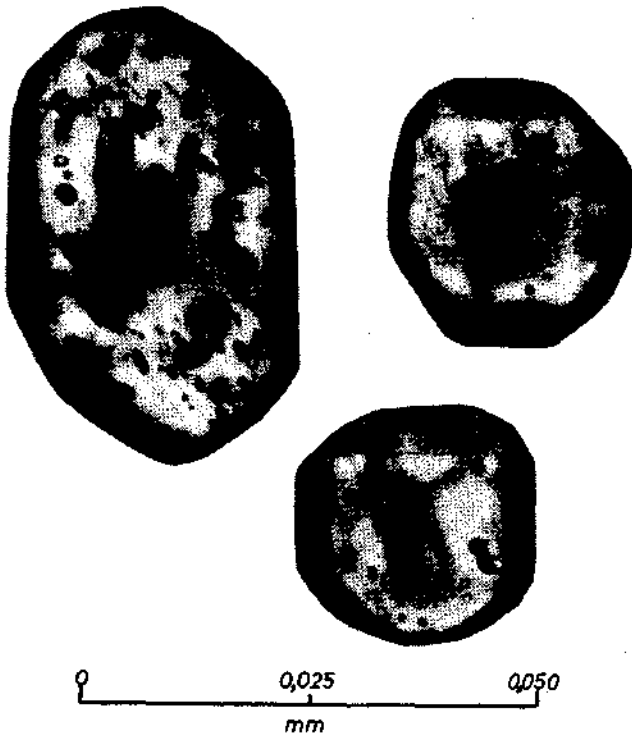


Abb. 8. Monazite aus dem Flysch.

Gelbliche bis gelblichbraune runde Körner, die nur selten die ursprünglichen Kristallflächen aufweisen. Der Monazit ist ein typisches akzessorisches Mineral

saurer Gesteine, besonders von Graniten. In diesem Zusammenhang ist vielleicht interessant, daß bei einer Probe des Gföhler Gneises aus der Gegend von Dürnstein ein beträchtlicher Monazitgehalt festgestellt wurde. Aus den drei Haupttypen der moldanubischen Granite, dem Weinsberger Granit, dem Mauthausener Granit und dem Eisgarner Granit, ist er allerdings bis jetzt noch nicht beschrieben worden.

e) Übrige: Neben den genannten Mineralen treten noch untergeordnet Rutil, Staurolith, Apatit, Chloritoid, Chromit, Titanit, Hornblende, Spinell und Brookit auf.

Auffallend ist der geringe Gehalt an Apatit. Apatit ist ja normalerweise das weitaus häufigste akzessorische Mineral der kristallinen Gesteine, sowohl der Böhmisches Masse wie auch der Alpen; der Zirkon tritt dagegen mengenmäßig zurück. In den Sandsteinen der Flyschzone ist dies aber im allgemeinen nicht der Fall; der Apatit spielt hier eine relativ unbedeutende Rolle. Dies läßt sich aber durch eine gewisse Verwitterungsauslese erklären. Eine ganze Reihe von Mineralen, in diesem Fall Apatit, aber auch Hornblende, Disthen, Epidot-Klinozoisit usw. werden je nach Verwitterungsmilieu und Transport instabil und sind daher im Sediment selten anzutreffen, obwohl sie im Liefergebiet durchaus vorhanden gewesen sein müßten. Die Wirkung der Verwitterung, auch im bereits verfestigten Sediment, ist besonders beim Granat, seltener beim Staurolith, in Form der bekannten Atzwärzchen und -häkchen, relativ oft zu beobachten.

4. Ergebnisse

Die eigentliche Aufgabe dieser Arbeit war es, zu untersuchen, ob sich die von H. WIESENER 1961 festgestellte Differenzierung in der vertikalen Richtung der Sandsteinbänke über einen größeren Bereich feststellen läßt und wie weit sie sich auch im Schwermineralspektrum abbildet. Zu diesem Zweck wurden die Proben aus dem unteren Teil der Sandsteine, aus dem oberen Teil und manchmal auch aus deren Mitte genommen und untersucht — insgesamt 23 Sandsteinbänke. Dabei lassen sich folgende Beobachtungen machen (siehe auch Tab. 4 a — 4 d):

1. Der Gesamtschwermineralgehalt nimmt von unten nach oben ab.
2. Die durchsichtigen Minerale (dM) nehmen mit wenigen Ausnahmen ebenfalls ab, während der opake Anteil und Biotit und Chlorit schwanken. Infolge ihrer Blättchenform sind aber gerade die Gehalte von Biotit und Chlorit sicher mit gewissen Fehlern behaftet, da diese Minerale einerseits in der Schwerkraft nicht so rasch absinken können, andererseits ihre Dichte auch je nach Chemismus variieren wird. Die Integrationsanalysen (III/2) zeigen jedenfalls eine Zunahme des Glimmeranteiles von unten nach oben hin.
3. Der Zirkongehalt ist im feinkörnigeren oberen Teil der Sandsteinbänke höher als im grobkörnigeren unteren Teil; der Granat verhält sich hingegen genau umgekehrt.

Es ergibt sich also im Schwermineralspektrum eine sehr klare Differenzierung in der Vertikalen der Sandsteinbänke, wobei die Ursache dieser Erscheinung wohl mit der Art der Sedimentation der Sandsteine eng verknüpft ist.

Tabelle 4 a, Schwermineralegehalte, Medianwert, Sortierung und CaCO₂-Gehalt von Gesteinen des Untersuchungsgebietes.

