

gleichbar sind. Bei Fiesch im Wallis und auf der Straße von dort nach Binn sind in gut erhaltener Form Konglomeratgneise aufgeschlossen, deren Vergleichbarkeit wiederum mit Typen der Tuxer Grauwacken augenfällig ist. In der Massaschlucht fand ich, wie aus den petrographischen Untersuchungen von Prof. Huttenlocher zu erwarten war, die typischen „lichtgrünen Serizitquarzite, Porphyroide und Arkosen“, wie sie Sander in den Tuxer Grauwacken als Typus Kaiserbrünndl beschreibt und sie von mir außerdem im Gerlostal petrographisch untersucht wurden.

Trotz der geringen Zeit, die zur Verfügung stand, kann ich als feldgeologisches Ergebnis anführen, daß in der Schieferhülle des Gotthardmassives, in der Urserenmulde und in der südlichen Schieferhülle des Aarmassives die gleichen Gesteine angetroffen wurden, wie sie für die hochmetamorphen Glieder der nördlichen unteren Tauernschieferhülle nahe am Zentralgneis und die schwächer metamorphen Tuxer Grauwacken im Gerlostal weiter nördlich des Zentralgneises bekannt sind. Ein mikroskopisch-petrographischer Vergleich dieser metamorphen Grauwacken (erweitert nun durch die gleichen Gesteinstypen aus den Schieferhüllen der zentralen Massive) mit Gesteinstypen der nördlichen Grauwackenzone, insbesondere dem Gainfeldkonglomerat (bei Bischofshofen) ist in Bearbeitung.

Eine Stellungnahme zur Einreihung dieser Gesteine durch die Deckenlehre erfolgt erst nach durchgeführtem mikroskopisch-petrographischem Vergleich der ostalpinen und westalpinen Typen.

H. Wieseneder, Die Verteilung der Schwerminerale im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung.

Das auf alpin-karpatischem Boden liegende Wiener Becken ist mit einer mächtigen Serie neogener Sedimente aufgefüllt. Ostwärts des Steinbergbruches besitzen die Schichten vom Schlier bis zum Oberpannon eine Mächtigkeit bis zu 3500 m. Auf der westlich gelegenen Hochscholle, die bis zum Schrattenbergbruch reicht, umfaßt die gleiche Serie nur 1800—2000 m. Ein wichtiger Hinweis, daß die Absenkung während der Sedimentation erfolgte. Überraschenderweise lassen sich die Sand-Sandsteineinschaltungen im Sarmat längs des Steinbergbruches (in der Tiefscholle) auf eine Distanz von ca. 60 km an Hand der Schlumberger Diagramme verfolgen. Es ist dies wohl nur durch eine rhythmische Absenkung am Steinbergbruch während der Sedimentation zu erklären. Die untersuchten Sande des Sarmats und Tortons sind meist feinkörnig (0.5—0.15 mm). Nur selten, wie z. B. im Sarmat von Hohenruppersdorf, treten in den den Steinbergbruch begleitenden Falten- und Schleppestrukturen grobklastische Bildungen auf. Ihre Komponenten, vorwiegend mesozoische Kalke, sind wahrscheinlich südlicher Herkunft.

Zur Durchführung einer petrographischen Analyse der Beckenfüllung ist die Kenntnis der umrahmenden schuttliefernden Gebiete und des Beckenuntergrundes erforderlich. Es ist bekannt, daß im Westen und Südwesten Flyschzone und Kalkalpen das Becken begrenzen. Im Süden und Südosten sind es die kristallinen Schiefer der Zentralzone der Alpen. Im Norden umsäumt der Flysch des Steinitzer Waldes und des Marsgebirges das Becken. Der Untergrund besteht aus einer stark reliefierten, prähelvetischen Flyschoberfläche im westlichen Teil, während sich im östlichen Teil die Kalkalpen unter dem Neogen fortsetzen.

Da, wie orientierende Untersuchungen zeigten, aus den Gesteinen der Kalkalpen Schwermineralien in nennenswerter Menge nicht zu erwarten sind, ist in erster Linie der Flysch als Liefergebiet von Interesse.

Der Flysch des Beckenrandes und des Untergrundes.

Da der Flysch des Beckenrandes am gründlichsten im östlichen Wienerwald studiert wurde, sei mit den hier gemachten Beobachtungen begonnen. Friedl (1920) hat, gestützt auf eigene und ältere Beobachtungen, eine tektonisch-fazielle Auflösung des nördlichen Wienerwaldes versucht und schied zunächst drei Einheiten aus: 1. Die aus Neokomflysch, Orbitoidenkreide und Greifensteiner Sandstein bestehende Greifensteiner Decke. Die Gesteine dieser Einheit sind vorwiegend grobkörnig ausgebildet und ihr Material wird von einem nördlichen Ufer abgeleitet. 2. Die aus feinkörnigen Inoceramenschichten und Glaukoniteozän aufgebaute Wienerwalddecke. 3. Die Klippendecke, die aus klastischen Oberkreidgesteinen und basalen mesozoischen Klippen besteht. Götzing (1944), der viele Jahre Kartierungsarbeiten im Flysch durchführte, ist in mehreren Punkten zu abweichenden Vorstellungen gekommen. Er stellt den Greifensteiner Sandstein auf Grund neuer Fossilfunde in das tiefste Eozän bis Paläozän, während diesem Gestein bei Friedl mitteleozänes Alter zukommt. Die von Götzing an mehreren Stellen nachgewiesenen Aufbrüche von Oberkreide innerhalb des Greifensteiner Sandsteins wurden bereits von Friedl vermutet. Die wichtigste tektonische Linie ist bei Götzing die Hauptklippenzone, die von Salmannsdorf, Neuwaldegg über die Baunzen bei Purkersdorf bis ins Gölsental reicht. An dieser Linie erscheinen mesozoische Klippen umgeben von neokomen Hüllgesteinen und Kristallinscherlingen. Unter diesen sind Granite und Glimmerschiefer besonders verbreitet. Die Bedeutung und Stellung dieser Linie ist 1930 auch von Friedl anerkannt worden. Sie trennt die Wienerwalddecke dieses Autors, die Götzing in Kahlenbergdecke unbenannte, von der Laaber-Teildecke nach Götzing. Das südostwärts der Hauptklippendecke liegende Gebiet hat Friedl (1930) in die Schöpfeldecke und in die bereits 1920 aufgestellte Klippendecke unterteilt.

Bei der Besprechung des Schwermineralbestandes¹⁾ be-

¹⁾ In einer vor kurzem erschienenen Arbeit Woletz (1950) wurde der Flysch des westlichen Wienerwaldes nach der gleichen Methode untersucht und ähnliche Ergebnisse erzielt.

ginnen wir mit dem südlichsten Kreidegebiet, dem Innenzug der Seichtwasserkreide nach Friedl.

