

MITTEILUNGEN
des Reichsamts für Bodenforschung
Zweigstelle Wien

6

Zur Stratigraphie des Jung- tertiärs der Donauländer

I n h a l t:

	Seite
Vorbemerkung der Schriftleitung	2
Veit, E.: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken	3
Grill, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens	33
Janoschek, R.: Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens	45
Fahrion, H.: Ein mikrofaunistischer Vergleich des südosteuropäischen Pannons	63
Winkler v. Hermeden, A.: Die tertiäre Schichtfolge am Alpenostabfall und ihre Beziehungen zu jener des pannonischen Beckens	67
Strauß, L.: Versuch einer Parallelisierung des Pannons	93
Böhm, K. E.: Beitrag zur stratigraphischen Gliederung des Jungtertiärs in Kroatien, Slavonien und auf der Murinsel	101
Krejci Graf, K.: Horizont und Fazies im rumänischen Jung-Tertiär	109
Buck, E.: Über den Stand und die Aussichten der angewandten Mikropaläontologie im Tertiär Südrumäniens	117

WIEN 1943

Reichsamt für Bodenforschung, Zweigstelle Wien
Wien III, Rasumofskygasse 23

Vorbemerkung der Schriftleitung

Das vorliegende Heft enthält die anlässlich der Aussprache von Erdölgeologen Südost-Europas in Budapest vom 24. bis 29. Juni 1942 gehaltenen wissenschaftlichen Vorträge, in z. T. etwas erweiterter Form; auch seither erzielte Fortschritte wurden z. T. nachträglich berücksichtigt. Die Veröffentlichung war ursprünglich an anderer Stelle in Aussicht genommen; dies, sowie die heute allgemein erschwerten Druckverhältnisse erklären das stark verspätete Erscheinen. Dies bedingt weiterhin, daß manches hier gebrachte inzwischen, bereits anderweitig veröffentlicht wurde; so behandelte WINKLER v. HERMADEN in Nr. 3 dieser Mitteilungen (auf ausdrückliche Aufforderung der Schriftleitung) z. T. — wenn auch in gekürzter Form — die gleichen Probleme wie im vorliegenden Heft.

Eine vorläufige Übersicht über die Budapester Aussprache gibt bereits K. STAESCHE: Aussprache über die stratigraphischen Probleme des Jungtertiärs von Südost-Europa in Budapest, vom 24. bis 29. Juni 1942; Öl und Kohle **38**, S. 1079—1086; Berlin 1942.

Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken

VON ERWIN VEIT, Wien

(Mit 4 Tabellen)

Im Wiener Becken muß jeder stratigraphische Gliederungsversuch des Miozäns die unterschiedliche Faziesentwicklung in den Sedimentationsräumen weitgehend berücksichtigen. Die Faziesbedingtheit der Fauna ist im allgemeinen sehr groß und erschwert die Aufstellung von Horizonten. Streng genommen lassen sich nur Faunen derselben Fazies zueinander in Beziehung bringen (KAUTSKY 1928). Doch geben uns die Lagerungsverhältnisse, die gleichlaufende Entwicklung der Schichtfolge in den einzelnen Profilen, und gewisse Züge in der Entwicklung der Makro- und Mikrofauna, Anhaltspunkte für Gliederungsversuche. Ganz allgemein lassen sich folgende Faziestypen unterscheiden:

1. Beckenfazies, in den großen Tiefgebieten des Beckens.
2. Schwellenfazies, in Hochzonen und Platten im Innern der Beckenteile.
3. Randfazies, in der Umrandung des Beckens.

In den vergangenen Jahren ist durch geophysikalische Arbeiten, durch Bohrtätigkeit und geologische Kartierung ein ganz neues Bild vom Bau des Wiener Beckens gewonnen worden (JANOSCHEK 1942). Eine geologisch-tektonische Übersichtskarte des gesamten Wiener Beckens ist in Vorbereitung. Um vorläufig die wesentlichsten Ablagerungsräume des Wiener Beckens, die infolge ihrer verschiedenen Entwicklungsgeschichte zugleich die größeren Faziesbezirke sind, kurz zu charakterisieren, möge eine Zusammenstellung über die mutmaßlichen Mächtigkeiten der neogenen Beckenfüllung und über das Auftreten der einzelnen Stufen gegeben werden.

Im mittleren Teil des Wiener Beckens begrenzen die beiden großen Zerrungsbrüche, Steinbergbruch und Schrattenbergbruch, staffelförmig drei größere Ablagerungsräume:

- Die Tiefscholle: östlich des Steinbergbruches mit den tiefsten Teilen des Beckens.
- Mistelbacher Scholle: zwischen den beiden Bruchsystemen und höher gelegen.
- Klippenraum: zwischen Schrattenbergbruch und Klippenzone als höchste Scholle.

Jede der drei Großschollen hat ihre gesonderte Entwicklung, welche kurz durch die Beckenfüllung charakterisiert werden soll:

Tiefscholle: Helvet bis Oberpannon; mindestens 3500 m.

Mistelbacher Scholle: Helvet (Schlier, Grunder Schichten ?) bis Mittelpannon; etwa 1800—2000 m.

Klippenraum: Helvet (Grunder Schichten und Schlier) bis Torton (abgesehen von lokalen Schottern pannonen Alters); mindestens etwa 500—700 m.

Im nördlichen Beckenteil (Mähren, Slowakei) sind zu unterscheiden:

Die westliche Hochscholle: (zwischen Flyschrand und Fortsetzung des Schratzenbergbruches): Torton bis Unter- (teils Mittelpannon); mindestens 1000 m.

Tiefscholle: Helvet bis Oberpannon; etwa 2500—3000 m.

Schwelle Göding—Egbell: Helvet — Unterpannon (bzw. Sarmat); etwa 900—1300 m.

Im südlichen Becken (südlich der Donau):

Schwelle von Oberlaa—Achau: Torton — Mittelpannon; 400 m und mehr.

Beckeninneres: Torton. (Helvet ?) — Oberpannon. 2500—3000 m.

Die Zahlenwerte sind teilweise belegt durch Bohrergergebnisse, teils sind es Schätzungen der Maximalmächtigkeiten auf Grund geologischer Erkenntnisse und der geophysikalischen Ergebnisse und sind eher zu niedrig als zu hoch anzuschlagen.

Stratigraphische Grundlagen: Die ältere Miozänstratigraphie

Schon in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts war das Wiener Becken ein klassisches Gebiet der Tertiärstratigraphie. Die grundlegenden Erkenntnisse sind schon damals erarbeitet worden. Später wurden diese ausgebaut und im vergangenen Jahrzehnt mit einer Neubearbeitung der Faunen begonnen. So sind im allgemeinen gute palaeontologische Grundlagen vorhanden. Das stratigraphische Wissen von den miozänen Sedimenten mußte sich aber früher auf die Randbildungen beschränken. Die eigentlichen Beckensedimente waren noch nicht bekannt. Der regen Bohrtätigkeit der letzten Jahre haben wir nun wichtige stratigraphische Aufschlüsse zu verdanken. Das gesammelte Material konnte aber bis jetzt nur zum Teil ausgewertet werden. Es sollen daher in diesem Aufsatz die ersten Ergebnisse nur skizzenhaft angedeutet werden. Leider ist der Erhaltungszustand der Großfossilien in den Bohrproben im allgemeinen derart, daß diese für eine genaue palaeontologische Bearbeitung wenig geeignet sind. Daher ist unser neues Wissen hauptsächlich stratigraphischer und weniger palaeontologischer Art. Es ist eine wertvolle Ergänzung des Materials, daß wir in den Schlammproben für die Mikrountersuchung der Bohrproben, in der groben Fraktion öfters Kleinformen der Mollusken, bei Bivalven z. B., meistens die stärker gebauten Wirbelteile mit dem Schloß erhalten haben.

Bevor nun auf die Tiefbohrergergebnisse eingegangen wird, sollen die wichtigsten Ergebnisse der älteren Miozänstratigraphie, soweit sie für unsere Aufgaben von Bedeutung sind, zusammengefaßt werden.

Dabei muß auch noch das **Burdigal** Erwähnung finden, obwohl es im Wiener Becken selbst nicht vorhanden ist. Zum Verständnis der Helvetfauna ist dies aber notwendig. Aus den Arbeiten von KAUTSKY (1928, 1932, 1936) über Pectiniden, Taxodonten und Veneriden, und von SIEBER (1937) über Cerithien, sind folgende Arten als wichtigste Leitformen für das Burdigal entnommen:

<i>Pecten hornensis</i> DEP. & ROM.	<i>Pitaria incrassata</i> SOW.
<i>Pecten gigas</i> SCHLOTH.	<i>Pitaria schafferi</i> KAUTS.
<i>Pecten halgeri</i> GEIN.	<i>Venus haueri</i> HÖRN.
<i>Pecten pseudo-Beudanti</i> DEP. & ROM.	<i>Paphia subcarinata</i> SCHFF.
<i>Chlamys gloriamaris</i> DUB.	<i>Arca fichteli</i> DESH.
<i>Pitaria gauderdorfensis</i> SCHFF.	<i>Arca daneyi</i> COSSM. & PEYR.
<i>Pitaria raulini</i> HÖRN.	<i>Pirenella plicata</i> BRUG.
<i>Pitaria lilacinoides</i> SCHFF.	<i>Tympanotonus margaritaceus</i> BROCC.

Näheres über die Burdigalfauna und über die Faziesverhältnisse ist den Arbeiten von SCHÄFFER (1910, 1927) zu entnehmen.

Im **Helvet** sind im Wiener Becken zwei Faziestypen: „Der Schlier“ und die „Gründer Schichten“ bekannt.

Die Bezeichnung „**Schlier**“ ist eigentlich ein Faziesbegriff. Wenn jedoch im Wiener Becken vom „Schlier“ gesprochen wird, so ist damit nur Helvetschlier gemeint. An der Basis der Neogensedimente im Wiener Becken ist eine Schichtfolge vorhanden, die schon rein petrographisch dem Helvetschlier des Alpenvorlandes gleichgesetzt werden kann. Die Schlierfauna des Wiener Beckens ist sehr arm an Großfossilien. Die bekannteste Schlierfauna ist die von R. HÖRNES (1875) von Ottnang aus dem Alpenvorland beschriebene. Kennzeichnend für diese Fauna ist der kleine Wuchs und das Vorherrschen der Bivalven gegenüber den Gastropoden in der Individuenzahl. Die Fauna von Ottnang soll hier in zwei Gruppen aufgeteilt werden. Zunächst sind die Arten zu nennen, die, soweit bekannt ist, im Torton nicht mehr vorkommen. Es sind dies (mit Häufigkeitsbezeichnungen):

h <i>Ancillaria austriaca</i> R. HÖRN.	h <i>Astarte neumayeri</i> R. HÖRN.
h <i>Marginella sturi</i> R. HÖRN.	+ <i>Lucina wolffi</i> R. HÖRN.
h <i>Cassis neumayeri</i> R. HÖRN.	s <i>Lucina ottnangensis</i> R. HÖRN.
+ <i>Cassidaria striatula</i> R. HÖRN.	h <i>Leda pellucidaeformis</i> R. HÖRN.
+ <i>Dentalium intermedium</i> R. HÖRN.	h <i>Nucula ehrlichi</i> R. HÖRN.

Eine weitere, sehr wichtige Gruppe sind Formen, die auch in tortonischen schiefrigen Tonmergeln, in der unten zu nennenden Walbersdorfer Fazies vorkommen und somit hauptsächlich die Schlier- und schlierähnliche Fazies kennzeichnen.

hh <i>Anatina fuchsii</i> R. HÖRN.	h <i>Ammussium corneum</i> SOW.
hh <i>Tellina ottnangensis</i> R. HÖRN.	var. <i>denudata</i> REUSS. [<i>Pecten denudatus</i>]
+ <i>Cryptodon subangulatus</i> R. HÖRN.	h <i>Solenomya doderleini</i> MAYER.
s <i>Leda subfragilis</i> R. HÖRN.	h <i>Lucina dujardini</i> DESH.
s <i>Leda clavata</i> R. HÖRN.	

- | | | | |
|----|---------------------------------|----|--|
| s | <i>Corbula gibba</i> OLIV. | s | <i>Conus antediluvianus</i> BRONG. |
| s | <i>Nucula mayeri</i> M. HÖRN. | h | <i>Aturia aturi</i> BAST. |
| s | <i>Arca diluvii</i> LAMK. | hh | <i>Brissopsis otnangensis</i> R. HÖRN. |
| hh | <i>Natica helicina</i> BROCC. | s | <i>Schizaster laubei</i> R. HÖRN. |
| + | <i>Natica millepunkta</i> LAMK. | | |

Es fällt auf, daß die in der Walbersdorfer Fazies vorkommenden Turritellen und Murex-Arten im Otnanger Schlier in den Listen von R. HÖRNES fehlen. Doch dürfte diese Erscheinung auch wieder faziell bedingt sein. Die Otnanger Fauna ist von HÖRNES in das Helvet gestellt worden, ebenso von fast allen späteren Autoren. Der Schlier ist ein rein marines Sediment und wurde von FUCHS (1883) als „Fazies der Pteropodenmergel“ und Ablagerung größerer Tiefe und von H. SCHMIDT (1935) als „Sediment stiller Böden“ bezeichnet.

Die Grunder Schichten sind bis jetzt nur aus dem Klippenraum mit Sicherheit bekannt und setzen mit ihren Sanden und sandigen Tonmergeln die Sandfazies des Burdigals fort. Die Fauna hat sich aber wesentlich gewandelt. Aus der marinen Vergesellschaftung treten einige Formen hervor, die teilweise in auffallend großer Individuenzahl auftreten. Es sind dies hauptsächlich Cerithien und Neritiden. Diese bringen einen brackischen Einschlag in die sonst beherrschende marine Seichtwasserfauna. Nicht selten sind Süßwasserformen wie *Melanopsis*-Arten und Landformen wie *Helix*-Arten, die aber eingeschwemmt sein können. Die Faunen der Grunder Schichten sind in verschiedenen Vorkommen auch ziemlich faziell differenziert. Im großen und ganzen sind jedoch die Grunder Schichten als marine Seichtwasserbildung (überwiegend litoral) mit brackischem Einschlag zu bezeichnen.

Unter den rein marinen Formen sind in den Faunen häufig *Pyrgula*-Arten, *Turritella*, *Murex*, *Nassa*, *Natica*, Ostreenbänke. Zu den häufigsten und bezeichnendsten Formen der Grunder Schichten gehören die größeren Cerithien wie: *Terebralia lignitarum* EICHW. und *Terebralia bidentata* DEFR. Zu den leitenden Formen gehören unter den Cerithien (SIEBER 1937 a):

- Pirenella moravica* M. HÖRNES.
- Cerithium zeuschneri* var. *ancestralis* SIEBER.
- Cerithium dolium* var. *imperfecta* SIEBER.
- *Potamides papaveraceus* BAST.
- *Terebralia lignitarum* EICHW.

Kennzeichnend für das Helvet ist nach SIEBER das Vorkommen der Burdigalformen: *Potamides papaveraceus* BAST. und *Terebralia lignitarum* EICHW. und das Fehlen der Tortonformen *Cerithium bronni* PARTSCH. und *Cerithium michelotti* M. HÖRN. Nach KAUTSKY (1932, 1936) sind unter den *Veneriden* rein helvetische Formen:

- | | |
|--|----------------------------------|
| <i>Pitaria islandicoides</i> BROCC. var. | <i>Venus plicata</i> GMEL. |
| <i>grundensis</i> KAUTS. | <i>Venus amidei</i> MENEGH. |
| <i>Pitaria gigas</i> LAMK. | <i>Venus circularis</i> DESH. |
| <i>Pitaria gigas</i> LAMK. var. <i>abbreviata</i> KAUTS. | * <i>Venus haidingeri</i> HÖRN. |
| | <i>Gomphomarcia abeli</i> KAUTS. |

1) * = Vorkommen im Burdigal und Helvet.

Paphia benoisti COSSM. & PEYR.
Paphia subcarinata SCHFF.

Paphia subc. var. grundensis KAUTS.
 * *Venerupis basteroti* MAY.

Unter den Pectiniden sind zu nennen:

Pecten pasinii MENEGH.
 * *Ghlamys seniensis* LAMK.

* *Hinnites leufroyi* SERR.

Weiterhin sind von stratigraphischem Wert:

Pyrula rusticula BAST.
 * *Pyrula cingulata* BRONN.
 * *Pyrula cornuta* AG.
Columbella tiara BON.
Columbella curta BÉLL.
Cancellaria exgeslini SACCO.
 * *Eutriofozus burgidaleus* DEFR.
 * *Turitella terebralis* LAM.
 * *Turitella cathedralis* BRONG.
Murex delbosianus GRAT.
Murex aquitanicus GRAT.
Nassa poelsense AÜING.
Perna soldanii DESH.
 * *Mytilus haidingeri* HÖRN.
Arca unbonata LAM.
 * *Arca grundensis* MAY.

Arca fichteli DESH. var. *pseudo-*
cardiiformis KAUTS.
Barbatia barbata L.
Barbatia juveniformis KAUTS.
Barbatia bohémica REUSS.
Donax intermedius HÖRN.
Maetra basteroti MAYER.
Maetra subtruncata DA COSTA.
Nucula jeffreysi BELL.
Nucula sulcata BON.
Leda concava BRONN.
Yoldia longa BELL.
Pectunculus obliquatus RAYN. &
 PONZI.
Pectunculus deshayesi MAY. var.
grundensis KAUTS.

Die Fauna des Helvets hat nach KAUTSKY und SIEBER den Charakter einer Zwischenstellung zwischen Burdigal und Torton mit Anknüpfungspunkten nach beiden Stufen. Einesteils sind noch typische Burdigalformen vorhanden, andererseits auch schon tortone Faunenelemente. Arten, die nur aus dem Helvet bekannt sind, gibt es im Wiener Raum wenig. KAUTSKY (1928) führt dies auf folgendes zurück: Im Burdigal und Torton läßt sich das miozäne Mittelmeer in eine westliche und eine östliche Faunenprovinz gliedern, von denen die östliche im wesentlichen die Formen des Wiener Raumes abgegeben hat. Im Helvet war eine größere Transgressionsperiode, in welcher diese faunistischen Grenzen verschwommen sind.

Eine weitere Fazies des Helvets, die aber nur im Alpenvorland bekannt ist, sind die **Oncophora-Schichten**. Es sind sandige Schichten mit einer limnischen Fauna.

Die stratigraphische Zuordnung der drei helvetischen Faziesgruppen: Schlier-, Grunder- und Oncophora-Schichten zueinander ist noch nicht geklärt. In der Literatur wird geschrieben, daß im Alpenvorland Schlier und Grunder Schichten sich seitlich verzahnen sollen und die Oncophora-Schichten gelten meist als Hangendschichten des Helvets. Es ist jedoch möglich, daß alle drei Typen teils gleichzeitige Ablagerungen in verschiedenen Räumen sein können. Darüber wird vielleicht die weitere Bohrtätigkeit Aufschluß bringen.

Vom **Torton** haben ebenfalls KAUTSKY (1928, 1932, 1936) und SIEBER (1936, 1937 a, 1937 c) Leitfossilien herausgearbeitet. Es sind dies:

<i>Pitaria gigas</i> LAMK. var. <i>vindobonensis</i> KAUTS.	<i>Cerithium bronni</i> PARTSCH.
<i>Venus ambigua</i> ROV.	<i>Cerithium michelotti</i> M. HÖRN.
<i>Venus cincta</i> EICHW.	<i>Columbella semicaudata</i> BON.
<i>Venus scalaris</i> BRONN.	<i>Columbella scripta</i> L.
<i>Venerupis decussata</i> L.	<i>Cancellaria calcarata</i> BROCC.
<i>Gafrarium (Circe) eximia</i> HÖRN.	<i>Arca fichteli</i> DESH. var. <i>helvetica</i> MAY.
<i>Paphia waldmanni</i> KAUTS.	<i>Arca hungarica</i> HÖRN.
<i>Pecten besseri</i> ANDRZ.	<i>Dosinia lupinus</i> L. var. <i>lincta</i> PULT.
<i>Chlamys elegans</i> ANDRZ.	

Es sind aber noch nicht alle wichtigen Molluskenfamilien bearbeitet und für die schwierige Grenzziehung Helvet-Torton ausgewertet.

In der Literatur werden im Torton verschiedene Faziestypen unterschieden, wie Badener Tegel, Sandablagerungen, Leithakalke und grobe Strandbildungen. Die charakteristischen Formen dieser Typen sind von SCHAFFER (1927) zusammengestellt worden. Die Fazies des Badener Tegels (feinsandige, geschichtete, dunkelgraue Tonmergel) ist als die der „Pleurotomentone“ von FUCHS (1883) und später von STRAUSS (1928) ausführlich gekennzeichnet worden. Hervorzuheben ist die reiche Gastropodenfauna, besonders Pleurotomen, *Fusus*, *Murex*, *Buccinum* und *Turritella* und unter den Bivalven: *Nucula*, *Leda*, *Neaera* und kleine glatte Arten von *Ammussium*, sowie Einzelkorallen.

Im Torton ist auch eine sogenannte „schlierähnliche Fazies“ bekannt. Es sind das die schiefrigen Tonmergel von Neudorf a. d. March und von Walbersdorf (Odenburger Pforte) (H. E. HOCHSTETTER 1934). Nach SCHAFFER (1908) kommen in Neudorf 49 Badener Formen und 50 Schlierfaziesformen vor und in Walbersdorf ist das Verhältnis 13:20. Diese Fauna ist ohne Zweifel in das Torton zu stellen. Leitende helvetische Arten fehlen. Schon die Fazies allein und die Lagerungsverhältnisse beweisen, daß es kein Helvet-Schlier ist. Die Mikrofauna (GRILL 1941) spricht ebenfalls für die Einstufung in das Torton. Bei der Betrachtung der Fauna ist der starke Anteil der oben beim Helvet-Schlier zusammengestellten Faziesfossilien zu betonen. Im Torton gab es Lebensräume mit ähnlichen Verhältnissen, wie sie zur Zeit der Sedimentation des Helvet-Schliers herrschten und so konnte diese faziesbedingte Faunenvergesellschaftung nochmals im Torton zur Entfaltung kommen. Der Unterschied zum Helvet-Schlier ist aber der, daß einerseits eine Reihe von Arten aus diesem fehlen und andererseits eine im Helvet-Schlier fehlende, im Badener Tegel enthaltene Tortonfauna ein wesentlicher Bestandteil der Gesamtf fauna ist. Da Ausdrücke wie „tortoner Schlier“, „schlierähnliche Fazies“ oder „Walbersdorfer Schlier“ ein falsches Bild von diesen Ablagerungen geben, möchte ich vorschlagen nur von „Walbersdorfer Fazies“ zu sprechen.

Neuere stratigraphische Ergebnisse

Helvet: Schlier mit Basisbildungen

Der Einbruch des Wiener Beckens begann im Helvet. Das transgredierende Helvetmeer fand ein ziemlich bewegtes Relief vor; eine Landschaft mit hohen Bergen, Bergzügen und verschieden gestalteten Tälern.

Dies zeigen uns die Bohrerergebnisse und die Geophysik, besonders im Steinberggebiet und in der Mistelbacher Scholle. Hier liegen auf dem Beckenuntergrund, der vom Flysch gebildet wird, Blockschuttmassen, der „Schlierbasisschutt“ oder auch nach der Herkunft des Schuttmaterials „miozäner Flyschschutt“ oder kurz „Flyschschutt“ genannt. Die Maximalmächtigkeit der Schuttfolge wurde in einer Bohrung mit 360 m erreicht, wobei einige Schliereinlagen inbegriffen sind. Die Schuttmächtigkeit wechselt sehr rasch auf kürzeste Entfernung. Insbesondere auf dem Scheitel von Flyschbergen ist er gering, nur wenige Meter oder gar nicht zu bemerken. Es handelt sich um marine Schuttströme, die von den Flyschbergen im Helvet in die Beckenräume hinaus verfrachtet worden sind, wo schließlich dann nur noch die feineren Sedimente, hauptsächlich toniger und mergeliger Schlamm abgesetzt worden ist, welcher dann nach der Diagenese die Schichtfolge geliefert hat, die wir als Schlier bezeichnen. Die wechselseitige Verzahnung von Schutt- und Schlierfazies und alle Übergänge zwischen beiden Typen ist nachgewiesen. Daher ist die Gliederung der Schuttmassen und der Vergleich von Bohrung zu Bohrung erschwert. Trotzdem ist es heute schon möglich gewisse durchgehende Züge im Aufbau des Schlierbasisschutts zu erkennen.

Im wesentlichen können zwei Faziesgruppen unterschieden werden: 1. Die mergelige, 2. die sandige und kalkige. Die Einteilung richtet sich also nach dem Bindemittel. In beiden Gruppen sind alle Korngrößen vertreten von Blöcken über 2 m Durchmesser bis herunter zu feinsten Geröllen und Sand.

Die Hauptmasse des mergelig zementierten Schutts setzt sich aus eckigen, oder kantengerundeten, selten gut gerundeten Flyschstücken von Linsen- bis Kopfgröße zusammen. Die Gerölle haben meistens eine glänzende Tonhaut um sich herum und das mergelige Bindemittel bricht in glänzenden, harnischartigen Flächen, auf welchen Fließbewegungen mit Strichen und Streifen zu sehen sind. Die Schuttstücke sind also in einer tonig-mergeligen Masse fortbewegt worden. Die mergelige Zementmasse besteht auch sehr oft aus wenig verändertem, weichem Flyschschiefermaterial, das den Eindruck eines stark verruschelten, also tektonisch durchbewegten, weichen Schiefers macht, der sich in einzelnen Schuppen oder Blättchen ablöst. Zwischen normalem, typischem Schlier und dem größten Blockschutt gibt es nun alle Übergangsstufen in der Fazies. Man kann dabei etwa folgende Gesteinstypen unterscheiden:

1. normaler, schiefriger Schlieronmergel mit Fallwinkeln von 0–15°.
2. schlecht geschichteter, unruhig abgelagerter Schlier mit meist steilerem Einfallen von 15–30°.
3. ungeschichteter Schlier.
4. ungeschichteter Schlier mit Gerölleinlagen.
5. Geröllmergel oder Blockmergel = ungeschichtete Tonmergel mit vielen Geröllen oder Blöcken bis zu dm-Größe.
6. grober Blockschutt mit wenig mergeligem Zement.

Die Blöcke sind fast nur eine Auslese der härteren Flyschgesteine wie Kalk-, Glaukonit- und Kieselsandsteine neben Tonmergelsteinen. Seltener sind auch weiche Tonmergel und Schiefer eingelagert.

Bei einem mehr sandigen Bindemittel ist der Schutt sehr locker und es werden beim Kernbohren meist nur die Gerölle und Blöcke gewonnen. Weiter von den schuttliefernden Flyschrücken entfernt und besonders im Hangenden der ganzen Schuttfolge finden sich Konglomerate, bzw. Breccien mit kalkig-sandigem Bindemittel. Es können auch Sande, meist lockere, mergelige Grobsande und fein-mittelkörnige Mergelsandsteine den Schutt vertreten. Die Konglomerate und Breccien und auch die Geröll- und Blockmergel sind häufig ganz weiß gefleckt durch Calcit-schalengrüs von meistens unbestimmbaren Bivalven. Zu erkennen sind des öfteren Splitter von Pectiniden, Ostreen und Bryozoenkolonien. In einem harten Kalksandsteinblock hat sich eine ganze Gruppe von Pholaden eingebohrt. Aus einer 50m mächtigen, ungeschichteten Mergelsandsteinserie im Hangenden des dortigen Schutts ist von einer Bohrung eine ziemlich individuenreiche Fauna gewonnen worden. Es sind zwar zu einem großen Teil nur Steinkerne erhalten, doch ließen sich folgende Formen erkennen:

h <i>Pitaria gigas</i> LAMK.	<i>Lutraria</i> sp.
h <i>Pitaria italica</i> DEFN.	<i>Turritella</i> sp.
h <i>Venus clathrata</i> DUJ.	<i>Trochiden</i>
h <i>Cardium</i> div. sp.	<i>Capulus</i> sp.
h <i>Cardita</i> sp.	<i>Einzelkorallen</i>
<i>Ostreen</i>	<i>Serpeln</i>
<i>Modiola</i> sp.	<i>Bryozoen</i>
<i>Solen</i> sp.	<i>Grabgänge</i>

Leider gestattet der Erhaltungszustand keine ganz sichere Einzelbestimmung, z. B. der *Pitaria gigas*-Formen, so daß die Einstufung in das Helvet damit noch nicht mit Sicherheit möglich ist. Hervorzuheben bei dieser Fauna ist das Vorherrschen der Bivalven, insbesondere der Veneriden. Aus dem mergeligen Zement des Schutts ist auch schon öfters eine Mikrofauna herausgeschlämmt worden, die mit der vom hangenden Schlier eine so große Ähnlichkeit besitzt, daß eine faunistische Trennung nicht möglich ist. Dadurch, und wegen des faziellen Übergangs und der Lagerungsverhältnisse ist dieser Flyschschutt als Basaltschutt des hangenden helvetischen Schliers zu bezeichnen. Der Schlierbasisschutt ist also ein mariner Brandungsschutt des vorrückenden Helvetmeers. Er ist außer vom Steinberggebiet (Mistelbacher Scholle) auch bei Holič (Slowakei) als Flyschschutt erbohrt worden.

Im oberen Teil der Schuttserie schalten sich immer mehr Schlierpakete ein bis nur noch reiner Schlier vorhanden ist. Der **Schlier** ist in einer Fazies entwickelt, die man in der Ostmark als typisch bezeichnet. Es sind dunkelgraue, dünnstiefriige Tonmergel mit glimmerigen Feinsandbestegen, ein ziemlich einförmiges und gleichmäßiges Gestein. Lokal sind Sandbänke, Sandsteine und auch Bänke mit dolomitischen Mergelsteinen eingeschaltet. Die Sandbänke werden bis zu mehreren Metern stark, so daß sie lokal Leithorizonte abgeben. In sandigen Lagen, sehr häufig auf den Feinsandbestegen, ist Schalengrüs von Bivalven ausgebreitet. Sehr häufig und charakteristisch sind für den Schlier Fischschuppen und andere Fischreste von *Meletta*. Sonst fehlt in der Regel jegliche Makrofauna. Doch ist es gelungen aus der Bohrung Lichtenwarth 1 eine Fauna zu gewinnen mit:

<i>Aturia aturi</i> BAST.	<i>Solenomya doderleini</i> MAY.
<i>Tellina ottnangensis</i> R. HÖRN.	<i>Pleurotoma</i> sp.
<i>Tellina</i> sp.	<i>Ostrea</i> sp.
<i>Cryptodon subangulatus</i> R. HÖRN.	<i>Lima</i> sp.
<i>Lucina</i> sp.	<i>Schizaster</i> sp.
<i>Ammussium corneum</i> Sow. var. <i>denudata</i> REUSS.	

Es ist dies eine Vergesellschaftung wie sie dem Helvetschlier von Ott nang entspricht. Die das Torton charakterisierenden Molluskenarten sind nicht da. Daher ist dieser Schlier des Wiener Beckens in das Helvet zu stellen, was sich im übrigen auch aus der Fazies, den Lagerungsverhältnissen und der Mikrofauna ergibt.

Der Schlier, ohne Basisschuttbildungen, ist im Steinberggebiet bisher mit einer höchsten Mächtigkeit von 550 m erbohrt worden. In den Tiefgebieten der Mistelbacher Scholle ist jedoch mit mindestens 800 m zu rechnen, wobei die Abgrenzung zum liegenden Schutt immer willkürlich ist wegen der Verzahnung der beiden Faziesarten. Ebenfalls auf der Mistelbacher Scholle, aber am Westrand gelegen, wurde bei Schratzenberg der Schlier mit 400 m durchbohrt mit *Aturia aturi* BAST. und *Natica helicina* BROCC. Eine zweite Bohrung hat dort, schon im Gebiet des Klippenraumes stehend, von Tage ab 325 m im Schlier gebohrt.

Mitten im Becken ist in Aderklaa im Marchfeld unter mächtigen Schottern von 2106 bis 2726 m, also 620 m mächtig, eine Schichtfolge erbohrt worden, die aus festen dunkelgrauen, schiefrigen Tonmergeln mit reichlichen Einlagen von Feinsandsteinlinsen (durchschnittlich 5 mm; bis 3 cm stark) besteht. Die Sandsteinlinsen können sich in so engen Abständen wiederholen, daß eine Wechsellagerung mit den Schiefertonen zustande kommt. Dieses Gestein hat eine Ähnlichkeit mit einem sandreichen Schlier des Alpenvorlandes, wenn auch der Grad der Verfestigung, insbesondere der sandigen Teile, ein größerer ist. Es ist keinerlei Makrofauna zu erkennen; nur Pflanzenhäcksel und Kriechspuren sind darin. Die Einordnung dieser Schichten ist schwer, da auch nur wenig und keine bezeichnenden Foraminiferen in ihnen enthalten sind. Die Schichtserie ist im liegenden von mächtigen Schottern, die in das Torton gestellt werden; sie dürfte wahrscheinlich dem Helvet angehören und eine brackisch-limnische Bildung sein.

Wie oben schon erwähnt, waren die **Grunder Schichten** bis jetzt nur aus dem Klippenraum mit Sicherheit bekannt. Nun wurde in letzter Zeit die Fauna der von H. VETTERS bearbeiteten Bohrung Unter-Olberndorf von A. PAPP bestimmt. VETTERS hatte in einem nicht veröffentlichten Bericht die ganze dort unter dem Sarmat liegende Schichtfolge bis zum Flysch zu den helvetischen Grunder Schichten gestellt. Aus der Faunenliste von A. PAPP ist zu entnehmen, daß in der Schichtfolge von 270—400 m in der Fauna mit Grunder Faziescharakter mehrere Arten enthalten sind, die älter als Torton sind. Es ist daher anzunehmen, daß diese Schichten in das Helvet zu stellen sind und die darüber liegenden Schichten mit marin-brackischer Fauna müßten dann dem Torton angehören. Sollte sich das helvetische Alter bestätigen, so wäre Unter-Olberndorf der einzige bisher bekannte Punkt auf der Mistelbacher Scholle, wo die marin-

brackische Fazies der Grunder Schichten noch im Torton mit einer ganz ähnlichen Entwicklung weiter gegangen wäre. Diese Frage soll noch weiter, auch durch Mikrountersuchung geprüft werden.

Torton

Das Torton ist bisher nur an wenigen Stellen des Wiener Beckens durchbohrt worden, daher ist unser Wissen davon noch ziemlich lückenhaft. In der Tiefscholle wurde es bei Lundenburg mit 1000 m nicht durchteuft. Die Maximalmächtigkeit dürfte 1200—1400 m erreichen. Auf der Platte von Aderklaa ist es mit 750 m ganz erfaßt worden. Die bisher erreichte Mächtigkeit am Steinberg auf der Hochscholle ist 575 m. Am Rand der Mistelbacher Scholle, in Schrattenberg und auf der Schwelle von Oberlaa wurden 153 m, bzw. 250—350 m angetroffen und auf der Schwelle von Egbell sind es maximal 630 m.

Der Schlier geht am Steinberg auf der Hochscholle mit einer Übergangsfazies langsam in das Torton über. Es ist kein Anzeichen einer Winkeldiskordanz oder einer Schichtlücke vorhanden. In anderen Teilen des Beckens, besonders auf Schwellen und an den Rändern lagert das Torton transgressiv auf dem Beckenuntergrund auf. Nur vom Myjava-Gebiet in der Slowakei wird eine Diskordanz zwischen dem gefalteten Uniner-Schlier und dem Torton berichtet (D. ANDRUSOV 1938). Weitere Aufschlüsse werden zeigen, ob in den Hauptgebieten des Wiener Beckens in der Neogenfolge Winkeldiskordanzen oder größere Schichtlücken vorhanden sind. Vorläufig sind im Hauptteil des Beckens keine sicheren Anzeichen dafür vom Helvet bis Oberpannon zu finden. Schichtlücken kleineren Ausmaßes deuten sich nur im oberen Torton bzw. an der Torton-Sarmatgrenze an, wie noch anzuführen sein wird. An den Beckenrändern sind größere Schichtlücken beobachtet.

Es ist bisher noch nicht gelungen eine deutliche Fossilgrenze zwischen dem Helvetschlier und dem Torton zu ziehen. Das liegt zweifellos an dem lückenhaften Probenmaterial. Auch mikropalaeontologisch ist das noch nicht im einzelnen herausgearbeitet. Doch sind hier bald weitere Ergebnisse zu erwarten. Im Steinberggebiet wird vorläufig die Grenze in der Praxis an einer charakteristischen Stelle des Schlumbergerdiagrammes gezogen, wo die oberen Schliertonmergel an das ziemlich sandig entwickelte untere Torton angrenzen. Es ist dies aber vorläufig nur eine lithologische Grenze.

In den tortonen Ablagerungen sind die faziellen Schwankungen besonders groß. Es war daher bisher nur eine örtliche Gliederung einzelner Profile möglich. Auch heute noch stoßen wir auf große Schwierigkeiten. Trotzdem glaube ich hier den Versuch machen zu können gewisse gemeinsame Züge in der tortonen Schichtfolge im Wiener Becken herauszuarbeiten. Vorerst ist ein **tieferes** und ein **höheres Torton** zu unterscheiden.

Tieferes Torton

Die Fazies ist ziemlich gleichmäßig. Es sind dunkelgraue, gutgeschichtete Tonmergel mit wenig Sanden. Je küstenferner das Sediment ist, umso mergeliger ist es. Die Fauna ist im allgemeinen arm und besonders

in der Beckenfazies kleinwüchsig. Häufig sind dünnchalige, meist unbestimmbare Kleinbivalven (zum Teil Erycinen). Im übrigen läßt sich vorläufig folgende Fossilliste zusammenstellen:

<i>Pleurotoma sp.</i>	<i>Ammussium sp.</i>
<i>Fusus sp.</i>	<i>Nucula sp.</i>
<i>Natica helicina</i> BROCC.	<i>Anomia sp.</i>
<i>Natica millepuncta</i> LAMK.	<i>Cardium sp.</i>
<i>Dentalium sp.</i>	<i>Ostrea sp.</i>
<i>Buccinum sp.</i>	<i>Arca sp.</i>
<i>Nassa dujardini</i> DESH.	<i>Veneriden</i>
<i>Turritella sp.</i>	<i>Einzelkorallen</i>
<i>Turritella turris</i> BAST.	<i>Spatangiden</i>
<i>Turritella subangulata</i> BROCC.	<i>Serpula sp.</i>
<i>Chemnitzia sp.</i>	<i>Fisch- und Krebsreste</i>
<i>Corbula gibba</i> OLIVI.	

Obwohl die Liste noch klein ist und öfters die Spezies nicht bestimmt werden konnte, möchte ich eine Ähnlichkeit mit der bekannten Fauna des Badener Tegels darin erblicken. Die wesentlichen Merkmale der Badener Fauna sind vorhanden und negative Kennzeichen fehlen. Die von den Bohrungen durchteuften Beckensedimente haben aber im allgemeinen eine ärmere Fauna wie der Badener Tegel, der doch ziemlich landnah abgelagert wurde und in welchem ausgesprochen günstige Lebensbedingungen lokal eine sehr reiche Makro- und Mikrofauna entstehen ließen. Ich glaube nicht, daß sich die Faunenbilder durch die unterschiedlichen Gewinnungsmethoden der Fossilien allein erklären lassen. Sobald eine reichere Fauna vorhanden ist, bemerken wir dies auch in den Kernproben. So haben z. B. in der ziemlich im Beckeninneren gelegenen Bohrung Lundenburg 1 die unteren 800 m der mit 1000 m erbohrten Tortonfolge eine sehr arme, kleinwüchsige Fauna, die fast nur aus unbestimmbaren, dünnchaligen Kleinbivalven und einigen Fischresten besteht. Das Gestein ist überaus einheitlich und besteht aus geschichteten sandarmen Tonmergeln. Diese Bohrung zeigt das Torton in ganz ausgesprochener Beckenfazies mit kleinem Wuchs und starker Verarmung bei der Makrofauna (bei einer reichen Mikrofauna). Im Gegensatz hierzu hat die in demselben Beckenteil, aber mehr am Rand in einer höheren Scholle gelegene Bohrung Kostel 2 eine entschieden reichere Fauna mit normalem Wuchs (zum Teil ausgesprochen großwüchsig) geliefert.