Probe	Sedimenttyp	Schwerminerale																	Korngröße		CaCO ₂ in %	
		F	GS-%	Op	BC	dM	Gr	Zi	Tu	Ru	Se	Ap	Mz	Cl	Cr	Ti	Hb	Sp	Br	Md		So
I/1/ 1	feinkörniger Tonsandstein	g f	0,1 0,06	55 40	5 1	40 59	88 80	4 9	3 2	+	4 2	1 1	+	1						0,14	2,60	7,1
I/2/ 2	feinkörniger Kalksandstein	g f	0,6 0,3	56 41	4 1	40 58	90 92	4 2	3 2	1	2	3	+	+								
I/4/ 3	grobkörniger Kalksandstein	g f	0,2 0,2	46 48	5 4	49 48	91 81	+	7 12		2 1	1	+									
I/4/ 4u	feinkörniger Kalksandstein	g f	0,7 1,1	49 37	1	50 63	85 85	1 4	3 3	5 2	6 3	2	+	1								
I/5/ 5u	feinkörniger Tonsandstein	g f	0,4 0,3	42 51	13 6	45 43	87 92	+	7 4		6		+	+						0,20	1,68	10,4
I/6/ 6u	mittelkörniger Kalksandstein	g f	1,3 1,5	44 32	1 +	55 68	90 91	+	3 2	+	7 3	+	+			+						
I/6/ 7	feinkörniger Tonsandstein	g f	0,4 0,3	35 39	27 20	38 41	95 87		3 2	7 2	2 2	+			+		+			0,24	1,61	
I/4/ 8	grobkörniger Kalksandstein	g f	0,2 0,1	56 53	4 +	40 47	87 77	2 13	11 3		2	+	+	+		1						
I/4/ 9	feinkörniger Kalksandstein	g f	0,2 0,1	56 42	3 2	41 56	89 89		4 5	+	7 1	3	+									
II/1/10	feinkörniger Tonsandstein	g f	0,6 0,3	57 60	32 18	11 22	×× 80		×× 6		× 13	+	1	+						0,17	1,93	8,8
II/1/11u	grobkörniger Sandstein	g f	0,6 0,7	43 33	6 11	51 56	89 89	2 2	3 3	+	6 2	3	+	1						1,50	2,30	
II/3/12	feinkörniger Kalksandstein	g f	0,4 0,3	63 66	4 1	33 33	89 85	1 6	6 5		3 3	1 +		1								
III/3/13u	feinkörniger Tonsandstein	g f	0,2 0,1	62 41	4 +	34 59	91 86	1 8	4 3		4 2	1	+	+						0,07	3,32	
II/3/14u	feinkörniger Tonsandstein	g f	0,4 0,6	55 53	9 6	36 41	88 90	1 3	6 3		5 +	+					+			0,21	1,36	

VI/3/39u	grobkörniger Sandstein	g f	0,2 0,2	62 59	35 32	3 9	×× 16	×× 35	×× 39	2 3	× 3	× 5					0,20	1,66		
VI/3/40u	grobkörniger Sandstein	g f	0,1 0,07	24 57	67 24	9 19	39 10	12 76	48 10	1 4				+					7,2	
40o	mittelkörnig	g f	0,07 0,03	28 64	62 17	10 19	46 6	13 54	41 40		+				+					11,1
VI/3/41u	grobkörniger Sandstein	g f	0,1 0,1	38 52	56 35	6 13	×× 17	× 36	×× 45	2 2	+	+					0,25	1,71	6,9	
VI/4/42u	grobkörniger Kalksandstein	g f	0,1 0,3	45 66	44 14	11 20	27 8	16 45	51 42	3 2	3 3									
VI/4/43u	mittelkörniger Kalksandstein	g f	0,2 0,2	15 58	76 15	9 27	17 6	41 56	42 38		+	+	+			+				
43o	feinkörnig	g f	0,05 0,07	17 73	77 2	6 25	× 69	×× 68	×× 19	× 4			+							
VIII/—/46u	feinkörniger Sandstein	g f	0,1	98	1	1	22	63	15								0,09	1,15	19,1	
46o	feinkörnig	g f	0,06	94	2	4	5	81	14								0,06	1,42	23,5	
VIII/—/47	feinkörniger Kalksandstein	g f	0,1	89	2	9	31	59	7		3			+						62,8
VIII/—/48u	grobkörniger Kalksandstein	g f	0,4 0,4	56 51	22 17	22 32	95 83	5 9	5 4		4		+							9,5
VIII/—/50u	grobkörniger Sandstein	g f	0,4 0,3	82 85	16 6	2 9	×× 3	×× 84	×× 13		+				+					4,8
50o	mittelkörnig	g f	0,2 0,3	70 69	26 23	4 8	× 4	×× 62	×× 28	× 4						2		+		12,5