Alle Proben zeigen starkes Vorherrschen des Granats, bei zurücktretendem Zirkon- und Turmalingehalt, ferner fällt der hohe Biotitgehalt auf. Charakteristisch ist auch ein höherer Anteil von Rutil. Eine Vergrößerung des Kornes nach Süden konnte in Übereinstimmung mit Friedl festgestellt werden. Der größte Teil der von diesem Autor als Inoceramenschichten ausgedehnten Bildungen ist, wie aus den nachfolgenden Tabellen zu ersehen ist, mit dem Schwermineralgehalt der Seichtwasserkreide nahezu identisch. Es bestätigt sich somit auch mikropetrographisch Götzingers (1944) Angabe eines allmählichen Überganges der Seichtwasserkreide in die Inoceramenschichten. Es ist eine auffällige Erscheinung, daß bestimmte grobklastische Bildungen, die Friedl (1920) ebenfalls der Seichtwasserkreide zurechnete, in ihrer Schwermineralienentwicklung von den bisher angeführten Oberkreidegesteinen abweichen. Die Sandsteine der großen Steinbrüche von Grünzing und Sievering zeigen zwar auch schon eine starke Abnahme des Granatgehaltes, stehen aber dem Haupttypus noch ziemlich nahe. Die untersuchten Proben des Zuges Mühlberg—Steinerne Lahn weichen jedoch von den bisher besprochenen weitgehend ab, da der Granat gegenüber dem Zirkon in den Hintergrund tritt.

Die Oberkreide der Greifensteinerdecke ist ebenfalls durch Granatvormacht gekennzeichnet. Ein Beispiel für die sehr gleichmäßig zusammengesetzten Proben möge genügen.

Ganz anders liegen die Verhältnisse im Greifensteiner Sandstein. Niemals, selbst dort nicht, wo der Zirkon wie in dem Kreidezug Mühlberg—Steinerne Lahn herrschend wird, erreicht er jene hohen Werte wie im Greifensteiner Sandstein, der sich auch schon megaskopisch durch seine Verwitterung zu hellgelbem Sand von den übrigen Gesteinen des Wienerwaldflysches sehr deutlich unterscheidet²⁾. Jede Einzelprobe kann leicht und sicher durch ihren Schwermineralbestand von der Orbitoidenkreide unterschieden werden. Wir haben es beim Greifensteiner Sandstein mit typischen Aufarbeitungsprodukten granitischer Gesteine zu tun.

Andere Ergebnisse hatte die Untersuchung der Laaber Schichten, die dem Eozän der Wienerwaldeinheit zugehören. Vor allem fällt der gelegentlich sehr hohe Turmalingehalt auf. Im allgemeinen ist in diesen Schichten nur ein geringer Gesamtschwermineralgehalt festzustellen. Es scheint, daß bei diesen Gesteinen der Granat unter dem Einfluß saurer Lösungen zerstört wurde und die freiwerdende Kieselsäure in Form feinsten Quarzkriställchen wieder zum Absatz kam.

²⁾ Die obersten 30—40 cm der Wienerwaldböden weisen dort, wo sie nicht durch das Gekrieche in ihrer natürlichen Entwicklung gestört sind, ein feineres Korn und einen höheren Kalkgehalt auf, wie das anstehende Gestein. Diese Beobachtung konnte ich schon vor langer Zeit bei der Untersuchung zahlreicher Bodenprofile dieses Gebietes machen. Die Erscheinung geht auf einen löbartigen Staubschleier zurück, der im ganzen Wienerwald mit sedimentpetrographischen Methoden nachgewiesen werden kann, der aber geologisch nicht erfassbar ist. Infolge seiner geringen Mächtigkeit ist er innig mit der obersten Bodenzone vermischt.

Die Kristallflächen authigener Quarze bedingen das eigentümliche Glitzern, das für bestimmte Gesteine des Eozäns charakteristisch ist und auf das Friedl (1920) eigens hingewiesen hat. Hier muß auf einen interessanten Zusammenhang aufmerksam gemacht werden. Glaukonitischer Flysch ist granatarm bis granatfrei, während die granatreichen Gesteine wieder keinen Glaukonit führen. Weiters besteht ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Auftreten von authigenem Quarz und Glaukonit. Diese Beobachtung läßt sich wohl nur in dem Sinne deuten, daß bei der Verwitterung, das aus dem Granat und anderen Silikaten freiwerdende Eisen beim Aufbau des Glaukonits eine Rolle spielt. Das Kali könnte aus den Feldspäten stammen. Einzelne Dünnschliffbeobachtungen lassen sich auch im Sinne der von Galliher (1935) angegebenen Entstehung des Glaukonits aus dem Biotit deuten.

Ganz ähnliche Verhältnisse wie im Wienerwald treffen wir in den unterirdischen Flyschaufragungen des Beckenuntergrundes an, wie die angeführten Schwermineralanalysen zeigen. Götzinger (1944) hat darauf verwiesen, daß die Gesteine des Flyschrückens von Neusiedl—St. Ulrich dem Greifensteiner Sandstein entsprechen. Die petrographische Untersuchung bestätigt diese Auffassung. Auch ist durch Grill und Noth (nach freundlicher mündlicher Mitteilung) der mikropaläontologische Nachweis erbracht worden, daß diese Schichten dem tiefsten Tertiär angehören. Die Kreidesteine des Beckenuntergrundes sind ebenso wie die gleich alten Schichten des Wienerwaldes in der Regel durch Granatvormacht gekennzeichnet.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß der Flysch durch eine gewisse Einförmigkeit seines Mineralbestandes gekennzeichnet ist. Zirkonassoziationen charakterisieren den Eozänflysch; Granat-Zirkongesellschaften den Kreideflysch. Ganz ähnliche Ergebnisse hatten auch die Untersuchungen von Wolletz (bei Küpper, 1949) und Wolletz (1950). Die metamorphen Mineralien wie Staurolith, Disthen, Hornblende und Epidot fehlen noch so gut wie vollständig. Bestimmte Kreideschichten weisen ähnliche Schwermineralspektren auf wie das Eozän. Auf die vermutliche Ursache dieser Erscheinung wird später eingegangen werden. Da die älteren Sedimentgesteine keine oder nur sehr wenig Schwerminerale enthalten, muß man annehmen, daß ein Großteil der Schwerminerale aus einem Kristallin stammt.

Die Beckenfüllung.