Auf der Mistelbacher Scholle bei Alt-Lichtenwarth hat das unterste Torton eine abweichende, wahrscheinlich küstennahe Fazies: graugrüne, teils gelbbraun gefleckte, schlecht geschichtete Tonmergel mit Kalkfeinsandsteinbänken und Einlagerung von Flyschgeröllen, teils Konglomeraten. Es ist dies hier ein erstes Vorkommen von bunter Fazies im Torton, welche dann im oberen Torton und im unteren Sarmat noch viel ausgeprägter entwickelt ist, wie noch zu schildern sein wird. Großfauna ist keine darin, dagegen marine Foraminiferen.

Im tieferen Torton ist weiterhin die schon oben skizzierte Walbersdorfer Fazies vertreten, und zwar in Bohrungen auf der Platte von Aderklaa, auf der Schwelle von Oberlaa und in den Johannesberg-Bohrungen. In Aderklaa liegt über 235 m mächtigen tortonen Basisschottern, die mit

dem Rothneusiedler Konglomerat zu vergleichen sind, eine recht gleichmäßige, dunkelgraue gut geschichtete Tonmergelserie mit wenig Sandzwischenlagen. In der Fauna sind beherrschend *Ammussium corneum* (*Pecten denudatus*) und *Brissopsis otnangensis* in einer überwiegenden Bivalvenfauna. *Ammussium corneum* reicht bis 90 m unterhalb der Tortonoberkante herauf. In Oberlaa liegt dieselbe Fazies über dem Rothneusiedler Konglomerat. Die Fauna beider Vorkommen ist zusammengefaßt:

<i>Ammussium corneum</i> Sow. var.	<i>Dentalium</i> sp.
<i>denudata</i> REUSS.	<i>Turritella</i> sp.
<i>Corbula gibba</i> OLIVI.	<i>Brissopsis otnangensis</i> R. HÖRN.
<i>Solenomya doderteini</i> MAY.	<i>Fischreste</i>
<i>Nucula</i> sp.	<i>Schwammnadeln</i>
<i>Leda</i> sp.	<i>Einzelkorallen</i>
<i>Veneriden</i>	<i>Bryozoen</i>
<i>Arca</i> sp.	<i>Serpeln</i>
<i>Lucina</i> sp.	<i>Krebsreste</i>
<i>Tellina</i> sp.	<i>Kriechspuren</i>
<i>Ostrea</i> sp.	

Man erhält hier ebenfalls wie in der zuvor beschriebenen Fazies den Eindruck, daß die Schichten allgemein fossilärmer sind, als etwa das Vorkommen von Walbersdorf selbst, und ich möchte dieselbe Erklärung bringen wie sie beim Vergleich mit der Badner Fauna herangezogen wurde.

Die Profile auf der Hochscholle (= Mistelbacher Scholle), im besonderen auf dem Steinberg sind noch nicht ganz eindeutig einzustufen. Im ganzen Nordteil des Steinberggebietes (Neusiedl—Hauskirchen—Prinzendorf) und ein Stück gegen Süden besteht das Torton fast nur aus Sanden (in allen Korngrößen) mit wenig Mergelzwischenlagen. Auf der W-Seite, in Richtung gegen Maustrenk zu, ist in den auf der Steinberghochfläche stehenden Bohrungen nur noch das untere Drittel oder Viertel sandig ausgebildet, während der obere Teil aus mittelgrauen bis grüngrauen Tonmergeln mit wenig Sandzwischenlagen besteht. Beide Faziesarten beherbergen eine rein marine Fauna mit Arten, die in der obigen Faunenliste vom tieferen Torton schon enthalten sind. Eine typische Obertortonfauna mit brackischen Anzeichen fehlt. Auf Grund der Mikrofauna kommt GRILL (1941, 1942) zum Schluß, daß am Steinberg nur tieferes Torton vorhanden ist. Dasselbe Bild würde auch die Großfauna ergeben. Doch kann dies heute noch nicht mit Sicherheit gesagt werden, bevor die Tortonentwicklung noch nicht bekannt ist. Entweder ist am Steinberg das obere Torton nicht zur Ablagerung gekommen, oder später abgetragen worden, oder hat sich dort im oberen Torton nur Beckenfazies mit rein mariner Fauna entwickelt. Das letztere dürfte nach den bisherigen Erfahrungen unwahrscheinlich sein. Im Zusammenhang damit wäre dann noch die Eingliederung des Leithakalkes am Steinberg vorzunehmen. Der Leithakalk des Steinbergs bildet eine durchschnittlich 20—30 m mächtige Kappe auf dem Torton. Es ist nun noch nicht im einzelnen klar, ob der Leithakalk mit einer schwachen Diskordanz auf dem liegenden Torton liegt, ob nur eine Schichtlücke vorhanden ist, oder ob konkordante Überlagerung besteht. Es ist also noch herauszubekommen, ob dieser Leithakalk ins mittlere Torton, ins obere oder gar in das oberste Torton zu stellen ist.

Höheres Torton

Im ganzen Wiener Becken finden wir im höheren Torton Anzeichen für eine Verflachung und Heraushebung des Beckens. Fast überall können wir einen verstärkten Einfluß des Landes bemerken. Die Fauna zeigt an vielen Punkten schon deutlich brackische Einschlüge. Es beginnt also schon im oberen Torton die Aussüßung des Wiener Beckens.

Das Gestein ist im Gegensatz zu den tieferen Schichten wechsellagerter. Die Tiefschollenbohrungen am Steinbergbruch haben bis jetzt nur oberes Torton durchteuft und zeigen dunkelgraue und grüngraue Tonmergel wechsellagernd mit Sandhorizonten und Sandsteinen. In den Strukturen St. Ulrich bis Mühlberg und in Münichstal (im Südteil der Mistelbacher Scholle) ist noch eine andere Fazies vertreten: Es sind das dunkelgrüne, graugrüne, teils braungefleckte und schwarzgraue, ungeschichtete, plastische Tonmergel, kalkig-sandig verhärtet mit zwischengelagerten Sandhorizonten, also etwas Ähnliches wie die noch zu erwähnende „bunte Fazies“ am nordöstlichen Beckenrand in der Slowakei. Es kommen auch Grobsande und Geröllhorizonte mit bis zu kopfgroßen Geröllen vor. Der Gesteinscharakter spricht für einen seichten Sedimentationsraum und für Landnähe. Diese etwas bunte Fazies ist hauptsächlich in den obersten Schichten an der Grenze zum Sarmat vertreten. In den oben genannten Vorkommen sind auch Leithakalkbänke und Lithothamnienmergel eingelagert. In Alt-Lichtenwarth wurde ein Leithakalk von 4 m Dicke erbohrt, welcher in einer dünnen Tonmergellinse *Cardita sp.*, *Pectunculus sp.* und *Corbula gibba* OLIVI führte. Die Leithakalke kommen zusammen mit Konglomeraten und Grobsandsteinen vor, eine Erscheinung, die von verschiedenen Leithakalkaufschlüssen des Wiener Beckens beschrieben ist. Diese Leithakalke im oberen Torton der Tiefbohrungen sind autochthon.

Aus den oben gekennzeichneten Schichten des höheren Torton kann folgende Fauna zusammengestellt werden:

<i>Clithon (Vittocliton) pictus</i> FER. (<i>Neritina picta</i>) (gekielte Form).	<i>Ancillaria sp.</i>
<i>Bittium spina</i> PARTSCH.	<i>Ostrea</i> (teils in Bänken).
<i>Pirenella picta</i> DEFR. var. div.	<i>Anomia sp.</i>
<i>Pirenella picta</i> DEFR. var. <i>bicostata</i> EICHW.	<i>Solen subfragilis</i> EICHW.
<i>Pirenella nodosoplicata</i> M. HÖRN.	<i>Cardium sp.</i>
<i>Terebralia bidentata</i> DEFR.	<i>Cardium cingulatum</i> GOLDF.
<i>Rissoen</i>	<i>Cardium turonicum</i> MAY.
<i>Turritella archimedes</i> BRONGN.	<i>Cardita partschi</i> MÜNST.
<i>Turritella bicarinata</i> EICHW.	<i>Corbula gibba</i> OLIVI.
<i>Turritella turrensis</i> BAST.	<i>Arca sp.</i>
<i>Turritella erronea</i> COSSM.	<i>Pecten sp.</i>
<i>Turritella subangulata</i> BROCC.	<i>Nucula sp.</i>
<i>Nassa dujardini</i> DESH.	<i>Veneriden</i>
<i>Nassa schönni</i> R. HÖRN.	<i>Venus vindobonensis</i> MAYER.
<i>Pleurotoma sp.</i>	<i>Leda sp.</i>
<i>Pleurotoma lamarcki</i> BELL.	<i>Lucina columbella</i> LAMK.
<i>Drillia pustulata</i> BROCC.	<i>Tellina sp.</i>
<i>Natica sp.</i>	<i>Spatangiden</i>
<i>Natica millepunctata</i> LAM.	<i>Serpeln</i>
<i>Fusus sp.</i>	<i>Krebsreste</i>

Im Vergleich mit der Fauna vom tieferen Torton ist hervorzuheben: Das Auftreten von *Clithon pictus* und der Cerithien, was auf Brackwasser-einfluß hinweist.

Die im Wiener Becken schon im Burdigal vorkommende, dann in den helvetischen Grunder Schichten häufige und bis in das Sarmat verbreitete, früher als *Neritina picta* bezeichnete Art, wurde bisher in der Literatur als Süßwasserbewohner genannt. Diese Art wird aber von WENZ (1929) zu *Vittocliton* gestellt und ist nach WENZ (1938) als *Clithon (Vittocliton) pictus* FÉR. zu benennen. Die Untergattung *Vittocliton* lebt heute nach THIELE (1931) und WENZ (1938) im Brackwasser. Schon die weite Verbreitung im Torton des Wiener Beckens spricht nicht dafür, daß *Clithon pictus* eine Süßwasserform war und überall eingeschwemmt wäre. Im Torton kommt die stark gekielte Varietät vor, ähnlich wie die bei HÖRNES (1856), T. 47, F. 14 a—c abgebildete. Weiter sind Turritellen, *Natica* und *Nassa dujardini* häufiger. Die Ostreen bilden dicke Bänke, während sie tiefer meist einzeln auftreten. Sämtliche Formen sind großwüchsiger und meist individuenreicher als im tieferen Torton.

In den Grenzsichten zum Sarmat und in einzelnen beckenrandnahen Vorkommen (z. B. Kostel in Mähren und Holič) ist folgende Fauna gefunden worden:

h <i>Clithon (Vittocliton) pictus</i> FÉR.	<i>Turritella</i> sp.
h <i>Nassa dujardini</i> DESH.	<i>Natica</i> sp.
<i>Pirenella picta</i> div. var.	<i>Solen subfragilis</i> EICHW.
Rissoen	<i>Anomia</i> sp.
Ostreenbänke	<i>Corbula gibba</i> OLIVI.

Es fällt besonders die Anhäufung von *Nassa dujardini* auf; diese wird in Kostel und Holič zum häufigsten Fossil, so daß man dort von „Nassa-Schichten“ sprechen kann. Die Artenarmut dieser Schichten weist auf stärkere brackische Einflüsse hin. Die Rissoen und andere Kleingastropoden lieben die flachen Küstengewässer und leben in der Strandzone auf Seegraswiesen und Algenrasen.

In der mehr im Beckeninnern gelegenen Bohrung Lundenburg ist im oberen Torton ebenfalls eine reichere Fauna als in den fossilarmen tieferen Schichten. Zuerst sind *Nassa dujardini* und Ostreenbänke häufig. Die Beckenfazies ist aber noch erkennbar an der Anhäufung von dünnschaligen Kleinbivalven, am kleineren Wuchs und an der etwas ärmeren Gesamtfaua gegenüber den küstennäheren Ablagerungen. Cerithien und Neritinen fehlen hier. Ein ähnliches Aussehen hat die Fauna von Eichhorn, doch sind hier noch die vielen Krabben und verschiedene Grabgänge zu erwähnen. In Aderklaa sind die obersten Schichten im Torton sehr fossilarm. Es finden sich nur Fischreste und Anreicherungen von verdrückten, adeorbis-artigen Gastropoden.

In den im Beckeninnern gelegenen Bohrungen sind die brackischen Einflüsse und die Erscheinungen der Heraushebung des Beckens nicht so deutlich, wie in Rand- und Schwellengebieten. Gewisse Merkmale sind aber auch hier vorhanden. In Lundenburg und Eichhorn wird die eintönige und fossilarme Beckenfazies durch eine reichere, insbesondere individuenreiche Fazies abgelöst, die mehr auf Seichtwasser hinweist, und in Aderklaa wird die Walbersdorfer Fazies der unteren Schichten durch eine

andere abgelöst, über welche aber noch zu wenig bekannt ist, um sie näher kennzeichnen zu können. In der Foraminiferenfauna unterscheidet sich letztere von dem Liegenden durch ihre auffallende Armut an Individuen und Arten.

Aus dem Torton sind aus den Tiefbohrungen noch weitere Fazies-typen bekannt geworden, die in der Hauptsache zu der Randfazies zu stellen sind und noch besondere Erwähnung verdienen.

Zunächst ist hier Schräffenberg 1 am W-Rand der Mistelbacher Scholle zu nennen, in welcher 153 m Torton mit dunkelgrauen Tonmergeln mit Feinsanden durchbohrt wurden. Zuoberst ist:

<i>Clithon (Vittocliton) pictus</i> FÉR.	<i>Ancillaria</i> sp.
<i>Pirenella picta</i> DEFR. var. div.	<i>Pleurotoma</i> sp.
<i>Pirenella floriana</i> HILB.	<i>Arca</i> sp.
<i>Nassa schönni</i> R. HÖRN.	

Im unteren Teil sind Lithothamnienmergel und ein 10 m mächtiger Leithakalk mit Mergelzwischenlagen eingeschaltet und die Fauna enthält folgende Arten:

<i>Pirenella floriana</i> HILB.	<i>Drillia postulata</i> BROCC.
<i>Pirenella nodosoplicata</i> M. HÖRN.	<i>Nassa dujardini</i> DESH.
<i>Pirenella norica</i> HILB.	<i>Ancillaria</i> sp.
<i>Turritella erronea</i> COSSM.	<i>Conus</i> sp.
<i>Turritella bicarinata</i> EICHW.	<i>Arca</i> sp.
<i>Turritella turris</i> BAST.	<i>Ostrea</i>

Es ist also hier das ganze Torton in einer Entwicklung vorhanden, wie sie sonst im Becken nur im oberen Teil zu finden ist. Die Cerithien und die Turritellen sind beherrschend. Es handelt sich um eine küstennahe Flachwasserbildung. An der Grenze zum Sarmat ist wieder *Clithon pictus* leitend.

In der Bohrung Unter-Olberndorf, am Südende der Mistelbacher Scholle nahe am Flyschrand gelegen, sind im ganzen Torton *Clithon pictus* und *Cerithien* beherrschend. Die Brackwassereinflüsse machen sich hier am Rande des Beckens anscheinend in der ganzen Tortonzeit geltend.

Im oberen Torton am Ostrand des Beckens bei Gbely und auf dem Hoch von Schobberg (Slowakei) ist die bunte Fazies am stärksten ausgeprägt. Es sind graugrüne, gelb-, braun- und rotgefleckte, ungeschichtete, zähe, plastische, sandige Tonmergel und Tone ohne Makrofauna. In dunkelgrauen Tonmergelzwischenlagen findet sich eine marine Fauna mit brackischen Anzeichen, vorwiegend *Clithon pictus*, *Nassa dujardini* und *Turritellen*. Des öfteren sind auch gut gerundete Gerölle in Hühnerei- bis Faustgröße aus Quarzen und dunkelgrauen und rotbraunen Quarziten eingelagert, die von den Kleinen Karpathen stammen dürften. Früher waren die bunten Schichten am Nordostrand des Beckens nur vom Untersarmat bekannt. Heute wissen wir, daß die bunten Schichten vom Obertorton bis in das untere Sarmat hereingehen. Wo an der Sarmat-Tortongrenze nur bunte Fazies entwickelt ist, ist natürlich die Grenzziehung sehr erschwert. Hier hat jedoch die Mikrofauna im tortonen Teil sichere marine Faunen gefunden, so daß damit an einer solchen Stelle die

Eingliederung möglich war. Im allgemeinen sind jedoch im Torton die oben genannten dunklen Zwischenlagen mit mariner Mollusken-Fauna ein sicherer Anhaltspunkt.

Die in den bisherigen Ausführungen gebrachte Zweigliederung des Torton ist nur als erster Gliederungsversuch zu bewerten. Er ist möglich, weil trotz der unterschiedlichen faziellen Verhältnisse in den einzelnen Beckenteilen das gesamte Becken eine gewisse einheitliche Entwicklungsgeschichte im Torton hatte. Im Laufe der Tortonzeit hat sich das Becken gehoben, die Seichtwasserbildungen nehmen im oberen Torton an Verbreitung zu. Die Molluskenfauna paßte sich dieser Entwicklung an und zeigt, daß schon im höheren Torton das Meer brackisch zu werden begann. Mittels der Makrofossilien wird eine scharfe Gliederung des Torton in Zonen immer schwer sein, weil der Gewinn derselben beim Bohren zu lückenhaft ist. Besser hat es hier die Mikropalaeontologie, mit welcher GRILL (1941, 1942) mehrere Zonen herausgearbeitet hat. Versuchen wir beide Gliederungen zu vergleichen, so kann vorläufig gesagt werden, daß das „tiefere Torton“ etwa der „Lagenidenzone“ mit der „Spiroplectamminazone“ und das „höhere Torton“ der „Rotalienzone“ mit der „Bolivina dilatata-Zone“ entsprechen dürfte.

Das Sarmat

Das Sarmat wurde im Wiener Becken von vielen Tiefbohrungen in allen Räumen durchteuft und daher ist es ziemlich gut bekannt geworden. Die Grenze zum Torton ist in den Gebieten mit normaler Fazies ziemlich scharf: Das Torton charakterisieren die marinen Mollusken und im Sarmat setzt die bekannte, typische sarmatische Faunenvergesellschaftung bereits an der Unterkante ein. Die Grenzziehung in Gebieten mit bunter Fazies wurde oben beim Torton behandelt.

Am meisten wurde das Sarmat in der **Tiefscholle**, im Gebiet der Steinbergbruchstrukturen erbohrt. Es setzt sich hier aus einer Wechsellagerung von Sanden, bzw. Kalksandsteinen und Tonmergellagen zusammen. Die Farbtöne der Tonmergel sind im allgemeinen heller grau und mehr grüngrau, als im Torton. Bei der Horizontierung in der Bohrpraxis wurden die Sandpakete genommen, die einen charakteristischen Kurvenverlauf der Porositätswerte in den elektrischen Bohrlochmessungen zeigen. So ist es möglich in einem Streifen von Gaiselberg im Süden bis Lundenburg und Kostel im Norden, das sind etwa 30 km, eine gut erkenn- und vergleichbare Einteilung in 20 Sarmathorizonte durchzuführen. Die südlicheren Bruchstrukturen und andere Gebiete können an diese Gliederung noch nicht angehängt werden und es ist sehr fraglich, ob das bei weiteren Zwischenbohrungen der Fall sein wird, da die Mächtigkeiten und die faziellen Unterschiede zu groß werden. Eine ähnliche Horizontgliederung wurde in diesem Raum auch im oberen Torton begonnen. Hier ist es aber viel schwieriger, da im oberen Torton die Sedimentation viel ungleichmäßiger war, als im Sarmat.

Im unteren Teil des Sarmats sind im Gebiet der Bruchstrukturen Anklänge an eine „bunte Fazies“ zu bemerken, und zwar sind es hier die schon im oberen Torton geschilderten grüngrauen, graugrünen, teils gelbbraunen, selten rotbraun gefleckten, sandigen, plastischen Tonmergel.

Diese etwas bunten Schichten führen im allgemeinen keine Makro- und eine verkümmerte Mikrofauna und sind nur Einlagen in der normalen, grüngrauen und dunkelgrauen Tonmergelfolge.

Im **höheren Sarmat** sind Kalksandsteine, meist als Fossilbänke entwickelt, häufiger und mächtiger als unten. Im übrigen sind die Farbtöne der Tonmergel etwas heller grau und grüngrau als unten.

Mittels der elektrischen Bohrlochdiagramme lassen sich Faziesänderungen von Bohrung zu Bohrung sehr genau verfolgen. Im allgemeinen ist ein Vermérgeln der Sandhorizonte in Richtung zum Beckeninnern zu erkennen. Einzelne Horizonte können auch lokal auskeilen. Die Mächtigkeit des Sarmats ist in Zistersdorf maximal 900 m; in Gaiselberg 600 bis 700 m, Hohenrappersdorf 400—450 m, Wölkersdorf 300 m. Nach Norden erfolgt ebenfalls eine Abnahme auf 480 m am Mühlberg. In Lundenburg, das mehr im Becken liegt, sind es 750 m. Die größte Mächtigkeit des Sarmats im Beckeninnern ist mit 1100—1200 m zu bemessen.

Über die **Fauna im Sarmat** möge an Hand eines zusammengefaßten Profils vieler Bohrungen am St. Ulrich—Hoch gesprochen werden (Tabelle 1).

Die *Limnocardien* wurden vorläufig zu *Limnocardium obsoletum* EICHW. und *Limnocardium plicatum* EICHW. gestellt, welche im ganzen Sarmat durchgehend verbreitet sind. Bei genauer Bearbeitung des Materials lassen sich bestimmt eine Reihe Varietäten und einzelne weitere Arten unterscheiden. Außerdem wurde noch *Limnocardium suessi* BARB. gefunden.

Die *Modiola*-Arten lassen sich bis jetzt stratigraphisch nicht bewerten, da sie im ganzen Sarmat vertreten sind. Häufig ist *Modiolaria marginata* EICHW., seltener *Modiolus volhynicus* EICHW. Letztere Form dürfte mehr die Randfazies bevorzugen, denn in größerer Zahl ist sie mir nur von Schratzenberg bekannt und von A. PAPP (1939) aus Wiesen beschrieben. N. ANDRUSOV (1902) hat schon darauf hingewiesen, daß sie nur „litorale Sedimente“ charakterisiert.

Irus gregarius PARTSCH (*Tapes*) ist Durchläufer im Sarmat. Die Bestimmung von Varietäten in den Bohrproben ist noch nicht durchgeführt. Im oberen Teil des Sarmats ist die dickschalige Varietät *var. ponderosa* d'ORB. häufig und charakteristisch.

Maetra vitaliana d'ORB mit Varietäten ist im Wiener Becken im gesamten Sarmat verbreitet. Doch konnte aus den Tiefbohrungen übereinstimmend ermittelt werden, daß *Maetra vitaliana* im höheren Sarmat herrschend ist und im tieferen nur einzeln vorkommt. Oben ist sie häufig, großwüchsig und neben *Irus gregarius* die beherrschende Bivalve. Häufig ist sie im höheren Sarmat in Kalksandsteinen in Begleitung von *Limnocardien*, so daß man lokal von *Maetra*-Kalken sprechen kann. Aus einer ganzen Reihe von Bohrungen sind aus dem tieferen Sarmat keine *Mactren* bekannt. Hauptsächlich aus dem oberen Sarmat lassen sich wahrscheinlich noch verschiedene Varietäten herausarbeiten. Da die *Mactren* die Hauptentwicklung im höheren Sarmat des Wiener Beckens zeigen, möchte ich dieses als **Maetra-Schichten** bezeichnen. Nach A. PAPP sind in Wiesen die Varietäten *ponderosa* EICHW. und *deltoides* DUB., letztere im dortigen „unteren Sarmat“ vorhanden.

Ervilia podolica EICHW. kennzeichnet ganz entschieden den unteren Teil des Sarmats. In den vielen untersuchten Profilen wurde *Ervilia* nur im tieferen Sarmat und dort meistens häufig und als beherrschendes Faunenglied gefunden. Es ist infolge der lückenhaften Proben schwer festzustellen, wie weit diese *Ervilia* in den einzelnen Profilen heraufgeht. In St. Ulrich ist dies etwa bis zum 10. Horizont. Da also *Ervilia podolica* das Optimum der Entwicklung im tieferen Sarmat hat und wahrscheinlich im höheren Sarmat wenig mehr vorkommt, kann man unser tieferes Sarmat als „**Ervilien-Schichten**“ bezeichnen. Es soll hierbei erwähnt werden, daß nur aus dem höchsten Sarmat von Kostel 1 aus einem Sand, der fast nur aus Kalkooiden besteht, zusammen mit *Solen subfragilis*, *Cerithien*, *Modiolaria marginata* und *Limnocardium obsoletum* und von wenigen Bohrproben von Sanden aus Göding (freundliche Mitteilung von Dr. URBAN) ebenfalls von der Pannongrenze wenige Ervilien bekannt sind, und zwar aus Sanden. Ich halte es für möglich, daß diese Formen umgelagert sind. A. PAPP (1939) berichtet aus Wiesen von umgelagerten Ervilien in den „Grenzschichten“ Sarmat-Pannon. Weitere Untersuchungen werden die Verbreitung der Ervilien noch genauer verfolgen. Zusammen mit *Ervilia podolica* kommen selten *Syn dosmia*-Arten vor.

Cerithien sind in den Tiefbohrungen des Beckens im allgemeinen nicht so häufig wie in den Randablagerungen, wo die klassischen Fundstätten der „Cerithienschichten“ sind, wie das Sarmat in den innerkarpathischen Becken des öfteren benannt wird. Die *Cerithien* hatten ihre größte Entfaltung an den Küsten des Sarmatmeeres und sind dort hauptsächlich in der sandigen Fazies zu Hause: *Cerithiensande*. In der Beckenfazies des Sarmats sind *Cerithien* seltener und können sogar weithin ganz fehlen. Der Name „Cerithienschichten“ ist daher im wesentlichen für eine Fazies unserer sarmatischen Bildungen und nicht gut für das ganze Sarmat des Wiener Beckens zu verwenden. Da beim Bohren in Sanden im allgemeinen schlechte Kerne gewonnen wurden, liefert der Bohrvorgang uns eine Auslese zugunsten der Tonmergelfazies. Es ist daher aus diesem Grund die Ausbeute an *Cerithien* nicht groß. Die *Cerithien* kommen jedoch, ebenso wie die meisten miozänen sandliebenden Mollusken, auch in den Tonen vor. Bisher konnten wir die *Cerithien* feinstratigraphisch nicht verwerten. Bei der Ausarbeitung von Varietäten sind jedoch Ergebnisse in dieser Richtung zu erwarten. Eine Ausnahme macht das von HILBER (1892) aus der Steiermark beschriebene *Bittium hartbergense* HILB. Dieses ist auf das oberste Sarmat beschränkt und setzt im Bereich der Bruchstrukturen in der Tiefscholle erst über dem fünften Sarmathorizont ein und geht fast bis zur Oberkante. Es kommt hier in einer interessanten Foraminiferenbank mit *Spirolina austriaca* vor. Diese *Spirolina* bildet mit ihren Schalen dcm-starke, mürbe Kalkmergelbänke, in welchen außer dem *Bittium hartbergense* noch *Solen subfragilis* und *Limnocardium obsoletum* enthalten sind. Nach SIEBER (1937 a) kommen von den *Cerithien* nur im Sarmat folgende Formen vor: *Pirenella disjuncta* SOW., *Pirenella picta* DEF. var. *mitralis* EICHW. und *Cerithium rubiginosum* EICHW., welche demnach als Leitfossilien zu werten sind.

Tornatina lajonkaireana BAST. (*Bulla*) ist im ganzen Sarmat vorhanden. In den Bohrungen ist sie im allgemeinen oben häufiger, was mit der Beobachtung von FUCHS (1875) vom Wiener Stadtgebiet übereinstimmt,

der sie hauptsächlich von seinen „Muschellegeln“ erwähnt. Am häufigsten und oft in auffallender Größe kommt Tornatina in den rändnahen Bohrungen vor, was mit der Lebensweise der Bällariiden als Pflanzenfresser in Flußmündungen und Brackwassertümpeln (THIELE 1931) in Einklang zu bringen ist.

Die Trochiden (*Gibbula*, *Callistoma*) sind in Bohrungen sehr selten und ebenfalls an den Beckenrändern häufiger.

Interessant sind die Neritinen. Im unteren Sarmat ist eine Varietät von *Clithon* (*Vittoclithon*) *pictus* FÉR. (*Neritina*), welche im Gegensatz zu der kantigen Form vom oberen Torton eine abgerundete Endwindung hat. Im oberen Sarmat, in den Mactra-Schichten, ist eine andere Art, und zwar *Theodoxus* (*Calvertia*) *crenulatus* (*Nerita grateloupeana* bei HÖRNES) vorhanden, welche noch im Unterpannon in Mähren vorkommt. Die Neritinen im ganzen sind aber im Sarmat als selten zu bezeichnen.

Die Verteilung der Rissoen ist stratigraphisch von Bedeutung. Es handelt sich im wesentlichen um die zwei Arten *Mohrensternia inflata* ANDR. und *Mohrensternia angulata* EICHW. Diese haben eine Blüte im unteren Teil der Ervilien-Schichten, in St.-Ulrich unter dem 19. Sarmat-horizont. Höher sind diese Kleingastropoden wenig mehr bekannt.

Nach den Erfahrungen bei den Bohrungen auf dem St. Ulrich—Hoch und weiter in allen Bohrgebieten des Wiener Beckens ist also (soweit das Material genügend ist und ausgewertet werden kann) folgende Gliederung möglich:

Höheres Sarmat: Mactra-Schichten

**Tieferes Sarmat: Ervilien-Schichten
Rissoen-Horizont.**

In der Tabelle 2 ist das Profil der Cräliusbohrung Explora 8 bei Mönichstal (Mistelbacher Scholle) aufgezeichnet, welches eine weitgehende Übereinstimmung mit St. Ulrich zeigt.

Beim Vergleich mit der mikropalaeontologischen Gliederung gilt dasselbe was schon beim Torton gesagt wurde. Mit der Foraminiferenfauna ist eine schärfere Zonengliederung möglich. Nach den bisherigen Ergebnissen reichen die Ervilien-Schichten in die Nonion-Zone herein. Die Hauerinum- und die Elphidien-Zone fallen in die Ervilien-Schichten (GRILL 1941).

Es bleibt noch gewisse **Besonderheiten in der Ausbildung des Sarmats** in den verschiedenen Beckenteilen anzuführen.

Die Bohrungen in Lundenburg und Eichhorn haben eine arme, kleinwüchsige Fauna. Man findet fast keine Cerithien; die Bivalven herrschen vor. Die Sandfazies tritt zurück; es sind überwiegend Tonmergel. Es ist dies die Auswirkung der Beckenfazies. Die Beckenfazies im Sarmat zeichnet sich wie im Torton ganz allgemein durch vorwiegend gut geschichtete, dunkel- und grüngraue, gleichmäßige Tonmergel aus, welche eine sehr verarmte Sarmatfauna führen, wobei die Bivalven mit kleinwüchsigen und dünnchaligen Formen hauptsächlich vertreten sind. Im unteren Teil sind es Ervilien und im oberen Mactren seltener Irus und Cardien. Im unteren Teil der Rissoenzone, also an der Grenze zum Sarmat, findet sich in Lundenburg und in Kostel limnisches Sarmat. Es sind schwarzgraue, humose Tonmergel mit Lignitlagen bis zu 5 cm mit

Explora	<i>Mediola marginata</i>	<i>Grus gregarius</i>	<i>Limnocardium absolectum</i>	<i>plicatum</i>	<i>Tornatina lafontaineana</i>	<i>Ervilia</i>	<i>Mactra</i>	<i>Rissoen</i>	<i>Anomia</i>	<i>Cardium sp.</i>	Pflanzen und Lianit	<i>Ostrea</i>	<i>Neritina picta (lentig)</i>	<i>Solen</i>	<i>Turritella</i>	Lithothamnienkalk	<i>Pleurotoma</i>	Makro-fossil Zonen	Mikro-fossil Zonen	
25 - 30																				
30 - 35																				
35 - 40	+																			
40 - 45																		Mactra		
45 - 50	h	h	h		+														und	Nonion
50 - 55	+	+	+		+															
55 - 60																				
60 - 65																				
65 - 70			+	+	+													Tornatina		
70 - 75			+	+	+														granosum	
75 - 80	h	h	h	h	+															
80 - 85	h	h	h	h																
85 - 90																			ca 90m	
90 - 95																				
95 - 100	+	+	+		+															
100 - 105																				
05 - 10																				
10 - 15																			116 m	
15 - 20																				
20 - 25																		Ervilia		
25 - 30																			Elphidium	
30 - 35																				
35 - 40			+			h													haverinum	
40 - 45																				
45 - 50																				
50 - 55																				
55 - 60	+	+				+	+	+		+								156 m		
60 - 65	+	+				+	+	+										Ervilia und Rissoen	große Elphidien	
65 - 70						h		+											Rissoen	
70 - 75																		ca 175 m		
75 - 80								+												
80 - 85								+	+	+										
85 - 90										h									Rotalia	
90 - 95																			beccari	
95 - 200																				
200 - 205																				
05 - 10																				
10 - 15																				
15 - 20																			Elphidien	
20 - 25																				
25 - 30																				
30 - 35																			Neritina	
35 - 40										+									picta	
40 - 45																				
Endstufe:																				
242,50																				

S a r m a t
T o r t o n
O b e r e s

Tabelle 2:
Die Fauna im Sarmat und obersten Torton in der Bohrung Explora Crälius 8 bei Münchenstal.
(h = häufig; + = vorhanden)

Hydrobia stagnalis BAST., *Helix* sp., *Planorbis* sp., *Melanopsiden*, *Limnaeiden*, häufig *Chara-Oogonien* und *Angiospermenblättern*. Eine ähnliche Fazies ist von Hohenrappersdorf im tieferen Sarmat bekannt. Die im obersten Torton einsetzende Aussüßung hat sich also im tiefen Sarmat so weit gesteigert, daß lokal Süßwasserbildungen entstehen konnten. Im höheren Sarmat folgt dann dort die normale sarmatische Brackwasserfazies, bis mit den *Impressa*-Schichten im Unterpannon die endgültige Aussüßung des Beckens erfolgt.

In Schratzenberg zeigt das ganze untere Sarmat ebenfalls starke Süßwassereinflüsse. Die Fauna enthält fast keine Mollusken, insbesondere keine Ervilien. Eine Bank mit einigen Cerithien und *Maetra* wurde gefunden; sonst sind nur *Pflanzenreste*, *Planorbis* und einige *Neritinen* (*Clithon picta* FÉR.) und Kalkkonkretionen zu erwähnen. Im oberen Sarmat sind hauptsächlich Cerithien, *Irus gregarius*, *Limnocardium plicatum* und nur wenig Maetren vertreten. Es scheint, daß in Gebieten mit einer gewissen, stark sandigen, küstennahen Fazies die Maetren gegenüber *Irus* und Cerithien zurücktreten. Ähnliche Verhältnisse hat FRIEDL in Flachbohrungen bei Mistelbach beachtet (freundliche Mitteilung von Dr. K. FRIEDL). Das oben geschilderte Zusammenvorkommen von *Bittium hartbergense* und *Spirolina austriaca* findet sich auch in Schratzenberg.

Interessant ist das einzige bisher bekannte Sarmatvorkommen im Klippenraum, das auf dem Raistenberg (291 m) bei Feldsberg (SOMMERMEIER 1938). Hier liegt (nach einem Bericht von K. GÖTZINGER) Sarmat transgressiv auf dem Schlier, und zwar sind es 14,6 m Sande und sandige Tonmergel mit einer Decke von 2 m mächtigem *Maetra*-Kalksandstein, der teilweise fast nur aus Abdrücken und Steinkernen von *Maetra vitaliana* und untergeordnet *Limnocardium plicatum* und *Pirenellen* besteht. Auf Grund der Maetren stelle ich das Vorkommen in das obere Sarmat. Auch das Sarmat von Nexing (JANOSCHEK 1942) mit mehreren Meter mächtigen Muschelsanden, welche überwiegend aus großen *Maetren* neben *Limnocardium plicatum* und *obsoletum*, *Irus gregarius* und *Pirenellen* bestehen, stelle ich in das höhere Sarmat.

Im mährisch-slowakischen Anteil des Wiener Beckens ist nach petrographischen Gesichtspunkten ein Unter-, Mittel- und Obersarmat unterschieden worden (SOMMERMEIER 1938). In diesem „Untersarmat“ ist die bunte Fazies durchgehend und nur von Sanden unterbrochen. Es ist keine Makrofauna und eine reduzierte Foraminiferenfauna darin. Diese bunten Schichten entsprechen dem unteren Teil der Ervilien-Schichten. Wie oben erwähnt, hat hier im Ostteil des Beckens die bunte Fazies schon im oberen Torton eingesetzt. Diese Fazies ist in verschiedenen anderen Teilen des Wiener Beckens ebenfalls im tieferen Sarmat anzutreffen, allerdings nicht in der Mächtigkeit und Gleichmäßigkeit wie im oben genannten Gebiet. Die Entstehungsbedingungen der bunten Fazies sind noch nicht geklärt. Ich nehme an, daß es sich um Seichtwassersedimente handelt.

Es soll nun geprüft werden, wie sich der aus den Tiefbohrergebnissen gewonnene Gliederungsversuch des Sarmats im Wiener Becken mit anderen stratigraphischen Gliederungen in Einklang bringen läßt.

Der erste, der im Wiener Becken eine Einteilung des Sarmats versuchte, war TH. FUCHS (1875). Seine Einteilung bezieht sich auf die sarmatischen Randablagerungen im Stadtgebiet von Wien,

wo er die Ergebnisse von Brunnenbohrungen ausgewertet hat. Aus seinen Ausführungen und Profilen habe ich die in Tabelle 3 (rechts) gebrachte Gliederung zusammengestellt. Es zeigt sich, daß sich auch Ervilien- und Mactra-Schichten ausscheiden lassen. FUCHS nennt in den Profilen im höheren Sarmat häufig großwüchsige Mactren, und zwar hauptsächlich in seinen „Muscheltegeln“ und „Tapes-Schichten“. Ervilien sind nur im tieferen Sarmat genannt, wo er Ervilientegel hervorhebt. An der Basis scheidet er „Rissoentegel“ aus. Die Ergebnisse von TH. FUCHS geben also dieselbe Gliederung, wie sie aus den Tiefbohrungen gewonnen werden konnte.

Bei der Untersuchung des ebenfalls küstennahen Sarmats von W I E S E N in der Ödenburger Bucht hat A. PAPP (1939) eine Sarmatgliederung aufgestellt (**Tabelle 3**), die mit der im Wiener Becken gewonnenen gut übereinstimmt. Hervorzuheben ist, daß er im höheren Sarmat als erster in unserem Raum „Mactra-Schichten“ unterscheidet. Diese sind gekennzeichnet durch „starkschalige Bivalven, *Spirorbis*, *Callistoma podolicum* DUB., Bryozoen und Foraminiferen“, unter letzteren sind besonders Nubecularien hervorzuheben. Wichtig ist die Feststellung, daß in den Mactra-Schichten eine Reihe von Mollusken vorkommen, die in der bessarabischen Stufe in Rumänien häufig und teilweise leitend sind. „Bryozoen, Spirorbiskalke und Kalkalgen geben der Fauna noch mehr ein mittelsarmatisches Gepräge“ (A. PAPP). Da aber eine Reihe leitender Formen des Bessarabiens im Pannonischen Becken fehlen, möchte PAPP vorläufig die Mactra-Schichten in letzterem nur mit dem unteren Teil des Bessarabiens vergleichen.

Auch im Steirischen Becken läßt sich auf Grund der Untersuchungen von A. WINKLER (1913 und 1927) dieselbe Gliederung durchführen (s. Tabelle 3). Hervorzuheben ist, daß *Mactra* im oberen Teil häufig ist und große, dickschalige Formen besitzt. WINKLER hat auch darauf hingewiesen, daß verschiedene Varietäten von *Mactra* vorhanden sind. Infolgedessen hat schon A. PAPP (1939 a) in seiner Tabelle in der Steiermark Mactra-Schichten ausgeschieden. Im „jüngeren Sarmat“ der Steiermark ist, ähnlich wie im Wiener Becken, gegenüber dem Liegenden auch die kalkige Fazies besonders entwickelt, und zwar in Form von Bivalvenkalken (*Mactra*, *Cardium*, *Irus*), Cerithienkalken, Spirorbiskalken und Oolithkalken.

Zum stratigraphischen Vergleich des Mittel- und Obermiozäns mit der Ausbildung in Osteuropa

In den vorigen Abschnitten wurde versucht das Torton und das Sarmat im Wiener Becken und das Sarmat in den Becken am Ostrand der Alpen zu gliedern. Es soll nun weiter in die umstrittene Frage eingetreten werden, wie sich unsere Gliederung mit der in Rumänien und Südrußland vergleichen läßt.