X/2/58u	grobkörniger Sandstein	g f	0,1 0,2	69 68	18 2	13 30	8 5	5 39	87 51	+	+								
58o	mittelkörnig	g f	0,09 0,1	87 81	2 1	11 18	×	×	×	×			3						
X/2/59u	grobkörniger Sandstein	g f	0,1 0,2	80 77	2 1	18 22	10 10	11 25	70 61	7 +	2 3		1		+				
59o	grobkörnig	g f	0,1 0,1	83 76	1 1	16 23	18 12	6 29	68 58	5 1	3 +		+						
XI/—/61u ₁	grobkörniger Sandstein	g f	0,6 0,6	70 75	7 2	23 23	92 81	+	5	3									19,5
61u ₂	mittelkörnig	g f	0,2 0,3	82 73	8 17	10 10	64 31	5 29	29 30	2 10			+						12,4
61o	feinkörnig	g f	0,2 0,2	45 51	36 6	19 43	90 82	+	8		2		1						29,8
XI/—/62u ₁	grobkörniger Sandstein	g f	0,8 1,5	56 48	34 43	10 9	84 43	4 25	10 23	2 9							0,34	4,00	12,1
62u ₂	feinkörnig	g f	0,2 0,4	49 61	42 18	9 21	×	×	×				+				0,08	1,48	13,1
XII/—/63u	mittelkörniger Sandstein	g f	0,4 0,7	77 67	7 20	16 13	82 77	2 9	15 12	1 2			+				0,18	1,92	8,1
63o	feinkörnig	g f	0,1 0,2	71 74	23 5	6 21	×	×	×	×			×				0,10	1,41	11,4
XII/—/64u	mittelkörniger Sandstein	g f	0,3 0,5	70 62	8 4	22 34	88 76	+	9	3			+						
XII/—/65u	feinkörniger Sandstein	g f	0,2 0,3	53 62	25 9	22 29	83 82		17 9	+			+		+				

Tabelle 4 d, Schwermineralgehalte, Medianwert, Sortierung und CaCO₃-Gehalt von Gesteinen des Untersuchungsgebietes.

Probe	Sedimenttyp	Schwerminerale																	Korngröße		CaCO ₃ in %	
		F	GS-%	Op	BC	dM	Gr	Zi	Tu	Ru	St	Ap	Mz	Cl	Cr	Ti	Hb	Sp	Br	Md		So
XII/—/66u	mittelkörniger Sandstein	g f	0,2 0,3	86 66	12 8	2 26	× 77	× 5	11	5			2		+							
66o	feinkörniger Sandstein	g f	0,2 0,06	57 73	21 9	22 18	84 66	2 20	14 10	4			+		+		+					
XII/—/67u	mittelkörniger Sandstein	g f	0,2 0,4	66 68	32 17	2 15	×× 74	× 11	× 9	6			+									
XIII/—/69u	mittelkörniger Sandstein	g f	0,4 1,1	52 49	23 26	25 25	97 89		3 6	3			+							0,14	1,62	8,4
69o	feinkörniger Sandstein	g f	0,3 0,3	41 42	39 9	20 49	94 88		6 5	2			+		+		+			0,11	1,52	12,5
XIII/—/70u	mittelkörniger Sandstein	g f	0,1 0,3	32 60	60 21	8 19	×× 81	× 5	×× 10	2			2			+						47,8
70o ₁	feinkörniger Sandstein	g f	0,03 0,02	×× 84	× 2	×× 14		86	5	5	2		2									51,5
70o ₂	Kalkmergel	g f	0,03 0,03	91 84	5 8	4 8	×× 72		20	4			4									68,0
XIV/—/71	grobkörniger Sandstein	g f	0,6 0,6	86 88	12 9	2 3	×× 26	× 57	×× 12				1	+								33,0
XIV/—/72	feinkörniger Sandstein	g f	0,3 0,4	73 65	13 2	14 33	48 30	5 59	46 8													

Erläuterungen zur Tabelle:

F Fraktion, g = 0,315—0,20 mm und f = 0,20—0,08 mm

GS-% Gesamtschwermineralgehalt in Gewichts-%

Die Symbole der einzelnen Minerale sind auf Seite . . . angegeben

u = Bankunterseite, m = Bankmitte, o = Bankoberseite

Md Medianwert

So Sortierung

V. Genese

Lange Zeit wurde der alpine Flysch und damit auch die Gesteine des untersuchten Gebietes ganz allgemein als Seichtwasserbildung angesehen. Ph. H. KUENEN & A. CAROZZI, 1953, haben dann die Ansicht vertreten, daß es sich bei dem alpinen Flysch, ähnlich wie bei anderen Flyschsedimenten, um Ablagerungen von Trübungsströmen handelt, und damit Tiefen < 200 m, d. h. unterhalb des Aktionsbereichs der Wellen, gegeben sind. Diesen Gedanken hat H. WIESENER 1961 auf den Wienerwald-Flysch angewendet und durch eine Reihe von Beobachtungen zu untermauern versucht.

Die Frage, Seichtwasserbildung oder Sedimentation in tieferem Wasser, der Flyschablagerungen als „zeitlich nicht gebundene Lithofazies“ (H. WIESENER, 1961, S. 257) ist aber nicht nur auf den alpinen Bereich beschränkt, sondern besitzt allgemeine Gültigkeit. Die gradierte Schichtung, die stetige Abnahme der Korngröße von unten nach oben innerhalb der Sandsteinbänke und darüber hinaus der sich über Hunderte von Metern erstreckende, alternierenden Wechsel von Sandstein und Schiefertone ist schon seit jeher Angelpunkt für die genetische Deutung der Flyschablagerungen gewesen. Zunächst hatte man sie als eine Bildung seichteren Wassers gedeutet; eine Annahme, die auch heute noch vertreten wird. Hierbei besteht aber die Schwierigkeit, den alternierenden Wechsel von Sandstein und Schiefertone zu erklären. Entweder muß sich dafür der in Frage kommende Sedimentationsraum abwechselnd heben und wieder senken, wodurch einerseits psammitisches und andererseits wieder pelitisches Material zur Ablagerung gelangen kann, oder eine zyklisch ruckweise Hebung des Hinterlandes bedingt abwechselnd gröbere und feinere Schüttung. Nach R. BLASER, 1952 (W. ZEIL, 1960), entstehen die Sandsteinlagen durch relativ konstante Strömungsimpulse, während die Mergel und Schiefertone eine Zeit verminderter Strömungskraft und -tätigkeit abbilden. Dabei bleibt aber ungeklärt, ob diese Strömungsimpulse jährlich oder über längeren Zeitraum hin erfolgen, ob sie klimatisch bedingt sind oder durch sedimenttragende Strömungen verursacht werden. Das Fehlen von für größere Meerestiefen spezifische Fossilien wird von demselben Autor als Beweis für eine Seichtwasserbildung angesehen. Weiters wird die fächerartige Ausbreitung psephitische Sedimente und das Auftreten von Landpflanzenresten als Hinweis für eine Ablagerung in seichtem Wasser angenommen (E. KRAUS, 1942; W. ZEIL, 1956, 1960). Resedimente im Sinne B. SANDERS, erhebliche Glaukonitgehalte, das Fehlen oder Zurücktreten von gradierte Schichtung und die Lage der Sedimentationsräume am Außenrand ehemaliger Geosynklinalen sprechen nach W. ZEIL, 1960, ebenfalls für Flachwasserbildung. Ebenfalls meint, bezugnehmend auf A. SEILACHER, 1954, daß „das Fehlen der üblichen Faunenelemente und die ausgezeichnete Erhaltung von Fraß- und Weidespuren im Zusammenhang mit der erwähnten großen Mächtigkeit“ auf eine hohe Sedimentationsrate hinweist und „die Lichtlosigkeit somit nicht eine Folge der größeren Wassertiefe, sondern der andauernden Verunreinigung und Durchmischung des Lebensraumes wäre“ und damit kein Beweis für Tiefwasserbildung gegeben sei (W. ZEIL, 1956, S. 140/141).