Der Flysch des Untergrundes wird auf der Hochscholle zum Teil von Flyschschutt verhüllt, der durch Wechsellagerung mit Tonmergelschichten in den hangenden Schlier übergeht. Dieser besteht aus dunklen bis hellgrauen, oft schiefrigen, glimmerreichen Tonmergeln mit sandigen Bestegen auf den Schichtflächen. Bei St. Ulrich finden sich mehrere Meter mächtige grobklastische Einschaltungen in Basisnähe. Wie schon Janoschek (1943) betont, und Grill (1949) neuerdings feststellt, soll der Schlier des Inneralpinen Wiener Beckens in der Gegend von Wilfersdorf und Großkrut in die sandigen Grunder Schichten übergehen. Da diese ins Helvet gestellt werden, wäre auch für den Schlier das gleiche Alter anzunehmen. Nach der eingangs ge-

Schwermineralverteilung im Flysch des Wienerwaldes und des Beckenuntergrundes.

	Pyrit	Magnetit + Ilmenit	Chlorit	Biotit	Gefle	durchsicht. Minerale	Zirkon	Monazit	Turmalin	Granat	Staurolith	Rutil	Anatas	Titanit
Inoceramen-Schichten														
Purkersdorf		10			20	70	10		16	64		10		
Rieglerhütte		10	5	5	10	70	8		12	68		12		
Hütteldorf N		5			15	80	24		1	73		2		
Hirschgstemm	5	2		3	10	80	93		7	41		19		
Lainzer Tiergarten														
Kalte Bründlwiese Lainzer Tiergarten	20			5	30	45	1		9	80		10		
Kreidezug														
Mühlberg-Nußberg														
Grinzing		10		5	20	65	28		26	22	1	23		
Sievering		10		5	10	75	45		17	20		18		
Mühlberg		8	10		10	72	56		21	4		19		
Steinerne Lahn	10	10		5	10	65	51		38	5		6		
Orbitoidenkreide														
Königstatten N														
		10	5	5	20	60	20		17	54		9		
Greifensteiner Sandstein														
Höflein														
		15			2	83	77	2	8	4		9		
Greifenstein														
		10		5	3	85	70	1	15	1		13		
Pallerstein														
		15		5	3	77	63	3	22	2		10		
Glaukoniteozän beziehungsweise Laaber Schichten														
Unterpurkersdorf														
		+		5	15	80	22		68	4		4	2	
Kahlenberg														
		10			5	85	82			12		6		
Krapfenwaldl														
		10			10	80	19		32	23		26		
Hütteldorfer														
		10												
Pfarrwald														
Glaukonitsandsteine v. St. Ulrich-Hauskirchen														
Probe 1	20	10				70	85	2	10	3				
Probe 2	15	10		10		65	80	3	11	6				
Probe 3	10	10		10		70	82	2	15	1				
Probe 4		15		20		65	86	2	10			2		
Probe 5		10		20		70	88	1	8	2		1		
Steinbergflysch														
Probe 1		25		5		70	86	2	11			1		
Probe 2		17		3		80	90	2	8					
Probe 3		15		5		80	60		28	8		4		
Probe 4		15		10		75	84	1	14			1		
Kreideflysch Obersulz														
Probe 1		10		5		85	15		15	70				
Probe 2		15		15		70	13		40	45		2		
Probe 3		20		10		70			12	84	1	2		
Probe 4		15		5		80	8		2	90				
Probe 5		10		15		75	30		10	60				1

schilderten Zusammensetzung der das Inneralpine Wiener Becken umrahmenden Gesteine, müßte man annehmen, daß hauptsächlich aufgearbeiteter Flysch im Schlier und den jüngeren Ablagerungen steckt. Soweit man die Herkunft des Materiales nachweisen kann, ist dies nur in der Tiefscholle der Fall. Schon die Sandlagen der Schlierbasis sind in ihrem Materialbestand vom Flysch sehr deutlich verschieden. Wie in den meisten sandigen Sedimenten herrscht auch hier der Quarz sehr stark vor. Der Kalzit tritt als Bindemittel und als Gesteinskomponente auf. Infolge der geringen Größe der Kalkgeröllchen ist eine genauere Herkunftsbestimmung nicht möglich. Es scheint sich aber vorwiegend um Gesteine aus den Kalkalpen zu handeln. Muskowit ist im Gegensatz zum Flysch in den neogenen Bildungen viel häufiger als Biotit. Sehr verbreitet sind auch Mineralien der Chloritgruppe. Glaukonit fehlt im Neogen fast ganz, soweit er auftritt, dürfte er umgelagert sein. Unter den Schwermineralien herrscht Granat vor, der gewöhnlich von Staurolith und geringen Turmalin gehalten begleitet wird. Zirkon tritt ganz in den Hintergrund. In geringen Mengen ist auch Disthen vorhanden. Auffallend ist das gelegentliche Auftreten von Glaukophan im Schlier; in den jüngeren Bildungen fehlt dieses Mineral fast ganz.

Eine abweichende Zusammensetzung weisen die Grunder Schichten auf. Neben sehr hohen Granatzahlen tritt dort auch schon Epidot auf, der im inneralpinen Schlier noch fehlt. Erst im Pannon kommt dieses Mineral auch hier in nennenswerter Menge vor. Alle übrigen Komponenten sind in den Grunder Schichten und im inneralpinen Schlier gleich, doch fallen die weitaus höheren Rutilgehalte der Grunder Schichten auf. Aus den sehr geringen Zirkonzahlen ergibt sich, daß die mächtigen eozänen Flyschsandsteine nur wenig Material zum Aufbau der Schliersedimente geliefert haben können. Auch der Staurolith muß aus einem anderen Liefergebiet kommen, da er dem Flysch noch fast vollständig fehlt. Es ist in diesem Zusammenhang bemerkenswert, daß schon die Auspitzer Mergel dieses Mineral führen. Im wesentlichen wird man den Schwermineralbestand der Schlierschichten und auch den der ähnlich zusammengesetzten Sarmat- und Tortonbildungen von einem kristallinen Festlande abzuleiten haben. Trotz äußerer Ähnlichkeit bestehen zwischen dem Schlier des Alpenvorlandes und dem Schlier des Inneralpinen Wiener Beckens erhebliche Unterschiede im Mineralbestand. Der Helvetschlier Niederbayerns, Salzburgs und Oberösterreichs ist durch eine Granat-Epidot-Hornblende-Staurolith-Gesellschaft alpiner Abkunft gekennzeichnet. Die Grenze Oligozän—Miozän ist im Alpenvorland durch einen Wechsel der Schwermineralien von einer einförmigen Granat-Staurolithassoziation zu einer bunten Granat-Staurolith-Epidot-Hornblendegesellschaft charakterisiert. Der gleiche Wechsel tritt im Inneralpinen Wiener Becken erst an der Wende von Sarmat zum Pannon auf.