Die rein marine Entwicklung des Torton, insbesondere die Leithakalkfazies, läßt sich bekanntlich entlang des Außenrandes der Karpathen bis in das Dazische Becken in ähnlicher Entwicklung verfolgen. Nun ist im Osten das Mittelmiozän nicht überall in rein mariner Ausbildung

Steirisches Becken (nach A. WINKLER)		Odenburger Bucht Wiesen (nach A. PAPP)		Wiener Becken		Beckenrand bei Wien (nach FUCHS)	
Mactra-Schichten	Mactra div. sp. Tapes Bivalven-Kalke Cerithien-Kalke Spirorbis-Kalke Oolith-Kalke Cerithien-Sande <i>Bittium hartbergense</i>	Mactra-Schichten mit Nubecularien und Spirorbis- Kalken <i>Bittium hartbergense</i>		Mactra-Schichten	verschiedene Facies mit Mactra- und Oolith-Kalken Mactra div. sp. h und groß <i>Irus gregarius</i> (var. <i>ponderosa</i>) <i>Bittium hartbergense</i>	Mactra-Schichten	1. Tapes-Schichten, dick- schalig 2. Muschel-Tegel u. Sande h <i>Modiola marginata</i> h <i>Tornatina lajon- kaireana</i> 3. h Cardien
	Ervilien-Schichten	Tegel und Sande mit Ervilia und Syndosmya	Ervilien-Schichten		Ervilien-Schichten Cerithien-Sande		Ervilien-Schichten
Schotter		Schotter		verschiedene Fazies Rissoen-Horizont <i>Ervilia podolica</i>	Cerithien-Sande und Schotter mit Rissoen-Tegel Syndosmya		
Tegel mit Ervilia und Syndosmya		Schotter oder mergelige Sande mit kleinen Ervilien und Cardien					

Tabelle 3:

Die Gliederung des Sarmats im Wiener Becken im Vergleich zu der in der Ödenburger Bucht und im Steirischen Becken.

vorhanden. Im Gebiet der Krim und im Kaukasusvorland ist in den „Tschokrak-Schichten“ (N. ANDRUSOV 1902) schon im tieferen Mittelmiozän eine Fauna mit stark brackischem Einschlag vorhanden. Weiter im Westen liegen über rein mediterranem Mittelmiozän am Dnjepr die „Konka-Schichten“ und in Rumänien-Vollhynien die „Buglowka-Schichten“, welche dort im oberen Mittelmiozän die marin-brackische Entwicklung einleiten. Es sind dies Teilbecken, die im Mittelmiozän von dem marin-mediterranen Ablagerungsraum eine Abschnürung erfahren haben, so daß sich eine brackische Fauna entwickeln konnte, die nach N. ANDRUSOV (1902) die Wiege darstellt, aus der die typischen Sarmatformen östlicher Herkunft entstanden sind. Das Buglow enthält nach N. ANDRUSOV (1902) und LASKAREV (1903) eine Übergangstauna zwischen dem mittelmiozänen Marin und dem Sarmat. Diese Fauna ist im innerkarpathischen Raum bis jetzt noch nicht bekannt. Die oben geschilderten Verhältnisse vom Wiener Becken zeigen aber, daß dieselbe Tendenz wie im Osten in der Buglow-Zeit sich auch hier angezeigt hat. Die Fazies im oberen Torton spricht für eine weitgehende Heraushebung des Beckens, die Fauna wird mehr eine solche des Seichtwassers und zeigt auch teilweise deutlichen brackischen Einschlag. Nach den Ausführungen von E. BUCK befindet sich in bestimmten Bohrungen im oberen Buglow eine farbige Mergelserie. Dies dürfte eine ähnliche Fazies sein, wie sie im Wiener Becken in den bunten Schichten vorhanden ist. Es ist also im oberen Mittelmiozän entlang dem Außenrand der Karpathen (nach LASKAREV (1934) ist Buglowfazies bis in das Weichselgebiet nach Westen nachgewiesen) eine ähnliche Faziesentwicklung zu finden, wie sie sich im Wiener Becken zeigt, und die Fauna verrät in allen Gebieten brackischen Einfluß. Altersmäßig möchte ich daher unserem höheren Torton im Osten das Buglow gleichstellen, welches nach LASKAREV (1934) in die „Schichten mit *Venus konkensis* Sok.“ übergeht, also diesen gleichzusetzen ist.

Seit den grundlegenden Arbeiten von SINZOW, N. ANDRUSOV und V. LASKAREV über die Stratigraphie des südrussischen Sarmats sind immer wieder Vergleiche mit den sarmatischen Bildungen der innerkarpathischen Becken versucht worden. Zuerst haben SINZOW und LASKAREV festgestellt, daß im Pannonischen und Wiener Becken nur das russische Untersarmat und höchstens das untere Mittelsarmat vertreten sein soll. Später haben eine Reihe von Autoren dieselbe Ansicht geäußert (L. SCHRETER 1912 und 1941, S. GILLET 1933, E. JEKELIUS 1935, D. ANDRUSOV 1932 und 1938, V. ŠPALEK 1937 und A. PAPP 1939). Im Gegensatz hierzu haben N. ANDRUSOV (1910, S. 11) und E. JEKELIUS (1935) eine andere Erklärungsmöglichkeit angedeutet, und zwar, daß im Pannonischen Becken aus faziellen Gründen die Fauna des russischen Vollhynien länger gelebt haben könne als in Südrußland. Ich bin nun der Ansicht, daß gerade die faziellen Unterschiede der großen obermiozänen Ablagerungsräume beim Vergleich der Schichten viel zu wenig beachtet worden sind.

Auf Grund der Sarmatgliederung im Wiener Becken ergibt sich eine neue Vergleichsmöglichkeit mit den Ablagerungen im Osten.

Die Ervilien-Schichten des Wiener Beckens möchte ich direkt vergleichen mit denen im Osten (Tabelle 4), d. h.

Pliozän →	Wiener Becken		Rumänien	Bessarabien Cherson	Säugerfauna
	Unter-Pannon	<i>Congeria partschi</i> <i>Congeria ornithopsis</i> <i>Melanopsis impressa</i>	M ä o t	M ä o t Cherson: Kalke + Sande mit <i>Macra caspia</i>	<i>Mastodon longi-</i> <i>rostris</i>
Ober-Miozän	Sarmat	Mactra-Schichten verschiedene Fazies	Mactra-Schichten (<i>Macra fabreana</i>) verschiedene Fazies	Kalke mit <i>Nubecularia</i> <i>novorossica</i>	Bessarabien St.
		Ervilien-Schichten verschiedene Fazies	Ervilien-Schichten verschiedene Fazies	Ervilien-Schichten Kalke und Sande	Volhynien St.
Mittel-Miozän ↓	Oberes Torton		Buglovka-Schichten	— Lücke — Konka-Schichten	<i>Mastodon angustidens</i>

Tabelle 4:

Vergleich des Sarmats im Wiener Becken mit dem Sarmat in Rumänien und Bessarabien.

also mit der Volhynischen Stufe. Im ganzen sarmatischen Ablagerungsraum vom Wiener bis zum Euxinischen Becken ist die tonig-mergelige Fazies vorherrschend vertreten neben Sanden; Kalke sind nur lokal von Bedeutung. Die Unterschiede in den Sedimenten sind keine großen. Überall ist die bekannte brackische Molluskenfauna mit *Ervilia podolica* als leitender Form. Die Rissoen werden auch im Osten von N. ANDRUSOV (1902) aus den Ervilienschichten genannt.

In der bessarabischen Stufe erfolgt im Osten ein beträchtlicher Fazieswechsel. Die Sedimente sind nun vorwiegend Kalke und Mergel. Die Fauna ist im ganzen ärmer geworden. Die äußeren Verhältnisse in den Ablagerungsräumen des Osten haben sich ganz entschieden verändert. In Bessarabien bilden sich oolithische Kalke mit der stockbildenden Foraminifere *Nubecularia novorossica*. Die Limnocardien, Mactren, Trochiden und *Modiola* haben neue Arten und Varietäten entwickelt, während ein großer Teil der volhynischen Fauna aber in beiden Stufen vorkommt. Besonders ist die Entwicklung der Mactren zu beachten, welche vielfach beherrschend werden und teilweise in ungeheurer Individuenzahl die Schichten erfüllen. Die Ursache für die Entwicklung dieser neuartigen Gesteinsfazies und Fauna sind noch nicht bekannt. N. ANDRUSOV (1902) deutet die Möglichkeit an, daß die Mactra-Schichten im höheren Sarmat vielleicht mehr in lagunenartigen Becken mit höherem Salzgehalt abgelagert worden sind. In Verbindung mit den Mactra-Schichten fanden sich des öfteren Gipsbildungen. Es ist verständlich, daß bei dem starken Wechsel der Umweltbedingungen sich auch die Fauna ändern mußte. Nicht alle Arten konnten sich den neuen Verhältnissen anpassen, wie die Mactren; dafür haben sich neue endemische Formen entwickelt. Die bessarabische Stufe ist nach KREJCI-GRAF (1932) in Rumänien stark regressiv. Der dazische und euxinische Ablagerungsraum dürfte sich mehr in Teilbecken gegliedert haben, wodurch auch dort die Faziesunterschiede zu erklären wären.

Mit dem intrakarpathischen Becken hat im höheren Sarmat vermutlich keine direkte Verbindung mehr bestanden. In diesen westlichen Räumen haben sich die äußeren Verhältnisse nicht so radikal geändert wie im Osten. Nach wie vor bilden sich im Innern der Becken mehr tonige und sandige Sedimente und an den Rändern mehr sandige und kalkige. Daher hat sich auch die Fauna weniger verändert. Immerhin sind viele Anzeichen in der Gesteinsfazies und Fauna vorhanden, die auf eine gleichsinnige Entwicklung mit dem Osten hinweisen. Der Unterschied ist der, daß die Entwicklung im Osten viel weiter gegangen ist. Auch im Westen gewinnen die kalkigen Sedimente an Bedeutung. Ich erwähne die Mactra-Kalke, Oolith-Kalke, Spirorbis- und Nubecularien-Kalke. Die Ervilien spielen im höheren Sarmat keine Rolle mehr; die Bivalven wie *Irus* und *Mactra* haben besondere Varietäten entwickelt. Die Mactren werden beherrschend. Nubecularien sind sowohl in Ungarn (SCHRETER 1941) als auch in den jungsarmatischen Ablagerungen von Wiesen (A. PAPP 1939) und aus oolithischen Kalken an der Hainburger Donaupforte (Wolfstal, Thebener Kogel) bekannt. Diese kolonienbildenden Foraminiferen sind anscheinend selbst wieder an eine ganz bestimmte Seichtwasserfazies gebunden und daher nur an wenigen Stellen zu erwarten. Im Wiener Becken kommen sie in bivalvenführenden Küstenkalken vor. Sofern die Nube-

cularien als Leitfossilien gewertet werden, ist deren Beschränkung auf eine bestimmte Fazies zu beachten.

Diesen gemeinsamen Merkmalen gegenüber möchte ich den Unterschieden in der Fauna, die hauptsächlich darin bestehen, daß im Bessarabien eine Reihe Trochiden-, Phasianellen-, Limnocardien- und Mactren-Arten vorkommen (A. PAPP 1939), die im Pannonischen Raum nicht bekannt sind, nicht zu große Bedeutung beimessen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß bei einer genauen Analyse und bei weiteren Funden noch diese oder jene Form bekannt wird, die man bislang nur im Osten kennt. Wenn dies auch nicht der Fall sein sollte, dann sind die verschiedenen faziellen Verhältnisse meiner Ansicht nach ausreichend, um die Unterschiede der Faunenentwicklung zu erklären.

Das Ergebnis des Vergleichs wäre also eine **Gleichsetzung des höheren Sarmats im Wiener Becken (der Mactra-Schichten) mit der bessarabischen Stufe (Mactra- und Nubecularien-Schichten) im Osten**. Ich nehme also im Gegensatz zu früheren Autoren an, daß auch die bessarabische Stufe in ihrer Gesamtheit im höheren Sarmat des Wiener und angrenzender Becken enthalten ist und halte die zuerst von N. ANDRUSOV (1910) gebrachte Erklärungsmöglichkeit, daß aus faziellen Gründen die Untersarmatfauna im Wiener Becken zum Teil länger gelebt hat, für richtig. Die im Untersarmat ziemlich gleiche fazielle Ausbildung ist mit gewissen Abwandlungen nur im innerkarpathischen Raum weiter gegangen, während sich im Osten eine starke Änderung vollzogen hat. Die mehr gleichmäßigen Sedimentationsverhältnisse im Westen kommen auch in den Mächtigkeitswerten der Sedimente zum Ausdruck. Hierüber liegen mir leider nur die von KREJCI-GRAF (1932) von der Muntenia veröffentlichten Zahlen vor. In der Muntenia erreicht das Sarmat maximal 500 bis 700 m, im Wiener Becken 1200 m und nach SCHRETER (1941) im Siebenbürgischen Becken sogar 1000—1500 m. Die Verhältniszahlen Ervillien-Schichten: Mactra-Schichten sind in beiden erstgenannten Gebieten gleich. In den größeren innerkarpathischen Becken werden also die größten Mächtigkeiten erreicht.

Die Selbständigkeit des südrussischen „Obersarmats“, der chersonischen Stufe wird in den Ausführungen von L. STRAUZ (1943) bestritten. Dieser nimmt an, daß das Cherson nur eine fazielle Vertretung des Mäot ist. Auch KREJCI-GRAF (1932) hat in der Muntenia kein Cherson ausgeschieden. Der Auffassung von L. STRAUZ habe ich mich in Tabelle 4 angeschlossen. Demnach gelangt das Cherson bereits in das Pliozän. Die Miozän-Pliozängrenze ist im Wiener Becken, wie aus den Ausführungen von R. JANOSCHEK (1943) zu ersehen, an der Grenze Sarmat-Pannon (d. h. an der Grenze Mactra-Impressa-Schichten) zu legen. Damit ist nun auch die Übereinstimmung mit der Gliederung mittels der Säugetierfauna hergestellt. Zugleich aber würde sich das Obermiozän in Südrußland auf das Volhynien und das Bessarabien beschränken.

Für die brackische Ausbildung des Obermiozäns vom Wiener Becken bis zum euxinischen Gebiet ist der Name „Sarmat“ eingeführt. Nachdem das Cherson an die Pliozänbasis gestellt werden kann, sind im Osten wie im Westen nur zwei Stufen zu unterscheiden, wofür ich die Bezeichnungen **Untersarmat (Ervillien-Schichten = Volhynische Stufe) und Ober-**

sarmat (Mactra-Schichten oder Nubecularien-Schichten = Bessarabische Stufe) vorschlagen würde. Die frühere Einteilung in Ober-, Mittel- und Untersarmat wäre damit zu verlassen. Die Bezeichnung „Cerithienschichten“, wie des öfteren das Sarmat in den innerkarpathischen Becken genannt wurde, ist wie oben ausgeführt, nur für eine bestimmte Fazies zutreffend und daher nur als Faziesbezeichnung zu verwenden.

Verzeichnis der zitierten Literatur

- ANDRUSOV, D.: Karpathen-Miozän und Wiener Becken. — *Petroleum* 27; Wien 1938.
- ANDRUSOV, N.: Die südrussischen Neogenablagerungen. 2. Teil. — *Verh. Russ. Miner. Ges. St. Petersburg*; Petersburg 1899.
- Die südrussischen Neogenablagerungen. 3. Teil. — *Verh. Russ. Miner. Ges. St. Petersburg*; Petersburg 1902.
- Studien über Brackwassercardiiden. *Didacna. Mém. Acad. Sci. St. Pétersbourg*, VIII sér. Cl. Phys.-mat. 25, Nr. 8; St. Pétersbourg 1910.
- BUCK, E.: Über den Stand und die Aussichten der angewandten Mikropaläontologie im Tertiär Südrumäniens. — *Mitt. Zweigst. Wien Reichsamt Bodenf.* 6, S. — ...; Wien 1943.
- FRIEDL, K.: Der Steirg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — *Mitt. geol. Ges. in Wien* 29; Wien 1937.
- FUCHS, TH.: Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten? — *Neues Jahrb. f. Min., II. Beil.-Bd.*; 1883.
- Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. — *Jb. geol. Reichsanst.* 25; Wien 1875.
- GILLET, S.: Essai de synchronisme du miocène supérieur et du pliocène dans l'Europe Centrale et Orientale. *Bull. Soc. Géologique de France*, 5. sér. III; Paris 1933.
- GRILL, R.: Stratigraph. Untersuchg. mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken usw. „Öl und Kohle“ 37, 595; Berlin 1941.
- Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. — *Mitt. Zweigst. Wien, Reichsamt Bodenf.* 6; Wien 1943.
- HILBER, V.: Sarmatisch-miozäne Conchylien Oststeiermarks. — *Mitt. naturw. Ver. Steiermark*; Graz 1892.
- HOCHSTETTER, H. E.: Die Fauna des Walbersdorfer Tegels. — *Akad. Anzeiger* 14, *Akad. d. Wissenschaft Wien*; Wien 1934.
- HÖRNES, R.: Die Fauna des Schliers von Olttang. — *Jb. geol. Reichsanst.* 25; Wien 1875.
- JANOSCHEK, R.: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeol. Untersuchg. im inneralpinen Wiener Becken. — *Öl und Kohle* 38, 125; 1942.
- Das inneralpine Wiener Becken, in SCHAFFER: *Geologie der Ostmark*. — F. Deuticke, Wien 1942.
- Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens. — *Mitt. Zweigst. Wien Reichsamt Bodenf.* 6, S. — ...; Wien 1943.
- JEKELIUS, E.: Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. — *An. inst. Geol. al. României* 17; Bukarest 1935.
- KAUTSKY, F.: Die boreale und mediterrane Provinz des europäischen Miozäns und ihre Beziehungen zu den gleichaltrigen Ablagerungen Amerikas. — *Mitt. geol. Ges. Wien* 18; Wien 1925.
- Die biostratigraphische Bedeutung der Pectiniden des niederösterreichischen Miozäns. — *Annal. Naturhist. Mus.* 42; Wien 1928.
- Die Bivalven des niederösterreichischen Miozäns (Taxodonta u. Veneridae). — *Verh. geol. Bundesanst. Wien*; Wien 1932.
- Die Veneriden und Petricoliden des niederösterreichischen Miozäns. *Bohrtechn. Ztg.*; Wien 1936.
- KREJCI-GRAF, K. & WENZ, W.: Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns der Muntenia (Rumänien). — *Z. deutsch. geol. Ges.* 83, 1931; Berlin 1932.
- LASKAREV, V.: Die Fauna der Buglowka-Schichten in Volhynien. — *Mém. Com. géol., nouvelle série*, 5; Petersburg 1903.
- Sur les couches bougluviennes le long du bord extérieur des Carpathes. — *Annal. géol. Péninsule Balkanique*, 12; Belgrad 1934.

- PAPP, A.: Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. — Jb. Zweigtst. Wien Reichsst. Bodenf. **89** (315); Wien 1939 a.
- Über Nubecularien aus dem Sarmat von Wiesen und die stratigraphische Stellung der Fundschichten. — Anz. Akad. Wiss. 12; Wien 1939 b.
- SCHIAFFER, F. X.: Sind Ablagerungen größerer Wassertiefe in der Gliederung der tertiären Schichtreihe zu verwenden? — Mitt. geol. Ges. Wien; Wien 1908.
- Die Miozänbildungen von Eggenburg. — Abh. Geol. Reichsanst. 22; Wien 1910.
- Geologische Geschichte und Bau der Umgebung von Wien. — Verl. F. Deuticke; Wien 1927.
- SCHMIDT, H.: Die bionomische Einteilung der fossilen Meeresböden. — Fortschr. Geol. u. Pal. **12**, H. 38; Berlin 1935.
- SCHRETER, Z.: Die sarmatischen Bildungen und Faunen der innerkarpathischen Becken. — Math. Naturw. Anz. Ungar. Akad. Wiss. **60**; Budapest 1941.
- SIEBER, R.: Die Cancellariidae des niederösterreichischen Miozäns. — Arch. Molluskenk. **69**; Frankfurt a. M. 1936.
- Die miozänen Potamidae, Cerithiidae ... Niederösterreichs. — Festschrift f. Prof. E. STRAND, **2**; Riga 1937 a.
- Die Fasciolaridae des niederösterreichischen Miozäns. — Arch. Molluskenk. **69**; Frankfurt a. M. 1937 b.
- Neue Beiträge zur Stratigraphie und Faunengeschichte des österreichischen Jungtertiärs. — Petroleum **33**; Wien 1937 c.
- SOMMERMEIER, L.: Die stratigraphischen und tektonischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. — Petroleum **34**, H. 5; Wien 1938.
- STRAUSZ, L.: Geologische Fazieskunde. — Jb. Ung. geol. Anstalt **28**; Budapest 1928.
- Versuch einer Parallelisierung des Pannons. — Mitt. Zweigtst. Wien Reichsamt Bodenf. **6**, S. —, ...; Wien 1943.
- SPALEK, V.: Die stratigraphische Stellung der Cerithien- und Congerenschichten des Wiener Beckens. — Šhorník klubu přírod; Brünn 1937.
- THIELE, J.: Handbuch der systematischen Weichtierkunde; Jena 1931.
- WENZ, W.: Fossilium Catalogus, P. 43, Gastropoda extramarina tertiaria X, 1929; Berlin 1929.
- Gastropoda. Teil 2, Prosobranchia; in Handbuch der Palaeozoologie von O. H. SCHINDEWOLF; Berlin 1938.
- WINKLER, A.: Untersuchungen zur Geologie und Palaeontologie des steirischen Tertiärs. — Jb. geol. Reichsanst. **63**; Wien 1913.
- Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. — Jb. geol. Bundesanst. **77**; Wien 1927.
-

Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens.

Von RUDOLF GRILL, Wien

(Mit 8 Tafeln)

Einleitung

Das Miozän des Wiener Beckens ist hinsichtlich seines Foraminifereninhaltes ebenso berühmt wie bezüglich seiner reichen Molluskenfaunen. A. d'ORBIGNY beschreibt 1846 die umfangreichen Aufsammlungen J. Hauer's, wobei der Tegel von Baden und die Strandmergel von Nußdorf das Hauptmaterial lieferten. J. CZJZEK (1848) und A. E. REUSS (1849) folgten mit weiteren Arbeiten und der letztgenannte führt 1849 in einer monographischen Darstellung auch zahlreiche Ostracodenarten aus dem Wiener Becken auf, die in Nußdorf wieder in besonderer Ausgiebigkeit angetroffen wurden. F. KARRER charakterisiert 1861 und 1864 die Foraminiferenvergesellschaftungen der verschiedenen Faziesbezirke der marinen Ablagerungen. 1863 werden in gleicher Hinsicht die brackischen, später Sarmat genannten Schichtglieder des Beckens beleuchtet und 1867 der Schlier und die Grunder Schichten. Aus der Reihe weiterer Untersuchungen sei die von Th. FUCHS und F. KARRER (1871) durchgeführte Studie über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalk herausgehoben sowie das groß angelegte Werk F. KARRER's (1877) über die Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquellen-Wasserleitung, in dem sich zahlreiche Beobachtungen auch in mikropaläontologischer Hinsicht finden.

Es ist selbstverständlich, daß sich diese Arbeiten in erster Linie in den randlichen Ablagerungen des Wiener Beckens bewegten, da ja im Innern die Aufschlußverhältnisse wenig günstig sind und die älteren Bildungen von den jüngeren zumeist verhüllt werden. Tiefbohrungen im zentralen Teil der Senke standen nicht zur Verfügung. Von den Bohrungen in Wien bzw. dessen weiterer Umgebung sei diejenige von Liesing herausgegriffen, die aber schon zu einem wesentlich späteren Zeitpunkt abgeteuft und von F. TOULA (1914) bearbeitet wurde. Neben Sarmat werden oberer und unterer Badener Tegel unterschieden, von denen dieser mit dem Walbersdorfer und Theben-Neudorfer Tegel verglichen wird, dem im gleichen Jahr eine Spezialarbeit gewidmet ist.

Das Beckeninnere wurde erst durch die Erdöltiefbohrungen der neuesten Zeit erschlossen, womit sich auch in beträchtlichem Ausmaße die Kenntnis der Mikrofossilführung der verschiedenen Schichtglieder weitete. Erst auf dieser Arbeitsgrundlage wurden feinstratigraphische Unter-

suchungen von regionalem Wert ermöglicht. Die Bohrprofile lassen ja auch eine viel gesichertere Horizontierung zu, als dies etwa bei Aneinanderreihung von gelegentlichen Aufschlüssen der Fall ist. Es zeigte sich, daß die verschiedenen Stufen der Beckenfüllung auf mikropaläontologischer Basis noch weiter zu gliedern sind und daß die Mikrofossilien in weitgehendem Maße geeignet sind, ein Spiegelbild der abgelaufenen Geschehnisse zu liefern, während die Megafossilien bei Bohrungen ja nicht immer in der gewünschten Zahl und Erhaltung zur Verfügung stehen (R. GRILL 1941).

Der wertvollste Teil des bisher untersuchten Materials, das sich auf Tausende von Proben beläuft, bezieht sich natürlich auf die Kernproben aus den Tiefbohrungen, während die Spülproben nur seltener ausgewertet werden. Sehr gut brauchbare Proben liefern auch die im Wiener Becken weitgehend eingesetzten Counterflush-Geräte. Einige gute Profile erbrachte die Bearbeitung von Craeliuskernen. Seichtere Handbohrungen waren für die Klärung feinstratigraphischer Fragen weniger von Bedeutung.

Stets wurden alle anfallenden Mikroelemente erfaßt, also Foraminiferen, die im Miozän des Wiener Beckens ja meist das Hauptmaterial liefern, Ostracoden, Spongien, Otolithen, Diatomeen und neben weiteren Elementen aber vor allem auch die Kleinmollusken, die zonenweise mit einem äußerst charakteristischen Bestand auftreten. Dazu finden sich unter dem Binocular ja auch häufig brauchbare Bruchstücke größerer Mollusken, vor allem Schloßpartien, die als zusätzlicher Arbeitsgewinn immer willkommen sind.

Zweck der beigegebenen Tafeln ist es, eine bessere Vorstellung von einzelnen typischen Faunenentwicklungen zu vermitteln als dies eine Beschreibung allein vermag. Die Präparate geben den Inhalt oder eine kennzeichnende Auswahl von 2—3 m des Gebirges wieder, enthalten daher bei weitem nicht alle Formen, die im zugehörigen, meist viel mächtigeren Zonenbereich auftreten können. Die einheitlich ca. 20fach gewählte Vergrößerung gestattet einen unmittelbaren Vergleich des Größenwachstums in den verschiedenen Abteilungen, wie dies von C. A. WICHER (Abh. d. Preuß. Geol. Landesanst. N. F., H. 193) und K. STAESCHE und H. HILTERMANN (ebenda H. 101) erfolgreich in Anwendung gebracht wurde.

Helvet

Die tiefsten Serien des Wiener Beckens sind bislang nur in beschränkter Ausdehnung durch Bohrungen erschlossen worden, wie insbesondere im Gebiet des Zistersdorfer Steinberges und dessen Umgebung, wo das Miozän mit Schliermergeln und einer Basis von Flyschschutt beginnt. Die Schlämmrückstände der wohlgeschichteten bis schiefrigen Schliermergel mit reichlich sandigen Schichtbelägen führen eine Fauna, die sich neben Foraminiferen vor allem aus Spongiennadeln nebst Seeigelschalen sowie Fischresten zusammensetzt und die sich in typischer Entwicklung sehr wesentlich von charakteristischen Mikrofaunen des Torton abhebt und die Einstufung des Steinberg-Schliers in das Helvet, die nach dem Gesteinscharakter, Lagerungsverhältnissen und der von E. VEIT (1943) bestimmten Makrofauna wahrscheinlich gemacht wird, durchaus unterstützt. Verschiedene Arten von *Cibicides*, *Nonion*,

Elphidium, *Robulus*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Globigerina* etc. treten in der Foraminiferengesellschaft heraus und zeichnen sich meist wie auch die übrigen Arten durch Kleinwüchsigkeit aus. Die an sich nicht artenarme Fauna stand offensichtlich unter nicht sehr günstigen Lebensbedingungen. Diese Beobachtung wurde ja auch wiederholt anderwärts im Schlier gemacht. Manche Schichtkomplexe führen fast ausschließlich Schwammnadeln. Seeigel- sowie Fischreste sind eine charakteristische Beigabe der Schlierablagerungen (Tafel 1).

Die Mikrofauna des Schliers ist auch im mergeligen Zwischenmittel bzw. in Mergelzwischenlagen des basalen Flyschschutts entwickelt, wie auch die Durcharbeitung der Bohrung Holič 3 zeigte, womit neben anderen Beweisen ebenfalls die marine Natur des Schlierbasisschuttes bzw. dessen Zugehörigkeit zum Schlierkomplex dargetan ist.

Die Untergliederung des bisher in einer Mächtigkeit bis ca. 550 m bekannten Schliers des Steinberggebietes steckt noch in den Anfängen, doch zeigten sich bereits verschiedene Möglichkeiten, insbesondere in der Verteilung von fossilreichen und fossilarmen Horizonten an. Die Erstellung von Normalprofilen wird trotz der nicht geringen Anzahl von Bohrungen durch den Umstand erschwert, daß aus dem Schlier im allgemeinen nur wenige Kerne gezogen werden.

Daß sich in den Schlierablagerungen Mikrofaunen von im einzelnen recht verschiedenartiger Zusammensetzung finden, haben Untersuchungen der letzten Zeit in Mähren sowie im Vorland von Nieder- und Oberdonau wiederum gezeigt.

Die oberflächlich in schmalen Streifen aufgeschlossene, den Außenrand der Steinitzer Deckenserie begleitende Schlierserie wurde in der weiteren Umgebung von Nußlau, Lautschitz und Mönitz in Fortsetzung früherer Arbeiten durch zahlreiche von Geologen der Deutschen Erdöl A.-G. überwachte Counterflushbohrungen abgeschürft, wobei sich als zweckmäßig herausstellte, die in den Profilen verfolgten petrographischen Leithorizonte auch faunistisch zu erhärten. Die höheren Serien des erwähnten Gebietes beginnen mit im tieferen Teil schotterführenden, meist ungeschichteten bunten Tonen und Tonmergeln mit Süßwassermollusken, wie ähnliche Schichten schon seit langem aus der Brünner Bucht bekannt sind (A. RZEHAK 1917, 1922). Es folgt eine Sand-Kiesfolge mit Tonmergelzwischenlagen, aus der A. ŠOB (1939) *Oncophora socialis* Rz. anführt. Das Hangende dieser wenig mächtigen *Oncophoraschichten* bildet ein Ton, der seinerseits von einem einige 100 Meter mächtigen Schliermergelpaket überlagert wird. Als Leithorizont wurde die Grenze Mergel-Ton verfolgt. Diese Grenze ließ sich auch faunistisch gut stützen. Der Ton ist recht arm an Mikrofossilien, ebenso wie die unterlagernden *Oncophoraschichten* und die Liegendtonserie, wie nicht anders zu erwarten, während der Schliermergel einen durchaus lebhaften Bestand aufweist. In den untersuchten Profilen der Umgebung von Mönitz—Lautschitz sind obere ärmere und untere reichere Vergesellschaftungen zu unterscheiden. Diese zeichnen sich durch Fischolithen, verkieste Diatomeen, *Uvigerina pygmaea*, *Uvigerina* aff. *asperula*, *Cancris brongniarti*, *Chilostomella ovoidea* etc. aus. Für die andere Faunengemeinschaft sind kleinwüchsige *Cibicides*-Arten wie kleine Vertreter von

Elphidium crispum, *Elphidium fichtelianum*, *Uvigerina* aus der Verwandtschaft der *bifurcata* d'ORB. nebst Schwammnadeln, ähnlich wie am Steinberg, charakteristisch, wie weiterhin solche Faunen auch in den Oberflächenaufschlüssen der Umgebung von Nußlau, Unter Tannowitz, Bergen bei Nikolsburg (s. auch A. RZEHAČ 1902), im Klippenraum an den Flanken des Raisten Berges bei Feldsberg und im Schlier von Schratzenberg anzutreffen sind. Selbstverständlich sind in den beiden oben genannten Vergesellschaftungen noch eine große Reihe weiterer Arten enthalten, so vor allem ist in den meisten Proben das planktonische Element mit den Globigerinen hervorragend vertreten. Nußlau ist ja auch als Fundstelle von Pteropoden bekannt geworden (A. RZEHAČ 1922, E. KITTL 1886).

V. PETTERS (1936) gelang es, auch auf mikropaläontologischer Basis den Schlier von Oberdonau zu gliedern. Miozäner Robulus- und Haller Schlier überlagern den Oligozänschlier. Einige wenige Foraminiferenarten, wie vor allem *Robulus inornatus*, treten im Robulus-Schlier dominierend heraus, während man eine reichere Vergesellschaftung erst in tieferen Etagen, besonders im Oligozänschlier trifft. Die bei R. J. SCHUBERT (1903) aus Schichten unterhalb 384 m der Welser ärarischen Tiefbohrung angegebenen Formen vermitteln eine Vorstellung über die Zusammensetzung der oligozänen Mikrofauna. Das Heraustreten einiger weniger Foraminiferenarten im Robulus-Schlier erinnert an Verhältnisse, wie sie im Wiener Becken im Sarmat eintraten, das ja auch nur eine Auswahl einer älteren und reicheren Lebensgemeinschaft führt.

Die oben beschriebenen Schliermergel des Steinberggebietes haben mit einer anderen, älteren Ablagerung im Raume des Wiener Beckens, der über 600 m mächtigen Liegendserie von Aderklaa petrographisch wenig Ähnlichkeit. Die harten, feinglimmerigen Tonmergel mit zahlreichen Linsen und Schlieren von Kalksandstein der erwähnten Lokalität erinnern aber an Schliertypen, wie sie neuere Bohrungen im Alpenvorland Niederdonaus angetroffen haben. Die Liegendserie von Aderklaa ist recht fossilarm; nur dünnchalige und glatte Ostracoden treten gelegentlich etwas häufiger auf. Sie unterscheidet sich dadurch wesentlich von höheren, als Torton gesicherten Profilanteilen, mit denen sie nichts Gemeinsames hat. Einer Einreihung in eine ältere Miozänstufe, die durch die Gesteinsausbildung und die Lagerungsverhältnisse wieder sehr wahrscheinlich gemacht wird (R. JANOSCHÉK 1942) — Makrofossilien wurden leider nur in ganz unzulänglichem Ausmaße gefunden — steht von mikropaläontologischer Seite nichts entgegen.

Grunder- oder *Oncophoraschichten* wurden bis jetzt in den inneren Teilen des Wiener Beckens noch nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Untersuchungen von Tonmergeln der Grunder Schichten aus Aufschlüssen des Klippenraums westlich des Schratzenberger Verwurfes, des Korneuburger Beckens und des Außer-alpinen Beckens zeigten zum Teil schöne marine Faunen, die allerdings kaum die Üppigkeit reicher Tortonproben aufweisen, zum Teil haben aber die Proben eine recht monotone Zusammensetzung, indem z. B. *Rotalia beccarii* und *Elphidium*-Arten den Hauptbestand liefern. Diese Faunen erinnern weitgehend an solche insbesondere aus den oberen Tortonpartien. Offensichtlich haben Verflachung des Meeresbeckens und Brackwassereinfluß in beiden Fällen die Entwicklung einer ähnlichen Lebensgemeinschaft bedingt.

Torton

Petrographisch geht am Steinberg der Schlier allmählich in das hängende Torton über. Die mikroskopische Untersuchung zeigt in den tieferen Partien der faziell als Torton angesprochenen Profilanteile noch eine kleinwüchsige Fauna von *Robulus*, *Elphidium*, *Globigerina*, *Uvigerina*, *Bulimina*, *Cibicides*, Schwammnadeln etc. und erst höher tritt eine neue Vergesellschaftung auf. Sie zeichnet sich durch eine bedeutende Anzahl sehr schön entwickelter, zum Teil großwüchsiger Foraminiferenarten aus. Mit den Gattungen *Robulus*, *Dentalina*, *Nodosaria*, *Vaginulina*, *Frondicularia* etc. sind charakteristische Formen des Badener Tegels bzw. der bathymetrisch tieferen Zone des marinen Tegels der älteren Literatur hervorragend vertreten. Große Planulinen sind nicht weniger auffällig als die vorgenannten Typen. Sandschaler treten ziemlich stark zurück. (Tafel 2.) Über die Tonmergel und Sande lagert sich das Leithakalkpaket mit der für diese Fazies charakteristischen, seit langem bekannten Seichtwasserforaminiferenfauna: *Amphistegina hauerina*, *Elphidium crispum*, *Asterigerina planorbis*, *Heterostegina costata*, *Rotalia beccarii* sind einige der häufig vorkommenden Arten.

Wie am Steinberg stellen sich auch im Klippenraum und im Außer-alpinen Becken Südmährens in den Tonmergeln, welche die Helvetserie überlagern, üppige Mikrofaunen ein, die den reichen Tonmergelfaunen am Steinberg vielfach gleichen oder zumindest weitgehend ähneln, da im einzelnen natürlich immer wieder fazielle Abwandlungen zu verzeichnen sind. Reicherer Gehalt an Elphidien, Amphisteginen und *Rotalia beccarii* deutet wohl auf etwas seichteres Wasser. Am Wejhon Berg, Prätze Berg etc. ist wieder die das Torton abschließende Leithakalkdecke entwickelt. (Die Mikrofauna des Wejhonbergtortons siehe bei V. J. PROCHAZKA 1893.)

Auf der Scholle von Oberlaa-Achau S Wien westlich des Leopoldsdorfer Verwurfes sind artenreiche Foraminiferenhorizonte vor allem in den tieferen Teilen der ca. 150—300 m mächtigen tortonen Tonmergelserie entwickelt. Unter einer großen Anzahl verschiedenster Formen sind in den unteren Partien auch wieder Robulinen, Marginulinen, Dentalinen, Nodosarien, Vaginulinen nebst Planulinen entwickelt. V. PETERS benannte eine tiefere Vergesellschaftung dieser Lageniden-Zone als Lanzendorfer Fauna, die sich auch noch in den höheren Partien des basalen Rothneusiedler Konglomerats findet, und stellt in höheren Teilen das Auftreten von *Robulus cultratus* und *Dentalinen* heraus. Die meisten Formen sind prachtvoll entwickelt. In den höheren Partien der tortonen Tonmergelserie treten Vertreter der Foraminiferenfamilie *Lagenidae* nur sehr selten auf. Auch eine Anzahl weiterer Formen verschwindet und es verbleibt im wesentlichen ein Restbestand der tieferen Zonen, der aber noch sehr arten- und individuenreich ist. Neben Kalkschalern sind auch zahlreiche agglutinierende Arten entwickelt. *Cyclammina*, *Textularia*, besonders *Spiroplectammina carinata*, *Listerella communis* treten häufig auf, von Kalkschalern ist *Nonion* mit einigen Arten vertreten (*N. soldanii*, *N. der Reihe commune-boueanum*), *Bulimina*, *Uvigerina*, *Bolivina* sind in einer Anzahl von Spezies vorhanden, *Epistomina elegans* ist häufig, *Pullenia sphaeroides* und *Sphaeroidina bulloides* sind fast immer anzutreffen ebenso wie die Globigerinen; *Cibicides dutemplei* gehört zu den

häufigsten Vertretern der Anomalinidae. Ausgesprochene Seichtwasserformen fehlen. Schließlich verschwindet aber gegen oben zu auch von dieser Fauna der größte Teil, übrig bleiben noch Bolivinen (*B. dilatata* REUSS), Uvigerinen, Buliminen u. a. und über noch ärmere Faunen mit *Rotalia beccarii* und *Cibicides lobatulus* leitet das Torton ins Sarmat über. Es ist ganz klar eine ruckweise Verarmung des Bestandes von unten nach oben zu bemerken. Nur einzelne Elemente, die sich den geänderten Lebensumständen anpassen konnten, sind schließlich im hohen Torton vorhanden, zum Teil allerdings in erstaunlicher Individuenzahl, so etwa *Bolivina dilatata*.

Entsprechend den Hochschollenbohrungen zeigen auch die Sonden auf der Struktur Johannesberg der Tiefscholle östlich des Leopoldsdorfer Verwurfes Lagenidenfaunen nur in den tieferen Teilen der Profile. In den höheren Partien treten Vertreter dieser Familie gegenüber der Masse der anderen Kalk- und Sandschaler an Augenfälligkeit weitaus in den Hintergrund. Gegen das Sarmat zu verarmen die Faunen wieder sehr stark.