In Fortsetzung der Arbeiten von F. A. FOREL, 1887, R. A. DALY, 1936, D. W. JOHNSON, 1939, und M. N. BRAMLETTE & W. H. BRADLEY, 1940, hat dann Ph. H. KUENEN auf Grund von Beobachtungen der heutigen Ozeanböden und experimenteller Befunde (Ph. H. KUENEN & C. I. MIGLIORINI, 1950) die Ansicht vertreten, daß sogenannte „turbidity currents“, durch irgendeine Erderschütte-

rung ausgelöste Trübungsströme höherer Dichte, wesentlich an der Entstehung von Flyschablagerungen beteiligt sind. Damit wäre seiner Meinung nach die Möglichkeit gegeben, daß Sand auch in größere Meerestiefen gelangen könnte. D. B. ERICSON, M. EWING, G. WOLLIN & B. C. HEEZEN, 1961, haben diese Deutung in Auswertung einer Unzahl von Tiefseeproben auf die rezenten Sedimente anzuwenden versucht. Darüber hinaus haben B. C. HEEZEN & M. EWING 1952 durch die Untersuchung des „Grand Banks“-Erdbebens von 1929 neues Beobachtungsmaterial geliefert. Weitere Ergebnisse konnten die beiden genannten Autoren auch anlässlich eines Erdbebens in der Nähe von Orleansville, Algerien, gewinnen (B. C. HEEZEN & M. EWING, 1955). Hier wurde ein Trübungsstrom beobachtet, den das Erdbeben ausgelöst hatte. Da die Zeit der verschiedenen von ihm bewirkten Kabelbrüche eindeutig festgestellt werden konnte, konnte seine Geschwindigkeit, sie betrug am Ende ca. 40 Knoten, berechnet werden. Da die Theorie solcherart durch Tatsachen bestätigt werden konnte, scheint sie doch einige Wahrscheinlichkeit zu besitzen. G. WÜST, 1958, hat aber nachgewiesen, daß es bodennahe Meeresströmungen gibt (max. 20—25 cm/sec), die ausreichen, um Sand in größere Tiefen zu transportieren. Wenn dies PH. H. KUENEN 1958 zwar nicht negiert, so ist er doch der Ansicht, daß letzten Endes doch einige Schwierigkeit besteht, die sandigen Lagen zwischen den tonigen durch eine ständige Strömung zu erklären. Es werden aber wohl auch Meeresströmungen bei der Ablagerung von Flyschserien mitgewirkt haben. In der Hauptsache werden aber Trübungsströme an der Bildung der Flyschgesteine beteiligt sein. Wie in vielen diesbezüglichen Arbeiten gezeigt wird, lassen sich mit Hilfe der Trübungsstrom-Theorie eine ganze Reihe von Beobachtungen in den verschiedensten Flyschformationen ziemlich einfach deuten, die sonst nur schwer eine Erklärung gestatten würden. So lassen sich damit, der mächtige Sedimentserien charakterisierende Wechsel von Psammiten und Peliten, die häufig auftretende gradierte Schichtung der Sandsteine, die verschiedensten Sohlmarken an deren Unterseite und ihr im Gegensatz zu den Peliten höherer Gehalt an Fossilien und Fossilbruchstücken, das Auftreten von Tonbrocken und Holzresten in ihnen, außerdem noch das Vorhandensein von Fließschichtung und Kreuzschichtung in den höheren Teilen der Sandsteinbänke, sehr überzeugend in ihrer Gesamtheit erklären. Es sei hier nur u. a. auf die Arbeiten von PH. H. KUENEN & A. CAROZZI, 1953, S. DZULYNSKI, M. KSIAZKIEWICZ & PH. H. KUENEN, 1959, E. TEN HAAF, 1959, PH. H. KUENEN, 1960, und A. BOUMA, 1962, hingewiesen, die aus den verschiedensten Gebieten eine Fülle von Beobachtungsmaterial bringen, worauf hier aber nicht weiter eingegangen werden kann. Es sei nur noch darauf hingewiesen, daß die verschiedenstgestaltigen Sohlmarken an der Basis der Sandsteinbänke eine nicht unbedeutende Rolle in der Trübungsstrom-Theorie spielen. Sie sind offensichtlich als Erosionsformen durch eine momentane starke Strömung entstanden (eben eine „turbidity current“) und dann rasch mit Sediment ausgefüllt worden. Solcherart stellen sie das überzeugendste Argument für die Vorstellungen PH. H. KUENENS dar, da damit im Zusammenhang mit allen anderen sedimentpetrographischen und geologischen Daten seine Erklärung der Flyschserien als Ablagerungen von Trübungsströmen sehr große Wahrscheinlichkeit erhält. Eine umfassende Darstellung der bis heute bekannten Sohlmarken gibt K. BIRKENMAJER, 1959.