Torton- und Sarmat enthalten in der Nähe des Steinbergbruches zahlreiche Sand- und Sandsteinzwischenlagen. Etwa die Hälfte der genannten Stufen besteht aus grobklastischen Gesteinen, während die andere Hälfte aus Tonmergeln aufgebaut ist. Diese sind Schluffsedimente, das heißt, sie bestehen vorwiegend aus der Korngröße

0.02—0.002 mm. Nur etwa 10—30% sind feiner und enthalten zum Teil auch Tonminerale. Der größte Anteil der Tonmergelgesteine besteht aus unverwitterten, mechanisch zerkleinerten Silikaten. Die Trennung der groben und feinen Komponenten ist im Sarmat und Torton viel vollständiger als im Schlier. Die Sande sind durchwegs glimmerarm, da dieses Mineral, zu feinsten Blättchen zerstoßen, in den Tonmergeln steckt. Die Hauptkomponenten sind Quarz und Kalzit. Letzterer tritt ebenso wie im Schlier als Gesteinszement und als detritäre Körnchen auf. Das Torton enthält Granat, Staurolith, Turmalin, Disthen und ein wenig Zirkon als durchsichtige Schwerminerale. Oft ist ein ausgeprägtes Staurolithmaximum zu erkennen. Ein durchgreifender Unterschied in der Mineralführung von Sarmat und Torton besteht im allgemeinen nicht. Trotzdem ist es oft möglich, die Grenze mikropetrographisch festzuhalten. Im oberen Sarmat tritt erstmalig Epidot in Erscheinung.

Im Unterpannon ist eine sehr deutliche Zunahme des Epidotgehaltes wahrzunehmen; Hornblende tritt dagegen noch immer in den Hintergrund. Erst ab Mittelpannon ist auch dieses Mineral reichlich vertreten.

Die oberste Zone des Pannons haben Friedl und Sommermeier in älteren Berichten als „grüne Serie“ bezeichnet, da ein gewisser Teil dieser Schichten grün gefärbt ist. Der Hauptteil dieses Komplexes weist jedoch meist gelbe bis braune Farbtöne auf, die, wie auch die mikroskopische Untersuchung zeigt, auf feinverteilte limonitische Substanz zurückzuführen ist. Wegen des Vorherrschens gelber Farbtöne schlug Friedl (1948) vor, die alte Bezeichnung bunte Serie (Janoschek 1943) fallen zu lassen und künftig nur mehr von gelber Serie zu sprechen⁸⁾.

Friedl (1948) lehnt die Annahme einer Entstehung der gelben Farbtöne durch eine Verwitterung von der Oberfläche her mit dem Hinweis ab, daß diese dann 100 m tief greifen müßte. Diese Auffassung wird auch durch die petrographische Untersuchung gestützt.

Die unter der gelben Serie liegende blaue Serie ist durch einen hohen Gehalt an Pyrit gekennzeichnet. Gerät nun die blaue Serie unter den Einfluß der Oberflächenverwitterung, so bildet die bei der Pyritverwitterung freiwerdende Schwefelsäure mit dem Kalk der Tonmergel Gips. Angewitterte blaue Serie ist daher durch ihre Gipsführung charakterisiert. In den Tonmergeln der gelben Serie findet sich dagegen Gips nicht. Daraus ergibt sich, daß die gelbe Serie nicht durch Verwitterung der blauen Serie entstanden sein kann. Überdies können nach diesem Ergebnis gelbe und blaue Serie auch dann unterschieden werden, wenn letztere durch die Oberflächenverwitterung gelb gefärbt ist. Die Ablagerung der gelben Serie fand offenbar unter reichlicher Sauerstoffzufuhr statt, so daß es erst gar nicht zur Bildung von Pyrit kam, der ein reduktives Milieu verlangt. Es ist zu bedenken, daß die blaue und blaugraue Farbe der Sedimente immer sekundär ist. Die vom Festlande zugeführten Verwitterungsprodukte weisen,

⁸⁾ In der zweiten Auflage der „Geologie von Österreich“ hat sich Janoschek dem Vorschlage Friedl's angeschlossen.

mindestens im gemäßigten Klima, gelbe oder braune Farbtöne auf. Erst unter Luftabschluß tritt infolge Reduktion eine Umbildung der vorhandenen Eisenverbindungen zu Melnikowit und Pyrit ein, die in feinsten Verteilung den Sedimenten blaugraue Farbtöne verleihen. Treten organische Substanzen hinzu, so erscheinen schmutziggraue Farben wie sie im Mittelpannon und in den älteren Schichten so weit verbreitet sind. Die gelbe Serie wäre somit, was auch Friedl annimmt, in ihrer ursprünglichen Farbe abgelagert. Die Wasserbedeckung war bereits so gering, daß es zu den erwähnten Reduktionsvorgängen nicht mehr kam.

Gelbe und blaue Serie zeigen aber noch weitere petrographische Unterschiede. Diese gehen darauf zurück, daß in der gelben Serie der Einfluß granitischer Komponenten stärker hervortritt.

Der Schwermineralbestand der blauen Serie besteht, mit Ausnahme der noch zu besprechenden Einschaltungen, zur Gänze aus metamorphen Mineralien. Zwar ist der Hauptschwermineralbestand in beiden Fällen eine ziemlich einformige Granat-Staurolith-Epidotassoziation, doch sind gewisse feinere Unterschiede sehr deutlich und stratigraphisch auswertbar. Durchwegs enthält die gelbe Serie reichlich Rutil, während dieses Mineral in der blauen Serie meist ganz fehlt oder doch stark zurücktritt. Umgekehrt ist es mit der Hornblende, die in der gelben Serie viel seltener auftritt. In der Regel ist in der gelben Serie der Zirkon häufiger als in der blauen Serie, was mit den erwähnten verschiedenen Einzugsgebieten zusammenhängt. Anzufügen wäre noch, daß die gelbe Serie im allgemeinen gröber entwickelt ist, da sie offenbar in stärker bewegtem Wasser zum Absatz kam. Wir haben somit außer der Pyrit- und Gipsführung weitere charakteristische Minerale, die eine Festlegung der Blau-Gelb-Grenze auch dort gestatten, wo dies visuell nicht mehr möglich ist. In mehreren Profilen konnte eine Wechsellagerung von gelber und blauer Serie beobachtet werden. Die petrographische Analyse zeigt nun in allen Fällen, daß die gelben Zwischenlagen ebenso wie die Hauptmasse der gelben Serie rutilführend sind, während dieses Mineral den blauen Zwischenschichten fehlt. Demnach wäre die Blau-Gelb-Grenze nicht überall zeitlich scharf definiert; in der Grenzzone kommt es teilweise zu einer alternierenden Ablagerung der beiden Serien. An anderen Stellen wieder kann die Grenzfläche nur im Sinne einer Erosionsdiskordanz gedeutet werden, was auch Friedl (1948) erwähnt. Die Blau-Gelb-Grenze entspricht somit einem Wechsel von Ablagerungsbedingungen, der sich nicht überall plötzlich vollzog, sondern mit teilweise mehrmaligem Wechsel und bei gleichzeitigem Bestehen der Bildungsbedingungen für gelbe und blaue Serie nebeneinander.