Auch die Bohrungen bei Aderklaa der Tiefscholle nordöstlich Wien zeigen, wie diesbezüglich noch weitere Lokalitäten anzuführen wären, eine stärkere Entfaltung der Lageniden nur im unteren Teil des Tortonprofils. Ansonst sind wieder weitere zahlreiche kalkige und agglutinierte Arten, auch oberhalb, entwickelt, unter denen viele Typen für das Wiener Becken neu sind, wie in Anbetracht der Lage im Beckeninneren nicht weiter verwunderlich ist. Bemerkenswert ist das häufige Auftreten von *Cyclamina* und *Bigennerina*. *Bathysiphon taurinensis* erreicht insbesondere in der Lagenidenzone ganz beachtliche Größe. (Tafel 3 u. 4.)

Im obersten Torton verarmen die Faunen in ähnlicher Weise wie in Oberlaa wieder weitgehend.

Viel ausgesprochener als in Oberlaa ist in zahlreichen Bohrungen des nördlichen Wiener Beckens im hohen Torton eine sehr charakteristische Rotalienfauna entwickelt. *Rotalia beccarii*, im Gegensatz zu den Sarmatvorkommen meist großwüchsig, findet sich in bedeutender Zahl in den Schlämmrückständen. Dazu kommen Elphidien, verschiedene Milioliden, häufig auch sehr großwüchsig, an bezeichnenden Ostracoden *Cytheridea* aff. *mülleri*, zahlreiche Seeigelreste, Fischotolithen nebst charakteristischen Mollusken (s. E. VEIT 1943), von denen *Neritina picta* oft gehäuft auftritt (Tafel 5). Der brackische Einschlag in dieser Fauna ist offensichtlich. Hand in Hand dürfte eine Verflachung des Meeres gegangen sein, was schon aus der häufigeren Einschaltung von Sanden in diesem Bereich hervorgeht. Die Rotalienfauna des Torton vermittelt den Übergang ins Sarmat und ist in dieser Hinsicht von hohem Interesse. Wie weit die Unterkante dieser Ausbildung zeitlich schwankt ist noch nicht mit Sicherheit herausgearbeitet. Möglicherweise setzt die Rotalienfauna nicht überall gleichzeitig ein und vertritt gebietsweise in anderen Beckenteilen noch entwickelte reichere marine Vergesellschaftungen. Mit solchen faziellen Schwankungen muß in engräumigen Meeresbecken ja immer gerechnet werden.

An künftigen Bohrungen im Raume der Mistelbacher Bucht wird die engere Verknüpfung des Torton am Steinberg mit dem der Tiefscholle gelegen sein. Es ist zu hoffen, daß aus ihnen die feinstratigraphische Stel-

lung der Tonmergel und Sände und des sie überlagernden Lithotamienkalkes im einzelnen dargelegt werden kann und Schichtreduzierungen bzw. Schichtenausfälle am Steinberg profilmäßig zu erfassen sind. Eine vergleichsweise Betrachtung läßt vorläufig jedenfalls, wie aus obigem hervorgeht, die reiche Tonmergelfauna des Steinbergs am ehesten mit tieferen Partien anderer Tortonprofile z. B. von Oberlaa und Aderklaa in Parallele setzen.

Sarmat

Wie schon lange bekannt, ist die sarmatische Foraminiferenfauna im wesentlichen als Restbestand der tortonischen zu bezeichnen. Ähnlich wie im obersten Torton sind es vor allem gewisse Seichtwassertypen, die den geänderten Umweltverhältnissen gerecht werden konnten. Die Gattungen *Nonion*, vor allem *Nonion granosum*, *Elphidium*, *Triloculina*, *Quinqueloculina* und *Articulina*, weiterhin *Rotalia beccarii*, untergeordnet *Cibicides*, in beschränktem Umfange aber gehäuft *Peneropliden* bilden den Hauptteil der Seichtwasserfaunen. Daneben finden sich nicht selten Formen, die zweifellos aus dem Torton umgelagert sind. Recht kleinwüchsige Bulimininen (*B. elegans*), Bolivinen (*B. punctata* und *B. dilatata*) mögen nicht eingeschwemmt sein, standen aber offensichtlich unter sehr ungünstigen Lebensbedingungen. Aber auch aus der Gesellschaft der übrigen Formen wurde weiter oben bereits auf den Größenunterschied von *Rotalia beccarii* im Torton und Sarmat hingewiesen.

Neben den Foraminiferen sind auch im Sarmat für mikropaläontologische Untersuchungen die Ostracoden, Otolithen, Diatomeen neben den Kleinmollusken durchaus bedeutungsvoll. Die Ostracodenfauna des tieferen Sarmats z. B. zeigt ein durchaus anderes Gepräge als die der höheren Teile.

Das Studium der immerhin schon zahlreichen Sarmatprofile verschiedenster Mächtigkeit im nördlichen Wiener Becken sowohl westlich wie östlich des Steinbergbruches und in den östlichen Randgebieten hat eine sehr charakteristische Folge von Mikrofaunen ergeben. In den Tonmergeln des tieferen Sarmats sind es vor allem Elphidienentwicklungen, die kennzeichnend und markant heraustreten. Großwüchsige Elphidien, besonders *Elphidium reginum* und *Elphidium* aff. *crispum* sind in den unteren Partien des Sarmats anzutreffen. Von Ostracoden ist (neben weiteren Formen) *Cytheridea* aff. *mülleri* häufig, die schon im Torton, insbesondere aus dem Bereich der *Rotalia beccarii* erwähnt wurde. *Cytheridea* aff. *mülleri* wurde in den höheren Sarmatpartien bisher nicht festgestellt, scheint also auf den tiefen Teil mit *Elphidium reginum* beschränkt zu sein. Zusammen mit den erwähnten Foraminiferen und Ostracoden sind im Schlämmrückstand immer zahlreiche Rissoiden (*Mohrensternia*-Arten) und Hydrobrien zu finden, die in dieser Entwicklung im höheren Sarmat ebenfalls nicht beobachtet wurden (Tafel 6).

Häufig sind gegen die Oberkante des Tortons zu im Liegenden der geschilderten Vergesellschaftung und diese zum Teil wohl auch vertretend ärmere Proben mit *Rotalia beccarii*, kleinen Elphidien, *Chara*-Oosporen zu beobachten, die offensichtlich mit den limnischen Einflüssen zusammenhängen, die sich in zahlreichen Bohrungen in den untersten Sarmatpartien bemerkbar machen.

In diesem Zusammenhang sind auch die in den nordöstlichen Randgebieten des Wiener Beckens besonders typischen bunten Tonmergel und Tone mit Sandeinschaltungen des unteren Sarmats anzuführen, die meist fossilreicher sind und zum Teil ziemliche Mächtigkeit erreichen. Allerdings ist darauf hinzuweisen, daß nach den neueren Untersuchungen bunte Schichten auch im Torton vorkommen. So konnte z. B. in Gbely buntes oberes Torton mit der charakteristischen Rotalienfauna festgelegt werden und weiteren, insbesondere mikropaläontologischen Arbeiten wird es vorbehalten bleiben, wie weit im bunten Untersarmat bisherigen Gebrauchs nicht etwa auch Torton steckt. In Holič ist übrigens im oberen Teil der bunten Fazies die Elphidien-Rissoiden Vergesellschaftung bereits entwickelt. Ob etwa im Zusammenhang mit der zeitlich stark schwankenden Grenze zwischen bunter Fazies und dem höheren Sarmat (L. SOMMERMEIER 1937, K. URBAN & T. BUDAY 1941) auch faziell bedingte Verschiebungen in der Foraminiferenfolge eintreten können, müssen künftige Untersuchungen darlegen.

Auf die Zone mit großwüchsigen Elphidien und Rissoiden folgt nach oben zu ein Schichtpaket, das die Formen *Elphidium hauerinum* — *E. antonium*, die wohl einer Art angehören, in großen Mengen enthält, wozu noch weitere Faunenbestandteile treten (Tafel 7).

Der von den bisher mitgeteilten Vergesellschaftungen eingenommene Anteil des Sarmats umfaßt in zahlreichen Bohrungen nicht ganz die untere Hälfte desselben. Für den verbleibenden etwas mächtigeren oberen Schichtenkomplex ist *Nonion granosum* charakteristisch, das hier lagenweise sehr häufig vorkommt und guten Wuchs zeigt, alles im Gegensatz zu den tieferen Sarmatteilen (Tafel 8). In der Zone mit *Nonion granosum* kommen aber überdies auch andere Foraminiferen häufig vor, wie verschiedene Milioliden, Elphidien, *Rotalia beccarii* u. a. Eine charakteristische Anhäufung von Peneropliden wurde in den obersten Sarmatpartien der Tiefschollenbohrungen von Zistersdorf beobachtet (K. FRIEDL 1936). Sie wurde nach N weiterhin bis zu den Alt-Lichtenwarther Bohrungen und den Sonden von Kostel und Watzenowitz in Südmähren verfolgt, scheint aber auch sonst im Wiener Becken im hohen Sarmat recht verbreitet zu sein.

Die gebrachte Sarmateinteilung mit Hilfe von Mikrofaunen wurde in dieser „vollständigen“ Entwicklung auf der Wolkersdorfer Hoch- und Tiefscholle und ihrer nördlichen Fortsetzung, in Lundenburg, Kostel, Holič, Gbely, Gajary u. a. beobachtet. Die untersuchten Sarmatprofile schwanken dabei in ihrer Mächtigkeit in diesen Gebieten zwischen 150 m auf der Wolkersdorfer-Hochscholle und ca. 750 m in Lundenburg. Relative Mächtigkeitsschwankungen der Zonen sind im einzelnen natürlich durchaus zu beobachten.

In Gebieten, in denen die Einzelheiten weniger klar heraustreten, ist immerhin die Tendenz der geschilderten Zoneneinteilung deutlich zu bemerken. So führen die Tiefschollenbohrungen des Steinbergreviers das *Nonion granosum* von oben gerechnet häufiger nur bis etwa zum 14. Sarmathorizont lokaler Schlumbergerhorizontierung. Diese obere Sarmatabteilung steht der etwas weniger mächtigen unteren gegenüber, in der die weiteren Zonen ganz gut angedeutet sind. Großwüchsige Elphidien und Rissoiden finden sich nach neuerer Durcharbei-

tung ziemlich nahe der Tortonoberkante, so daß nicht mehr an eine, in diesem Gebiet besonders mächtige sarmatische Rotalienzone gedacht zu werden braucht. *Rotalia beccarii* findet sich vielmehr auch in den Elphidienhorizonten.

Ahnlich wie in Zistersdorf ist die *Nonion granosum*-Zone in Eichhorn gelagert, wo auch wieder in den tieferen Sarmatpartien die Elphidien-Rissoidenfauna entwickelt ist.

Mit gewissen Abänderungen sind die Sarmathorizonte des nördlichen Wiener Beckens auch im südlichen wieder zu finden. Bemerkenswert für das tiefe Sarmat der Oberlaaer Scholle ist nach den Ergebnissen der Reichsbohrungen und der von V. PETERS bearbeiteten Eurogasco-Sonden das häufige Auftreten von *Cibicides lobatulus*, der sich auch in den Tiefschollenbohrungen von Johannesberg östlich des Leopoldsdorfer Verwurfes im entsprechenden Bereich vorfindet. *Rotalia beccarii* ist auf der Oberlaaer Scholle im tiefen Sarmat reichlich vorhanden und fehlt höher. Kennzeichnend für die höheren Sarmatpartien ist neben der Entwicklung von *Nonion granosum* das häufige Auftreten von *Articulina sarmatica* neben Triloculinen und Quinqueloculinen.

Eine verarmte Beckenfazies zeigt sich im Sarmat der Bohrungen von Enzersdorf wie auch in Aderklaa N der Donau. Übrigens sind auch schon in den Sonden östlich des Leopoldsdorfer Verwurfes am Johannesberg recht weitgehende Verarmungserscheinungen in den Sarmatfaunen festzustellen.

Bezüglich der Nubecularienvorkommen in gewissen Randablagerungen des Wiener Beckens verweise ich auf die Ausführungen E. VEIT'S (1943). In den von uns bearbeiteten Bohrungen wurden diese Foraminiferen noch nicht vermerkt und da die bekannten Nubecularienfundstätten nach der vorliegenden Sarmatmikrogliederung noch nicht geprüft wurden, muß vorläufig eine genauere Einstufung in dieses Schema auf später verschoben werden.

Aus der zitierten Arbeit ist auch zum Vergleich mit der Gliederung mit Hilfe von Mollusken zu ersehen, daß in den geprüften Standard-Profilen die *Mastra*-Schichten weniger als die *Nonion*-Zone umfassen: Der untere Teil derselben sowie das übrige Sarmat entspricht den Ervilien-Schichten. Die Rissoen wurden in beiden Gliederungen gleichermaßen ausgewertet.

Anhangsweise sei hier noch angeführt, daß aus den tiefsten Partien des Pannons mehrfach Foraminiferenfaunen obersarmatischen Gepräges nachgewiesen wurden, die kaum den Eindruck erwecken können, daß sie eventuell umgelagert wären. *Nonion granosum*, *Rotalia beccarii* und Elphidien sind zahlreich vertreten. FRIEDL (1936) setzte im Zistersdorfer Gebiet die Oberkante seiner *Melanopsis impressa*-Zone nach dem von oben gerechnet ersten regelmäßigen Auftreten von Foraminiferen fest. Sie werden für das erwähnte Gebiet als das hauptsächlichste sarmatische Element der für die *Melanopsis impressa*-Zone charakteristischen Mischfauna angegeben. Andererseits wird auch in neuesten Arbeiten wiederum (H. FAHRION 1941, 1943) auf die Bedeutung von Einschwemmungen im untersten Pannon hingewiesen und jedenfalls ein Teil der beobachteten Foraminiferen als sicher aus tieferen Schichten umgelagert angesprochen.

Zusammenfassung

Die in dieser Arbeit gebrachten mikropaläontologischen Angaben stammen vorwiegend aus der Durcharbeitung der zahlreichen im Zusammenhang mit der Erdölaufschlußtätigkeit im Wiener Becken abgeteuften Bohrungen. Auf spezielle Entwicklungen an den Beckenrändern wurde hier weniger eingegangen. Es zeigte sich, daß feinstratigraphische Gliederungen mit Hilfe von Mikrofaunen auch im Wiener Becken erfolgreich durchzuführen sind.

Kleinwüchsige Faunen mit *Elphidium*, *Cibicides* etc. nebst Schwammnadeln, Seeigelstacheln und Fischresten werden aus den mit großer Wahrscheinlichkeit helvetischen Schliermergelablagerungen des Steinberggebietes beschrieben. Ansätze für die Unterteilung der Schlierserie sind vorhanden.

Aus dem Außer-alpinen Becken Mährens werden zwei Formenvergesellschaftungen aus dem Schliermergelkomplex angeführt. Gute mikropaläontologische Zonen konnte V. PETERS im Schlier von Oberdonau herausarbeiten.

Die Liegendserie von Aderklaa im Wiener Becken ist recht fossilarm; nur Ostracoden sind gelegentlich etwas häufiger anzutreffen.

Die Grunder Schichten zeigen auch in der Mikrofauna weitgehende fazielle Abwandlungen.

Im Steinberggebiet zeigt sich kein scharfer Schnitt zwischen Helvet und Torton. In den tortonen Tonmergeln findet sich eine reiche und großwüchsige Mikrofauna, für die Lageniden besonders kennzeichnend sind. Die hangende Lithothamnienkalkdecke führt die charakteristische Seichtwasserfauna.

In den vollständigen Tortonprofilen von Oberlaa und Aderklaa zeichnen sich die tieferen Profiltile durch das Auftreten von Lageniden aus. Nach oben zu verarmen die Faunen ruckweise und führen ins Sarmat über.

Für die oberen Tortonpartien zahlreicher Bohrungen des Wiener Beckens sind artenarme Vergesellschaftungen mit *Rotalia beccarii* kennzeichnend.

Das Sarmat läßt sich mikropaläontologisch gut untergliedern. Auf eine charakteristische Vergesellschaftung von großwüchsigen Elphidien, besonders *Elphidium reginum* und *E. aff. crispum*, sowie von Rissoiden (*Mohrensternia*-Arten), die häufig noch von ärmeren Faunen unterlagert wird, folgt eine Zone mit *Elphidium hauerinum*, die von der *Nonion*-Zone überlagert wird.

Die verschiedenen Mikrofaunen sind ein kennzeichnender Niederschlag des Entwicklungsganges des Wiener Beckens. Sieht man über die lokalen Faziesdifferenzierungen, die ja bei dem so vielfach gegliederten Sedimentationsbereich selbstverständlich sind, hinweg und behält die Gesamttenz der Fossilfolge im Auge, so mag über den Rahmen des Untersuchungsgebietes hinaus auch die feinstratigraphische Unterteilung Ausdruck regionaler Vorgänge sein. Einzelne Parallelen zum südosteuropäischen Raum deuten sich in den auf breiter Grundlage in Durchführung stehenden Arbeiten BUCK's in Rumänien bereits an. Abweichende Ent-

wicklungen werden durch die Mikrofauna sehr scharf aufgezeigt. Wenn in's Detail gehende Vergleiche wohl auch auf später zu verschieben sind, bis vor allem auch aus dem weiten pannonischen Becken mehr Material vorliegt, so mögen die bisherigen Beobachtungen darlegen, welche Möglichkeiten sich in den einzelnen Becken ergeben.

Verzeichnis der zitierten Literatur

- CZJZEK, J.: Beitrag zur Kenntnis der fossilen Foraminiferen des Wauer Beckens. — HAIDINGER's naturw. Abh. **2**; Wien 1848.
- FAHRION, H.: Zur Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken. — Öl und Kohle **37**; Berlin 1941.
- Ein mikrofaunistischer Vergleich des südosteuropäischen Pannons. — Mitt. Zweigt. Wien Reichsanst. Bodenf. **6**; Wien 1943.
- FRIEDL, K.: Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — Mitt. geol. Ges. Wien **29**, 1936; Wien 1937.
- FUCHS TH. & KARRER, F.: Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. XV. Über das Verhältnis des marinen Tegels zum Leithakalke. — Jb. geol. Reichsanst. **21**; Wien 1871.
- GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. — Öl und Kohle **37**; Berlin 1941.
- JANOSCHEK, R.: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im Inneralpinen Wiener Becken. — Öl und Kohle **38**; Berlin 1942.
- KARRER, F.: Über das Auftreten der Foraminiferen in dem marinen Tegel des Wiener Beckens. — Sber. Ak. Wiss. Wien, **44**; Wien 1861 (1862).
- Über das Auftreten der Foraminiferen in den brackischen Schichten (Tegel und Sand) des Wiener Beckens. — Sber. Ak. Wiss. Wien, **48**; Wien 1863.
- Über das Auftreten der Foraminiferen in den Mergeln der marinen Uferbildungen (Leithakalk) des Wiener Beckens. — Sber. Ak. Wiss. Wien, **50**; Wien 1864 (1865).
- Zur Foraminiferenfauna in Österreich. — Sber. Ak. Wiss. Wien, **55**; Wien 1867.
- Geologie der Kaiser Franz Josef Hochquellen-Wasserleitung. — Abh. geol. Reichsanst. **9**; Wien 1877.
- KITTL, E.: Über die miozänen Pteropoden von Österreich-Ungarn. — Ann. naturh. Hofmus. **1**; Wien 1886.
- d'ORBIGNY, A.: Die fossilen Foraminiferen des tertiären Beckens von Wien. Paris 1846.
- PETERS, V.: Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs. — Petroleum **33**; Wien 1936.
- PROCHAZKA, V. J.: Das Miozän von Seelowitz in Mähren und dessen Fauna. — Abh. tschech. Kais. Franz Jos. Ak. Kl. **2**, **2**, Nr. 24, Prag 1893.
- REUSS, A. E.: Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens. — Denkschr. Ak. Wiss. math. naturw. Kl. **1**; Wien 1849.
- Die fossilen Entomostraceen des österreichischen Tertiärbeckens. — HAIDINGER's naturw. Abh. III. 1849 (1850).
- RZEHA, A.: Die Tertiärformation in der Umgebung von Nikolsburg in Mähren. — Z. mähr. Landesmus.; Brünn 1902.
- Das Miozän von Brünn. — Verh. naturf. Ver. Brünn, **56**; 1917.
- Das mährische Tertiär. — Knih. stát. geol. úst. českosl. Rep. **3**; Prag 1922.
- SCHUBERT, R. J.: Die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der bei der ärarischen Tiefbohrung zu Wels durchteuften Schichten. — Jb. geol. Reichsanst. **53**, 1903; Wien 1904.

44 RUDOLF GRILL: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten usw.

SOMMERMEIER, L.: Die stratigraphischen und tektonischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. — Festschr. Leobener Bergmannstag; Berg- und hüttenm. Jahrb. d. Mont. Hochschule Leoben, 1937.

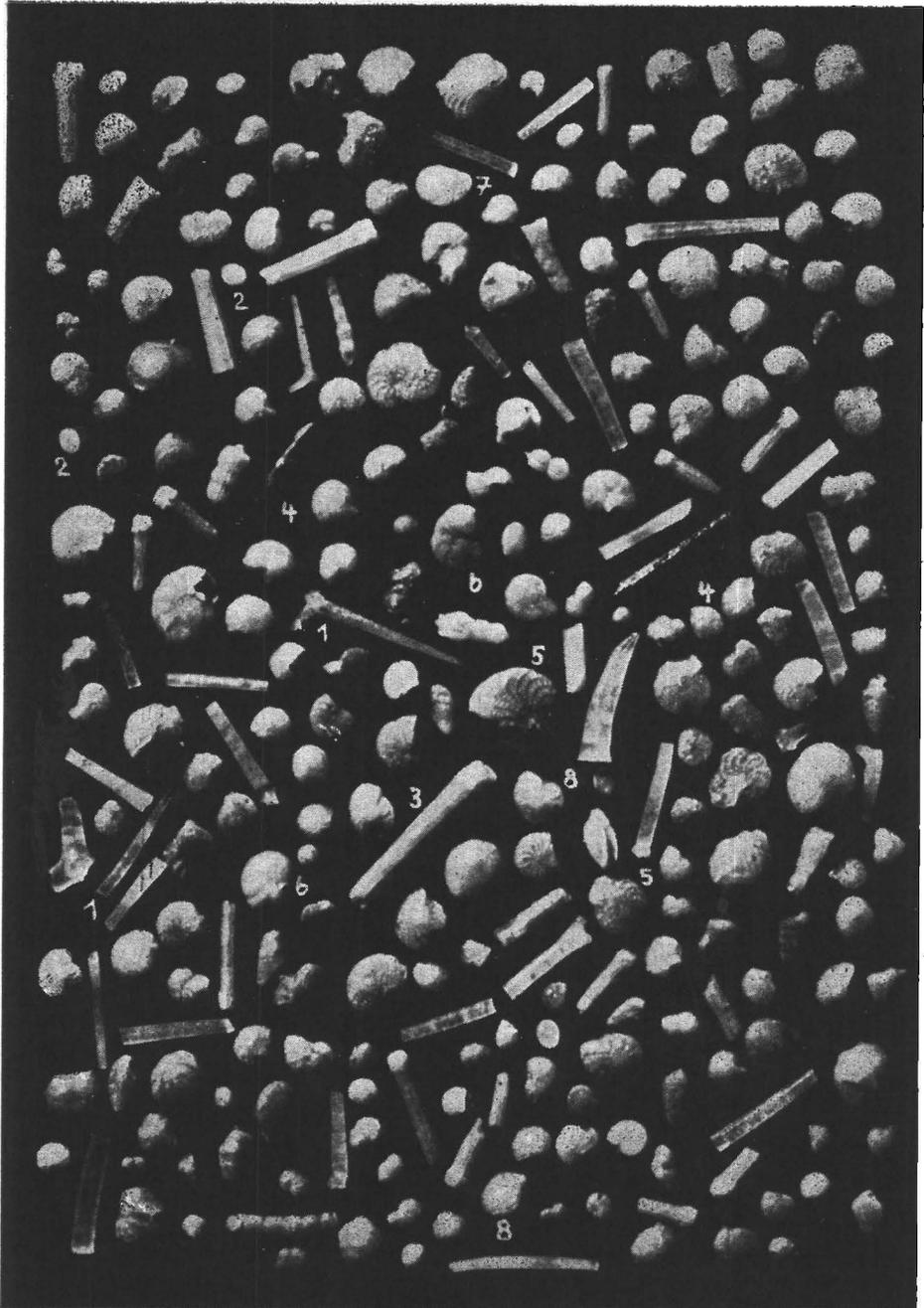
SOB, A.: Beitrag zur Stratigraphie des mährischen Miozäns Příklad, 32/6; Brünn 1939.

TOULA, FR.: Die Tiefbohrung bis 600 m Tiefe etc. — Abh. Kais. Leop.-Carol. deutsch. Ak. d. Naturf. 100; Halle 1914.

— Über den marinen Tegel von Neudorf an der March. (Dévény-Ujfalú) in Ungarn und seine Mikrofauna. — Jb. geol. Reichsanst. 64, 1914; Wien 1915.

URBAN, K. & BUDAY T.: Übersicht der Geologie des Neogens in der südmährischen Senke. — Mitt. geol. Anst. Böhmen u. Mähren 17; Prag 1941.

VEIT, E.: Zur Stratigraphie des Miozäns im Wiener Becken. — Mitt. Zweigst. Wien Reichsanst. Bodenf. 6; Wien 1943.

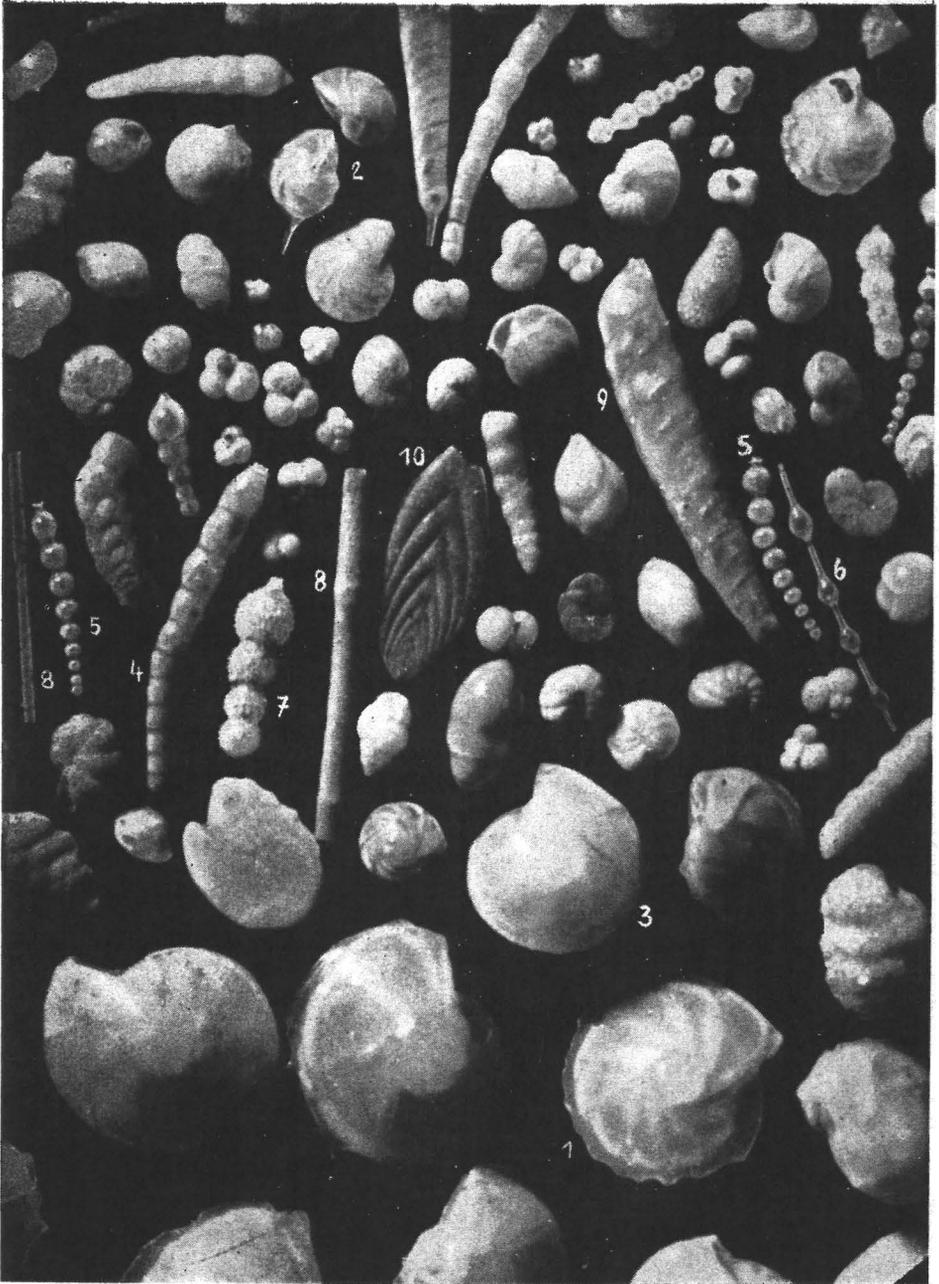


Tafel 1 (Vergr. ca. 20fach)

Fauna aus dem Schlier der Bohrung St. Ulrich 2.

Brauner, fester Tonmergel mit wenigen Bestegen.

Schwammnadeln (1), Schwamm-Rhaxen (2), Seeigelstacheln (3) und Fischreste (4) sind neben der kleinwüchsigen Foraminiferenfauna charakteristisch. Aus dieser seien die Elphidien (*E. crispum* L. (5)) und die *Cibicides*-Arten (*C. lobatulus* W. J. (6), *C. dutemplei* d'ORB. (7), *C. pseudoungerianus* CUSHM. (8) u. a.) besonders herausgehoben.



Tafel 2 (Vergr. ca. 20fach)

Fauna aus der Tortonen Tonmergel-Sandserie der Bohrung
Maustrenk 3 am Steinberg.

Hellgrüngrauer, feinsandig-glimmeriger Tonmergel.

Ein kennzeichnender Bestandteil sind die großen Lageniden, wie Robulinen (*R. cultratus* MONTF. (1), *R. calcar* L. (2), *R. inornatus* d'ORB. (3) u. a.), Dentalinen (*D. pauperata* d'ORB. — *emaciata* REUSS (4), *D. scabra* REUSS (5)), Nodosarien (*N. pyrula* d'ORB. (6), *N. aculeata* d'ORB. (7), *N. longiscata* d'ORB. (8)), Vaginulinen (*V. aff. margaritifera* BATSCH. (9)), Frondicularien (*F. aff. medelingensis* KARR. (10)).

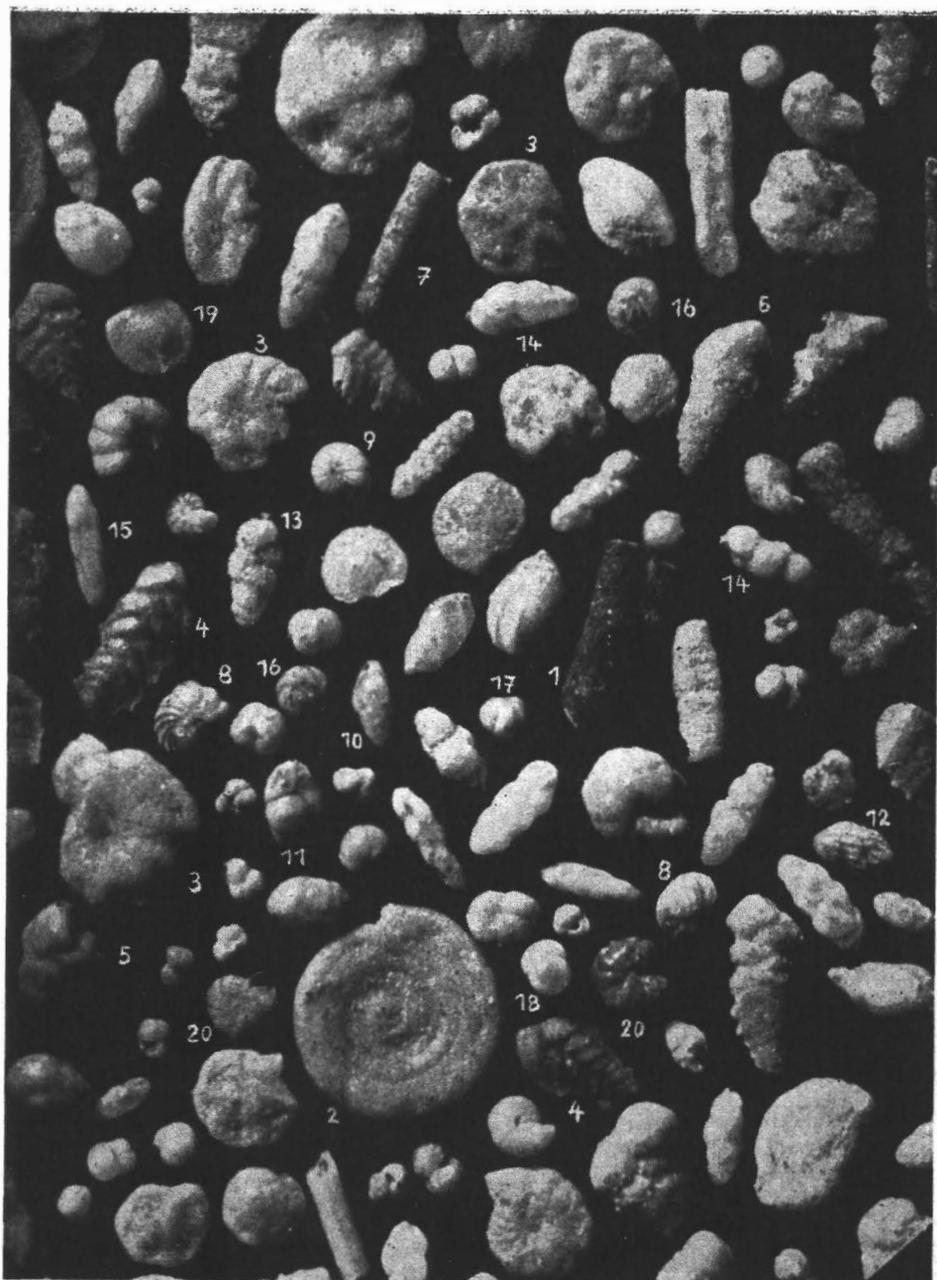


Tafel 3 (Vergr. ca. 20fach)

Fauna aus dem tieferen Teil der tortonischen Tonmergelserie der Bohrung Aderklaa 1.

Dunkelgrauer, mäßig geschichteter, fester, glimmeriger Tonmergel.

Unter den Kalkschalern sind große Lageniden bemerkenswert. *Robulus cultratus* MONTF. (1), *R. clypeiformis* d'ORB. (2), *R. orbicularis* d'ORB. (3), *Dentalina pauperata* d'ORB. — *emaciata* REUSS (4), *D. scabra* REUSS (5), *Nodosaria longiscata* d'ORB. (6), *N. bacillum* DEFR. (7), *Marginulina birsuta* d'ORB. (8), *Vaginulina* aff. *margaritifera* BALSCH. (9) sind u. a. in der abgebildeten Fauna vertreten. Unter den agglutinierenden Formen sind neben dem großwüchsigen *Bathysiphon taurinensis* SACCO. (10) die außerordentlich zahlreichen Cyclamminen? (11) bemerkenswert.



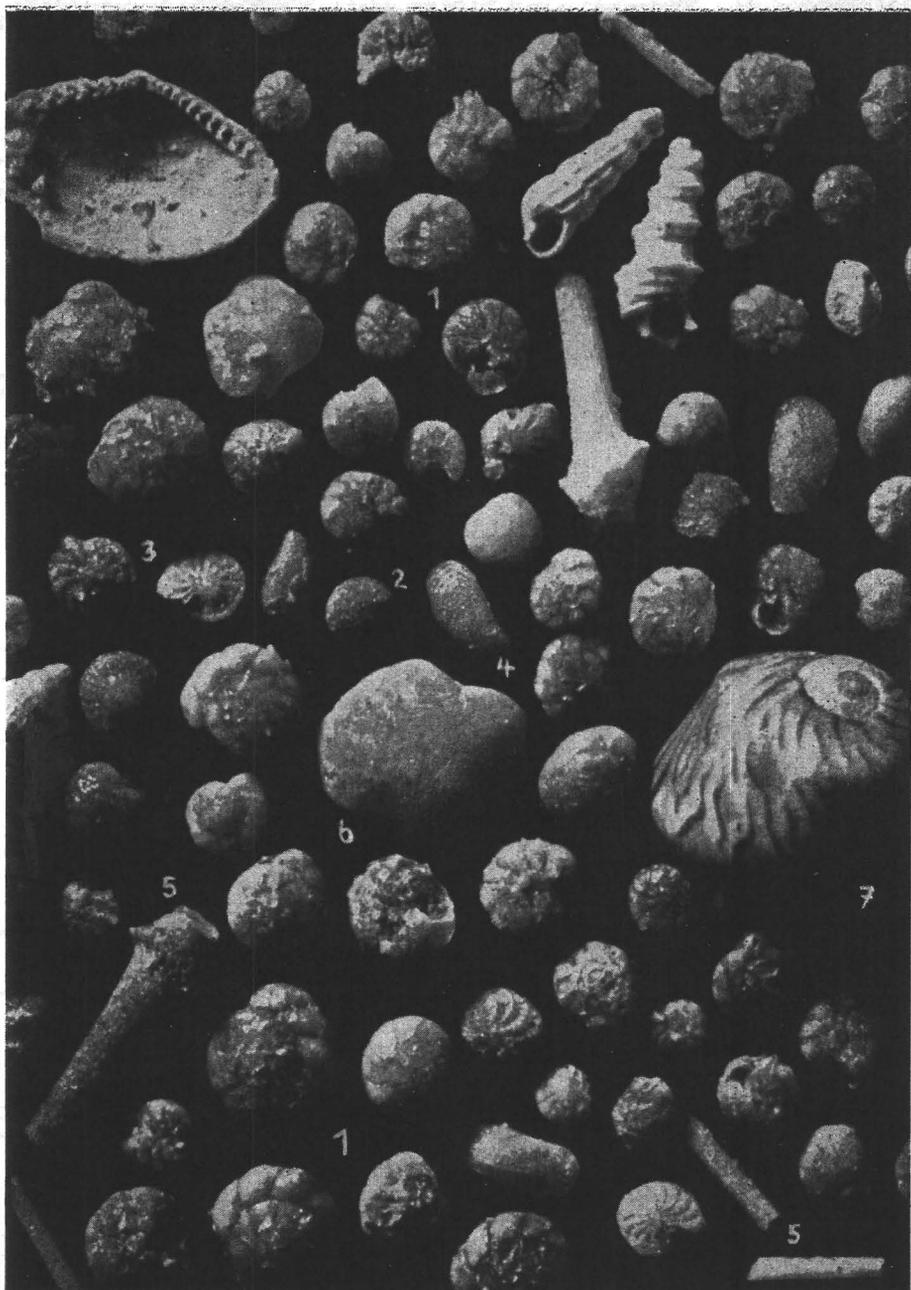
Tafel 4 (Vergr. ca. 20fach)

Fauna aus dem höheren Teil der tortonen Tonmergelschicht
der Bohrung Aderklaa 1.

Grüner, ziemlich fester, schiefriger, feinglimmeriger Tonmergel.

Reiche Vergesellschaftung von Sandschalern und Kalkschalern. Lageniden treten
nur selten auf.