Da durch die Trübungsstrom-Theorie größere Bildungstiefen der Flyschsedimente, zumindest aber Tiefen unterhalb des Aktionsbereiches der Wellen (< 200 m) postuliert werden, steht diese Deutung im Gegensatz zu der An-

nahme, der Flysch sei eine Seichtwasserablagerung, wie dies vorhin bereits dargelegt wurde. Die dabei auch angeführten Einwände gegen Tiefwasserbildung erscheinen aber nicht unbedingt stichhältig.

Der Annahme R. BLASERS, 1952, daß das Fehlen von für größere Meerestiefen spezifischen Fossilien auf eine Seichtwasserbildung hinweist, stehen die Ergebnisse von K. GOHRBANDT auf Grund der Untersuchung an Kleinforaminiferen und K. KOLLMANN hinsichtlich der Ostracodenfaunen der Flyschablagerungen von Triest und Istrien entgegen, die Tiefen von mehreren hundert Metern bis über tausend Meter annehmen (K. GOHRBANDT, K. KOLLMANN, H. KÜPPER, A. PAPP, S. PREY, H. WIESENER & G. WOLETZ, 1960, 1962). Außerdem weist das Fehlen von Ruhespuren in den Flyschsedimenten nach A. SEILACHER, 1954, auf Lichtlosigkeit und damit auf größere Wassertiefe hin, wengleich auch W. ZEIL, 1956, eben diese Lichtlosigkeit auf die hohe Sedimentationsrate und die dadurch bedingte Verunreinigung und Durchmischung des Lebensraumes bezieht, und dies daher nicht als Beweis für eine Tiefwasserbildung gelten lassen will. Es sei hier noch darauf hingewiesen, daß die Sedimentation aus einer Trübungswolke sehr rasch vor sich geht und man sich dabei wohl mit dem Gedanken vertraut machen muß, daß die fallweise einige Meter mächtigen Sandsteinlagen jeweils innerhalb kürzester Zeit, in wenigen Minuten, abgelagert werden, die darüberliegenden wesentlich geringmächtigeren Ton- und Mergellagen aber mitunter Tausende von Jahren benötigen. Das Auftreten von Landpflanzenresten ist ebenfalls nicht unbedingt spezifisch für Seichtwassersedimente. Es hat sich immerhin gezeigt, daß Pflanzenreste auch in sehr großen Tiefen, so z. B. im Marianengraben, angetroffen werden können (H. WIESENER, 1961). Außerdem ist es verständlich, daß Trübungsströme leicht Pflanzenreste innerhalb einer größeren Sedimentmasse in größere Tiefen transportieren können. Überhaupt darf dieser Umlagerungsfaktor von „turbidity currents“ nicht unterschätzt werden. Dies gilt ganz besonders für paläontologische Gesichtspunkte. So finden sich denn Makrofossilien auch praktisch nur in sandigen Absätzen, und hier vorwiegend nur in grobkörnigeren Sedimenten. Ähnliches gilt für die kalkschaligen Foraminiferen. Auch ein höherer Glaukonitgehalt ist in Flyschgesteinen durchaus nicht als Hinweis für Seichtwasser anzusehen, da dieser ebenfalls umgelagert sein kann. M. KSIĄZKIEWICZ, 1954, konnte innerhalb einer gradierten Bank auch eine Gradierung des Glaukonits beobachten, wobei die Korngröße des Glaukonits der der umgebenden Quarzkörner annähernd gleich war; ähnliches kann man auch im Wienerwald-Flysch beobachten. Geschichtete Sandsteine, die keine gradierte Schichtung aufweisen, können durch Tiefenströmungen entstanden sein; sie müssen also ebenfalls nicht unbedingt Sedimente des seichteren Wassers darstellen.

Betrachtet man nun die Sedimente des Wienerwald-Flysches, so ergibt sich, daß die untersuchten Sandsteine im mineralogischen und bis zu einem gewissen Grad auch im strukturellen Aufbau eine mehr oder weniger deutliche Differenzierung in der vertikalen Richtung der Bänke zeigen. Da im untersuchten Bereich, mit Ausnahme der mächtigen Sandsteine des Greifensteiner Niveaus, diese Differenzierung in Form von Gradierungszyklen in allen stratigraphischen Horizonten (Kahlenberger Schichten, Altengbacher Schichten, Sievinger Schichten, Laaber Schichten und teilweise auch im Niveau des Greifensteiner Sandsteins) angetroffen werden konnte, kann wohl mit einiger Sicherheit angenommen werden, daß sich die behandelten stratigraphischen Einheiten überwiegend aus solchen Gradierungszyklen aufbauen.