Die blaue Serie ist in ihrem nördlichen Teil aus zwei ihrer Herkunft nach verschiedenen Sedimentmassen aufgebaut. Horizontweise tritt eine Andalusit-Turmalin-Zirkongesellschaft auf, die ohne Zweifel aus dem Kristallin der Böhmisches Masse stammt. Gleicher Herkunft sind auch Zirkonhorizonte. Die dazwischen liegende Hauptmasse der Sedimente wird von der bereits erwähnten Granat-Hornblende-Epidotgesellschaft aufgebaut. Selbstverständlich handelt es sich hier nur

Schwermineralverteilung im nördlichen Wiener Becken. *)

	Pyrit	Magnetit + Ilmenit	Chlorit	Biotit	Gedrite	durchsicht. Minerale	Zirkon	Turmalin	Granat	Staurolith	Disthen	Rutil	Epidot	Hornblende	Glaukophan	Anatas	Apatit	Andalusit	Sillimanit
Schlierbasis der Hochscholle																			
Probe 1		20	30			50		15	80	5									
Probe 2	10	15		10		65	4	10	81	3	1				1				
Probe 3	15	10	5	5		65	10	12	71	5	1				1				
Probe 4	15	10				75	9	4	76	11									
Probe 5	15	5	5			75	8	8	77	7									
Schlier der Hochscholle																			
Probe 1	10	10	5	10		65	1	8	76	12	2			1					
Probe 2	10	10		10		70	1	10	74	15									
Probe 3	10	10	5	6		69	2	12	73	8	3			2					
Probe 4	20	15			30	35		6	88	4	2								
Schlier der Tiefscholle																			
Probe 1		25				75	4	7	83	3	1								
Probe 2		15				85	+	6	90	4									2
Gründer Schichten																			
Probe 1		10			5	85			85	10	1	4	8						
Probe 2		25			+	65	1	4	86			5	1						
Probe 3		20	10			60	+	2	85	2		8	6						
Probe 4		20	5			75		1	89	4		6	6						
Probe 5		25	2			73	1	2	81	6	2	3	3	1					1
Probe 6		21	1			78	1	1	87	2		4	2	1					1
Probe 7		28				72	3	1	77	4	1	4	8						2
Probe 8		36	1			63	1	1	77	2	1	6	8	2					2
Torton der Tiefscholle																			
Probe 1		15				85	1	5	81	10	2	1							
Probe 2		20				80	2	10	66	20	1	1							
Probe 3	5	15				80		20	61	18	1								
Probe 4	30	30				40	3	7	60	28	2								
Probe 5		20				80	4	6	82	7									
Probe 6		5	15			80	3	10	68	15	3	1							
Probe 7		25				75	2	3	81	12	2								
Probe 8		15				85	5	13	70	5	4	3							
Probe 9		20				80	1	5	80	12		2							
Probe 10		15	5			80	2	12	67	19									
Torton d. Tiefscholle (Zentraler Teil)																			
Probe 1							3	3	74	18	2								
Probe 2							14	8	78										
Probe 3							52	12	33	3									
Probe 4		20				80	11	5	69	15									
Probe 5		5	5			90	13	13	63	5	1	2	1			1	1		
Torton d. außeralp. Wiener Beckens																			
Probe 1		15	10		15	60	1	1	81	4		9	3	1					
Probe 2		20				80	4	2	58	9		3	21	3					
Probe 3		30	2			68	3	2	80	4		5	4	2					

*) Die angeführten Proben sind eine Auswahl aus 500 Schwermineralanalysen.

Schwammneralverteilung im nördlichen Wiener Becken.

	Pyrit	Magnetit + Ilmenit	Chlorit	Biotit	Gele	durchsicht. Minerale	Zirkon	Turmalin	Granat	Staurolith	Disthen	Rutil	Epidot	Hornblende	Glaukophan	Anatas	Apatit	Andalusit	Silimanit
Sarmat der Tiefescholle																			
Probe 1		15	5			80	6	10	68	15	1								
Probe 2		20				80	7	10	68	12	2		1						
Probe 3		25				75	5	8	70	14	1		1			1			
Probe 4		20				80	6	26	43	13	3		9						
Probe 5		10				90		3	93	2		1	1						
Probe 6		15				85		5	88	6	1								
Unterrpannon																			
Probe 1		5	10		20	65		2	66	10			21	1					
Probe 2		10	5		5	80		3	70	15	1	1	10						
Probe 3		18				82		2	92	1			3	1		1			
Mittelpannon																			
Probe 1		10	15			75	1	3	22	7			61	6					
Probe 2		15				85	2	4	68	3	1		14	8					
Probe 3		10	10			80		3	59	13			19	6					
Probe 4		20				80	3	3	57	8	4		20	5					
Blaue Serie																			
Probe 1		30				70		3	52	15	5		5	20					+
Probe 2		20	10		5	65	1	3	58	12	8		6	10					+
Probe 3	10	25	5			60	1	4	60	14	2	1	8	10					1
Probe 4	20	40				40	1	4	54	9	2		15	16					
Probe 5	1	19				80	+	2	75	5	+		10	8					
Probe 6	10	10				80		2	57	12	1		18	10					
Probe 7		15				85	1		78	4	2		9	6					
Probe 8	5	20				75	1	3	46	15			17	18					
Andalusit Horizont																			
Probe 1		10			35	55	19	20	27	5	2		4	7					14
Probe 2		25				75	4	10	8	24	10		4						28
Probe 3		20				80	2	27	25	6	8		20	2					10
Gelbe Serie																			
Probe 1		10	10		20	60	+	2	50	5	4	2	30	7					
Probe 2		20	5		5	70	+	2	50	7	2	2	28	7					
Probe 3		20	10		5	65	+	2	51	8	2	2	29	4					
Probe 4		20			10	70	1	3	49	27		5	14	1					
Probe 5		22			18	60	1	2	51	26	1	2	15	2					
Probe 6		10			20	70	1	2	54	15	2	2	23	1					
Probe 7		20			10	70	8	2	55	14	2	2	4	15					
Probe 8		25				75	1	1	58	7	1	4	28						
Probe 9		20				80	1	1	69	8		2	19	+					
Probe 10		15			30	55	1	2	63	10	1	3	19	1					

um die Schwerminerale, während die Hauptmasse der Sedimente aus dem indifferenten Quarz, etwas Muskowit, Chlorit und Kalzit bestehen. Die Granat-Epidot-Hornblendeassoziation ist alpiner Abkunft. Da die Andalusithorizonte ziemlich regelmäßig auftreten, sind sie für Korrelationen gut geeignet. Es folgt nun eine Auswahl von Schwermineralanalysen aus der Beckenfüllung. Die Schwermineralpräparate wurden nach den üblichen Verfahren hergestellt. Zur Auszählung gelangten 200—500 Körner. In den ersten 5 Spalten ist das Verhältnis der opaken Mineralien, von Chlorit und Biotit zu dem durchsichtigen Rest angegeben. Der Rest, der die am meisten charakteristischen Schwerminerale enthält, ist in den übrigen Spalten ausgewiesen und auf 100% umgerechnet.