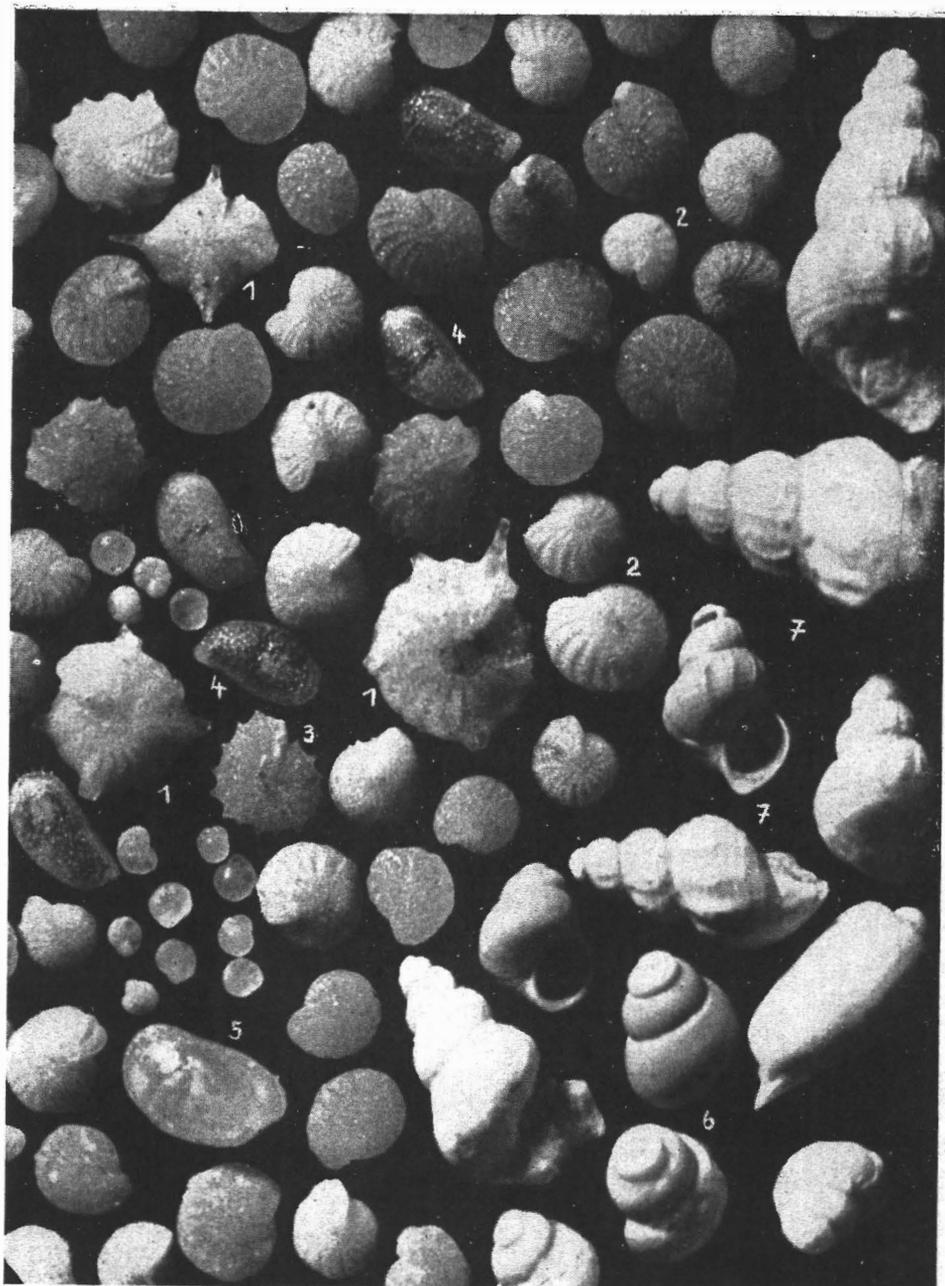
Bathysiphon taurinensis SACCO (1), *Ammodiscus incertus* d'ORB. (2), *Cyclammina* sp. (3).
Spiroplectammina (Textularia) carinata d'ORB. (4), *Textularia* Gruppe *subangulata* d'ORB. (5),
Textularia mariae d'ORB. (6), *Listerella communis* d'ORB. (7), *Nonion* der Reihe *commune*
— *boueanum* d'ORB. (8), *Nonion soldanii* d'ORB. (9), *Bulimina elongata* d'ORB. (10) *Bulimina*
pupoides d'ORB. (11), *Bulimina buchiana* d'ORB. (12), *Uvigerina asperula* ČLJŽEK (13), *Uvigerina*
semiornata d'ORB. (14), *Virgulina schreibersiana* ČLJŽEK (15), *Valvulineria complanata*
d'ORB. (16), *Pullenia sphaeroides* d'ORB. (17), *Sphaeroidina bulloides* d'ORB. (18), *Cibicides*
dutemplei d'ORB. (19), *Cibicides ungerianus* d'ORB. (20), und andere Arten.



Tafel 5 (Vergr. ca. 20fach)

Fauna aus dem hohen Torton der Bohrung Schoßberg 1.
Dunkelgrauer, feinsandiger Tonmergel.

Artenarme Fauna mit *Rotalia beccarii* L. (1), *Elphidium crispum* L. (2), *Elphidium flexuosum* d'ORB. (3), *Cytheridea* aff. *mülleri* MS^{TR.} (4), Seeigelstacheln (5) und Fischotolithen (6), nebst einer charakteristischen Molluskenfauna, aus der *Neritina picta* FER. (7) hervorgehoben werden soll.

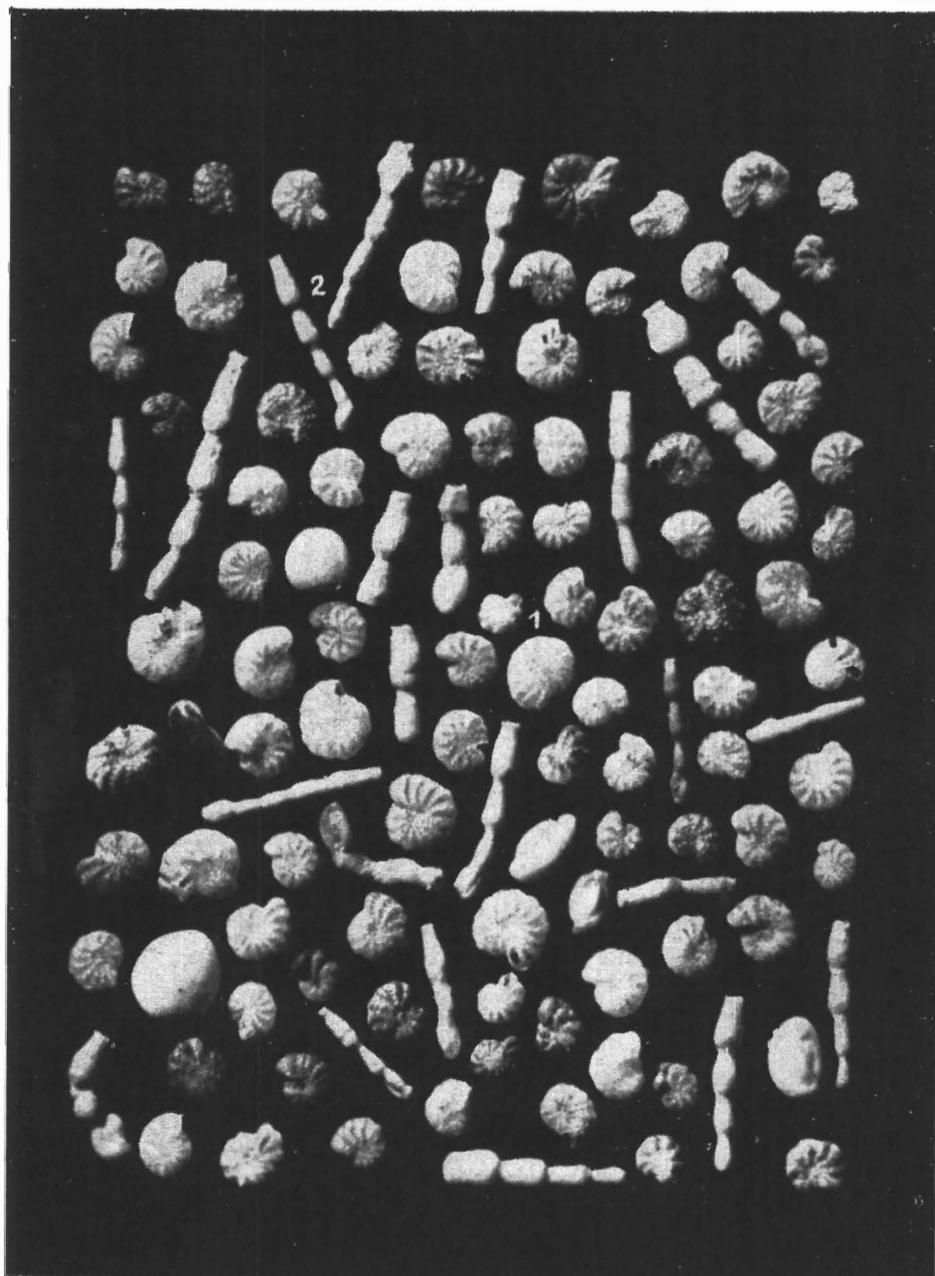


Tafel 6 (Vergr. ca. 20fach)

Elphidien-Rissoidenfauna aus dem Sarmat der Bohrung
Lundenburg 1.

Grüngrauer, feinsandiger Tonmergel.

Elphidium reginum d'ORB. (1), *Elphidium* aff. *crispum* L. (2), *Elphidium aculeatum* d'ORB. (3), *Cytheridea* aff. *mülleri* MSTR. (4), *Hemicythere* sp. (5) sind neben Hydrobien (6) und Rissoiden (in der abgebildeten Fauna *Mohrensternia pseudangulata* HILB. (7) vertreten.



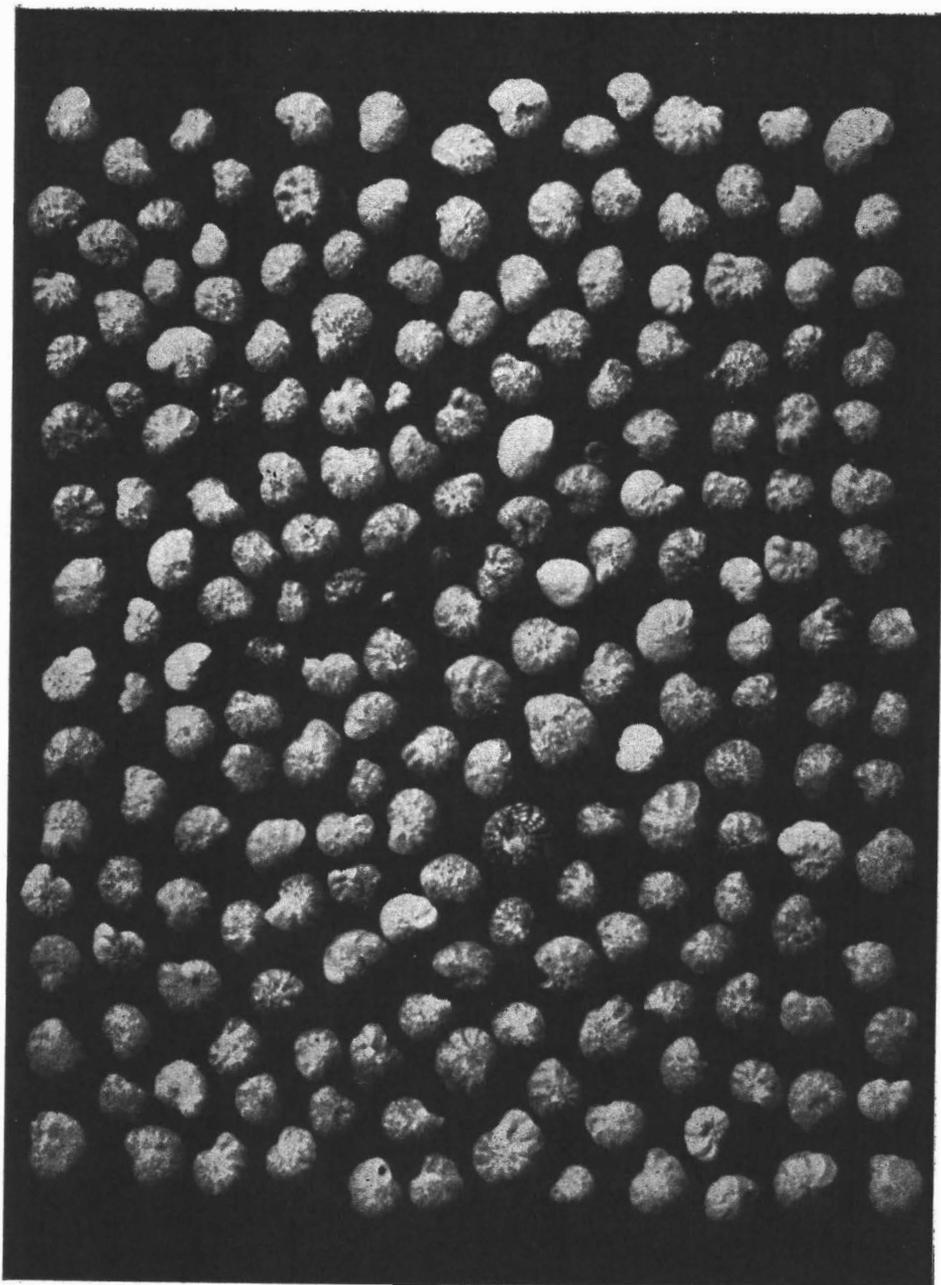
Tafel 7

(Vergr. ca. 20fach)

Fauna mit *Elphidium hauerinum* d'ORB. — *E. antoninum* d'ORB.
aus dem Sarmat der Bohrung 358 in Gbely.

Grauer Tonmergel.

Die erwähnten Formen (1) sind in dem abgebildeten Präparat mit *Articulina sarmatica* KARR. (2) vergesellschaftet.



Tafel 8

(Vergr. ca. 20fach)

Fauna mit *Nonion granosum* aus dem Sarmat der Bohrung
Holič 3.

Grauer Tonmergel.

Die abgebildete Fauna setzt sich nahezu zur Gänze aus *Nonion granosum* d'ORB.
zusammen.

Das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens

VON ROBERT JANOSCHIEK

(Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle)

Einleitung

Der größte Teil des Inneralpinen Wiener Beckens wird, abgesehen von der diskordant auflagernden, jungpliozänen und quartären Bedeckung, von pannonischen Schichten eingenommen, welche im Bereich einzelner Lücken in der Gebirgsumwallung ohne scharfe Grenze in die gleichaltrigen Bildungen der Kleinen ungarischen Tiefebene übergehen. Da nun die einzelnen Pliozänbecken Mittel- und Südosteuropas, wie aus den Unterschieden in der faziellen Ausbildung der Sedimente und in ihrem Fossilinhalt zu ersehen ist, eine wechselvolle, z. T. stark voneinander abweichende Entwicklungsgeschichte durchgemacht haben, ist man in den einzelnen Ländern zu einer oft weitgehend voneinander abweichenden Gliederung dieses Schichtkomplexes gekommen, so daß es bisher kaum möglich war, eine einheitliche, wenigstens ganz Mittel- und Südosteuropa umfassende Gliederung der pliozänen Sedimente aufzustellen. Im Rahmen einer Aussprache über die stratigraphischen Probleme des Jungtertiärs des obgenannten Raumes, ist es daher erforderlich, bevor noch auf die nähere Beschreibung und die Ausbildung des Pannons des Inneralpinen Wiener Beckens eingegangen werden kann, einige grundsätzliche Fragen, wie Benennung, Abgrenzung und Gliederung dieser Schichtserie näher zu erörtern. Dies ist umso eher berechtigt, als durch die in den letzten Jahren durchgeführten, umfangreichen, fast das ganze Wiener Becken umfassenden, erdölgeologischen Untersuchungen und vor allem durch die zahlreichen Struktur- und Tiefbohrungen ein klares Bild über den stratigraphischen Aufbau des Pannons und dessen Fossilinhalt vorliegt.

Bezeichnung

In der ersten Zeit der Erforschung des Inneralpinen Wiener Beckens wurde die Hauptmasse des über dem Sarmat liegenden Schichtkomplexes zweigeteilt, und zwar wurde der untere, wesentlich mächtigere Teil nach der für denselben am meisten charakteristischen Bivalve als Congerien-Schichten bezeichnet und in die pontische Stufe gestellt. Der jüngere, vorwiegend sandig entwickelte Schichtstoß wurde Paludinensande benannt und für ein Äquivalent der levantinischen Stufe gehalten. Da jedoch auf Grund der neueren Untersuchungen des südosteuropäischen Pliozäns die Einreihung der Congerien-Schichten in die pontische Stufe und der Palu-

dinensande in die levantinische Stufe nicht mehr aufrecht erhalten werden konnte, haben die ungarischen Geologen, etwa seit dem Jahre 1900, vielfach den von L. ROTH VON TELEGD (1879, S. 144) geprägten Ausdruck Pannon für die Congerien-Schichten gebraucht. Im Jahre 1931 hat nun K. FRIEDL auf Grund der damals vorliegenden Bohrergergebnisse auch für die Congerien-Schichten und die sogenannten Paludinen-sande des Inneralpinen Wiener Beckens, welche stratigraphisch nicht den Paludinen-sanden der übrigen Tertiärgebiete entsprechen, sondern mit den obersten Congerien-Schichten Ungarns zu parallelisieren sind und daher auch von K. FRIEDL in Viviparen-Sande umbenannt wurden, die Bezeichnung Pannon vorgeschlagen, welche heute für den gleichaltrigen Schichtkomplex auch in Ungarn allgemein verwendet wird (L. STRAUSS, 1942, S. 3).

Von einer Reihe ungarischer Forscher wird allerdings die Bezeichnung Pannon nur für den unteren Teil der Congerien-Schichten gebraucht, welcher im Wiener Becken ungefähr unserem Unter- und Mittelpannon entspricht. Für den oberen Teil der Congerien-Schichten, welcher etwa unserem Oberpannon entspricht, wird vielfach auch die Bezeichnung Pont verwendet (E. v. SZÁDECZKY-KARDOS, 1938, S. 46, 47). Für das Wiener Becken wäre dies einigermaßen verwirrend, wenn ein Ausdruck, der früher — wenn auch fälschlich — für das tiefere Pannon verwendet wurde, nun für das höhere Pannon, also für die ehemals als Paludinen-Sande bezeichneten Schichten, gebraucht werden sollte.

Auf Grund der bisherigen Erwägungen wäre es daher zu empfehlen, bei der nun schon so eingebürgerten Bezeichnung Pannon für den gesamten Komplex der Congerien-Schichten und der sogenannten Paludinen-Sande des Wiener Beckens zu bleiben, wenn auch die von ROTH VON TELEGD (1879, S. 144) gegebene Definition für Pannon vielleicht nicht ganz eindeutig ist und wenn vielleicht der in der ungarischen Tiefebene als Pannon bezeichnete Schichtkomplex einen größeren Zeitraum umfaßt als im Wiener Becken. Solange nicht das ganze Südosteuropäische Pliozän eindeutig gegliedert und korreliert ist, ist es auf jeden Fall abzulehnen, für den auf deutschem und ungarischem Gebiet liegenden pannonischen Schichtkomplex allein aus nomenklatorischen Gründen eine neue, nicht besser definierte Bezeichnung einzuführen.

Stratigraphische Einordnung

Es soll nun auf eine der umstrittensten Fragen, auf die Abgrenzung des Miozän vom Pliozän näher eingegangen werden, ein Problem, welches im Rahmen der Bestrebungen, eine einheitliche Gliederung des Jungtertiärs für ganz Südosteuropa aufzustellen, in erster Linie geklärt werden sollte.

In der klassischen Zeit der Erforschung des Inneralpinen Wiener Beckens wurde das Sarmat in das obere Miozän gestellt und das Pannon in das untere, bzw. mittlere Pliozän. Trotz der in den Randgebieten des Beckens nachgewiesenen Diskordanzen, wurde im allgemeinen eine normale Überlagerung angenommen, ja vielfach konnten sogar Übergangsschichten zwischen beiden Schichtserien nachgewiesen werden, auf deren stratigraphische Einordnung später noch einzugehen sein wird.

Schon frühzeitig wurde allerdings darauf hingewiesen, daß das Sarmat des Inneralpinen Wiener Beckens nur dem unteren Teil des russischen

Sarmats entspricht. Unter Berücksichtigung dieser Annahme parallelisiert nun ein Teil der Autoren wie z. B. N. ANDRUSOV (1897), D. ANDRUŠOV (1938), S. GILLET (1933) und V. SPALEK (1936) den unteren Teil der pan-
nonischen Schichten des Wiener Beckens mit dem oberen russischen Sarmat und stellt dieselben somit in das obere Miozän. Nur dem oberen Teil des Pannons, und zwar z. T. vom Mittelpannon an und z. T. nur dem Oberpannon wird pliozänes Alter zugeschrieben.

A. WINKLER-HERMADEN (1942, S. 342) legt den Schnitt zwischen dem Miozän und dem Pliozän in die in manchen Gegenden durch Winkel- oder Erosionsdiskordanzen markierte Fuge, etwa zwischen dem unteren und mittleren Pannon.

E. JEKELIUS (1935) parallelisiert nun gleichfalls das Sarmat des Wiener Beckens mit dem unteren russischen Sarmat, nimmt jedoch an, daß die Äquivalente des russischen Obersarmats im Wiener Becken vollkommen fehlen. Da nun JEKELIUS das Pannon zur Gänze in das untere Pliozän stellt, kommt er zu dem Ergebnis, daß zwischen dem Sarmat und dem Pannon im Wiener Becken eine Diskordanz oder eine große Schichtlücke vorhanden ist. Die Übergangsschichten zwischen dem Sarmat und dem Pannon sind seiner Ansicht nach z. T. untersarmatisch nach der russischen Bezeichnung, z. T. Aufarbeitungsprodukte untersarmatischer, fossilführender Schichten pannonischen Alters. Die sarmatischen Faunen-Elemente befinden sich daher in letzterem Falle nach diesem Forscher auf sekundärer Lagerstätte.

Die Grenze zwischen dem Miozän und Pliozän fällt also nach einem Teil der Forscher mit der Sarmat-Pannon-Grenze zusammen, ohne wesentliche Diskordanz zwischen beiden; ein Teil der Forscher legt die Miozän-Pliozän-Grenze mitten in das Pannon und E. JEKELIUS stellt zwar das Pannon zur Gänze in das Pliozän, nimmt aber zwischen dem Sarmat und dem Pannon eine große Diskordanz, bzw. eine Schichtlücke an.

Trotz der soeben angeführten, recht widersprechenden Anschauungen über die Miozän-Pliozän-Grenze im Inneralpinen Wiener Becken und über die stratigraphische Einordnung der pannonischen Schichten, seien hier folgende Erkenntnisse festgehalten, welche für die Lösung dieses Fragenkomplexes große Bedeutung haben dürften:

1. E. VEIT (dieses Heft, S. 3) konnte bei der Besprechung des Sarmats zeigen, daß sehr wahrscheinlich, auch nach der russischen Gliederung, im Inneralpinen Wiener Becken das gesamte Sarmat vertreten ist. Hoffentlich gelingt es, durch eine Neubearbeitung der sarmatischen Faunen, den Beweis hierfür auch paläontologisch zu erbringen.

2. Es ist heute als eine erwiesene Tatsache zu bezeichnen, daß im Inneralpinen Wiener Becken, abgesehen natürlich von örtlichen Diskordanzen in den Randgebieten (R. HOERNES, 1900), das Pannon vollkommen konkordant und zum großen Teil sogar durch Übergangsschichten verbunden, auf dem Sarmat liegt, worauf insbesondere K. FRIEDL (1936, S. 165 ff.) hingewiesen hat. Dies ist durch die vielen Tief- und Flachbohrungen, welche im Wiener Becken hauptsächlich in den letzten Jahren niedergebracht wurden, bestätigt worden. Als besonders klarer Beweis dafür, daß zwischen beiden Stufen auch keine größere Sedimentationsunterbrechung vorhanden sein kann, sei hier angeführt, daß entlang des großen Steinbergbruches, im Bereiche der Zistersdorfer Hochzone (R. JANO-

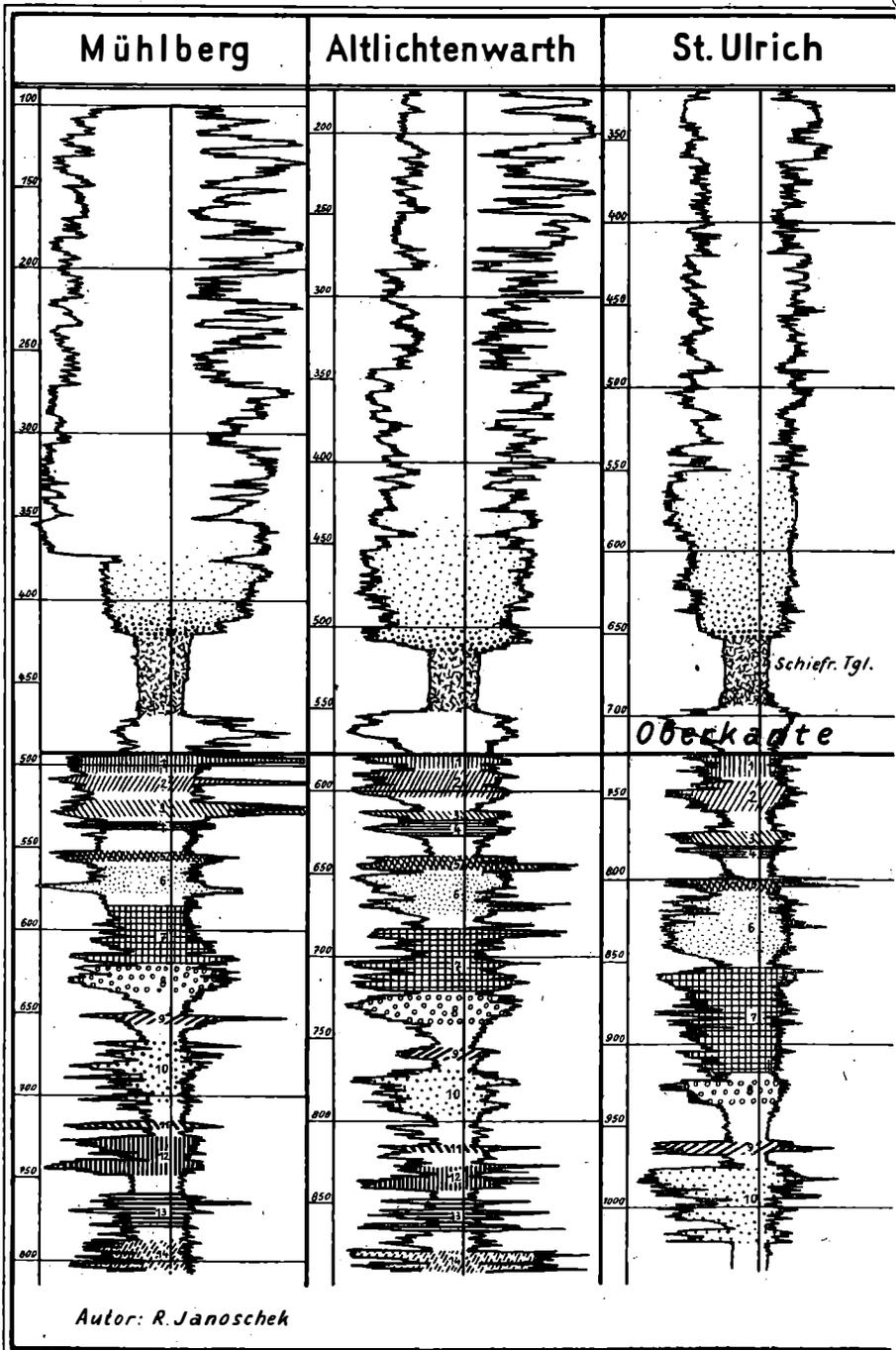
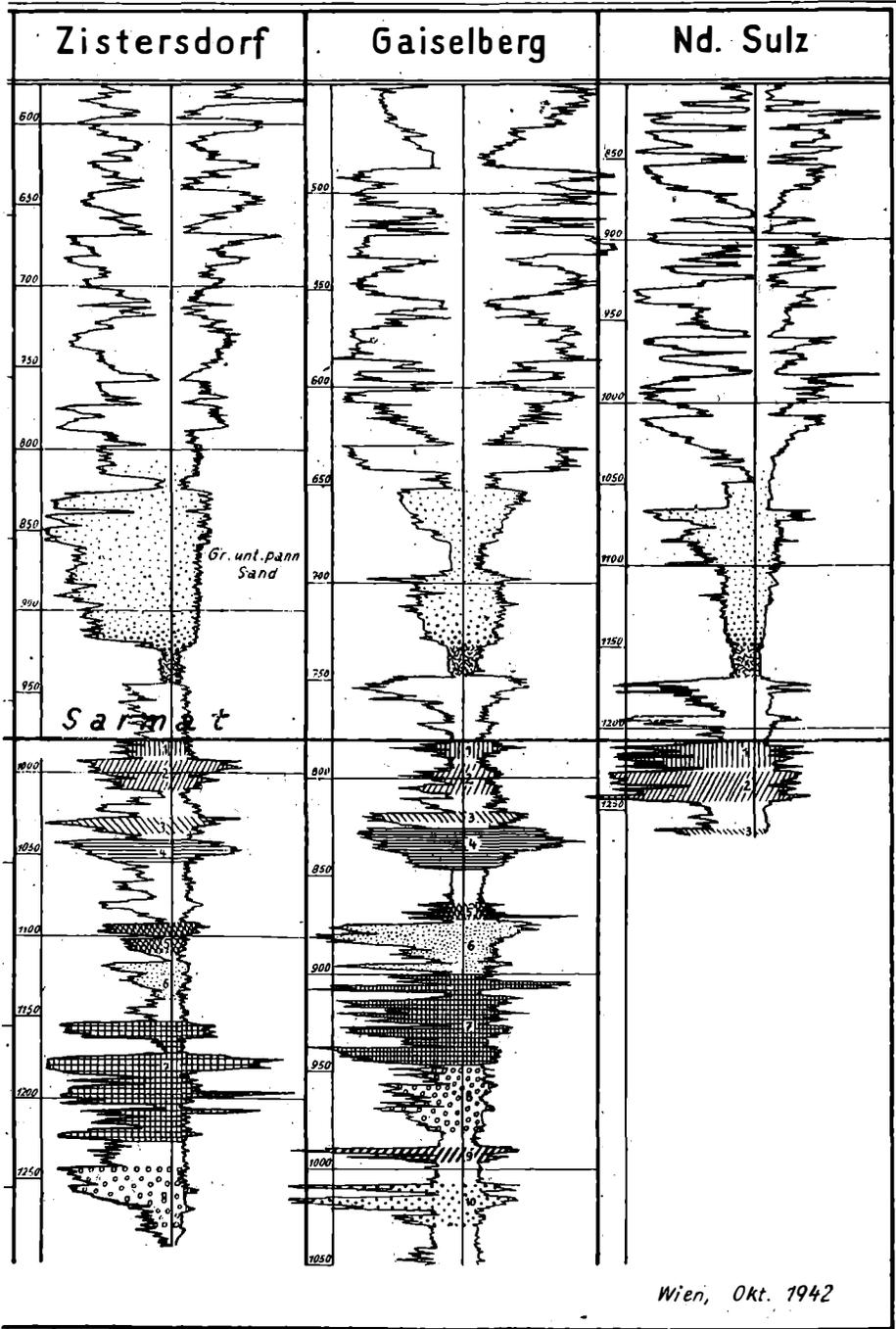


Abb. 1. Vergleichendes Schlumbergerdiagramm des unteren Pannons



und des oberen Sarmats aus dem Bereiche der Zistersdorfer Hochzone.

SCHEK, 1942 a, S. 145, 146) im Grenzbereich zwischen dem Sarmat und dem Pannon auf eine Strecke von über 20 km, von der Tiefbohrung Niedersulz 1 bis zur Tiefbohrung Mühlberg 1, SW von Reinthal, trotz verschiedener, tektonisch bedingter Höhenlage, eine vollkommen einheitliche Schichtenfolge vorhanden ist, wie aus den in Abb. 1 dargestellten Teilstücken von Schlumbergerprofilen einzelner Sonden zu ersehen ist. Bei allen Bohrungen, welche in diesem Raume niedergebracht wurden, folgt unter dem sogenannten „Großen unterpannonischen Sand“ der „Schiefrige Tonmergel“, ein dunkelgraugrüner, fester, etwas schiefrieger Tonmergel. Darunter liegt ein etwas sandiger Tonmergel mit einigen, etliche Meter mächtigen Sandlagen, in dessen untersten Teilen mitunter die Mischfauna der Übergangsschichten zwischen dem Sarmat und dem Pannon gefunden werden konnte (K. FRIEDL, 1936, S. 166 ff.). Im Liegenden folgt dann das durch Kerne eindeutig festgelegte Sarmat. In einem Gebiet, welches während des ganzen Sarmats und des Pannons in stetiger, aber unterschiedlicher Absenkung begriffen war, müßte doch eine größere Schichtlücke oder eine Diskordanz deutlich in Erscheinung treten. Und dies um so mehr, als die Gesamtmächtigkeit des Sarmats und des Pannons auf eine verhältnismäßig kurze Entfernung, von Struktur zu Struktur, entsprechend dem Grad der Absenkung, starken Schwankungen unterworfen ist.

3. Die Fauna der Übergangsschichten oder der Zone der *Melanopsis impressa* ist nach K. FRIEDL (1936, S. 166/167) eine Mischfauna, d. h. die beiden Faunenelemente, das sarmatische und das pannonische haben gleichzeitig gelebt. Die für das Sarmat charakteristischen Formen befinden sich nicht auf sekundärer Lagerstätte, was aus dem Erhaltungszustand der Formen eindeutig hervorgeht. Außerdem ist die Mischfauna immer auf einen stratigraphisch gleichen, meist nur geringmächtigen Horizont beschränkt, was bei der Annahme einer Diskordanz zwischen dem Sarmat und dem Pannon, bzw. bei sekundärer Umlagerung der sarmatischen Fossilien schwer verständlich wäre.

4. Die Säugetierfaunen der sarmatischen Schichten des Wiener Beckens gehören der *Mastodon angustidens*-Fauna an, während die Säugetierreste des Pannons ausschließlich der *Mastododon longirostris*-Fauna, also der Pikermi-Fauna entsprechen, welche nach der herrschenden internationalen Gliederung in das untere Pliozän gestellt wird.

Wenn nun die paläontologischen Untersuchungen der sarmatischen Wirbellosen-Faunen tatsächlich ergeben sollten, daß das Sarmat des Wiener Beckens nur dem unteren Sarmat der russischen Gliederung entspricht, was allerdings auf Grund der neuesten Untersuchungen von E. VERR (dieser Band, S. 27 f.) nicht mehr sehr wahrscheinlich erscheint, so müßten unter anderem auch die entsprechenden Säugetierfaunen des russischen Sarmats auf die Frage hin untersucht werden, ob nicht vielleicht das höhere Sarmat Rußlands in das untere Pliozän zu stellen ist und ob nicht nur die für das Sarmat charakteristischen Faziesbedingungen in den Meeresräumen Südrußlands länger gedauert haben als in Mitteleuropa.

Abschließend soll jedoch darauf hingewiesen werden, daß die endgültige Festlegung der Miozän-Pliozän-Grenze für das Inneralpine Wiener Becken, der westlichsten Bucht des großen Pannonischen Sees, ohne eingehende, vergleichende Studien der weiter im Osten, bzw. Südosten gelegenen, z. T. von einem bedeutend mächtigeren, pliozänen Schichtkomplex

eingenommenen Becken, unter gleichzeitiger Berücksichtigung der Ergebnisse der gegenwärtig vorliegenden Tiefbohrungen, sehr schwierig ist. Hierzu wäre auch eine monographische Neubearbeitung der sarmatischen und pannonischen Mollusken- und Säugetierfaunen erforderlich. Allerdings scheinen insbesondere auf Grund der in den Punkten 1 bis 4 ausgeführten Erwägungen schon heute viele Gründe dafür zu sprechen, daß für das Inneralpine Wiener Becken die Grenze zwischen dem Sarmat und dem Pannon mit der Miozän-Pliozän-Grenze zusammenfällt.

Unter der Annahme, daß das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens tatsächlich in das Pliozän zu stellen ist, gehört nach der allgemeinen Gliederung des europäischen Pliozäns dieser Schichtkomplex in das untere Pliozän. Nach der vor allem für das rumänische Pliozän geltenden Gliederung in Mäot, Pont. Daz und Levantin, welche in den älteren Arbeiten auch für das Wiener Becken verwendet wurde, entspricht das Pannon nach K. FRIEDL (1931, S. 25) nur dem Mäot, nach K. KREJCI-GRAF (1932, S. 336) dem Mäot und dem Pont. Die jüngeren Stufen sind im Inneralpinen Wiener Becken nur in Form von diskordant über dem Pannon liegenden Lehmen und Terrassenschottern ausgebildet.

Gliederung und Ausbildung

Schon in der ersten Zeit der geologischen Erforschung des Inneralpinen Wiener Beckens hat man, wie schon erwähnt, erkannt, daß der heute als Pannon bezeichnete Schichtkomplex in zwei größere Schichtserien zu unterteilen ist, welche ihrer Ausbildung und ihrer Entstehung nach, sich wesentlich voneinander unterscheiden. Der tiefere Teil des Pannons (Unter- und Mittelpannon), welcher nach der Mächtigkeit den Hauptteil desselben einnimmt, zeigt im allgemeinen eine ähnliche Entwicklung wie die älteren Stufen des Wiener Beckens. Am Beckenrand sind grobe Strandbildungen und Schotter, welche meist den Charakter von Flußschottern haben, weit verbreitet, während gegen das Beckeninnere zunächst Sande und dann Tonmergel vorherrschen. Kalkige Sedimente treten gegenüber älteren Stufen stark zurück und sind lediglich auf verhältnismäßig kleine Vorkommen von detritärem Leithakalk beschränkt. Dieses Schichtpaket entspricht den Congerien-Schichten, bzw. den pontischen Schichten der älteren Literatur.

Das Oberpannon dagegen, welches nur einen geringen Teil des gesamten pannonischen Schichtstoßes einnimmt, zeigt eine ganz andere Ausbildung. Es baut sich auf aus einer reichen Wechsellagerung von grau, blau, grün und in den oberen Teilen auch gelb gefärbten Sanden, Tonmergeln und Tonen, mit meist nur geringmächtigen Einlagerungen von Süßwasserkalken in den oberen Teilen. In dieser Zeit erfolgte ja die allmähliche Verlandung des Inneralpinen Wiener Beckens, ein Geschehen, welches in den entsprechenden Ablagerungen seinen Ausdruck finden mußte. Dieser Schichtstoß wurde früher im allgemeinen als Paludinen-sande bezeichnet und in die levantinische Stufe gestellt.

Die Faunen der unter- und mittelpannonischen Schichten bestehen vorwiegend aus Congerien, Cardien und Melanopsiden. Der besseren Übersicht halber seien hier die wichtigsten Formen angeführt, wobei vorwiegend der im folgenden zu besprechenden Gliederung in Klammer

die Unterstufen und Zonen angegeben sind, für welche die einzelnen Arten besonders charakteristisch sind.

Congeria ornithopsis BRUS. (Unterpannon, Zone d. *Cong. ornithopsis*)
partschi Cz. (Unterpannon, Zone der *Cong. partschi*)
subglobosa PARTSCH (Mittelpannon, Zone der *C. subglobosa*)
rugulosa FUCHS (Mittelpannon, Zone der *C. subglobosa*)
czjzcki HOERN. (Mittelpannon, Zone der *C. subglobosa*)
spathulata PARTSCH (Mittelpannon, Zone der *C. subglobosa*)
 aff. *balatonica* PARTSCH (K. FRIEDL, 1931) dürfte nach

L. SOMMERMEIER (1937, S. 342) mit der *Congeria croatica* BRUS. identisch sein. W. PETRASCHECK (1922/24, Tafel IV) hat diese Form als *C. triangularis* PARTSCH bezeichnet. (Nach K. FRIEDL, K. URBAN & T. BUDAY [1941, S. 294] unteres Oberpannon; nach R. JANOSCHEK [1942 a, S. 141; 1942 b, S. 471] und J. KAPOUNEK oberstes Mittelpannon.)

<i>Cardium apertum</i> MÜNST.	} Unter- und Mittelpannon
<i>carnuntinum</i> PARTSCH	
<i>conjungens</i> PARTSCH.	
„ <i>Unio atavus</i> PARTSCH.	
<i>Melanopsis impressa</i> KRAUSS (Unterstes Pannon, Zone der <i>M. impressa</i>).	
<i>Melanopsis martiniana</i> FÉR. (Unter- und Mittelpannon).	
<i>vindobonensis</i> FUCHS (Mittelpannon, Zone der <i>C. subglobosa</i>).	
<i>bouéi</i> FÉR.	} Unter- und Mittelpannon
„ <i>pygmaea</i> PARTSCH.	
<i>Neritina grateloupiana</i> FÉR.	
<i>Melania escheri</i> BRONG.	
Ostracoden (H. FAHRION, 1942).	

Eine paläontologische Neubearbeitung der Ostracoden des Wiener Beckens hat in jüngster Zeit E. TRIEBEL übernommen. Reichere Faunen, vorwiegend Gastropodenfaunen sind unter anderen bekannt geworden durch O. TROLL (1907), M. SCHLOSSER (1907), W. WENZ (1921, 1927, 1928, 1942) und K. KREJCI-GRAF und W. WENZ (1932).