Mit der Abnahme der Korngröße nimmt der pelitische Anteil der Sandsteine zu, und da dieser vorwiegend karbonatischer Natur ist, steigt auch der Karbonatgehalt in derselben Richtung beträchtlich an. Hierbei sei aber ausdrücklich darauf hingewiesen, daß, trotz der Zunahme des Karbonatgehaltes mit abnehmender Korngröße, ein deutlicher Unterschied zwischen den Sandsteinlagen und den darüberliegenden bzw. sich aus ihnen langsam entwickelnden Schiefertönen besteht. Die Schiefertone sind sehr karbonatarm bis karbonatfrei. Nur in den Kahlenberger Schichten treten meist an die Stelle der Schiefertone Kalkmergel.

Es muß also eine mehr oder weniger plötzliche Sedimentation kalkreicheren Materials eingesetzt haben, die innerhalb des normalen Gradierungszyklus ein Ansteigen des Karbonatanteiles bewirkte und mit dem Abklingen der Materialzufuhr wieder zu einer normalen Tonsedimentation überleitete.

Die blättchenförmigen Minerale Biotit, Muskovit und Chlorit sind im feinkörnigeren oberen Teil der Sandsteinbänke angereichert. Das Schwermineralspektrum zeigt ebenfalls eine Differenzierung. So ist der Gesamtschwermineralgehalt im grobkörnigeren unteren Teil der Sandsteine wesentlich höher als im feinkörnigeren oberen Teil. Innerhalb des Schwermineralspektrums verschiebt sich das Granat/Zirkon-Verhältnis nach oben hin z. T. bedeutend zugunsten des Zirkons.

Diese Differenzierung in der vertikalen Richtung innerhalb eines Gradierungszyklus weist auf eine stetige Abnahme der Transportkraft der das Sediment liefernden Strömung, die abrupt einsetzt, dann aber kontinuierlich schwächer wird, hin. Im Zusammenhang mit den an der Basis der Gradierungszyklen öfter auftretenden Sohlmarken ist daher die Deutung der untersuchten Sedimente als Ablagerungen aus Trübungsströmen sehr wahrscheinlich. Dies wäre nun folgendermaßen vorzustellen:

Durch irgendeine Erschütterung, etwa ein Erdbeben, wird eine an sich ziemlich labile Sedimentmasse im Küstenbereich ins Gleiten kommen, aufgewirbelt werden, und die nun mit Sediment beladene und damit eine höhere Dichte aufweisende Wassermasse wird mit hoher Geschwindigkeit in die Tiefe strömen. Zunächst wird der Trübungsstrom eine beträchtliche Erosionswirkung besitzen und weiter Material, ähnlich einer Lawine, aufnehmen. Am Meeresboden wird sich seine Geschwindigkeit stetig verringern, bis letzten Endes die ersten, größten und schwersten Partikel, die infolge der Abnahme seiner Transportkraft nicht mehr in Schwebelage gehalten werden können, auszusedimentieren beginnen. Mit weiterer Abnahme der Geschwindigkeit wird immer feineres und leichteres Material zur Ablagerung gelangen. Dabei wird aber die Dichte der Suspension immer geringer, und ihre Geschwindigkeit dementsprechend immer rascher abnehmen, d. h. daß der Trübungsstrom am Meeresboden relativ rasch zum Stillstand kommen wird. Dadurch kann die Vertikalsortierung der Flyschsedimente sehr gut erklärt werden. In diesem Zusammenhang soll noch darauf hingewiesen werden, daß im Flyschtrog die Einschüttung des Sedimentmaterials im großen und ganzen sicher lateral erfolgt ist. Da die Geschwindigkeit des Trübungsstromes bei Einsetzen der Sedimentation infolge der Dichteabnahme ziemlich rasch abklingen muß, ist eine longitudinale, über einige Zehner von Kilometern bis mehrere hundert Kilometer reichende Ablagerung von sedimentärem Material nicht sehr wahrscheinlich. Die auf Grund der Sohlmarken in vielen Arbeiten beobachtete Schüttung in der Längsrichtung der Ablagerungsströme weist auf ein

relativ rasches Einschwenken der Trübungsströme parallel zur Trogachse hin. Die laterale Richtung ist aber natürlich nicht so ohne weiteres nachweisbar. Sie war im wesentlichen erosiv und erfolgte im Bereich des Kontinentalabhanges; eventuell darauf hinweisende Erosionsformen konnten daher, im Gegensatz zu der longitudinalen Richtung der Sedimentation (Sohlmarken!) nicht durch nachfolgendes Material sozusagen konserviert werden.

Die Schwerminerale werden, entsprechend ihrer höheren Dichte, früher aus-sedimentiert werden, daher im größeren Anteil häufiger sein. Messungen an Zirkonen haben dementsprechend eine Abnahme der Kristallgröße von unten nach oben hin ergeben. Die blättchenförmigen Minerale wie Biotit, Muskovit und Chlorit werden dagegen nicht so leicht absinken, länger in Schwebelage bleiben und sich daher in dem ihrer Korngröße nicht entsprechenden feinkörnigeren Anteil anreichern. Der zusammen mit dem größeren Material transportierte Kalkschlamm wird bei abnehmender Korngröße des Sediments mit zunehmendem Maß abgelagert werden. Dadurch ist die Zunahme des Kalkgehaltes im oberen Teil der Sandsteine verständlich. Da heute bereits bodennahe Meeresströmungen auch in größeren Tiefen bekannt sind, wird man wohl solche auch für das Flyschmeer annehmen können. Durch den Abgang des Trübungsstromes ist die Sedimentation des davon betroffenen Gebietes gewissermaßen aus dem Gleichgewicht gekommen, die bodennahe Meeresströmung wird also auch noch einige Zeit nach dem Stillstand und der Ablagerung des Trübungsstromes gröberes Material transportieren. Mit zunehmendem zeitlichen Abstand von diesem Ereignis wird aber Beruhigung eintreten und die normale Tonsedimentation wieder einsetzen. So läßt sich der kontinuierliche Übergang vom noch kalkreichen feinkörnigen Sandstein in den kalkärmeren Schiefertone leicht erklären. In diesem Zusammenhang sei noch erwähnt, daß im kalkreichen oberen Teil mancher Sandsteine eine überraschend hohe Zahl an Organismenresten, meist kalkschaligen Foraminiferen und Spongiennadeln, anzutreffen ist. Der darüber liegende Schiefertone enthält aber meist nur eine relativ ärmliche Sandschalerfauna.