Beschreibung der Einzelminerale.

Durchsichtige Minerale.

Zirkon. Durch seine charakteristische Gestalt, hohe Lichtbrechung und Doppelbrechung fällt er auf den ersten Blick auf. Hauptverbreitung im Eozän, und zwar besonders häufig im Untereozän von St. Ulrich und im Greifensteiner Sandstein. In den zuletzt genannten Gesteinen von einem deutlich erhöhten Monazitgehalt begleitet. Einschlüsse verhältnismäßig selten. Langprismatische, kurzprismatische und rundlich eiförmige Formen sind vertreten. Eine Verteilung der Ausbildungsformen nach Horizonten wurde nicht beobachtet. Die rundlichen Zirkone verdanken ihre Gestalt nicht der Transportabrollung, sondern sind offenbar schon in den Muttergesteinen so ausgebildet gewesen. Stäbchenförmige und tropfenförmige Einschlüsse wurden beobachtet.

Monazit. Hellgelbgrüne, rundliche Körner. Pleochroismus schwach. Hohe Doppel- und Lichtbrechung. Einschlüsse selten.

Apatit. Niedere Doppelbrechung, hohe Lichtbrechung. Selten, aber gelegentlich in allen Schichten zu finden. Oft mit typischen Ätzercheinungen.

Turmalin. Am starken Pleochroismus und der idiomorphen Gestalt sofort erkennbar. In allen Horizonten verbreitet. Im Eozän des Wienerwaldes besonders häufig. Braune, schmutzigbraune und graublau Typen kommen vor. Für den Flysch sind blaue und violette Turmaline, die neben dem grau gefärbten vorkommen, kennzeichnend und können als Leitmineral für den Flysch betrachtet werden. Zonare Strukturen mit blauem Kern und graubrauner Hülle kommen vor. Einschlüsse sind selten.

Granat. Hauptschwermineral der Flyschkreide und aller Stufen des Jungtertiärs. Die meisten Körner schwach rötlich gefärbt. Seltener sind intensiver gefärbte Typen. Letztere scheinen Mg-reicher zu sein. Gewöhnlich unregelmäßig splittrige Körnchen. Rhombendodekaeder selten. Einschlüsse in den Granaten des Flysches selten. Im Pannon sind Einschlüsse viel häufiger. Im Flysch sind die Granaten häufig mit Ätzwärzchen besetzt. Im Schlier, Torton und Sarmat ist diese Erscheinung viel seltener, im Pannon fehlt sie ganz. Bekanntlich ist der Granat im sauren Medium nicht stabil. Claus (1936) be-

schreibt Körner mit rauher Oberfläche und Ätzgrübchen, die unter Witterungseinfluß entstanden sind. Auch v. Moos (1935) erwähnte natürliche Ätzerscheinungen. Als Einschlüsse wurden Quarz, Rutilnadeln und opake Substanz beobachtet.

Staurolith. Im ganzen Jungtertiär in erheblichen Mengen vertreten. Ausgesprochener Begleiter des Granats. Ausbildung unregelmäßig, splittrig. Pleochroismus deutlich von dunkelgoldgelb bis farblos. Ätzerscheinungen im Flysch und Schlier des Inneralpinen Wiener Beckens.

Disthen. Nur im Jungtertiär. Regelmäßig aber stets in geringen Mengen. Farblos oder bläulich. Leicht an der charakteristischen Spaltbarkeit zu erkennen.

Andalusit. Gelegentlich im Mittelpannon vorkommend. Im Oberpannon horizontweise auftretend. Pleochroismus unregelmäßig fleckig, rötlich bis farblos.

Sillimanit. Im Oberpannon gelegentlich in stengeligen Aggregaten beobachtet.

Epidot. Durch hohe fleckige Interferenzfarben zu erkennen. Im Obersarmat selten, im Pannon häufig; teilweise Hauptschwermineral. Klinozoisit und Zoisit wurde ebenfalls beobachtet.

Thulit. Dieses Mineral wurde einmal im Oberpannon beobachtet.

Hornblende. Grüne Hornblende an Pleochroismus, Doppel- und Lichtbrechung sowie an der Spaltbarkeit zu erkennen. Häufig im Mittel- und im unteren Oberpannon.

Rutil. Im Flysch häufig, im Jungtertiär selten. Gelbe, braune und rotbraune Prismen und Körner. Als Sagenitgitter in zersetzten Biotiten

Anatas. Als seltene Neubildung im Flysch.

Biotit. Hell- bis dunkelbraune Blättchen. Im Flysch häufig und in der Regel frisch. Im Jungtertiär seltener, oft chloritisiert.

Muskowit. Im Flysch und im Jungtertiär. In Torton- und Sarmatsanden auffallend selten. Scheint vollständig zerrieben in den Tonmergeln zu stecken. Im Schlier und im Pannon ist das Mineral auch in den größeren Sedimenten reichlicher vertreten.

Chlorit. Besonders im Schlier aber auch sonst im Jungtertiär vorhanden. Das Mineral fehlt auch im Flysch nicht.

Glaukonit. Im Eozän sehr häufig, in der Kreide, von bestimmten Schichten abgesehen, fehlend. Im Jungtertiär selten. In der Regel rundliche, unregelmäßig gestaltete Körnchen.

Mikroklin. Ziemlich selten. Leicht an der Zwillingsgitterung zu erkennen. Gewöhnlich getrübt. In geringer Menge in allen Schichten vertreten.

Plagioklas. Im Oberpannon häufig, und zwar in Form der sogenannten „gefüllten Plagioklase“. Es sind dies von Klinozoisit und Serizitmikrolithen erfüllte Plagioklase alpiner Herkunft.

Quarz. Einschlüsse sind selten. Im Pannon fallen neben den normal ausgebildeten Körnchen auch solche auf, die felderweise Auslöschung infolge mechanischer Beanspruchung zeigen. Sie stammen offenbar aus tektonischen beanspruchten Gebieten.

Opake Mineralien.

Pyrit. Häufige Neubildung in allen Schichten. Oft sind auch Mikrofossilien von Pyrit ausgefüllt.

Kupferkies. Ist als Neubildung (?) gelegentlich im Sarmat zu beobachten.

Magnetit. Gelegentlich in allen Schichten.