Eine monographische, paläontologische Neubearbeitung der wichtigsten Molluskenfamilien, so insbesondere der Congerien, Cardien und Melanopsiden wäre, wie schon erwähnt, für die Horizontierung und Korrelierung der pliozänen Schichtserien der einzelnen jungtertiären Becken Mittel- und Südosteuropa unbedingt erforderlich und für einen Paläontologen eine, wenn auch schwierige, aber dafür äußerst lohnende und dankenswerte Aufgabe.

Im oberen Mittelpannon stirbt der größte Teil der oben erwähnten Formen im Wiener Becken allmählich aus und in den oberpannonischen Schichten sind, abgesehen von ganz vereinzelt Funden von Congerien, Cardien und Melanopsiden nur Unionen, Helicellen und Ostracoden zu finden. Reichere Gastropodenfaunen sind aus den Süßwasserkalken bekannt und z. T. in den schon oben zitierten Arbeiten beschrieben. Es tritt daher auch faunistisch der Unterschied zwischen dem Unter- und Mittelpannon einerseits und dem Oberpannon andererseits deutlich in Erscheinung.

Gliederung des Pannons im Inneralpinen Wiener Becken

	TH. FUCHS (1875)	K. FRIEDL (1931 und 1936)	R. JANOSCHEK und J. KAPOUNEK (1942)
Oberpannon	Paludinen-Sande (Levantinische Stufe)	6. Zone der Viviparen	—
		5. Zone der <i>Cong. aff. balatonica</i> inkl.	Fossilleere Zone: b) bunte Serie a) blaue Serie
Mittelpannon .	1. Schichten der <i>Cong. subglobosa</i> und <i>Mel. vindobonensis</i>	der lignitischen Serie	Lignitische Serie = <i>Croatica</i> -Zone
		4. Zone der <i>Cong. subglobosa</i>	Zone der <i>Cong. subglobosa</i> (inklusive der lignitischen Serie)
Unterspannon	2. Schichten der <i>Cong. partschi</i> und <i>Mel. martiniana</i>	3. Zone der <i>Cong. partschi</i>	Zone der <i>Cong. partschi</i>
	3. Schichten der <i>Cong. triangularis</i> und <i>Mel. impressa</i>	2. Zone der <i>Cong. ornith.</i>	Zone der <i>Cong. ornithopsis</i>
	4. Grenzschichten zwischen der Con- gerien- und der sarmatischen Stufe	1. Zone der <i>Mel. impressa</i>	Zone der <i>Mel. impressa</i>

Schon frühzeitig wurde nun der Versuch unternommen, das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens näher zu gliedern. So hat als erster TH. FUCHS im Jahre 1875 den eigentlichen Komplex der Congerierschichten, abgesehen von den Übergangsschichten zwischen dem Sarmat und dem Pannon und den damals in die levantinische Stufe gestellten oberpannonischen Schichten, im Bereiche der Stadt Wien auf Grund von zahlreichen Brunnenbohrungen mit Hilfe der Congerien und Melanopsiden in drei Zonen gegliedert (siehe Tabelle S. 53). Diese Unterteilung ist in der Folgezeit leider wenig beachtet worden. Erst K. FRIEDL (1931 und 1936) ist es bei der Bearbeitung der bis dahin niedergebrachten Tiefbohrungen gelungen, diese Gliederung weiter auszubauen und besser zu fundieren und vor allem auf den gesamten pannonischen Schichtkomplex des ganzen Wiener Beckens auszudehnen. Unter Einbeziehung der Übergangsschichten hat K. FRIEDL 6 Zonen unterschieden:

Oberpannon	6.	Zone der Viviparen	
	5.	„ „	<i>Congeria</i> aff. <i>balatonica</i>
Mittelpannon	4.	„ „	<i>subglobosa</i>
Unterspannon	3.	„ „	<i>partschi</i>
	2.	„ „	<i>ornithopsis</i>
	1.	„ „	<i>Melanopsis impressa</i> .

Außer den für die einzelnen Zonen charakteristischen Congerien, welche mitunter ganz vereinzelt auch in der nächst höheren, bzw. tieferen Zone vorkommen, sind noch folgende Formen als Zonenfossilien zu verwenden, wie aus der Faunenliste S. 52 zu ersehen ist: *Congeria rugulosa* FUCHS, *C. spathulata* PARTSCH, *C. czjzeki* HOERN. und *Melanopsis vindobonensis* FUCHS für das Mittelpannon und *M. martiniana* FÉR. für das Unter- und Mittelpannon. Die übrigen Faunenelemente, wie die Cardien und die sonstigen Gastropoden konnten bisher noch nicht als Leitfossilien für einzelne Zonen erkannt werden.

An Hand dieser Gliederung soll nun auf die Ausbildung und Mächtigkeit der einzelnen Zonen des Pannons in den verschiedenen tektonischen Einheiten des Inneralpinen Wiener Beckens näher eingegangen und hierbei insbesondere auf Grund der zahlreichen bis über 200 m tiefen Strukturbohrungen, welche zur Aufsuchung von erdölmöglichen Strukturen in dem ganzen Raume östlich des Steinbergbruches von der Rohöl-Gewinnung A. G. niedergebracht wurden, die noch notwendig erscheinenden Änderungen der Gliederung von K. FRIEDL besprochen werden.

Die tiefste Zone des Pannons, die Zone der *Melanopsis impressa*, entspricht den schon lange bekannten Übergangsschichten zwischen dem Sarmat und dem Pannon. Dieses meist nur geringmächtige (12–20 m) Schichtglied ist dadurch besonders ausgezeichnet, daß es sowohl typisch sarmatische Formen, als auch *Congeria ornithopsis* BRUS., pannonische Cardien und vor allem *Melanopsis impressa* KRAUSS führt. Außerdem enthalten diese Schichten mitunter Foraminiferen. Die Einordnung dieses Schichtkomplexes war bis in die jüngste Zeit recht umstritten, da ein Teil der Forscher in erster Linie das sarmatische Faunenelement als das maßgebende für die Altersbestimmung herangezogen hat und andere Forscher wieder das Auftreten der neuen pliozänen Formen für entscheidend hielten. Die zahlreichen, im Wiener Becken niedergebrachten Tiefboh-

rungen haben nun ergeben, daß dieses Schichtglied an die Basis des Pannons zu stellen ist, worauf insbesondere K. FRIEDL (1936, S. 165) hingewiesen hat. Als weiteren Beweis für die Richtigkeit dieser Ansicht möchte ich noch anführen, daß in den Teilen des Wiener Beckens, in welchen das untere Pannon diskordant auf dem Sarmat liegt, die untersten, vielfach taschenförmig in das Sarmat eingreifenden Übergangsschichten außer den sarmatischen Formen noch die für die Übergangsschichten so charakteristische *Melanopsis impressa* KRAUSS führen, wie z. B. beim Bahnhof Wiesen-Siegless, (R. HOERNES, 1900). Die Grenze zwischen dem Sarmat und dem Pannon und somit zwischen dem Miozän und Pliozän ist daher an die Basis der Übergangsschichten zwischen dem Sarmat und dem Pannon, oder besser gesagt, an die Basis der Zone der *Melanopsis impressa* zu legen.

Im Wiener Becken nördlich der Donau, im Westen des Steinbergbruches ist das gesamte Unterpannon und z. T. auch das Mittelpannon vorwiegend schottrig und sandig entwickelt. Dies hängt damit zusammen, daß ungefähr in der Gegend zwischen den Ernstbrunner und Falkensteiner Bergen ein von Westen kommender großer Fluß, vielleicht ein Vorläufer der pliozänen Donau, gemündet hat, welcher gegen das Beckeninnere einen weiten, nach H. VETTERS (1937, S. 31) und R. GRILL mit dem großen Schuttkegel des westlichen Weinviertels zusammenhängenden Schutfächer, den Mistelbacher Schuttkegel vorgebaut hat. (Siehe H. VETTERS, 1928: Geologische Karte des Wiener Beckens nördlich der Donau.)

Östlich des Steinbergbruches besteht nach den zahlreichen in diesem Raume niedergebrachten Tiefbohrungen der unterste Teil des Unterpannons vorwiegend aus etwas sandigen Tonmergeln und Sanden. Besonders bemerkenswert ist, wie schon erwähnt, der darüberliegende, auf weite Strecken hin verfolgbare „Schiefrige Tonmergel“, ein dunkelgrünlich-grauer, fester, etwas schiefriger Tonmergel etwa 20—50 m mächtig, mit zahlreichen Ostracoden. Er wird überlagert vom „Großen unterpannonischen Sand“, welcher aus grauen Sanden mit einzelnen Kies- und Schotterlagen, von einer Mächtigkeit von etwa 60—100 m besteht. Die über diesen Schichten liegende Hauptmasse des Unterpannons und auch das Mittelpannon sind vorwiegend sandig ausgebildet, während sandfreie Tonmergel stark zurücktreten, was auf eine stärkere Materialzufuhr vom Mistelbacher Schuttkegel her zurückzuführen sein dürfte. Erst in größerer Entfernung vom Bruch treten die Tonmergel stärker hervor; der untere Teil des Unterpannons ist in diesen Bereichen nach den bisherigen Tiefbohrungen ähnlich wie im südlichen Wiener Becken zur Gänze als Tonmergel ausgebildet.

Was die Mächtigkeit dieser Schichtserie anbelangt, so beträgt dieselbe westlich des Steinbergbruches für das Unter- und Mittelpannon zusammen etwa 200—300 m. Östlich des Steinbergbruches ist die Mächtigkeit wesentlich größer, jedoch großen Schwankungen unterworfen und beträgt z. B. innerhalb der Zistersdorfer Bruchstruktur für die Zone der *Melanopsis impressa* 12—20 m, für die Zone der *Congeria ornithopsis* 300—500 m, für die Zone der *Congeria partschi* 120—150 m, für die Zone der *Congeria subglobosa* 150—300 m. Die Gesamtmächtigkeit des Pannons beträgt also unter Hinzurechnung des Oberpannons mit einem Wert von 100—150 m

in diesem Bereich etwa 700—1100 m. Gegen Süden nimmt die Mächtigkeit jedoch bedeutend ab und beträgt östlich des Steinbergbruches bei Wolkersdorf nur etwa 550—600 m und bei Aderklaa 700—800 m. Diese Werte stammen jedoch sämtliche aus tektonischen Hochzonen und werden in den Muldenzonen sicher größer sein.

Im Wiener Becken südlich der Donau ist, ähnlich wie in den bruchfernen Gebieten nördlich der Donau, das Unterpannon fast ausschließlich tonig entwickelt, während das Mittelpannon vielfach Einschaltungen von Sanden aufweist. Die Mächtigkeit des Unterpannons beträgt westlich des Leopoldsdorfer Bruches etwa 80—100 m und östlich desselben 140 bis 180 m; östlich dieses Verwurfes beträgt die Mächtigkeit des Mittelpannons 250—300 m. Die größere Mächtigkeit des Mittelpannons gegenüber dem Unterpannon im Wiener Becken südlich der Donau ist aller Wahrscheinlichkeit nach auf die Einschaltungen der Sande zurückzuführen. Südlich der Donau erreicht das Pannon einschließlich des Oberpannons also eine Mächtigkeit von nur etwa 500—600 m, gegenüber dem bisher bekannten größten Wert von 1100 m nördlich der Donau.

Der obere Teil des Mittelpannons oder der Zone der *Congeria subglobosa* ist im ganzen Wiener Becken durch die Einschaltungen von durch kohlige Substanz braun bis schwarzbraun gefärbten Tonlagen und z. T. auch von einzelnen, geringmächtigen Lignitflözchen charakterisiert. Darüber folgt „die lignitische Serie“, ein besonders reichlich Kohlen führendes Schichtpaket von 30—60 m Mächtigkeit. Im Gödinger Revier, in welchem diese Serie auch als *Croatica*-Zone bezeichnet wird, und bei Zillingtal sind die Kohlen abbauwürdig (W. PETRASCHECK, 1922/24, I. Teil, S. 250 ff.). Der reichliche Gehalt an Pflanzenresten in dieser Serie, sowie deren weite Verbreitung läßt auf Verlandungserscheinungen schließen, welche das ganze Inneralpine Wiener Becken gleichmäßig erfaßt haben.

In dieser Serie findet sich im nördlichen Teil des Wiener Beckens häufig eine Congerie, welche von W. PETRASCHECK (1922/24, Tafel IV) als *Congeria triangularis* PARTSCH, von K. FRIEDL (1931) als *Congeria* aff. *balatonica* PARTSCH und von L. SOMMERMEIER (1937, S. 342) als *Congeria croatica* BRUS. bestimmt wurde. Außerdem finden sich noch vereinzelt *Congeria spathulata* PARTSCH und kleine Melanopsiden. Die oberhalb der lignitischen Serie liegenden Schichten sind bis zur Oberkante des Pannons fast vollkommen fossilfrei und enthalten nur vereinzelt *Unio*, *Helicella* und sonstige Süßwasser-, bzw. Landschnecken und Ostracoden.

K. FRIEDL hat nun diese lignitische Serie in das Oberpannon gestellt und den etwa 100 m mächtigen unteren Schichtstoß des Oberpannons nach der oben erwähnten Congeria als die Zone der *Congeria* aff. *balatonica* bezeichnet.

Die zahlreichen, mitunter bis über 250 m tiefen Strukturbohrungen, welche in dem großen Raum östlich des Steinbergbruches zur Aufsuchung von erdölmöglichen Strukturen niedergebracht wurden, haben aber ergeben, daß es zweckmäßiger wäre, die lignitische Serie in das Mittelpannon zu stellen (J. KAPOUNEK und R. JANOSCHEK, 1942a, S. 140 und 1942b, S. 471), wofür folgende Gründe angeführt werden können:

1. In der lignitischen Serie kommen, wie schon erwähnt, außer der *Congeria croatica* BRUS. auch noch *Congeria spathulata* PARTSCH und Melanopsiden vor, also Faunenelemente, welche für das Mittelpannon und

nicht für das Oberpannon charakteristisch sind. Der große Schnitt zwischen der Congerien- und Melanopsidenfauna und der ärmlichen Fauna des Oberpannons liegt also an der Oberkante und nicht an der Unterkante der lignitischen Serie. Bei der Einordnung dieser Serie in das Mittelpannon würde somit die schon in der älteren Literatur erkannte Grenze zwischen den beiden genetisch verschiedenen Schichtkomplexen der Congerien führenden Schichten und den darüber folgenden meist fast vollkommen fossilfreien, oberpannonischen Schichten mit der Grenze zwischen dem Ober- und Mittelpannon zusammenfallen.

2. Die petrographische Ausbildung der lignitischen Serie entspricht besser derjenigen der Congerien-Schichten und nicht derjenigen des Oberpannons. Ferner würde der durch reichliche Pflanzensubstanz ausgezeichnete Schichtstoß zur Gänze dem oberen Mittelpannon angehören, was auch vom praktischen Standpunkt bei der Korrelierung der Counterflushprofile von großem Vorteil wäre, da die Oberkante der lignitischen Serie meistens leichter erkennbar ist als die mit dem übrigen Mittelpannon durch Übergänge verbundene untere Grenze derselben, worauf insbesondere J. KAPOUNEK in einem nicht veröffentlichten Bericht hingewiesen hat.

Das Oberpannon, welches ungefähr den Paludinen-, bzw. Viviparen-Sanden der älteren Literatur entspricht, nimmt, abgesehen von der jüngeren Bedeckung, den ganzen Raum zwischen dem Steinbergbruch, bzw. dem Leopoldsdorfer Verwurf im Westen und den Randgebieten des Beckens am Fuße des Leithagebirges und der kleinen Karpathen im Osten ein. In diesem Raum wurden viele hunderte Strukturbohrungen bis zu einer Tiefe von 100—300 m vorwiegend nach dem Counterflushsystem niedergebracht, so daß von den meisten Bohrungen ein fast vollständiges Kernprofil zur Untersuchung und Korrelierung vorlag. Es ist klar, daß wir dadurch über den Aufbau dieser Zone vorzüglich orientiert sind (R. JANOSCHEK, 1942 a, S. 127 und 140 ff.).

Die oberpannonischen Sedimente zeigen nun, wie schon erwähnt, eine ganz andere Ausbildung als die Ablagerungen der tieferen Zonen und Stufen. Sie bestehen aus einer reichen Wechsellagerung von Tonmergeln, Tonen, sandigen Tonmergeln und Tonen, aus groben und feinen Sanden, in welche mitunter einzelne Kies- und Schotterlagen eingeschaltet sind. Vorwiegend in der höheren Serie sind Mergel- und Kalkkonkretionen weit verbreitet und im Wiener Becken südlich der Donau sind einzelne Süßwasseralkbänke eingeschaltet, wie z. B. am Eichkogel bei Mödling und bei Moosbrunn (ST. RICHARZ, 1921 und H. KÜPPER & C. A. BOBIES, 1927). Es sind schmutzigweiße bis bräunlichgelbe, harte Kalke, welche z. T. ziemlich tonig sind und mitunter Steinkerne und Abdrücke von zahlreichen Gastropoden und Oogonien von *Chara* enthalten (M. SCHLOSSER, 1907; W. WENZ 1928; W. WENZ und AEM. EDLAUER, 1942). Die Farbe der oberpannonischen Schichten schwankt, insbesondere innerhalb der jüngeren Serie, außerordentlich, was in der Nähe der Tagesoberfläche z. T. durch die Oxydation bedingt ist.

Was nun die Gliederung des Oberpannons anbelangt, so wurde dasselbe, wie schon erwähnt, von K. FRIEDL in 2 Zonen unterteilt, in die Zone der *Congeria* aff. *balatonica* und in die Zone der Viviparen. Da jedoch nach der Einordnung der lignitischen Serie in das obere Mittelpannon die oberpannonischen Ablagerungen keine Congerien führen, muß

natürlich die Zone der *Congeria* aff. *balatonica* K. FRIEDL's einen anderen Namen erhalten, da es ja nicht angeht, daß eine Zone nach einer Form benannt ist, die vorwiegend nur in der nächst tieferen Zone vorkommt. Weil nun in diesem Schichtstoß die für das Unter- und Mittelpannon so charakteristische Fauna nicht mehr zu finden ist und derselbe, abgesehen von vereinzelt Unionen, Helicellen und sonstigen Süßwasser-, bzw. Landschnecken und Ostracoden, fast vollkommen fossilfrei ist, hat der Verfasser dieses (1942, S. 141) für das Oberpannon die Bezeichnung „Fossilere bzw. fossilarme Zone“ vorgeschlagen. Diese Bezeichnung, welche in erster Linie auf die Fossilarmut dieser Schichten und vor allem auf den Mangel eines charakteristischen Zonenfossils hinweisen soll, ist nur als eine vorübergehende gedacht und soll nur so lange gebraucht werden, bis es gelingt, die Zonengliederung des Pannons des Wiener Beckens mit derjenigen Ungarns in Übereinstimmung zu bringen. Nach dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse dürfte die fossilere Zone ungefähr dem Horizont mit *Congeria balatonica* PARTSCH (L. STRAUSS, 1942) Westungarns entsprechen.

Infolge des Mangels an Fossilien konnten für die weitere Gliederung des Oberpannons daher nur petrographische Merkmale und vor allem die verschiedenen Farbtöne der einzelnen Schichten herangezogen werden, welche allerdings nur im gebirgsfeuchten Zustand deutlich hervortreten. Trotz der scheinbar unentwirrbaren Mannigfaltigkeit der oberpannonischen Ablagerungen war es nämlich möglich, einzelne Horizonte auf weite Strecken immer wieder zu erkennen. So konnten vor allem gewisse Änderungen im Farbton, ferner lignitische Lagen oder durch reichliche Führung von kohligem Substanz braun bis schwarzbraun gefärbte, mitunter nur wenige Dezimeter mächtige Tonlagen durch den größten Teil des Wiener Beckens, von Lundenburg bis Moosbrunn verfolgt werden. Dies deutet darauf hin, daß trotz der immer deutlicher hervortretenden Verlandungserscheinungen gewisse Ablagerungsbedingungen das ganze Becken gleichmäßig erfaßt haben. Auf diese Weise war es möglich, die Tektonik der oberpannonischen Schichten von großen Teilen des Wiener Beckens klar zu erkennen.

Das Oberpannon oder die „Fossilarme Zone“ ist nun in zwei Abschnitte zu gliedern, in eine tiefere blaue und in eine obere bunte Serie.

Die „Blaue Serie“ besteht aus einer reichen Wechsellagerung von vorwiegend blaugrau gefärbten Sanden, Tonmergeln und Tonen mit einzelnen Kies- und Kleinschotterlagen und lignitischen Tonbändern. Mitunter sind auch grün gefärbte Lagen eingeschaltet. Die Oberkante dieser Serie, welche durch die obere Grenze der Blaufärbung und einer darüber liegenden, meist lignitischen Tonlage gekennzeichnet ist, wurde von K. FRIEDL (1936, S. 150 ff.) als der erste Leithorizont bezeichnet. Unter diesem liegt ein etwa 10—40 m mächtiges Sandpaket, der sogenannte Zwischen-sand, und darunter folgt wieder eine schwarze Schichte, deren Unterkante dem zweiten Leithorizont entspricht. Im Marchfeld sind alle diese Schichten, insbesondere auch durch die große Mächtigkeit der jungpliozänen und quartären Schotter z. T. schon abgetragen. Für dieses Gebiet wurden deshalb zwei tiefere Schotterhorizonte, welche etwa 50 bzw. 80 m unter dem ersten Leithorizont liegen, zur Korrelierung herangezogen. Die „blaue Serie“ hat eine Mächtigkeit von etwa 100 m.

Über der blauen Serie liegt die „Bunte Serie“, welche gleichfalls etwa 100 m mächtig ist und aus einer reichen Wechsellagerung von Sanden, Tonmergeln und Tonen mit Mergel- und Kalkkonkretionen und Süßwasserkalklagen sich aufbaut und durch bunte Farbtöne, wie grau, grün, gelb und braun, z. T. durch Oxydation bedingt, ausgezeichnet ist.

Nach der Gliederung von K. FRIEDL folgt über der bunten Serie die Zone der Viviparen als Äquivalent der Paludinensande der älteren Literatur. Die Strukturbohrungen haben jedoch ergeben, daß es im Inneralpinen Wiener Becken überhaupt kein Schichtglied gibt, welches der Zone der Viviparen entspricht, da die großen Sandkomplexe, wie sie bei Eichhorn, Raggendorf, Wolkersdorf, Enzersdorf a. d. Fischa etc. anstehen, in den obersten Teil der blauen Serie oder in die bunte Serie einzuordnen sind. Das Äquivalent der Paludinensande der älteren Literatur ist die Fossilleere Zone.

In der mährischen Bucht (K. URBAN und T. BUDAY, 1941, S. 294) wird das Oberpannon durch eine monotone Folge von vorwiegend rot, grün und z. T. auch braun gefärbten Tonen* mit Kalk- und Mangankonkretionen vertreten, welche im ostmärkischen Teil des Wiener Beckens petrographisch der diskordant über der bunten Serie liegenden „Roten Lehmserie“ entspricht, welche oberpliozänes Alter hat. Es ist die Vermutung nicht von der Hand zu weisen, daß die bunten Schichten der mährischen Bucht gleichfalls jüngerer Alter haben.

Zusammenfassend ist also das Pannon des Inneralpinen Wiener Beckens nach K. FRIEDL und nach den Untersuchungen der Rohöl-Gewinnungen A. G. folgendermaßen zu gliedern:

a) Der Komplex der Congerien-Schichten, welcher das Unter- und Mittelpannon umfaßt, ist in 4 Zonen zu unterteilen:

4. Zone der *Congeria subglobosa* (einschließlich der lignitischen Serie mit *Congeria croatica* BRUS.)
3. „ „ „ *partschi*
2. „ „ „ *ornithopsis*
1. „ „ *Melanopsis impressa*

- b) Das Oberpannon oder die „Fossilleere Zone“, baut sich auf aus der:
2. Bunten Serie
 1. Blauen Serie.

Zusammenfassung

Zum Abschluß seien noch einmal die wichtigsten Schlußfolgerungen kurz angeführt:

1. An der zusammenfassenden Bezeichnung Pannon für die Congerien-Schichten und die Paludinensande der älteren Literatur ist auch weiterhin festzuhalten.

2. Das Pannon liegt, abgesehen von unbedeutenden Diskordanzen in den Randgebieten des Beckens, konkordant auf dem Sarmat. Zwischen beiden Stufen ist keine wesentliche Schichtlücke vorhanden.

3. Das gesamte Pannon ist auf Grund der Säugetierfaunen in das Unterpliozän zu stellen, so daß die Grenze zwischen dem Sarmat und dem Pannon mit derjenigen zwischen dem Miozän und dem Pliozän zusammenfällt.

4. Die lignitische Serie ist nicht an die Basis des Oberpannon, sondern in das oberste Mittelpannon zu stellen, damit ist die Grenze zwischen den beiden genetisch verschiedenen Schichtkomplexen, dem Congerien und Melanopsiden führenden Unter- und Mittelpannon und dem fast fossilfreien Oberpannon klarer gefaßt.

5. Für das Oberpannon wird der Ausdruck „Fossilleere Zone“ vorgeschlagen. Dieselbe unterteilt sich in die tiefere blaue und in die höhere bunte Serie.

6. Die typischen Paludinensande bzw. die Zone der Viviparen fehlen im Wiener Becken. Die anfänglich dafür gehaltenen, mächtigen Sandlagen gehören stratigraphisch tieferen Horizonten an.

Schrifttum

- ANDRUSOV, D.: Karpathen-Miozän und Wiener Becken. — *Petroleum*, **34**, Nr. 27, S. 1, Wien 1938.
- ANDRUSOV, N.: Fossile und lebende Dreissensidae. — *Trav. Soc. Natur. de St. Petersburg. Sect. Géol. et Min.* **25**, St. Petersburg 1897.
- BOBIES, C. A.: Siehe: KÜPPER, H.: 1927.
- BUDAY, T.: Siehe: URBAN, K.: 1941.
- FAHRION, H.: Zur Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken. — „Öl und Kohle“, **37**, S. 451, Berlin 1941.
- FRIEDL, K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. — *Mitt. geol. Ges. Wien*, **24**, S. 1, 1931.
- Der Steinberg-Dom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — *F. E. SUESS-Festschr.*, *Mitt. geol. Ges. Wien*, **29**, S. 21, 1936.
- FUCHS, TH.: Neue Brunnengrabungen in Wien und Umgebung. — *Jb. geol. Reichsanst.* **25**, S. 19, Wien 1875.
- GILLET, S.: Essai de synchronisme du miocène supérieur et du pliocène dans l'Europe centrale et orientale. — *Bull. Soc. géol. France. V. sér.* **3**, S. 327, 1933.
- HOERNES, R.: Die vorpontische Erosion. — *Sber. Akad. Wiss. Wien, math.-nat. Kl.* **109**, 1900.
- JANOSCHEK, R.: Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im Inneralpinen Wiener Becken. — „Öl und Kohle“, **38**, S. 125, Berlin 1942 a.
- Das Inneralpine Wiener Becken. — In: F. X. SCHAFFER, *Geologie der Ostmark*. Verlag F. Deuticke, Wien 1942 b.
- JEKELIUS, E.: Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. — *An. Inst. geol. României*, **17**, S. 265, Bukarest 1935.
- KREJCI-GRAF, K.: Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. — *Geol. Rundschau*, **23**, S. 300, 1932.
- KÜPPER, H. & BOBIES, C. A.: Das Tertiär am Ostrand des Anningers. — *Jb. geol. Bundesanst.*, **77**, S. 1, Wien 1927.
- PETRASCHEK, W.: Kohlengologie der österr. Teilstaaten. — Verlag für Fachliteratur, Wien 1922/24.
- RICHARZ, ST.: Der Eichkogel bei Mödling und seine nähere Umgebung. — *Jb. geol. Staatsanst.*, **71**, S. 51, Wien 1921.
- ROTH v. TELEGD, L.: Geologische Skizze des Kroisbach-Rusler Bergzuges und des südlichen Teiles des Leithagebirges. — *Földt. Közlöny*, **9**, S. 144, Budapest 1879.
- SCHAFFER, F. X.: *Geologie der Ostmark*. Verlag F. Deuticke, Wien. Siehe: R. JANOSCHEK und A. WINKLER-HERMADEN, 1942.
- SCHLOSSER, M.: Land- und Süßwassergastropoden vom Eichkogel. — *Jb. geol. Reichsanst.*, **57**, S. 753, Wien 1907.
- SOMMERBIER, L.: Die stratigraphischen und tektonischen Grundlagen der Erdölagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. — *Festschr. z. Leobner Bergmannsiag 1937*; *Berg- u. Hüttenmänn. Jb. Leoben*, S. 336, 1937.

- SPALEK, V.: Die stratigraphische Stellung der Cerithien- und Congerienschichten des Wiener Beckens. — Sborník Klubu přírodovědeckého v Brně 1936. 1936.
- STRAUSZ, L.: Das Pannon des mittleren Westungarns. — Annales hist.-nat. musei nationalis Hungarici, pars min. geol. pal., **35**, S. 1, Budapest 1942.
- SZADECZKY-KARDOSS, E. V.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefenebene. — Mitt. berg. u. hüttenmänn. Abt. Univ. Sopron **10**, S. 1, Sopron 1938.
- TROLL, O.: Die pontischen Ablagerungen von Leobersdorf und ihre Fauna. — Jb. geol. Reichsanst. **57**, S. 33, Wien 1907.
- URBAN, K. & BUDAY, T.: Übersicht der Geologie des Neogens in der südmährischen Senke. — Mitt. geol. Anst. Böhmen u. Mähren, **17**, S. 280, Prag 1941.
- VETTERS, H.: Geologische Übersichtskarte des Wiener Beckens nördlich der Donau. In: Das niederösterreichische Weinviertel östlich des Klippenzuges von L. HELMER. — Landeskundl. Bücherei. Österr. Bundesverlag, Wien.
- Erläuterungen zur geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — Geol. Bundesanstalt, Wien 1937.
- WENZ, W.: Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf. — Senckenbergiana, **3**, Frankfurt a. M. 1921.
- Weitere Beiträge zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf. Senckenbergiana, **9**, Frankfurt a. M. 1927.
- Zur Fauna der pontischen Schichten von Leobersdorf und vom Eichkogel bei Mödling. — Senckenbergiana, **10**, Frankfurt a. M. 1928.
- WENZ, W. & EDLAUER, AEM.: Die Molluskenfauna der oberpontischen Süßwassermergel vom Eichkogel bei Mödling, Wien. — Archiv f. Molluskenkunde, **74**, S. 82, Frankfurt a. M. 1942.
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In: F. X. SCHAFFER, Geologie der Ostmark. Verlag F. Deuticke, Wien 1942.
-

Ein mikrofaunistischer Vergleich des südosteuropäischen Pannons

VON HELMUT FAHRION

(Mit 3 Tabellen)

Die Mikrofauna des Pannons ist erst in den letzten Jahren in ihrer Bedeutung für vergleichende stratigraphische Zwecke erkannt worden. Anlaß zu derartigen Untersuchungen gaben die zahlreichen Flach- und Tiefbohrungen im Bereich des Wiener Beckens und des Pannonischen Beckens. Bei dem oftmaligen Fehlen von Makrofossilien in den Bohrproben war man bei der stratigraphischen Einordnung häufig nur auf die Mikrofauna angewiesen. Im Verlauf der Untersuchungen hat sich ergeben, daß die Mikrofauna zunächst im Pannon des Wiener Beckens mit Erfolg stratigraphisch zu verwerten ist, und daß sich darüber hinaus auch mit dem Pannonischen Becken Beziehungen herstellen lassen, die ihrerseits wieder stratigraphische Rückschlüsse gestatten.

Das wichtigste Element der pannonischen Mikrofauna sind die Ostracoden. Es konnten zunächst im Wiener Becken eine Reihe von Formen unterschieden werden, die im Hinblick auf die rein praktischen Zwecke der Untersuchungen vorläufig nur mit großen lateinischen Buchstaben (Form A, B usw.) bezeichnet wurden. Die paläontologische Bearbeitung dieser Formen, die z. T. noch nirgends beschrieben sind, erfolgt später. Bezüglich der Beschreibung und Abbildung der einzelnen Formen sei auf eine frühere Arbeit (FAHRION 1941) verwiesen.

Es war nun von großem Interesse, festzustellen, daß diese Ostracoden-Formen nicht auf das Wiener Becken beschränkt sind, sondern auch in Ungarn und Kroatien, ja sogar Rumänien vorkommen. Einzelne Formen haben gewisse lokale Abwandlungen erfahren, auch tauchen z. B. in Rumänien zusätzlich andere Formen auf, die wir aus dem Wiener Becken nicht kennen, aber im großen Ganzen ist der Ostracoden-Bestand im ganzen südosteuropäischen Pannon derselbe.

Auch die Begleitfauna der Ostracoden darf bei einer stratigraphischen Bestimmung nicht vernachlässigt werden. Es handelt sich dabei um Fischreste, Kleinschnecken und Gehäusedeckel (Opercula), charakteristische Makrofossilsplitter u. a. Dazu kommen pflanzliche Reste: Pflanzenhäcksel, Samen, Sporen, Characeen-Früchte. Foraminiferen sind im Pannon im allgemeinen nur in Einzelexemplaren auf sekundärer Lagerstätte zu finden.

Die mikrofaunistische Gliederung des Pannons in den verschiedenen Ablagerungsräumen soll an Hand einiger Faunentabellen erläutert werden. Betrachten wir zunächst die Verhältnisse im Wiener Becken, wo die

Untersuchungen ihren Ausgang nahmen und die Ergebnisse durch eine Fülle von Material belegt sind. In der Tabelle 1 ist ein Faunenprofil durch das ganze Pannon zusammengestellt aus drei benachbarten Flachbohrungen, die fortlaufend gekernt sind und deren Profile sich überschneiden. Bei einer Verfolgung des Faunenprofils von oben nach unten, entsprechend dem Bohrvorgang, zeigt sich zunächst, daß die Mikrofauna im Oberpannon und im Oberen Mittelpannon auf einzelne Lagen beschränkt ist, die sich interessanterweise petrographisch durch mangelnden Kalkgehalt auszeichnen. Oberpannon und Oberes Mittelpannon lassen sich mikrofaunistisch nicht voneinander trennen. Beide Stufen sind charakterisiert durch das Vorkommen von Pflanzenhäcksel und Characeen-Früchten, eine eigenartige Kleinschneckenfauna, die sich aus Land- und Süßwasserschnecken zusammensetzt, und zahlreiche Opercula. An Ostracoden findet sich hauptsächlich unsere Form D, während die Formen A, B und C wohl vorkommen können, aber meist selten sind.

Das Untere Mittelpannon bringt die Blütezeit der Ostracoden. Alle unterscheidbaren Formen sind in reicher Anzahl und meist auch in großwüchsigen und gut ausgebildeten Exemplaren vertreten.

Besonders wichtig für unsere vergleichenden Untersuchungen ist nun die Grenze Mittelpannon/Unterspannon. Diese Grenze ist vor allem dadurch bestimmt, daß die für Ober- und Mittelpannon typische Ostracoden-Form D im Unterspannon vollkommen fehlt. Die Durchläuferformen A und C kommen wohl im Unterspannon auch vor, treten aber stark zurück. Ebenso fehlen fast ganz unsere Formen F, G und H. Dafür liegt im Unterspannon die Hauptverbreitung der Form B, die oft in Massen als einziger Ostracode auftritt. Für diese Form ist übrigens eine sehr zerbrechliche Schale bezeichnend, so daß sie oft nur in Bruchstücken erhalten ist, die aber eine Zuordnung ohne Schwierigkeiten gestatten.

Der unterste Teil des Unterspannons, die Impressa-Zone des Wiener Beckens, hebt sich dadurch ab, daß hier wieder Pflanzenreste und Characeen-Früchte vorkommen, ferner fast immer die Ostracoden-Form H und schließlich auch häufiger Foraminiferen, die z. T. Reste des sarmatischen Foraminiferenbestandes darstellen, vorwiegend aber aus tieferen Stufen stammen und umgelagert sind.

Zum Vergleich nun eine Fauna aus der Bohrung Ludbreg 1 in Kroatien, also aus dem Südteil des Pannonischen Beckens. Wie Tabelle 2 zeigt, führen die Congerien-Schichten eine reiche Ostracodenfauna, in der unsere sämtlichen im Wiener Becken unterschiedenen Formen enthalten sind. Besonders hinzuweisen ist auf die Form D, die im Wiener Becken typisch für Ober- und Mittelpannon ist. — Demgegenüber kommt in den *Valenciennesia*-Schichten durchgehend nur unsere Ostracoden-Form B vor. Andere Ostracoden treten ganz zurück, insbesondere fehlt die Form D fast vollständig; nur Form G kommt noch gelegentlich vor. — Die sog. *Provalenciennesia*-Schichten endlich sind fast ganz fossilieer, gehören aber ihrem ganzen Habitus nach sicher noch zum Pannon.

Es ergibt sich also hier im Pannonischen Becken eine deutliche Parallele zum Wiener Becken: Im höheren Pannon eine arten- und individuenreiche Ostracodenfauna mit der Form D, im tieferen Pannon eine individuenreiche, aber artenarme Fauna, fast ausschließlich Form B, da-

gegen Fehlen der Form D. Die Grenze Mittelpannon/Unterspannon des Wiener Beckens würde somit der Grenze Congerien-Schichten/*Valenciennesia*-Schichten Kroatiens entsprechen.

Die Tabelle 3 zeigt die Mikrofauna der Bohrung Tótkomlós 1 in Ungarn, die mehr für den Ostteil des Pannonischen Beckens bezeichnend sein dürfte. Im höheren Pannon finden wir wieder reichlich Pflanzenhäcksel, Characeen-Früchte und Opercula. Der Ostracoden-Bestand ist sehr viel ärmer als in den seither betrachteten Gebieten. Von unseren im Wiener Becken unterschiedenen Formen sind nur die Formen B, D und G vertreten. Bezeichnenderweise ist auch hier die Form D auf das Oberpannon beschränkt, während im Unterspannon die Hauptverbreitung der Form B liegt. Ähnlich wie in der Bohrung Ludbreg 1 kommt auch hier gelegentlich Form G im Unterspannon vor. — Ein für das Unterspannon typischer Bestandteil der Mikrofauna sind eigenartige weiße Scheibchen, die aus winzigen, durch Kalk verkitteten Sandkörnchen bestehen und wahrscheinlich Sandschaler-Foraminiferen sind. Diese Gebilde kennen wir inzwischen schon aus verschiedenen Bohrungen im Bereich des Pannonischen Beckens, und zwar immer nur aus dem Unterspannon.

In der Bohrung Tótkomlós 1 läßt sich das Oberpannon nach oben hin bis jetzt nicht vom Levantin trennen. Pannonische Ostracoden finden sich auch im oberen Teil des Profils, der vielleicht in das Levantin zu stellen ist. Wenn, wie es sich aus der petrographischen Ausbildung ergibt, die faziellen Verhältnisse im Oberpannon und im Levantin praktisch dieselben sind, ist es keineswegs verwunderlich, wenn auch die Pannon-Ostracoden in das Levantin hinaufreichen. Anzeichen dafür liegen auch aus anderen Bohrungen im Pannonischen Becken vor.

Ergebnis. Aus unserem Vergleich von pannonischen Mikrofaunen aus verschiedenen Ablagerungsräumen ergibt sich, daß die Mikrofauna, insbesondere die Ostracoden, ein wertvolles Hilfsmittel für stratigraphische Vergleiche innerhalb des südosteuropäischen Pannons darstellt. Wenn auch die Ergebnisse im einzelnen noch an Hand von größerem Material nachgeprüft werden müssen, so zeigt sich doch schon jetzt, daß ein charakteristischer mikrofaunistischer Schnitt an folgenden Schichtgrenzen auftritt: im Wiener Becken an der Grenze Mittelpannon/Unterspannon, in Kroatien an der Grenze Congerien-Schichten/*Valenciennesia*-Schichten, in Ungarn an der Grenze Oberpannon/Unterspannon. Die Mikrofaunen des Unterspannons einerseits, des Oberpannons andererseits entsprechen sich mit geringen Abwandlungen in den verschiedenen Pliozänbecken. Das Mittelpannon des Wiener Beckens gehört mikrofaunistisch zum Oberpannon; der Komplex Ober- + Mittelpannon des Wiener Beckens ist also dem Oberpannon des Pannonischen Beckens gleichzusetzen.