Der im vorstehenden kurz skizzierte Mechanismus wird wesentlich, wenn nicht sogar ausschließlich, zur Entstehung der Ablagerungen des Wienerwald-Flyschs beigetragen haben. Zumindest ist sehr wahrscheinlich, daß die Gesteine der Oberkreide (Kahlenberger Schichten, Altengbacher Schichten und Sieveringer Schichten) auf eben diese Art entstanden sind. Dasselbe gilt für die eozänen Laaber Schichten und Teile des Greifensteiner Sandsteins. Letzterer wird allerdings teilweise auch in küstennäheren Bereichen gebildet worden sein. Die für den Greifensteiner Sandstein typischen, mehrere Meter mächtigen Sandsteine mit den z. T. größeren Geröllen (Kalkmergel- und Granitgerölle) dürften sicher in Küstennähe abgelagert worden sein.

Paläogeographische Schlußfolgerungen können infolge der Komplexheit des alpinen Bauplans nur mit Vorbehalt gezogen werden. Ziemlich sicher ist aber ein Kristallin moldanubischer bzw. moravischer Prägung, und sei es auch in Form einer südlich der heutigen Flyschzone gelegenen Schwelle, an dem Mineralbestand der Flyschserien des Wienerwaldes beteiligt. Dafür sprechen vor allem die Untersuchungen an Zirkonen, die, soweit sich dies überhaupt feststellen läßt, keine Hinweise auf alpine Gesteine liefern. Zirkone aus Gesteinen der Böhmisches Masse, besonders aus den Granuliten, aber auch aus den Graniten (zonargebauter Typ B), dürften vorhanden sein.

Literatur

- BIRKENMAJER, K., 1959: Classification of bedding in Flysch and similar deposits. — *Studia Geol. Polon.* 3, S. 81—133.
- BLASER, R., 1952: Geologie des Fürstentums Liechtenstein. — Vaduz, 228 S.
- BOUMA, A. H., 1962: Sedimentology of some Flysch deposits. — Elsevier Publishing Comp., Amsterdam-New York, 168 S.
- BRAMLETTE, M. N. & W. H. BRADLEY, 1940: Geology and biology of northern Atlantic deep-sea cores, between Newfoundland and Ireland. I: Lithology and geologic interpretation. — U.S. Dept. Int. Prof. Pap., Nr. 196-A, Washington.
- DALY, R. A., 1936: Origin of submarine "canyons". — *Am. Jour. Sci.* 31, S. 401—420.
- DZULYNSKI, S. M., M. KSIAZKIEWICZ & PH. H. KUENEN, 1959: Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian Mountains. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 70, S. 1089—1118.
- ERICSON, D. B., M. EWING, G. WOLLIN & B. C. HEEZEN, 1961: Atlantic deep-sea sediment cores. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 72, S. 193—286.
- FOREL, F. A., 1887: Le ravin sous lacustre du Rhone dans le lac Léman. — *Soc. Vandoise sci. nat. Bull.* 23, S. 85—107.
- GOHRBRANDT, K., K. KOLLMANN, H. KÜPPER, A. PAPP, S. PREY, H. WIESENER & G. WOLETZ, 1960: Beobachtungen im Flysch von Triest. — *Vh. Geol. B.-A. Wien*, S. 162—196.
- GOHRBRANDT, K., K. KOLLMANN, H. KÜPPER, A. PAPP, S. PREY, H. STRADNER, H. WIESENER & G. WOLETZ, 1962: Beobachtungen im Flysch von Istrien (Jugoslawien). — *Vh. Geol. B.-A. Wien*, S. 163—244.
- GRILL, R., 1962: Beobachtungen an Großaufschlüssen im Flysch des Wienerwaldes. — Siehe GRILL, R., H. KÜPPER, A. PAPP, S. PREY, H. WIESENER & G. WOLETZ 1962.
- GRILL, R., H. KÜPPER, A. PAPP, S. PREY, H. WIESENER & G. WOLETZ, 1962: Beobachtungen im Flysch des Wienerwaldes. — *Vh. Geol. B.-A. Wien*, S. 246—294.
- HAAF, E. TEN, 1959: Graded beds of the northern Apennines. — Thesis, University Groningen, 102 S.
- HEEZEN, B. C., & M. EWING, 1952: Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks earthquake. — *Am. Jour. Sci.* 250, S. 849—873.
- HEEZEN, B. C., & M. EWING, 1955: Orleansville earthquake and turbidity currents. — *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 39, S. 2505—2514.
- HOPPE, G., 1960: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. — *Habilitationsschrift d. Mat.-Nat. Fak. d. M.-Luther-Univ. Halle-Witt. Halle (Saale)*, 130 S.
- JOHNSON, D. W., 1939: The origin of submarine canyons. — Columbia University Press, New York.
- KRAUS, E., 1942: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch. — *N. Jahrb. Min. etc., Beif.-Bd.*, 87, S. 1—243.
- KSIAZKIEWICZ, M., 1954: Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch. — *Ann. Soc. Geol. Pologne* 22, S. 399—449.
- KSIAZKIEWICZ, M., 1958: Sedimentation in the Carpathian Flysch. — *Geol. Rdsch.* 47, S. 418—425.
- KUENEN, PH. H., 1958: Turbidity currents a major factor in flysch deposition. — *Ecl. Geol. Helv.* 51, S. 1009—1021
- KUENEN, PH. H., 1960: Turbidites in Makara Basin, New Zealand. — *Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen, Proceedings, Series B*, 63, Nr. 2.
- KUENEN, PH. H., & A. CAROZZI, 1953: Turbidity currents and sliding in geosynklinal basins of the alps. — *Jour. Geol.* 61, S. 363—373.
- MÜNZNER, H., & P. SCHNEIDERHÖHN, 1953: Das Sehnenschnittverfahren. — *Heidelb. Beitr. Min. u. Petr.* 3, S. 465—471.
- PETTIJOHN, F. J., 1957: *Sedimentary Rocks*, 2. Aufl. — Harper & Brothers, New York, 718 S.
- POLDERVAART, A., 1955: Zircons in Rocks. I. *Sedimentary Rocks*. — *Am. Jour. Sci.* 253, S. 433—461.
- SEILACHER, A., 1954: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren. — *Z. deutsch. geol. Ges.* 105, S. 214—227.
- STELCL, J., & L. SVOBODA, 1962: Petrografické studie kulmských sedimentu Dražanské vycociny. — *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun.* III/1, *Geologia*, S. 3—50.
- TRASK, P. D., 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. — *Gulf Publ. Co.*, Houston, Texas.
- WIESENER, H., 1961: Zur Deutung sedimentärer Strukturen in klastischen Sedimenten. — *Mitt. Geol. Ges. Wien* 54, S. 249—260.