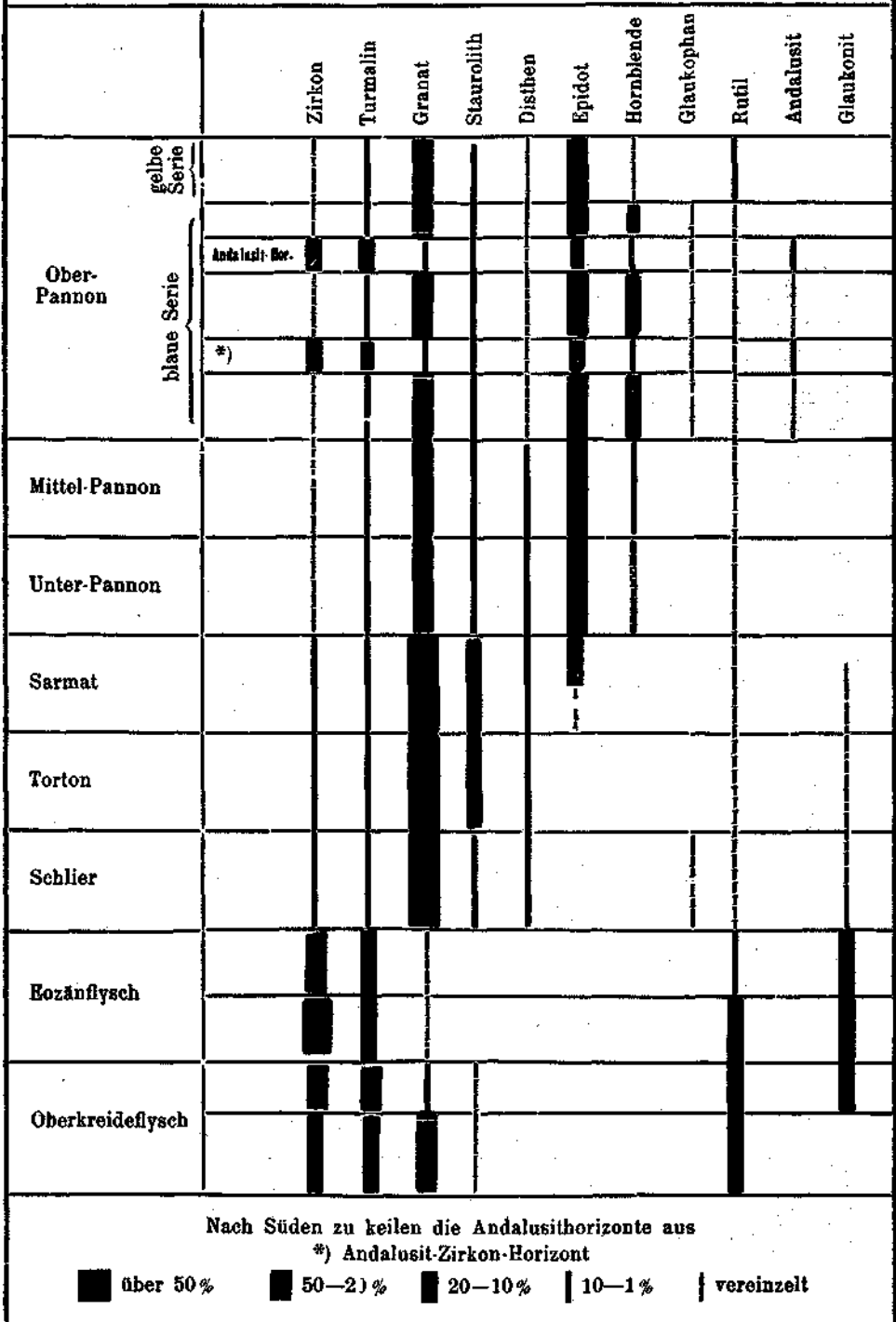
Ilmenit. Gelegentlich in allen Schichten.

Zur geologischen Deutung der Schwermineralassoziationen.

Wie wir zeigen konnten, ist der Flysch durch das fast völlige Fehlen der metamorphen Mineralien Staurolith, Disthen, Hornblende und Epidot gekennzeichnet. Die Erklärung der einförmigen Flyschassoziationen durch fossile Verwitterungsauslese allein, ist nicht möglich. Ältere Sedimente kommen als Muttergesteine der Flyschmineralien nicht in Frage, da die mesozoischen Schichten nach orientierenden Untersuchungen sehr arm an Schwermineralien sind und die genannten metamorphen Komponenten auch nicht enthalten. Wir können daher das klastische Material des Flysches nur von einem Kristallin moldanubischer Prägung ableiten. Für diese Deutung spricht auch das Vorkommen von Gneis- und Glimmerschiefergeröllen oder Scherlingen im Flysch. Die Schwermineralverteilung im Flysch — Granatreichtum in der Kreide und Zirkonmaxima im Eozän — ließe sich vereinfacht so deuten, daß in der oberen Kreide das Paragneis-Glimmerschieferdach eines Granits erodiert wurde und im Eozän der Granit bereits bloßgelegt war. Mit dieser Vorstellung wäre auch zu erklären, daß die Zirkonschüttung zum Teil bereits in den obersten Kreideschichten einsetzt.

Bei der Entstehung der Zirkonassoziationen in den Laaber Schichten spielen auch noch Verwitterung und diagenetische Vorgänge mit. Es wurde schon darauf hingewiesen, daß im untersuchten Gebiet Glaukonitführung und Granatreichtum sich gegenseitig ausschließen. Es wurde deshalb angenommen, daß die bei der Zersetzung des Granats und anderer Silikate frei werdenden chemischen Substanzen bei dem Aufbau des Glaukonits eine Rolle spielen. Man wird daher nur jene Flyschsandsteine von Graniten und Gneisen ableiten dürfen, die auch absolut einen höheren Zirkongehalt aufweisen, wie der Greifensteiner Sandstein. Jene in den Laaber Schichten häufigen Typen, welche ein Zirkonmaximum besitzen, aber absolut genommen arm an Zirkon sind und dabei reichlich Glaukonit führen, sind wohl aus ursprünglich granatreicheren Gesteinen entstanden. Diese sind aber wahrscheinlich durch eine Verwitterungsauslese in der Richtung auf eine relative Zirkonanreicherung verändert worden. Offenbar haben im Eozän Gesteinsverteilung (reichlich anstehender Granit) und Verwitterung im gleichen Sinne gewirkt und zur Entstehung der für diesen Zeitabschnitt charakteristischen Zirkonanreicherung im Schwermineralbestand der Flyschsedimente geführt. Es ist wahrscheinlich, daß sich die im Flysch lagenweise auftretenden Zirkonkonzentrate lokal verfolgen und als Leithorizonte verwenden lassen.