Anhang

Anläßlich der Exkursion in das Jungtertiär Westungarns, die im Anschluß an die Budapester Aussprache stattfand, konnten auch Gesteinsproben für eine mikropaläontologische Untersuchung gesammelt werden. Die einzelnen Aufschlüsse, denen die Proben entstammen, ihre stratigraphische Stellung und ihr Makrofossilgehalt sind von L. STRAUZ (1942) beschrieben.

Die Mikro-Untersuchung hat bei den meisten Proben ein sehr schönes Ostracoden-Material ergeben. Dies gilt insbesondere für die Aufschlüsse von Balatonfüzfő, Balatonberény und Fonyód, die sämtlich den *Congeria balatonica*-Schichten angehören. Vorherrschend sind hier unsere Ostracoden-Formen A, B und D, während die Formen C und G nur selten vorkommen. Die Zuordnung dieser Mikrofaunen zum Oberpannon entspricht durchaus unseren bisherigen Erfahrungen.

Eine Probe von Lengyeltóti aus den Schichten der *Prosodacna vutskitsi* führt eine nicht sehr reiche Ostracoden-Fauna, die praktisch fast nur aus unserer Form A besteht. Auch diese Fauna paßt am besten zum Oberpannon, wenn auch ihre Zuordnung nicht so eindeutig ist wie bei den vorher genannten.

Schließlich wurde noch eine Probe aus den *Congeria partschi*-Schichten von Pápakovácsi untersucht. Hier zeigt sich ein Vorherrschen unserer Ostracoden-Form B (oft nur in Bruchstücken erhalten), wie wir es als typisch für das Unterpannon kennen. Nach der Begleitfauna (einige Formen A und G) möchte man annehmen, daß es sich bei dem Aufschluß um die obere Abteilung des Unterpannons handelt.

Angeführtes Schrifttum

- FAHRION, H.: Zur Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken. — Öl und Kohle **37**, S. 451—554; Berlin 1941.
- STRAUSZ, L.: Das Pannon des Mittleren Westungarns. — Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hungar. **35**, pars Min. Geol. Pal.; Budapest 1942.
-

	Sandröhren	Pflanzenhäkssel	Characeen-Früchte	Heliciden-Fauna	Opercula	Fischreste	Cardien- und Congerien-Reste	Ostracoden								Formationsgrenzen	
								A	B	C	D	F	G	H			
10																	
20		hh	s	h		s			s								Ober-Pannon
30	+			h	+	+							+	h			
40																	
50	s			s													
60	+	+		+	+												
70				hh	s												
80																	
90	+	+		hh	s	+							s				
100				+	h	+		+	+								
110				hh	+	+											
120				hh	+	+											
130		h	s	hh	s								s				Oberes Mittel-Pannon
140																	
150																	
160																	
170																	
180																	
190																	
200							s	•	s	•						•	
210		s					•	•	•	•							
220							h	+	+	s	•			•			
230							s	+	s	s				•			
240							h	h	+	s			•				Unteres Mittel-Pannon
250							h	h	+	s			•			•	
260							hh	h	+	s			s			•	
270							hh	+	+	s	•		s			•	
280					s		+	+	+	•		+					
290							+	s	h							•	
300							hh	+	+	s							
310							+	+	h	•							Unter-Pannon
320		s	s				+	s	hh	•							
		s	•				+	+	h							•	

• 1—2 Exemplare
s selten
+ normale Häufigkeit
h häufig
hh sehr häufig

Die Mikrofauna des Pannons im Wiener Becken

zusammengestellt nach den Bohrungen CFE 82, CFL 9 und CFL 12

Maßstab 1:500

Dr. Fahrion
Wien, 15. VI. 1942

	Probenfolge	Sandröhren	Pflanzenläcksel	Characeen-Früchte	Makrofossilreste	Opercula	Fischreste	weiße Scheibchen (Sandstücker?)	Ostracoden								Formationsgrenzen	
									A	B	C	D	F	G	H			
100																		
200		s				+				s		h						
300				s		+				+		s						
400																		
500				s														Levantin +
600		s	s															Oberpannon
700		s	s			s						+						
800		+	+															
900		+	+															
1000		h	h	+	s	+	h					+						ca. 990 m
1100		h	h		s	+												
1200		h	h		s	s	+			h								
1300		h	h		s	s	+											Unterpannon
1400		h	h		s	s	+											
1500		h	h		s	s	+											
Endteufe 1618,9		h	h		s	s	+											

• 1-2 Exemplare
s selten
+ mittlere Häufigkeit
h häufig

Die Mikrofauna der Bohrung Tótkomlós 1

Maßstab 1:2500

Dr. Fabrian
Wien, 8. VI. 1942/

Die tertiäre Schichtfolge am Alpenostabfall und ihre Beziehungen zu jener des pannonischen Beckens

VON ARTHUR WINKLER v. HERMADEN, Prag-Kapfenstein (Steiermark)

Vorbemerkung

Durch zahlreiche ältere und neuere Untersuchungen ungarischer Forscher, insbesondere aber dank den Ergebnissen der ungarischen Tiefbohrungen des letzten Jahrzehnts ist die Kenntnis vom Tertiär des pannonischen Beckens, über das L. v. LOCZY sen. seinerzeit eine erste grundlegende, monographische Darstellung gegeben hatte, in vielen Punkten erweitert und vervollständigt worden. (Vgl. hiezu die neuen größeren Arbeiten von v. SZADÉCKY-KARDOSS, v. SÜMEGHY 1939, v. LOCZY jun. 1939 a, STRAUZ und anderen.) Auch in den großen Einbuchtungen, welche das miozäne Meer und der pannonische Süßwassersee im Jungtertiär in die Ostflanke der Alpen entsendet haben, ist eine reichhaltige, vielgliederte und z. T. auch reichlich fossilführende Schichtfolge abgelagert worden, deren Studium der Verfasser dieser Zeilen 3 Jahrzehnte gewidmet hat. Nur aus einem Teilbereich des inneralpinen Wiener Beckens haben hier bisher auch Tiefbohrungen wichtige Anhaltspunkte über Aufbau und Mächtigkeit der Schichtfolge im Beckenuntergrund ergeben.

Vorwiegend aus Terrainbeobachtungen und geologischen Aufnahmen am östlichen Alpenrand ist ein tertiäres Entwicklungsbild erwachsen, das ich in zahlreichen Veröffentlichungen, zuletzt zusammenfassend in der „Geologie der Ostmark“¹⁾ entworfen habe, das durch verschiedene neuere Arbeiten anderer Verfasser, speziell über das inneralpine Wiener Becken (FRIEDL, JANOSCHEK u. a.), eine Erweiterung erfährt.

In dieser Mitteilung sollen nur einige wesentliche Ergebnisse über Gliederung und Aufbau des Alpenrandtertiärs hervorgehoben und im übrigen die Beziehungen desselben zu den Tertiärbereichen des pannonischen Beckens (und Osteuropas) kurz behandelt werden. Die Gesichtspunkte, welche bei Beurteilung des Ablaufs der tertiären Entwicklung in besonderem Maße Berücksichtigung fanden, waren folgende:

1. Festlegung und räumliche Verfolgung der tektonischen Haupt- und Nebenphasen und der durch diese hervorgerufenen Diskordanzen in der Schichtfolge.

¹⁾ Der besonders in Betracht kommende, von mir verfaßte Abschnitt „Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär“ in dem von F. X. SCHAFFER herausgegebenen Werke ist als Sonderdruck bereits 1939 erschienen.

2. Sedimentologische vergleichende Betrachtung der Schichtfolgen und ihrer faciellen Abwandlungen, als Grundlage für die Beurteilung der paläogeographischen Verhältnisse in den einzelnen Zeitabschnitten.
3. Festlegung vulkanischer Ausbruchzeiten auf Grund von Tuff- und Lavaeinschaltungen in der Schichtfolge.
4. Ermittlung der Beziehungen zwischen Landformung und Sedimentbildung zur Beurteilung der Reliefverhältnisse in der Umrahmung der Ablagerungsräume und der Sedimentabfuhr.

Der zyklische Ablauf der jungtertiären Entwicklung am Alpenostabfall

Für die Zeit seit dem Mitteloligozän bis zur Gegenwart unterscheidet sich — im großen und ganzen übereinstimmend mit STILLE's tektonischer Phasengliederung — 4 tektonische Hauptzyklen (1939 b, 1940 a, 1942), die den Zeiten des höheren Oligozäns, des älteren Miozäns, des Jungmiozäns und jenen des Pliozän-Quartärs entsprechen. Zwischen den Hauptzyklen und teilweise auch innerhalb dieser sind tektonische Diskordanzen feststellbar. In den zwischen den tektonischen Hauptphasen gelegenen Zeiten vorwiegender epirogenetischer Ausgestaltung lassen sich weit ausgreifende Nachsenkungen des Gebirgssaums und damit verknüpfte marine und limnische Transgressionen feststellen. In abgeschwächtem Maße sind solche auch zwischen den Teilphasen einzelner Zyklen zu erkennen.

I. Der Hauptzyklus des höheren Oligozäns

Der größte Teil der Ostabdachung der Alpen war im höheren Alttertiär (Oligozän) Festlandsboden. Das gilt sowohl für den Raum des späteren inneralpiner Wiener Beckens, am Ostrande der nördlichen Kalkalpen, als auch für den breiten zentralalpiner Ostsaum. Erst in den untersteirischen Savefalten ist das Vordringen eines aus Kroatien und Südungarn kommenden Meeresastes und eines Süßwassersees feststellbar. Zuerst war es das Meer der Rupelstufe, welches in den Nummuliten- und Lithothamnienkalken von Oberburg (F. TELLER 1896) im höheren Savegebiete (Savefalten) Absätze hinterlassen hat. Das Mitteloligozän transgrediert hier über einen schon vorher gebildeten Falten- und Deckenbau, der vermutlich in der pyrenäischen Phase entstanden war (WINKLER v. HERMADEN 1936). L. v. LOCZY jun. (1941) hat kürzlich eine paläogeographische Karte des Rupel-Meeres im pannonischen Bereich entworfen, welche diese „Savefaltenbuch“ deutlich zum Ausdruck bringt. Der mitteloligozäne (und auch oberoligozäne) Festlandsboden der Grazer Bucht und des Wiener Beckens erstreckte sich vermutlich ostwärts noch über einen Großteil der Kleinen ungarischen Tiefebene, vielleicht bis zum südlichen Bakonyer Wald hin.²⁾ Die buntgefärbten Konglomerate von „Okonina“ an der Basis des Oligozäns im Save- (Sann-) Bereich deuten auf eine stärkere erosive Zerstörung einer alloligozänen Gebirgsoberfläche.

²⁾ Die von L. v. LOCZY jun. gezeichnete breite Meeresstraße der Rupel-Stufe zwischen dem Draugebiet und der Donau ist aber wohl nur als noch nicht erwiesene Möglichkeit anzusehen. Positive Anhaltspunkte werden sich erst aus bis auf das Grundgebirge niedergebrachten Tiefbohrungen ergeben.

Ebenfalls nur auf die Savefalten beschränkt ist die Verbreitung der oberoligozänen (chattischen) Schichtkomplexe, die dort in Gestalt von marinen, brackischen und limnischen Schichten entgegnetreten. Hierher gehören die Nulliporenkalke von Klanzberg, die Fischechiefer von Wurzenegg und die produktiven, limnisch-brackischen Sotzkaschichten (F. TELLER 1896). Durch neuere Untersuchungen (PETRASCHECK 1940, MUNDA) ist es festgelegt, daß alle bedeutenden Kohlenlager der Savefalten (Trifail, Sagor, Hrastnigg, Reichenburg-Senovo, Hörberg usw.) dem oberoligozänen Niveau zugehören, das auch Tuffeinschaltungen und an seiner Basis Andesitlaven aufzeigt (PETRASCHECK 1929, 1941).

II. Der Hauptzyklus des älteren Miozäns

Savefalten. A. BITTNER verdanken wir die wichtige Feststellung, daß die chattische Schichtfolge der Tüfferer Mulde in den Savefalten, festgelegt auf Grund der bergbaulichen Aufschlüsse im Trifailer Revier, schon vor Ablagerung des marinen Miozäns eine Aufrichtung und Abtragung erfahren hatte. W. PETRASCHECK konnte diese Beobachtungen auf Grund der neuen Grubenaufschlüsse bestätigen und erweitern (1929). Das Meer des älteren Miozäns (vermutlich teils jenes der burdigalischen, teils der helvetischen Stufe) greift transgredierend im ganzen Bereich der Savefalten nach dieser Gebirgsbildungszeit vor. Der „savischen Orogenese“ folgten ausgedehnte andesitisch-dazitische Intrusionen und Ergüsse nach, welche letztere in dem mächtigen Vulkankörper des Smrekouc ihr Zentrum erkennen lassen. Der Hauptteil der andesitischen Ausbruchsmassen gehört aber wahrscheinlich schon als Auftakt zum nächstjüngeren, höher miozänen Zyklus. Im Nordeil der Savefalten sind grobklastische Bildungen am Südwestfuß des Bachers entwickelt, die F. TELLER (1896) als jüngstes, transgredierendes Schichtglied der Sotzkaschichten ansieht, die aber wahrscheinlich bereits ein tiefstmiozänes Schichtglied darstellen und den „Schichten von St. Lorenzen“ im Draudurchbruch äquivalent sein dürften. Das im Draudurchbruch übergreifende Altmiozän enthält reichlich vulkanische Tuffe eingeschaltet und wird von mächtigen dazitischen Lakkolithen durchsetzt (WINKLER-HERMADEN 1929), deren Gerölle sich bereits in mittelmiozänen Schichten feststellen lassen.

In dem mittleren Teil der Savefalten (speziell am Nordsaum des Cillier-Beckens) setzen mächtige „marine Mergel“ und Tuffite (darunter der „Tuffsandstein von Laufen“)^{3a)} das tiefere Miozän zusammen. Sie werden von einem, jedenfalls schon zum Mittelmiozän zu stellenden Komplex tuffitischer Sandsteine und Mergel bedeckt (F. TELLER 1896), in welchen W. PETRASCHECK (1940) tiefergelegene Züge von Andesit- und höhere von Dazituffen verfolgen konnte. Hierher gehörige, als „Sandsteine von Gouze“ bezeichnete, ebenfalls mit vulkanischen Bildungen vergesellschaftete Schichten bilden in der Tüfferer Faltenmulde den tieferen Teil des transgredierenden Miozäns (vermutlich bereits Helvet³⁾), und sind auch in dem weiter südöstlich gelegenen Kohlenrevier von Senovo in der Reichenburger Mulde, mit groben Geröllen von Sotzkaschichten an der Basis versehen, festgestellt (MUNDA).

³⁾ URSIC stellte analoge Ablagerungen in der Tertiärmulde von Stein in Krain ins Unterhelvet, während sie KÜHNEL dem Burdigal zurechnete.

^{3a)} Im Osten die „Sandsteine von Rohitsch“.

Ostabdachung der Zentralalpen. Das Zeitalter des unteren und jenes des älteren Mittelmiozäns bedeutete an der Ostabdachung der Zentralalpen ein schrittweises Vordringen von fluviatilen Decken und Süßwasserseen, deren örtlich zu sehr großen Mächtigkeiten (mehrere 1000 m!) anschwellende Serien (Schichten von St. Lorenzen und Radelschotter, ältere Eibiswalder Schichten) mit ihren, z. T. paroxysmatischen Blocksedimenten, bzw. ihren gröberen und feineren Schuttbildungen das Entstehen und die allmähliche Abtragung und Versenkung des „savischen Gebirges“ der östlichen Zentralalpen markieren. Zur Zeit der produktiven „höheren Eibiswalder Schichten“, die ich nach den spärlichen paläontologischen Befunden (WINKLER-HERMADEN 1927 b) und auf Grund der Lagerungsverhältnisse bereits dem unteren Helvet zuzähle, greift die limnische Überflutung mit feinkörnigen Schichten weit im Westteil der Grazer Bucht vor. Zu dieser Zeit bildeten sich die bekannten Glanz- und Braunkohlenlager in den Revieren von Eibiswald, Wies und Köflach, und auch ein Großteil der obersteirischen Kohlenlager der norischen Senke. In fast allen genannten sind mehrfache Einstreuungen feinen andesitischen Aschenmaterials, das wohl von Ausbrüchen in den Savefällen abstammt (v. MARCHET), beigemischt.

III. Der Hauptzyklus des mittleren und höheren Miozäns

Grazer Becken. Als Auftakt des mittelmiozänen Zyklus in der Grazer Tertiärbucht betrachte ich die Aufhäufung der Hauptmasse des „steirischen Schliers“ in deren Südteil. In sehr bedeutender Mächtigkeit und z. T. vermittelt der als Delta- und Schuttkegelbildungen anzusprechenden „Arnfelder Konglomerate“ (WINKLER 1927 b) greift am Nordsaum des Poßruckgebirges der Schlier über die „Eibiswalder-Schichten“, bzw. die wahrscheinlich etwas jüngeren „basalen marinen Mergel“ an dessen Ostflanke, stellenweise bis auf das Grundgebirge transgredierend über. Ein höherer Teil der Schlierserie (= „Zwischenserie“), der durch zahlreiche Schottereinschaltungen gekennzeichnet ist und näher dem Korallpensaaume in marine Blockschotter („Kreuzbergschotter“, WINKLER v. HERMADEN 1927) übergeht, ist bereits durch eine Diskordanz von der Hauptmasse des Schliers geschieden und zeigt örtlich Tuffeinschaltungen (WINKLER v. HERMADEN 1939 a). Den Schlierablagerungen des Grazer Beckens ist meines Erachtens der im Draudurchbruch (zwischen Poßruck und Bacher) steil eingefaltete und der in der ostkärntnerischen Senke des Lavantals eingebrochene und von Süßwasserschichten bedeckte „Schlier von Mühldorf“ (WINKLER v. HERMADEN 1937), der ebenfalls Tuffe aufweist (v. KAHLER), zuzuzählen.

Eine ausgesprochene Winkeldiskordanz, hervorgerufen durch die steirische Phase der Gebirgsbildung, trennt die Schlierbildungen der Grazer Bucht, die noch eine ausgesprochene Faltung erlitten hatten, von den flacher darüber hinweggreifenden Ablagerungen der tortonischen Stufe. An der Basis der letzteren ist örtlich ein unbedeutendes Flötzniveau entwickelt. Das Torton umfaßt Leithakonglomerate und Lithothamnienkalke, schlierartige Mergel und sandige Mergel, sowie Sande („Sand von Spielfeld“). Lithothamnienkalke finden sich insbesondere an der Basis der übergreifenden Schichtfolge (Umgebung von Spielfeld-

Leibnitz) und in deren Hangenden (Sausal, Wildon). In der teilweise abgeschnürten und schwach brackischen Meeresbucht zwischen der Schieferinsel des Sausals und dem Koralpensaum lagerte sich gleichzeitig der „Florianer Tegel“ (in der sogenannten „Grunder Facies“) und dessen sandig-schottrige Äquivalente, bis tief in das Gebirge eingreifend, ab (WINKLER v. HERMADEN 1940 b). Einschaltung von Walkerde-ähnlichen Tonen in den weststeirischen Miozän und tuffitische Beimengung in den Leithakalken von Mureck weisen auf eine Fortdauer wahrscheinlich liparitischer vulkanischer Aktivität auch noch im Torton hin.

Savefalten. Die Analogien zwischen dem Torton der Grazer Bucht und jenem der Savefalten sind unverkennbar. Wahrscheinlich ist der höhere Teil der „marinen Mergel und Tuffsandsteine“ (F. TELLER)^{4a)} dem Schlier der Grazer Bucht zu parallelisieren, während die in den Savefalten vielfach bis auf das Grundgebirge übergreifenden „unteren konglomeratischen Leithakalke“ (mit Geröleinschlüssen aus älteren Schichten) den Abschluß der steirischen Diskordanz widerspiegeln. Die mit den Lithothamnienkalken sich verzahnenden „Tüfferer Mergel“ entsprechen offenbar den mächtigen sandigen Mergeln im Torton der Grazer Bucht, während schließlich die weit ausgedehnte Decke des oberen Nulliporenkalkniveaus der Savefalten (F. TELLER 1898) in den analogen Bildungen der Grazer Bucht ihr Gegenstück findet. Am Nordabfall der Uskokon, oberhalb von Rann an der Save, sind Tuffeinschaltungen in einem hohen Leithakalkniveau festgestellt (TORNUST). Zweifelsohne lag der Hauptwirkungsbereich der steirischen Orogenese in den Randgebieten der Zentralalpen gegen die Savefalten, während in den letztgenannten offenbar sich nur flachwelligere Verbiegungen und Abtragungen einstellten und im übrigen dort im Mittelmiozän die beständige marine Depression zu suchen ist.

In der Grazer Bucht prägt sich in der Aufeinanderfolge der mittelgroßen Arnfelder Konglomerate (mit der Hauptmasse des Schliers), der z. T. als Blockschotter entwickelten Kreuzbergschotter (mit höherem Schlier) und in den flach übergreifenden, vorherrschend feineren Ablagerungen des Torton das Entstehen, der Höhepunkt und das Vergehen des Gebirges der „steirischen Phase“ unverkennbar aus.

Nordostsporn der Zentralalpen. Ein ähnliches Ablagerungsbild aus der Zeit des mittleren Miozäns gibt sich in der Umrahmung des Nordostsporns der Zentralalpen und an diesem selbst zu erkennen, wo sich mächtigere Serien z. T. gröbtklastischer Ablagerungen des Mittelmiozäns — die älteren stärker gestört, die jüngeren (feinkörnigeren) des Torton flacher übergreifend — feststellen lassen. Auf der Abdachung zur nordoststeirischen Bucht sind es grobe; aus Murenschutt; z. T. mit Roterezzement, zusammengefügte Breccien („Zöberner Breccie“), welche tiefere Rinnen im Grundgebirge ausfüllen und vermittelt einer schottrig-sandigen Serie nach oben in Wildbachschotter (= „Sinnerdorfer Konglomerate“) übergehen. Letztere weisen in hohen Lagen, die anscheinend schon marine Zwischenschaltungen besitzen, tuffitische Einschaltungen und einen durchsetzenden Andesitgang (Aschau) auf (WINKLER v. HERMADEN 1933 a, CORNELIUS, PETRASCHÉCK).

Die Schichten des Torton greifen auch in der nordoststeirischen Tertiärbucht mit ausgesprochener Diskordanz über stärker aufgerichtete

^{4a)} = Untersteirischer Schlier + Tuffsandsteine von Neuhaus.

Sinnersdorfer Konglomerate, an der Basis mit dem Flötlzug von Tauchen versehen, hinweg (WINKLER v. HERMADEN 1939 b).

An der Nordostabdachung des Zentralalpensporns, im Gebiete westlich von Ödenburg, stellten M. VENDL (1929, 1933) und R. JANOSCHEK (1931) als basales tertiäres Schichtglied die Grob- und Blockablagerung des „Auwaldschotter“, darüber den „Brennberger Blockstrom“ (JANOSCHEK) fest, worüber noch stärker gestörte, marine Schotter- und Sandablagerungen aufruhen, welche sodann von flacher gelagertem Torton („Mattersburger Schotter“, „Schlier von Walbersdorf“, Leithakalke) bedeckt werden (WINKLER v. HERMADEN 1928 a). Nach KAUTSKY kann angenommen werden, daß die den Schlier von Walbersdorf unterlagernden Meeresschichten noch dem Helvet angehören, während das früher vielfach umstrittene Alter des Walbersdorfer Schliers auf Grund neuerer Bearbeitung der Makrofauna (v. HOCHSTETTER) und der Mikrofauna (GRILL) nunmehr als *tortonisch* gesichert gelten kann. Auch an dem nordöstlichen Eckpfeiler der Zentralalpen kann somit ebenfalls das Entstehen und das Vergehen eines mittel-miozänen Gebirges festgelegt werden.

Die Torton-Sarmatgrenze. Die Wende vom Torton zum Sarmat bedeutet zweifelsohne einen, durch regionale Vorgänge bedingten, wichtigeren Einschnitt in der jungtertiären Entwicklungsgeschichte des pannonischen Beckens und auch seiner alpinen Umrahmung. In den Savefalten und in der Grazer Bucht trennt allerdings im allgemeinen keine Winkel-diskordanz beide Stufen, wohl aber eine deutliche Erosionsdiskordanz. Diese letztere ist in der Umgebung von Mureck und Wildon von mir einwandfrei festgelegt. Derselben Fuge gehören auch die Kleinschotter von St. Georgen an der Stiefing an, welche einen Dinotheriumzahn geliefert haben (HILBER). Noch schärfer ausgesprochen ist die Trennungsfuge zwischen Torton und Sarmat im Gebiete von Ödenburg (Sopron), wo M. VENDL (1933) Zwischenschaltungen von Blockschotter und eine Winkel-diskordanz zwischen beiden Stufen feststellen konnte.

Schon der Umstand, daß das oberste Torton regional (Ödenburger Pforte, Grazer Bucht, Savefalten) eine Ausseichtung und ausgesprochene Lithothamnieriffbildungen erkennen läßt, weist im Verein mit der allgemein festgestellten Schichtlücke an der Torton-Sarmatgrenze darauf hin, daß es Bewegungen — allerdings in unserem Bereiche nur vorwiegend solche ausgedehnter epirogenetischer Art — gewesen sind, welche die Umbildung des großen osteuropäischen Mittelmeeres in das sarmatische Binnenmeer veranlaßt und begleitet haben. Hierdurch wurden aber damals am Alpensaum offenbar keine schroffen Reliefgegensätze geschaffen, da verbreitetere und mächtigere Grobschotterlager an der in Frage kommenden Stufengrenze nicht festgestellt werden können. Eine Überbrückung der Schichtfuge zwischen Torton und Sarmat scheint nur in gewissen Teilen der Savefalten vorzuliegen, wo nach A. BITTNER Sedimente mit einer Mischfauna sich an der Grenze einstellen.

Die Ablagerungen der sarmatischen Stufe. Wie es allgemein im Bereiche des gesamten, russischen Hauptanteils des sarmatischen Meeresbereiches durch N. ANDRUSOV (1903) festgestellt wurde, so dringt auch an der Ostabdachung der Alpen das Sarmat nach einer Zeit der Trockenlegung *transgredierend* vor.

In den Savefalten erfüllt die Schichtfolge des Sarmats, in Konkordanz mit dem Torton, die Kerne der mittleren und südlichen Fallmulden. Der basale Horizont des Sarmats — bei Steinbrück an der Save trefflich aufgeschlossen — zeigt zu tiefst dunkelgraue Mergel mit Fischschuppen, Conchylienresten und Bryozoen, überlagert von sandigem Mergel (TELLER 1898). Ich halte es, wie ich in der Diskussion zum Vortrage von Dr. BÖHM in Budapest bereits hervorgehoben habe, für möglich, daß hier der gleiche Horizont vorliegt, wie die dunklen bituminösen Schiefer-tone, welche im Hangenden der Leithakalkäquivalente bei Bohrungen in der kroatischen Savesenke festgestellt wurden und als Erdölmuttergestein angesehen werden. Höher oben zeigen sich in der sarmatischen Schichtfolge des Tüfferer Beckens Einschaltungen von Sandsteinen und Konglomeraten, welche das Vordringen eines Deltas in einem mittleren Abschnitt der sarmatischen Stufe anzeigen.⁴⁾ Am Saume des Pettauer Feldes sind im oberen Sarmat Kohlenflöze eingeschaltet (GRANIGG).

In dem Grazer Becken, in dessen südöstlichen Teilen nach der Bohrung von Radkersburg — im Verein mit obertägigen Aufschlüssen — das Sarmat eine Mindestmächtigkeit von 600 m aufweist, läßt sich nach Schichtbestand und Fauna eine Gliederung nach Unterstufen durchführen. In faunistischer Hinsicht ergibt sich hierbei, wie PAPP neuerdings betont hat, eine Parallele zur sarmatischen Faunenfolge im südlichen Wiener Becken (Umgebung von Wiesen). In facieller Hinsicht ist das tiefere Sarmat des steirischen Beckens vorherrschend tonig-mergelig und fein-sandig ausgebildet, während das höhere Sarmat mit einem bis an die Ostgrenze der Steiermärk verfolgbaren Zug von Deltaschotter. (= „carinthisches Delta“ eines Drauvorläufers) eröffnet wird. Der Feststellung der weiten Verbreitung des letzteren im Raume nördlich der unteren Mur (WINKLER v. HERMADEN 1914) folgte in den Vorjahren der Nachweis seines Auftretens auch im Bereiche zwischen unterer Mur und Drau (östliche Windische Büheln) nach. Die das Delta bedeckenden Feinsande und Mergel („Mittelsarmat“ meiner Lokalgliederung), werden im Hangenden — soweit das oststeirische Vulkangebiet in Betracht kommt —, von einer stärker sandigen Schichtfolge, mit Einschaltungen von Kieslagern, Kalkbänken und einem weiter verbreiteten, allerdings kaum abbauwürdigen Kohlenhorizont (= „Lignite von Feldbach“, STINY 1918) bedeckt. Am Nordsaum der Grazer Bucht transgrediert ersichtlich erst das höhere Sarmat unmittelbar auf das Grundgebirge, wobei hier z. T. mächtigere Grobschotter an der Basis auftreten. (Am Hartberger Gebirgssporn und in den Kohlebohrungen östlich von Weiz [GRANIGG].) Das Übergreifen des Sarmats folgt hier wahrscheinlich der markanten Fuge, die im Inneren des Beckens durch das Vordringen des carinthischen Deltas inmitten des Sarmats markiert wird. In der nordoststeirischen Teilbucht des Grazer Beckens stellen sich über feinkörnigem tieferem Sarmat ebenfalls gröbere Schottereinschaltungen in der Schichtfolge ein.

⁴⁾ In der Fallmulde von Senovo bei Reichenburg hat MUNDA den Komplex der sarmatischen Schichten — bei richtiger Erkennung der „sarmatischen“ Fossilführung —, offenbar DREGER's nicht zutreffender geologischer Kartierung folgend, unglücklicherweise als „Tüfferer Mergel“ bezeichnet. Zweifelsohne liegt hier aber, auch nach eigenen Fossilfunden, bereits Sarmat vor, für das die Bezeichnung „Tüfferer Mergel“ vermieden werden sollte.

In der Wiener-Neustadt-Ödenburger Pforte und im südlichen Wiener Becken ist die aus dem steirischen Becken eben erwähnte, durch das carinthische Delta markierte Regressions- und Schuttförderungsphase deutlich ausgeprägt. Ihre Anzeichen sind: a) Die erosionsdiskordante Anlagerung einer obersarmatischen Strandhalde, an ein Leithakalkkliff in dem Steinbruch bei St. Margarethen bei Rust (WINKLER V. HERMADEN 1928 b, KAPOUNEK), wobei erstere Gerölleinschlüsse fossilführenden Altsarmats enthält; b) Das Vordringen des mächtigen höher-sarmatischen (Leithakalkeinschlüsse enthaltenden) „Triestingdeltas“ (WINKLER V. HERMADEN 1928 a), das nach den Geröllen zu urteilen, zum guten Teil mit seinem Einzugsgebiet im Flyschgebirge westlich des Wiener Beckens wurzelte, und über diesen hinweg ostwärts durch die „Pforte“ bis an den Saum der Kleinen ungarischen Ebene vorgebaut wurde. Die weite Ausbreitung dieser Schuttkegelbildungen ist nur verständlich, wenn das südliche Wiener Becken während eines längeren Zeitabschnittes innerhalb des Sarmats völlig trockengelegt war.

Ich vermute, daß die im steirischen und im Wiener Becken (vgl. auch TAUBER 1941) festgestellten Vorschüttungen ausgedehnter Schutt- und Deltakegel aus dem alpinen Randgebirge heraus, die von zeitweiligen Trockenlegungen der randlichen Meeresbereiche begleitet waren, als Vorläufer der attischen Gebirgsbildung an der Miozän-Pliozängrenze eventuell auch als Nachläufer der steirischen Gebirgsbildung des Mittelmiozäns angesehen werden können. Ausgesprochene Winkeldiskordanzen und paroxysmatische Sedimente sind allerdings in dieser intrasarmatischen Phase nicht feststellbar.

IV. Der Hauptzyklus des Pliozäns und des Quartärs

Wahrscheinlich wäre es nach dem Vorhergesagten richtiger, den nächsten Hauptzyklus schon mit dem Sarmat bzw. mit der Schichtlücke und den Schuttbildungen inmitten des Sarmats beginnen zu lassen. Da jedoch diese Frage noch nicht völlig geklärt ist, verwende ich hier vorläufig noch den in bionomischer und sedimentologischer Hinsicht markanten Einschnitt zwischen Sarmat und Pannon für die untere Grenze des letzten Hauptzyklus.

Die Grenze zwischen Sarmat und Pannon. Übereinstimmend konnte durch die neueren Untersuchungen des Wiener Beckens und in der Grazer Bucht festgestellt werden, daß im allgemeinen ein konkordanter, auch durch keine größere Erosionsdiskordanz unterbrochener Übergang von den sarmatischen zu den pannonischen Schichten hinüberführt. (Vgl. hiezu die einschlägigen Beobachtungen von FRIEDL, BOBIES, TAUBER, RICHARZ, JANOSCHEK im Wiener Becken und die eigenen in der Grazer Bucht.) In dem Grazer Becken wurde diese regelmäßige Aufeinanderfolge bei Hartberg, Pinkafeld, Lafnitz, in der weiteren Umgebung von Gleichenberg und Gnas, so wie im Übermurgebiet festgestellt. In dem Profil des Waldragabens am Stradner Kogl bei Gleichenberg konnte ich vor kurzem — im Liegenden der charakteristischen harten Tegelmergel des auch dort das Leitfossil führenden *Congerina ornithopsis*-Horizontes und in unmittelbaren Hangenden einer *Cerithium disjunctum* und größere Mactren führenden, höchstsarmatischen Lage — in völlig kon-

kordanter Einschaltung den untersten pannonischen „Horizont mit *Melanopsis impressa*“ feststellen. Durch diese Ermittlungen ist den weitgehenden seinerzeitigen Annahmen einer „vorpontischen Erosion“, wenigstens in der Einengung dieses Begriffes auf die Schichtfuge zwischen Sarmat und Pannon, der Boden entzogen.⁵⁾

Congeria ornithopsis-Horizont des unteren Pannons. In der Grazer Bucht ist dieser Horizont mit seiner bezeichnenden Fossilführung an über 30 Fundstellen festgestellt worden, die sich auf die Spezialkartenblätter Gleichenberg, Fürstenfeld, Hartberg-Pinkafeld, Wildon-Leibnitz und Graz verteilen (WINKLER v. HERMADEN 1927 a). Im inneralpinen Wiener Becken ist seine weite Verbreitung insbesondere durch die Erdölbohrungen des Zistersdorfers Reviers festgelegt (FRIEDL 1936) und auch sein Auftreten in der Wiener-Neustadt-Odenburger Pforte bekannt. Ich betrachte es als ein Kennzeichen für weitgehend gleichartige Sedimentationsbedingungen, die ihrerseits wiederum auf eine damalige sehr einheitliche morphologische Gestaltung in der Beckenumrahmung zurückgehen müssen, daß das bezeichnendste Schichtglied des im Wiener Becken über 400 m mächtigen *C. ornithopsis*-Horizonts, der „Subhorizont der schiefrigen Tegelmargel mit Ostracoden“, in gleichartiger Ausbildung auch in der Grazer Bucht aufscheint. Die Feinkörnigkeit des Sediments deutet auf besonders ruhige und ungestörte Absatzverhältnisse hin. Der höhere Teil des *C. ornithopsis*-Horizonts ist in der Grazer Bucht — an mehreren Stellen fossilführend (besonders *Melanopsiden*) — überwiegend sandig ausgebildet.

Der „Horizont der *C. partschi*“ ist in der Grazer Bucht in paläontologischer Hinsicht weniger gut belegt. Die Kohleführung, welche dieser Horizont im Wiener Becken stellenweise aufweist (FRIEDL 1936), ist ebenfalls ausgeprägt, woselbst der weitverbreitete Lignithorizont von Ilz (mit dem in Ausbeute befindlichen Revier von Ilz und den erloschenen Bauen von Paldau, Auersbach usw.) wahrscheinlich nur teilweise diesem Niveau zugehört. Nach HÜBL's (1939) Feststellungen werden auch die Lignitlager von Weiz und Oberdorf bei Weiz und andere, bei denen teilweise eine Auflagerung über fossilführenden älterem Pannon sicher gestellt ist, demselben Kohlehorizont zuzuteilen sein. Ich schließe hier auch die Lignite des Passailer Beckens nordöstlich von Graz an.

Die Grenze zwischen unterem und mittlerem Pannon. Im Sinne der Gliederung des Pannons, wie sie im Wiener Becken aufgestellt wurde, und ihrer brauchbaren Anwendung in der Grazer Bucht, wird hier an der Dreiteilung des Pannons festgehalten. Die Grenze zwischen älterem und mittlerem Pannon (*C. subglobosa*-Horizont) wird in der Grazer Bucht und offenbar auch im südlichen inneralpinen Wiener Becken durch eine weitgehende Trockenlegungs- und Erosionsphase, in deren Gefolge mächtigere Schutt- und Deltakegel in den pannonischen See hinein vorgebaut wurden, markiert. Hierher gehört der bis an die östliche Grenze der Steiermark verfolgte „Kapfensteiner Schotterzug“ (WINKLER v. HERMADEN 1920, 1927 a), dessen Auftreten auch am Gebirgs-

⁵⁾ Dagegen sind, wie weiterhin ausgeführt wird, eine ausgesprochene Schichtlücke zwischen Unter- und Mittelpannon und außerdem Erosionsdiskordanzen mehr örtlichen Charakters innerhalb der Schichtfolge des obersten Sarmats feststellbar.

rand bei Weiz durch HÜBL festgestellt wurde, ferner analoge Schotter in der nordoststeirischen Teilbucht. Im inneralpinen Wiener Becken wurden in offenbar gleichem Horizont bei den Kohlebohrungen mächtigere Schotterlager festgestellt (Schönau a. d. Triesting, Ober Eggendorf). Auf dem Boden von Wien hat TAUBER (1939) im selben Niveau eine Erosionsdiskordanz nachgewiesen, die sich auch in einem darüber vorgreifenden Schotterhorizont markiert.

In der nordoststeirischen Teilbucht habe ich zwischen fossilführenden Schichten des älteren Pannons und übergreifenden des mittleren eine schwache Winkeldiskordanz festgelegt. Eine Winkeldiskordanz viel größeren Ausmaßes, derselben (attischen) Hauptphase zurechenbar, läßt sich innerhalb des Pannons in den östlichen und südöstlichen Savefalten feststellen. Schon in den Profilen von GRANIGG, PETRASCHECK (1927) und MUNDA durch die Reichenburger Tertiärbucht kommt die transgressive Lagerung des Pannons zum Ausdruck. Auch nach eigenen Feststellungen greift hier höheres Pannon (Horizont mit *Congeria unguiae caprae*) bereits über einen postsarmatischen Faltenbau diskordant über. Die Abtragung des Letzteren war bis auf die Leithakalke des Torton erfolgt. Unbeschadet noch jüngerer (postpannonischer) Faltungen in diesem Bereiche muß die Hauptfaltung in den Savefalten bereits vor dem höheren Pannon erfolgt sein. Es liegen Anzeichen dafür vor, daß das tiefste Pannon noch mitgefaltet wurde und die Faltung für alle Fälle erst nachsarmatisch-altpannonisch ihren Höhepunkt erreicht hat.

Schließlich weise ich darauf, daß in dem den östlichen Savefalten unmittelbar benachbarten Agramergebirge GORJANOVIC-KRAMBERGER (1890) schon vor langer Zeit eine Winkeldiskordanz innerhalb des Pannons (im Horizont der *Congeria partschi*), also wiederum im selben Niveau des tieferen Pannons, beschrieben hat.

An der Ostabdachung der Alpen kennzeichnet sich somit eine intrapannonische Orogenphase, anscheinend mit der Kulmination im Horizont der *Congeria partschi*, die sich in einer weitgehenden Regression des pannonischen Sees und in den mittleren und südlicheren Teilen auch in ausgeprägten Winkeldiskordanzen zum Ausdruck bringt.

Der Horizont der *Congeria subglobosa*.

Im östlichen Teil der steirischen Bucht sind fossilreiche Sedimente dieser, vielfach über eine Schotterdecke übergreifenden — kaspibracken — Süßwasserablagerungen weit verbreitet, insbesondere in dem Raum zwischen Fürstenfeld und Stegersbach. Älteren Fossilauflagerungen und Bestimmungen ungarischer Geologen (HALAVATS, 1903) sind neuerdings solche von KOLLMANN nachgefolgt. Die endgültigen Bestimmungsergebnisse des letzteren stehen allerdings noch aus.