- WIESENER, H., 1962: Zur Petrologie der Flyschgesteine des Wienerwaldes. — Siehe GRILL, R., H. KÜPPER, A. PAPP, S. PREY, H. WIESENER & G. WOLETZ, 1962.
- WIESENER, H., & I. MAURER, 1958: Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. — *Ecl. Geol. Helv.* 51, S. 1155—1172.
- WOLETZ, G., 1950: Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. — *Jb. Geol. B.-A. Wien* 94, S. 167—194.
- WOLETZ, G., 1958: Die Schwermineralanalyse als Hilfsmittel für Prospektion und Stratigraphie. — *Vh. Geol. B.-A. Wien*, S. 172—182.
- WOLETZ, G., 1963: Charakteristische Abfolgen der Schwermineralgehalte in Kreide- und Alttertiär-Schichten der nördlichen Ostalpen. — *Jb. Geol. B.-A. Wien* 106, S. 89—119.
- WÜST, G., 1958: Über Stromgeschwindigkeiten und Strömungen in der atlantischen Tiefsee. — *Geol. Rdsch.* 47, S. 187—195.
- ZEIL, W., 1956: Fazies-Unterschiede in den kretazischen Teiltrögen der Alpenen Geosynklinale Bayerns. — *Geol. Rdsch.* 45, S. 134—143.
- ZEIL, W., 1960: Merkmale des Flysch. — *Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin*, Kl. III, S. 206—215.

Zur Kenntnis der Molluskenfauna von St. Veit a. d. Triesting (Niederösterreich)

Mit 1 Phototafel

VON A. MARIANI und A. PAPP

Vorwort

Die systematische Bearbeitung der Molluskenfauna im Neogen des Wiener Beckens setzte mit den Monographien von M. HÖRNES in der Mitte des 19. Jahrhunderts ein. Zu dieser Phase rechnet die Bestandsaufnahme von Faunen, wobei der Sonderstellung von Vorkommen bei St. Veit an der Triesting einige Bedeutung beigelegt wurde (KARRER, 1877, S. 141). HANDMANN (1883) beschreibt eine Reihe von Fossilien aus dieser Lokalität mit kurzen Diagnosen, aber leider ohne Abbildungen.

In der Folgezeit wird das Gebiet kartiert (KOSSMAT, 1908—1911, und KRULLA, 1919, zuletzt KÜPPER, 1964). Die weitere Fragestellung betraf die stratigraphische Einordnung. Hier wurde immer eine Beziehung mit den Ablagerungen in der Gaadener Bucht gesucht. BOBIES (1928 a, b) legte eine Einstufung in das Helvet nahe. Durch TOTH (1942) wurde das Alter der Ablagerungen in der Gaadener Bucht geklärt und die Gleichaltrigkeit mit den Tegeln von Baden und Mergeln von Gainfarn festgestellt. Somit wurden in der Folgezeit allgemein auch die Vorkommen von St. Veit in das Torton bzw. die Badener Serie gerechnet (vgl. KÜPPER, 1964).

Durch TROLL (1942, S. 383) wird eine reiche Landschneckenfauna beschrieben und damit ein Hinweis auf das Alter der „limnischen Fazies“ in der Bucht von St. Veit gegeben. Auch TROLL folgert eine Altersstellung im „Torton“. PAPP (1952) vergleicht die Pirenellen und gelangt ebenfalls zu dem Schluß, daß St. Veit zu den Vorkommen des „Tortons“, wie Ritzing im Burgenland, gehört und nicht zu Fundorten, wie Laa und Niederkreuzstetten, die als Laaer Serie bzw. „Ober-Helvet“ anzusprechen sind.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1966

Band/Volume: [1966](#)

Autor(en)/Author(s): Niedermayr Gerhard

Artikel/Article: [Beiträge zur Sedimentpetrographie des Wienerwald-Flysches 106-141](#)