**Die Verteilung der Hauptschwerminerale
im Inneralpinen Wiener Becken (Tiefscholle, Nähe des Steinbergbruches)**



Dem Mineralbestand des Flysches stehen die Granat-Staurolith-Disthenassoziationen der Folge Helvet-Torton-Sarmat fremd gegenüber und können nicht durch Aufarbeitung von Flyschgesteinen gedeutet werden. In diesem Zusammenhang erscheint bemerkenswert, daß Helvet und Torton des außeralpinen Wiener Beckens eine etwas andere mineralogische Zusammensetzung aufweisen als die gleichen Schichten im inneralpinen Beckenraum. Im außeralpinen Gebiet treten, ebenso wie im Schlier des weiter westlich gelegenen Alpenvorlandes, Epidot, Rutil und untergeordnet auch grüne Hornblende auf. Diese Komponenten fehlen dem inneralpinen Schlier und Torton so gut wie vollkommen. Es ergibt sich daher, daß die genannten Schichten im Inneralpinen Wiener Becken eine in sich geschlossene sedimentpetrographische Provinz bilden. Trotzdem muß ein Zusammenhang zwischen Außeralpinen und Inneralpinen Wiener Becken bestanden haben, da nach der Korngrößenverteilung der Transport am Steinbergbruch von Westen nach Osten erfolgte.

Der Schlier des Inneralpinen Wiener Beckens zeigt durch seinen gelegentlichen Glaukophangehalt, der nach den bisherigen Untersuchungen allerdings auf die Hochscholle beschränkt ist, seine engen Beziehungen zum außeralpinen Schlier. Das Fehlen von Hornblende und Epidot im Schlier und Torton des Inneralpinen Wiener Beckens führe ich auf die Wirkung der in den Poren zirkulierenden Wässer zurück. Selbst Staurolith, dessen Gehalt im Schlier durchwegs geringer ist als im Sarmat und Torton, zeigt häufig die charakteristischen Ätzerscheinungen. Der Unterschied in der mineralogischen Zusammensetzung des außeralpinen und inneralpinen Schliers ist meines Erachtens sekundär und diagenetisch bedingt. Die Versenkung der Schichten des Inneralpinen Wiener Beckens in größere Tiefe bewirkte durch die geothermische Erhöhung der Temperatur eine stärkere Aggressivität der zirkulierenden Wässer. Im granatreichen Kreideflysch sind gelegentlich Staurolithreste zu finden. Es ist nicht unmöglich, daß auch der Kreideflysch ursprünglich eine buntere Mineralgesellschaft enthielt, die durch den Einfluß der Diagenese ihr heutiges einfaches Gepräge erhielt. Die Analyse der Vorgänge bei der Diagenese und bei der Verwitterung führte zu dem Ergebnis, daß Granat und Apatit als verwitterungsempfindliche Minerale bei der Diagenese stabil sind, während Staurolith, Disthen und Andalusit, die verwitterungsresistent sind, bei der Diagenese zerstört werden. Epidot und Hornblende werden sowohl bei der Diagenese als auch bei der Verwitterung abgebaut. Einzelheiten über diese interessanten Fragen finden sich in einer im Druck befindlichen Arbeit.

Nach den letzten Untersuchungen sind im Helvet, Torton und Sarmat regionale Schwermineralprovinzen auszuscheiden. Die Hochscholle und die benachbarten Teile der Tiefscholle sind durch geringe Zirkongehalte und das regelmäßige Auftreten von Disthen gekennzeichnet. In den zentralen Teilen der Tiefscholle erreicht dagegen der Zirkon bis zu 60% des Gesamtschwermineralgehaltes, während der Disthen ausgesprochen selten wird. Dies ist darauf zurückzu-

führen, daß die zuerst genannten Gebiete vom Westen her beliefert wurden, wobei der Zirkon-führende Flysch nur untergeordnet beteiligt war. Der Disthen scheint aus der Böhmisches Masse zu stammen. Die mittleren Teile des nördlichen Inneralpinen Wiener Beckens bezogen dagegen ihr klastisches Material aus dem Süden und Südwesten unter wesentlicher Beteiligung von Flyschgesteinen. Im Pannon verschwindet dieser Gegensatz und die weitere Zuschüttung des Beckens erfolgt einheitlich.

Diese Arbeit wurde im wesentlichen bereits 1947 abgeschlossen und vor kurzem unwesentlich ergänzt.

Literatur.

- Andrée, H., Die Schwerminerale der älteren Oberbayerischen Molasse. Neues Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 71 A 1936.
- Claus, G., Schwerminerale aus kristallinen Gesteinen des Gebietes zwischen Passau und Cham. Neues Jb. f. Min. usw. Beil.-Bd. 71 A 1936.
- Friedl, K., Stratigraphie und Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien 13, 1920.
- Friedl, K., Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien 24, 1930.
- Friedl, K., Der Steinbergdom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. Mitt. Geol. Ges. Wien 29, 1936.
- Gallier, E. W., Glaukonit genesis. Bull. Geol. Soc. Am. 46, 1935.
- Göttinger, G., Analogien im Eozänflysch der mährischen Karpaten und der Ostalpen. Ber. Reichsanst. f. Bodenforschung 1944, H. 5/8, 139.
- Göttinger, G., Aufnahmeberichte Blatt Baden—Neukengbach und Tulln. Verh. Geol. Bundesanst. 1920—1938, Wien.
- Grill, R., Mikropaläontologie und Stratigraphie in den tertiären Becken und in der Flyschzone von Österreich. Int. Geologenkongreß, London 1948.
- Jäger, R., Grundzüge einer stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen des Wienerwaldes. Mitt. Geol. Ges. Wien 1914.
- Janoschek, R., Das Inneralpine Wiener Becken, in F. X. Schaffer: Geologie der Ostmark 1943.
- Küpper, H., Der Kalkalpenrand bei Kaumberg, N.-Ö. Jb. Geol. Bundesanst. Wien 1949.
- v. Moos, A., Sedimentpetrographische Untersuchungen an Molasse-Sandsteinen. Schw.-Min. Petr. Mitt. 15, 1935.
- Suter, H., Mineralogie und Petrographie in der Erdölindustrie. Schw.-Min. Petr. Mitt., H. 1, 1948.
- Neumeier, F. u. Wieseneder, H., Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Niederbayerischen Tertiär. S.-B. Bayr. Akad. Wiss. Math.-phys. Kl. 1939.
- Wieseneder, H., Die mineralogische Zusammensetzung des LÖBes im Bereich des östlichen Wiener Waldes. Verh. Geol. B. 1929.
- Wieseneder, H., Petrographische Analyse der Sedimentabfolge in der nordalpinen Saumtiefe Ober- und Niederbayerns. Neues Jb. f. Min. usw. Bd. 82, 1943.
- Wieseneder, H., Wege und Ziele der mineralogischen Sedimentuntersuchungen. Min. Petr. Mitt. 1943.
- Wolitz, G., Schwermineralanalysen von klastischen Gesteinen aus dem Bereich des Wienerwaldes. Jb. Geol. Bundesanst. Festband 44, 167, 1950.