In den südöstlichen Savefalten, wo pannonische Sedimente in der Reichenberger Bucht und im Ranner Becken in jungen Faltenmulden in das Gebirge eingreifen, kann der fossilführende tiefere, vorwiegend mergelig ausgebildete Teil der Schichtfolge in das mittlere Pannon eingereiht werden. Eine von mir aufgefundene Fauna harret noch der Bearbeitung.

Im inneralpinen Wiener Becken, ist die weite Verbreitung des *Congerina subglobosa*-Horizonts aus den Arbeiten von FRIEDL, JANOSCHEK und anderen in neuerer Zeit festgelegt worden.

Oberpannonisches Niveau

Es ist wiederum ein Kennzeichen für die Gleichartigkeit der Bildungsbedingungen über weiten Raum, daß sowohl im Wiener Becken, wie auch in der steirischen Bucht (und auch in den Savefalten) die Grenze gegen das Oberpannon durch einen Kohlenhorizont markiert wird und daß über diesem — in den beiden erstgenannten Bereichen — vorherrschend sandige, fossilere Ablagerungen folgen. (Zillingdorfer—Sollener Flötzniveau des Wiener Beckens, Henndorfer Lignithorizont des steirischen Beckens, Lignitflöze von Globoko im Ranner Becken und Lignite von Zagorien.)

Als leitend für das Oberpannon gilt *Congerina* cf. *balatonica* (nach SOMMERMEIER = *C. croatica*, nach anderer Auffassung eine besondere Art.⁶) Ein Großteil der oberen Beckenfüllung des inneralpinen Wiener Beckens gehört diesem Oberpannon zu, das in der Steiermark hauptsächlich auf die östlichsten Teile der Bucht beschränkt ist.

Dem jüngsten Pannon sind auch die bekannten fossilreichen Süßwasserkalke des Eichkogels bei Wien zuzuzählen.

Die Wende zwischen Pannon und Daz

Die Wende zwischen Pannon und Daz ist in der Grazer Bucht und auch im Wiener Becken durch ein Aufleben tektonischer Bewegungen gekennzeichnet, welche die Verdrängung der stehenden Gewässer aus beiden zur Folge hatten. In den östlichen und südöstlichen Savefalten sind auch noch die höheren pannonischen Schichten kräftig gefaltet worden. (Antiklinale der Murinsel bei Selnica [SOMMERMEIER 1940], aufgerichtete Pannon an der Ravna gora, Ivancica, am Agramer Gebirge, an der Orlica, am Uskokegebirge, im Ranner Becken und in der Reichenburger Mulde und am Saum des Saveberglands.)

Im „Luttenberger Weingebirge“, der westlichen Fortsetzung der Murinselantiklinale in Untersteiermark, zwischen Mur und Drau, ist das Pannon kräftig mitgefaltet und besonders an der Nordflanke steil aufgerichtet. Der (letzte) große Faltungsakt ist hier jünger als das Oberpannon, war aber schon vor Ablagerung der diskordant übergreifenden mittelplozänen (dazischen) Schotterdecke abgeschlossen (nach eigenem Studium).

Der pliozäne Vulkanismus der Oststeiermark, der Landseer Bucht und der Kleinen ungarischen Ebene ist als späte Folgeerscheinung dieser (rhodanischen) Bewegungsphase, die ich als Fortwirkung der attischen Hauptphase ansehe, anzusprechen. Für die oststeirischen Basalte, die ich bisher als jüngstpannonisch oder altdazisch angesehen hatte, liegen nunmehr hinreichende Belege für ein „dazisches“ Alter vor.

⁶) Eine Teilung des Oberpannons im Wiener Becken in den Horizont der *Cong. cf. croatica* und in den Viviparen-Horizont, wie sie bisher üblich war, hat nach R. JANOSCHEK (1942) zu entfallen und wäre hier das Oberpannon (über dem von R. JANOSCHEK im Gegensatz zu K. FRIEDL zum Hor. d. *Cong. subglobosa* gerechneten „Kohlenhorizont“) durch die „fossilere Zone“ vertreten.

Die Ablagerungen des Daz

Während hierhergehörige Ablagerungen aus dem Wiener Becken kaum sicher bekannt sind, konnte ich solche in der Grazer Bucht, in mehreren, meist hochgelegenen Denudationsresten feststellen. Es ist das Niveau der „Silberbergsschotter“, dessen Aufschüttung den basaltischen Laven der Oststeiermark unmittelbar voranging und diese auch noch überdauert hat. Ein zusammenhängender Komplex der auf dem wasser-scheidenden Höhenrücken zwischen Raab, Zala und Kerka erhaltenen Höhengschotter muß diesem mittelploziänen Niveau zugezählt^{6a)} und darf nicht mit den an- und auflagernden jungploziänen-quartären Terrassenschottern verwechselt werden. Kleinere Reste der Silberbergsschotter sind unter den Basalten des Stradnerkogels und unter jenen des Klöcher Berglands im Gleichenberger Vulkangebiet erhalten, woselbst sie diskordant über Sarmat übergreifen. Zahllose Schotter-schollen und lose Gerölle bilden weiters einen wesentlichen Bestandteil der oststeirischen Basalttuffe, welche ich auf eine explosive Zerstörung der einst über der heutigen Landoberfläche noch gelegenen Schotteraufschüttungen der Silberbergserie zurückführe. Schließlich stelle ich nunmehr mit Vorbehalt auch die durch die bekannte fossile Flora von Gleichenberg gekennzeichneten Schotterablagerungen des „Mühlsteinbruchs“ in den „Horizont der Silberbergsschotter“ Die Schichten lagern diskordant auf solchen des höheren Pannons. Daß die Schotteraufschüttung die basaltischen Ausbrüche noch überdauert hat, beweist der Umstand, daß die mächtige Basaldecke des Stradner Kogels bis auf den Gipfel hinauf von Quarzgeröllen und fluviatilen Lehmen bedeckt ist und daß ein altoberploziänes Abtragsniveau den Hauptteil ihrer Oberfläche bildet.

Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. STRAUZ lagern die Äquivalente der Silberbergsschotter im Hügellande von Alsolendva, nördlich des untersten Muitals, flach und diskordant über gefaltetem Oberpannon.

Dasselbe gilt, wie schon angedeutet, für die ausgedehnte Schotterdecke, welche sich im Pettauer Feld und zwischen diesem und der Mur (im Raume Frieden-Luttenberg) ausbreitet. Auch hier liegen „dazische“ Ablagerungen bedeutenderer Mächtigkeit vor, welche jünger sind, als die Faltung des Oberpannons.

Die genaue Alterseinreihung der „Silberbergsschotter“ hängt mit jener des benachbarten ungarischen Basaltvulkanismus eng zusammen, worauf ich noch zurückkomme. Ich halte es für wahrscheinlich, daß sie bereits dem höheren Daz entsprechen.

Im oberen Einzugsgebiet der Sann (Savefalten) sind mittelploziäne Einsenkungen mit mächtigen, lignitführenden Sedimenten limnischer Natur aufgefüllt worden. (Lignite des Schalltals mit *Mastodon arvernensis* [TELLER].) In dem Savegebiet ist an den Höhen beiderseits des Flusses, bevor dieser das Reichsgebiet verläßt — südlich und nördlich des Ranner Beckens, bzw. des Gurkfeldes — eine mächtigere, ältere Talverschüttung festzustellen, die bis über 200 m über den Talboden hinaufreicht. Nach dem Geröllbestand (TORNQVIST), wurzelte der Fluß teilweise noch in den

^{6a)} Nach den Aufschlüssen an der Straße zum Silberberg (bei St. Gotthard a. d. Raab) lagert der „Silberbergsschotter“ vermittelt über den dem „Oberpannon“ jedenfalls diskordant auf.

Randgebieten der Zentralalpen. Solche, vermutlich ins höhere Mittelpliozän oder Oberpliozän zu stellende Schotterablagerungen finden sich hier auf den Höhen des östlichen Saveberglands, der westlichen Orlica und an den Uskoken.

In der Teilbucht am Ostrand des Nordostsporns der Zentralalpen (Landseer Bucht) bedecken schottrig-sandige Ablagerungen den vermutlich mittelplioziänen Basalt von Pullendorf, die ich gleichfalls der dazischen Stufe zuordne. Analoge Ablagerungen sind von v. SZADÉCKY aus dem Gebiet von Ödenburg als „Levantin“ beschrieben worden. Wahrscheinlich sind auch die am Südsäume der Schieferinsel des Günser (Közzege) Berglandes verbreiteten Schotterbildungen, welche *Mastodon arvernensis* führen und auch nach Auffassung der ungarischen Geologen (MOTTL) vom Pannion abzutrennen sind, hier einzureihen.

Altoberplioziäne Ablagerungen. Im steirischen Becken treten altoberplioziäne (jungmittelplioziäne?) Ablagerungen in Gestalt hochgelegener quarzgeröllführender Lehme auf, wie sie sich auf den Gleichberger Kogeln, auf dem Basaltplateau des Stradnerkogels (bis über 550 m Seehöhe!), im Klöcher Massiv, am basaltischen Steinberg bei Feldbach und anderen vorfinden (WINKLER v. HERMADEN 1927 c). Sie bilden das stratigraphische Korrelat einer am steirischen Gebirgssaum weit verbreiteten randlichen Abtragsfläche, die entlang den Tälern weit in das Gebirge eingreift. Sie ist in den Savefalten ebenfalls nachgewiesen, wo sie noch den mittelplioziänen Faltenbau an den Uskoken und an der Orlica (SIDARITSCH) wenig gestört bereits übergreift. Sie geht im Savebergland in die große, innerkrainische alte Karstlandoberfläche über. Am Saum des inneralpinen Wiener Beckens sind ihre Äquivalente in den oberen Terrassen H. HASSINGER's (Niveau XI/XII) zu suchen. Der Ausbildung dieses Flächensystems ging eine Zeit der Tiefenerosion voran und folgte eine solche nach.

Höheroberplioziäne Ablagerungen. Paläontologische Belege, welche das Auftreten oberplioziäner Ablagerungen am östlichen Alpenrande erweisen würden, liegen nur aus dem inneralpinen Wiener Becken vor, woselbst Reste von *Elephas planifrons* in den Schottern der Laaerbergterrasse in Wien aufgefunden wurden, während die tiefergelegene Arsenalterrasse solche von *Hippopotamus pentlandi*, geliefert hat (SCHLESINGER).¹⁾ Für die Steirische Bucht habe ich in zahlreichen Arbeiten (1921, 1927 c usw.) und auf den geologischen Kartenblättern Gleichenberg, Marburg, Unterdrauburg, auf dem zum Druck bereitliegenden Blatte Fürstenfeld, sowie auf den nur teilweise geologisch kartierten Blättern Hartberg—Pinkafeld, Steinamanger, Radkersburg usw. das Auftreten eines Systems ausgedehnter, mit stärkeren Lehmbauenden bedeckter Schotterterrassen entlang sämtlicher Flüsse des steirischen Hügellandes nachgewiesen. Während die tieferen dieser Fluren schon dem Alt- und Mittelquartär angehören, sind die höheren als jungoberpliozän zu betrachten. Letztere sind stellenweise auch von Roterdehlen begleitet. Sie markieren die in mehreren Etappen erfolgte, schrittweise Tieferlegung der Erosionsbasis bzw. die Unterbrechungen derselben

¹⁾ Um die Bestimmung dieser Reste und ihre Zuteilung zu *Elephas planifrons* (SCHLESINGER) oder zu *E. meridionalis* (SÖRGE) und über das mittel- oder oberplioziäne Alter der Laaerbergterrasse entspann sich eine lebhafte Debatte. Jedenfalls sind obige Terrassen jünger als die „Asti-Stufe“.

an der Ostabdachung der Zentralalpen und lassen sich als morphologische Formenelemente in die Täler des Randgebirges hineinverfolgen. So wie im Einzugsgebiet der Mur und Raab im mittelsteirischen Hügelland sind analoge jungpliozäne-älterquartäre Terrassensysteme in weiter, flächenhafter Ausdehnung auch im Draueinzugsgebiet der Windischen Büheln und an der unteren steirischen Save von mir festgestellt worden.

Quartäre Ablagerungen. In dieser, dem Tertiär gewidmeten Studie kann auf die quartären Ablagerungen des Ostalpensaums nicht näher eingegangen werden. Es sei nur betont, daß sich die alt- bis mittelquartären Terrassen nach Verbreitung und Aufbau eng an jene des jüngsten Pliozäns anschließen, wobei eine scharfe Scheidung beider — bei dem Fehlen paläontologischer Belege — gegenwärtig noch nicht möglich ist. Die jungquartären Terrassen sind an den Hauptflüssen der Mur, Drau und Save den älteren gegenüber von abweichendem Aufbau, und zwar als mächtigere Schotteraufschüttungen, ausgebildet. Ihre glaziale oder junginterglaziale Entstehung bedarf noch der Aufklärung.

Jungtertiäre Sedimentation und gleichzeitige Landschaftsformung

Die Anknüpfung der jüngeren morphologischen Formenwelt an das geologische Geschehen ist klar und eindeutig. Dies gilt insbesondere für die Beziehungen der quartären und oberpliozänen Schotter- und Lehmaufschüttungen zu den Terrassen, an die ihr Auftreten gebunden ist. Auch bei den etwas älteren, etwa in das mittlere und höhere Daz zu stellenden Lehm- und Geröllablagerungen ist im allgemeinen die Beziehung zu den noch erhaltenen morphologischen Terrassenfluren unverkennbar. Allerdings zeigt es sich, daß seither, und auch noch teilweise seit dem jüngsten Pliozän und dem älteren Quartär, noch sehr beträchtlich Laufverlegungen der Täler und auch Veränderungen im Verlaufe der Wasserscheiden eingetreten sind, wie sie insbesondere im oststeirischen und weststeirischen Hügelland ermittelt wurden (WINKLER V. HERMADEN 1927 d). Auch im Einzugsgebiete der Sann (linksseitiger Zufluß der Save in Untersteiermark) haben sich im jüngeren Pliozän noch sehr bedeutende Umgestaltungen des Flußnetzes vollzogen.

Die an den Randbergen des Steirischen Beckens verbreitetste und ausgeprägteste oben erwähnte alte Landoberfläche, die gewissermaßen eine Vorstufe am Gebirgssaum bildet, reihe ich nach meinen Untersuchungen (1939 b) in ihrer letzten Ausgestaltung bereits in eine nachpannonische Zeit und auf Grund neuer Studien schon in eine nachdazische (frühestens spätdazische) Phase ein. Als Beweis dafür gilt besonders die Tatsache, daß sie den nachpannonischen Faltenbau in den östlichen Savezügen ungestört übergreift und daß sie am Nordsaum des Grazer Beckens und an den oststeirischen Basalthöhen in die höchste pannonische Aufschüttung bereits eingekerbt erscheint.

An den Basalten des Stradner Kogels und des Klöcher Massivs in Oststeiermark übergreift sie die Eruptivdecke, welche z. T. dazischen Schottern aufruht.

Unterhalb des vorgenannten spätmittelpliozänen (altoberpliozänen) Abtragsniveau konnte, unter Heraushebung und Zusammenfassung mar-

kanterer Niveaus am östlichen Alpensaum, ein weiteres oberpliozänes Flächensystem verfolgt werden, das seiner Höhenlage nach ebenfalls noch älter, als die dem jüngsten Pliozän und dem älteren Quartär zuzuzählenden Hauptterrassen im Donau-, Raab-, Mur-, Drau- und Savegebiet anzusprechen ist. (Auftreten im Klócher Bergland, am Stradener Basaltrücken, an den Schieferinseln der „südburgenländischen Schwelle“ usw.)

Höher gelegene, vielfach von den Randgebirgen beschriebene alte Landoberflächenreste (SÓLCI, AIGNER), die von den meisten Morphologen bereits ins Miozän gestellt werden, reihe ich in das Pannon ein. Innerhalb des letzteren sind Zeitphasen weitgehender Tiefenerosion und nachfolgende Talverschüttungen festzulegen, deren Auswirkungen sich tiefer in die Randgebirge hinein verfolgen lassen.

Nach dieser Auffassung (WINKLER v. HERMADEN 1933 b, 1939 b), welche an anderer Stelle noch näher begründet wird, ist die morphologische Ausgestaltung des sichtbaren Reliefs am östlichen Alpensaum das Werk pliozäner bis quartärer abtragender Kräfte. Die Randgebirge wurden hiedurch von einem flachen Ausgangsrelief schrittweise zu der heutigen Mittelgebirgslandschaft umgestaltet, wobei vorzüglich hebende Kräfte wirksam waren. Diese Entwicklung erfuhr jedoch — wenigstens soweit die Randgebirge in Betracht kommen — durch zwischen-geschaltete Senkungs- und Verschüttungsphasen Rückläufigkeiten in ihrem, allgemein aufwärtsgerichteten Bewegungsgang bzw. in ihrer fortschreitenden Reliefverstärkung. Die wechselnde Höferschaltung bzw. Niederbiegung und Verschüttung, sowie die verschiedene Reliefgestaltung der alpinen Randzonen mußte naturgemäß auf die Erosions- und Transportkraft der Randgebirgsflüsse maßgeblichen Einfluß nehmen und auch deren Sedimentführung nach dem pannonischem Becken grundlegend abwandeln.

Zum Vergleich der pannonischen Schichtfolge der östlichen alpinen Randbecken mit jener der Kleinen ungarischen Ebene

Hatte noch L. v. LOCZY sen. mit einer verhältnismäßig sehr seichten Füllung des Kleinen ungarischen Beckens gerechnet, so haben die neuen Erdölbohrungen sehr bedeutende Mächtigkeiten des Pannons erwiesen (vergl. hiezu J. v. SÜMEGHY 1939, S. PAPP, R. v. ZWERGER usw.). Trotzdem die Bohrungen naturgemäß in tektonischen Hochgebieten niedergebracht wurden, haben sie mehrfach Beträge von über 2000 m ergeben. Aus den übersichtlichen Darlegungen der neuen Bohrergergebnisse, wie sie v. SÜMEGHY im allgemeinen (1939), S. PAPP und R. v. ZWERGER über das Ölfeld von Lispe im speziellen gegeben haben, lassen sich — unter Berücksichtigung auch der neuen paläontologischen Gliederung des ungarischen Pannons durch STRAUZ — folgende, allgemeine Beziehungen zwischen den jungen Füllungen des pannonischen und des steirischen Beckens festlegen:

1. Im großen und ganzen zeigt das Pannon im Untergrund der Kleinen ung. Ebene nach v. SÜMEGHY in seinem tieferen Teil (Unterpannon) vorwiegend tonig-mergelige Gesteinsentwicklung, in seinem höheren Teil (Oberpannon) vorherrschend sandige Ausbildung, reich an lignitischen Zwischenschaltungen. In der noch auf Reichsboden, aber bereits im Bereiche der Kleinen ung. Ebene niedergebrachten Tiefbohrung Podersdorf II reichte — auf Grund der Einsichtnahme in die mir freundlicher Weise

zur Verfügung gestellten Originalbohrprofile — die Sandgruppe (mit Kieseinschaltungen) von der Oberfläche bis ca. 920 m, von wo ab im Pannon bis zu dessen Basis (zwischen 1310 bis 1400 m Tiefe) Tonmergel und Tone (mit Sandzwischenhaltungen) vorherrschten. S. v. SZADECKY weist ebenfalls auf die große Ausbreitung sandiger Sedimente im Oberpannon des ungarischen Beckens hin und konnte auf Grund der Kreuzschichtungen eine südostgerichtete Strömung der Gewässer festlegen.

Zweifelsohne spiegelt sich in dem Gegensatz der überwiegend tonig-mergeligen Ausbildung des älteren Pannons zur sandig-kiesigen des jüngeren der jeweilige Abtragszustand der alpinen Beckenumrahmung wieder.

Im Sinne meiner Ergebnisse besaßen die östlichsten Alpen im älteren Pannon — trotz zeitlich stärker wechselnder Höhenverhältnisse — im allgemeinen doch nur Flach- und Hügellandcharakter, was insbesondere für die Zeit des *Congeriu ornithopsis*-Horizonts Geltung haben dürfte, während für die Konfiguration der Alpenrandberge zur Zeit des höheren Pannons schon ein niederer Mittelgebirgscharakter anzunehmen ist, und in den inneren Teilen der Ostalpen recht beträchtliche Höhenunterschiede vorausgesetzt werden können. Der stärker betont feinkörnige Charakter der Sedimente des älteren Pannons und der ausgesprochen sandige jener des Oberpannons in der anschließenden Kleinen ungarischen Ebene steht mit diesem Befunde im Einklang.

2. Auf Grund meiner Untersuchungsergebnisse ist innerhalb des älteren Pannons, und zwar speziell an der Grenze zwischen unterem und mittlerem Pannon (Gliederung nach FRIEDL), im Horizont der *Cong. partschi*, der Höhepunkt einer deutlichen Orogenese zu verzeichnen, die in den östlichen Savefalten sogar noch eine kräftige Weiterbildung des jungen Faltenbaues im Gefolge hatte. Innerhalb der gleichaltrigen Sedimente des westpannonischen Beckens finden die Auswirkungen dieser Zwischenphase wahrscheinlich in den von v. SÜMEGHY an den Bohrungen festgestellten Sandsteineinlagerungen im höheren Teil des Unterpannons (= „*Lyrcaea*-Horizont“) ihr sedimentäres Abbild. Ich fasse die Sachlage so auf, daß innerhalb des älteren Pannons (= Unter- und Mittelpannon im Sinne FRIEDL's) an sich zwar im allgemeinen feinere Sedimente (gegenüber dem Oberpannon) vorherrschten, daß aber das wechselvolle Geschehen am Gebirgssaum — gegenüber der mehr einheitlichen Schichtausbildung des Oberpannon — in einer größeren Mannigfaltigkeit der gleichzeitigen Sedimente auch noch im ungarischen Becken zum Ausdruck kommt. Die nach SÜMEGHY's Bericht in der Bohrung von Mihaly II, an der Basis des Pannons, in der Teufe von 2380 m. bis 2507 m festgestellten, harten Tone mit kristallinen Schiefer-Quarzitkonglomeraten, mit welchen hier das Pannon unmittelbar über Grundgebirge auflagert, sind vielleicht mit dem am Alpensaum vielfach übergreifenden *Cong. subglobosa*-Horizont in Parallele zu stellen.

3. Nach den Bohrergebnissen und geophysikalischen Untersuchungsergebnissen im Erdölgebiet von Inke ist nach v. ZWERGER eine Diskordanz zwischen Helvet und Pannon vorauszusetzen, was auf das Eingreifen der steirischen Orogenese auch noch in den Untergrund der Kleinen ungarischen Ebene hinweist. Im selben Bereich wird aus geophysikalischen Ergebnissen die Entstehung von Brüchen zwischen

unterem und oberen Pannon abgeleitet. Dies wäre ein weiterer Hinweis für eine intrapannonische Orogenese, und zwar für deren Auswirkung auch im Südteil des Kleinen ungarischen Beckens.

4. Eine besondere Problemstellung entspricht den Altersbeziehungen der jungpannonischen Ablagerungen des Steirischen Beckens zu jenen im benachbarten Westungarn, insbesondere im Göcsej (vgl. WINKLER v. HERMADEN 1937). v. SÜMEGHY scheint seine ursprüngliche Auffassung, wonach das Hügelland im Einzugsgebiet der ungarischen Raab, Kerka und Zala im wesentlichen schon von levantinischen Schichten aufgebaut werde, nunmehr nicht mehr im vollen Umfang zu vertreten, da er neuerdings nur von dem Auftreten pannonicisch-levantinischer Mischfaunen in diesem Bereiche spricht. Die bekannte Säugetierfauna von Baltavar, die seit jeher als typisch pannonicisch gewertet wurde und deren begleitende Conchylienfauna auf Oberpannon (HALAVATS 1923) hinweist, muß auch nach M. MOTTL in der Altersfestsetzung als gesichert gelten. In Übereinstimmung mit der Einordnung, wie sie auch von v. SZADÉCKY und von mir (1938) in letzter Zeit vorgenommen wurde, sind daher die das westpannonische Hügelland zwischen Mur und Raab aufbauenden Schichten jedenfalls im großen und ganzen in das Oberpannon einzureihen. Sie zeigen eine gegenüber dem Oberpannon des Plattenseegebiets stärker ausgesüßte, nahezu Congerien freie Schichtfacies.

5. Für noch nicht völlig geklärt und einer dringenden Lösung bedürftig betrachte ich die genaue Festlegung des Alters des großen westungarischen Basaltvulkanismus, dessen Ausläufer in das steirische Becken und selbst in die Alpenrandberge eingreifen. Daß die Ausbrüche jünger sind, als die Hauptmasse des Pannons und älter als das Oberpliozän kann auch auf Grund der Ermittlungen im steirischen Becken als gesichert gelten. Nach St. VITALIS hätten die Ausbrüche im Plattensee (Balaton-) Gebiet allerdings schon während der Ablagerung des oberpannonischen *Congeria balatonica*-Niveaus begonnen, um zur Zeit des jüngst pannonicen Horizontes der *Unio wetzleri*-Sande, welche bereits Basaltgerölle enthalten, ihren Abschluß zu finden. Die Zuordnung des *U. wetzleri*-Horizontes zum obersten Pannon oder bereits zum Daz erscheint wohl noch nicht hinreichend aufgeklärt. Auf Grund meiner Feststellungen im oststeirischen Vulkangebiet rege ich eine Überprüfung der Beobachtungen von VITALIS über das angebliche Auftreten von *Congeria balatonica* in den Tuffen von Tihany auf primärer Lagerstätte dahingehend an, ob es sich hier nicht um Ablagerungen ausgedehnterer Maarbecken handelt, welche — wie es bei den analogen Maarsedimenten der Oststeiermark der Fall ist — pannoniche Fossilien auf sekundärer Lagerstätte enthalten. Ich betrachte es doch zumindest für sehr merkwürdig, daß, trotz vielfacher und guter Aufschlüsse im Oberpannon des Plattenseegebietes, ansonsten keine Einschaltungen von vulkanischem Tuffmaterial in den Schichten des *Balatonica*-Horizontes erwiesen werden konnten.

Auf Grund eigener morphologischer Studienergebnisse an den Basaltbergen des westlichen Plattenseegebietes bin ich zur Auffassung gekommen, daß die Oberfläche zur Zeit der Eruptionen höher gelegen war, als meist angenommen, daß die Basaltberge Reste jüngerer Landoberflächen tragen

und daß die einst vorhandenen, unmittelbar vorbasaltischen und nachbasaltischen Sand-Schotteraufschüttungen bis auf ganz unbedeutende Reste ^{7a)} bereits völlig der Abtragung zum Opfer gefallen sind.

Ohne einer endgültigen Lösung der Altersfrage des westungarisch-steirischen Basaltvulkanismus vorgreifen zu wollen, gebe ich der Vermutung Ausdruck, daß dieser jünger ist, als die jüngste hier noch erhaltene pannonische Schichtfüllung im Einzugsbereich der Raab—Zala (Göscopy), und daß er gleichaltrig ist mit dem Vordringen eines, heute bereits fast völlig abgetragenen Schuttkegels, dessen wurzelnahe Teile die Silberbergschotter an der steirischen-ungarischen Grenze darstellen. Je nachdem sich in Hinkunft das Alter der Silberbergschotter als alt- oder bereits als jungdazisch erweisen sollte, wird auch die zeitliche Einordnung des mittelplozänen Basaltvulkanismus an der Ostabdachung der Alpen und in der Kleinen ungarischen Ebene in das ältere oder in das jüngere Daz erfolgen müssen. Für eine Fortdauer der Ausbrüche bis in noch jüngere (etwa oberpliozäne) Zeiten, wie sie auch vermutet wurde, liegen wenigstens im steirischen Becken keinerlei Anhaltspunkte vor.

6. Die bedeutenden jungen Absenkungen der Kleinen ungarischen Tiefebene, die in den stärker niedergebogenen Streifen Pannonmächtigkeiten bis zu 2500 m, vielleicht sogar bis 3000 m, aufgehäuft haben und die nachfolgenden Versenkungen des jüngeren Pliozäns, deren größere Schichtanhäufungen, besonders in der Großen ungarischen Ebene in Erscheinung treten, müssen als Korrelat der gleichzeitigen, jungen Alpenhebung angesehen werden. Während die Senkung im älteren Pannon noch tief in die steirische Bucht eingegriffen hatte, spielte sich im jüngeren Pannon die Hauptniederbiegung und Schichtaufhäufung in der Kleinen ungarischen Ebene (und teilweise auch noch im Wiener Becken) ab. Im jüngeren Pliozän erfolgte eine Verschiebung der tektonischen Hauptdepression in den Bereich der Großen ungarischen Ebene. Im jüngsten Pliozän und Quartär entsandten die Gebirgszüge an der Ostabdachung der Alpen ausgedehnte Schuttkegel bis tief in die Kleine ungarische Ebene hinein. Die Parallelisierung dieser jungen Schuttbildungen diesseits und jenseits der Reichsgrenze ist an der Raab und ihren Nebenflüssen, sowie an der unteren Mur durch neuere Untersuchungen (WINKLER V. HERMADEN 1938, V. SZADÉCKY, SÜMEGHY 1923) eingeleitet worden. Die jungtektonischen Bewegungen, denen letztlich auch die Auslösung des vorgenannten Schottertransports als belebendem Faktor zuzuschreiben ist, spiegeln sich auch in der Verteilung der Terrassen und in der ausgeprägt asymmetrischen Gestaltung des Talnetzes im steirischen und westungarischen Hügelland wieder (WINKLER V. HERMADEN 1927 d, 1938).

Zur regionalen Parallelisierung von Sarmat und Pannon und zur Frage der Miozän-Pliozängrenze

Von verschiedenen Seiten (LASKAREV, SCHRETER, N. ANDRUSOV u. a.) wurde die Auffassung vertreten, daß im pannonischen Bereich nur der untere Teil der sarmatischen Stufe Südrußlands vertreten sei. Ein Teil der an diesen Erörterungen beteiligten Forscher sprach sich dafür aus,

^{7a)} Vermutliche Fortsetzung der Silberbergschotter des steirischen Beckens.

daß das höhere Sarmat in Pannonien durch eine Schichtlücke angezeigt werde (KREJCI-GRAF, JEKELIUS). Andere (ANDRUSOV N., und ähnlich ANDRUSOV D.) vertreten die Auffassung, daß — ebenfalls bei Fehlen eines Teiles des Sarmats in Pannonien — die untersten Congerienschichten des Pannons (*C. banatica*-Horizont) ein Äquivalent des russischen Obersarmats bilden würden und die mittleren Congerienschichten dem Mäot Rußlands, und nur der Oberhorizont dem russischen Pont entsprächen. Die Gleichsetzung der Oberen Congerienschichten (*C. balatonica*-Horizont) Pannoniens mit dem Pont Südrußlands scheint allgemein als gültig angenommen zu sein.

Neuerdings sind Tatsachen bekannt geworden, welche es fraglich erscheinen lassen, ob in unseren bzw. den ungarischen sarmatischen Bildungen tatsächlich nur Äquivalente des russischen Untersarmats (-Volhyn) vorliegen. Die für russisches Mittelsarmat (Bessarab) als bezeichnend geltenden Nubecularien sind nämlich im Plattenseegebiet (in der Bohrung von Balatonföldvár nach SCHRETER) und an zwei Stellen im südlichen Wiener Becken festgestellt, bzw. ältere Ermittlungen durch neue Bestimmungen bekräftigt worden. GRAF BETHLEN hat an einer siebenbürgischen sarmatischen Fauna mittelsarmatisches Gepräge festgelegt. Auch ältere eigene Untersuchungen (WINKLER v. HERMADEN 1913) und solche neuesten Datums von PAPP ergaben faunistische Beziehungen des höheren Alpenrandsarmats zum russischen Obersarmat bzw. Mittelsarmat. Es muß meines Erachtens die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß die Unterschiede zwischen den sarmatischen Faunen Pannoniens und Rußlands nicht oder nur teilweise auf Altersverschiedenheiten der Horizonte hängen und drüber beruhen, teilweise aber mindestens faciesbedingt sind. Jedenfalls kann das Fehlen höher-sarmatischer Schichten in brackischer Facies in Pannonien noch keineswegs als gesichert gelten. Die Bedeutung der Mächtigkeit der sarmatischen Stufe an der Ostabdachung der Alpen, die örtlich 1000 m übersteigt, spricht dafür, daß hier nicht nur eine Unterstufe, sondern eine dem russischen Sarmat vollkommen gleichwertige volle Stufe vorliegt. Für alle Fälle muß aber eindringlichst betont werden, daß trotz des Auftretens von Schichtlücken innerhalb der alpenrandnahen sarmatischen Schichtfolge, diese mit dem Pannon eng verknüpft ist, und daß nach zahlreichen Feststellungen im Wiener und steirischen Becken der Übergang vom Sarmat ins unterste Pannon sich lückenlos vollzieht.

Zur Bezeichnung Pannon — Pont

Die durch E. SUSS seinerzeit eingeführte Bezeichnung pontische Stufe für die Gesamtheit der Congerienschichten des Wiener und des ungarischen Beckens ist insofern eine unglückliche, als nach den neueren Ergebnissen, wie angegeben, die Äquivalente des russischen Ponts bekanntlich nur in dem oberen Teil der Congerienschichten Pannoniens (*C. balatonica*-Horizonts) zu suchen sind. Die Bezeichnung Pannon hinwiederum, im Sinne des Vorschlags von v. SZADÉCZKY und anderen, nur für die unteren Congerienschichten des pannonischen Bereiches zu verwenden und die oberen auch dort mit der Bezeichnung Pont) zu versehen, halte ich nicht für angängig, da die in Pannonien auftretenden

Congerienschichten zum Großteil dem Oberhorizont angehören und es widersinnig wäre die Bezeichnung Pannon auf die im Pannonischen Becken ganz zurücktretenden tieferen Horizonte zu beschränken. Ich schlage vor, die Bezeichnung Pannon, welche bekanntlich ROTH v. TELEGD aufgestellt hat, im Sinne von KREJCI-GRAF und v. SÜMEGHY (1939) als Lokalbezeichnung für die Gesamtheit der Congerienschichten der ungarischen und der östlichen Alpenrandbecken (also für Pannon i. e. S. + Äquivalente des russischen Ponts) zu gebrauchen.

Die mutmaßlichen marinen Äquivalente des Pannons in Südost-Europa⁸⁾

Das Pannon an der Ostabdachung der Alpen weist — trotz vorherrschend feinkörniger Beschaffenheit — eine äußerst mächtige und regional weit verbreitete Schichtfolge auf, deren Bildung zweifelsohne einem Zeitraum von sehr langer Dauer entsprochen hat. Im Strumatal in Mazedonien treten nach LASKAREV marine Schichten der 3. Mediterranstufe (= Piacenza-Stufe) am nächsten an den pannonischen Bereich heran. Hier lagern Süßwasserschichten (wahrscheinlich Äquivalente des älteren Pannons) zwischen dem Sarmat und den marinen Ablagerungen des Piacentins. Es liegt nahe, die Ablagerungen dieser Meeresbucht mit jenen des höheren Pannons des pannonischen Bereichs zeitlich gleichzusetzen, wie es auch LASKAREV andeutet. Im Einklang hiermit stünde auch der Umstand, daß nach den Untersuchungen von M. MOTTL die der bekannten, noch im Oberpannon herrschenden *Mastodon longirostris*-Fauna gegenüber nächst jüngere Landsäugerfauna mit *Mastodon arvernensis* (Fundpunkte von Gödöllő und Aszod) bereits der Fauna des Astien entspricht.

Dies läßt vermuten, daß die Äquivalente der dem Astien vorangegangenen Piacenza-Stufe im älteren Pannon zu suchen sind, welches die zeitlich vorangehende Landsäugerfauna enthält. Faßt man das Pannon (Pannon i. e. S. + Pont) des pannonischen Bereichs als Äquivalent des marinen Piacentins und seiner liegenden Süßwasserfolge (Mazedonien, Rhonebucht) auf, so dürfte man der zeitlichen, räumlichen und der nach der Schichtmächtigkeit zu beurteilenden Bedeutung dieser Stufe besser gerecht werden, als bei der bisher üblichen Parallelisierung des ersteren mit einem nur kürzeren Abschnitt des Miozän.

Zur Frage der Miozän-Pliozängrenze

Diese heikle Frage muß zur endgültigen Klärung erst einer neuerlichen sorgfältigen Durcharbeitung unterzogen werden. Es können hier nur einige vorläufige Hinweise gegeben werden.

Die russischen Geologen legen bekanntlich die trennende Fuge an die Grenze zwischen Mäot (vermutlich = unteres Pannon des pannonischen Bereichs) und Pont; und in ähnlicher Weise stellen die französischen Geologen die „Congerienschichten der pontischen Stufe“ noch zum Miozän. Von seiten der geologischen Reichsanstalt in Wien wurden im Gegensatz

⁸⁾ Bei dem Vortrag anlässlich der Austauschsitzung in Budapest wurde eine große Tabelle vorgelegt, welche die bisherigen Parallelisierungen des südosteuropäischen Jungtertiärs (nach KREJCI-GRAF, JEKELIUS, GILLET und ANDRUSOV) zur Darstellung brachte.

hiezü die Congerienschichten des Wiener Beckens schon zum Pliozän gerechnet, und wird die Grenze zwischen Miozän und Pliozän zwischen Sarmat und Pannon gelegt.

Eine befriedigende Lösung dieser Fragen kann erst auf Grund umfassender vergleichender Studien erfolgen. Ich habe in dem von mir verfaßten Beitrag zur „Geologie der Ostmark“ vorläufig die Miozän-Pliozän-grenze in die, meiner Auffassung nach besonders bedeutungsvolle Zwischenphase innerhalb des Pannons (im Horizont der *C. partschi*) hineinverlegt, was im Sinne der Pannongliederung von STRAUZ einer Zuteilung des „Unterpannons“ noch zum Miozän, des „Oberpannons“ zum Pliozän entspricht.⁹⁾ Läßt man die von mir vermutete Äquivalenz des höheren Pannons mit dem Piacentin gelten, so würde dieser Vorschlag für die Grenzführung zwischen Miozän und Pliozän auch eine stratigraphische Stütze erhalten. (Pliozänbeginn mit der Piacentintransgression!)

Eine Trennung von Miozän und Pliozän auf Grund der Säugetierfaunen, für die sicherlich auch Gründe ins Treffen geführt werden können, halte ich deshalb nicht für voll befriedigend, weil nach N. ANDRUSSOV u. a. die *Mastodon longirostris*-Fauna schon im Obersarmat auftritt und nach SINZOW gerade für die obersarmatischen Schichten Rußlands charakteristisch sein, und weil die nahestehende Fauna mit *Hipparion gracile* sogar schon in mittelsarmatischen Schichten aufscheinen soll. Ebenso ist das im Pannon so häufige *Dinotherium giganteum* schon am Ende des Sarmats festgestellt (MORTL, S. 327). Nach M. MORTL rechtfertigen die Unterschiede zwischen der Fauna des Sarmats und jener des Pannons keine scharfe Scheidung beider, allerdings auch nicht eine solche des Astiens vom Letztgenannten. Eine endgültige Lösung dieser Frage kann nur aus der Berücksichtigung aller geologischen und paläontologischen Momente erfolgen.

Zusammenfassung

In dem ersten, umfangreicheren Teil dieser Mitteilung gebe ich einen Überblick über die oligozäne und jungtertiäre Schichtfolge an der Ostabdachung der Alpen, wobei eine zeitliche Gliederung der Ereignisse und ihre Aufteilung auf 4 Hauptzyklen zugrundegelegt werden. Abgesehen von der am Beginne des Entwicklungsganges stehenden Gebirgsbildung werden 3 Hauptorogenesen unterschieden. Eine noch jüngere, innerhalb des Mittelpliozäns feststellbare, wird trotz örtlicher tangentialer Auswirkungen (Savefalten) nur als eine höhere Teilphase im 4. Hauptzyklus (attische Gebirgsbewegung) angesehen.

Ausbildung, Verbreitung und Mächtigkeit der Sedimentfolgen stehen in enger Abhängigkeit von dem durch orogenetische und epirogenetische Bewegungen geschaffenen jeweiligen Gebirgsrelief. Rück- und Rand-senkungen, die sich zeitlich an die Höhepunkte der Orogenesen anschließen, schalten sich in den überwiegend aufsteigenden Bewegungsgang ein. In den epirogenetischen Zwischenzeiten, zwischen den Kulminationen der Gebirgsbildung, haben ausgedehntere marine und limnische Transgressionen die Ostabdachung der Alpen mit wechselnden Umrissen überzogen.

⁹⁾ Bzw. bei Dreiteilung des Pannons einer Zuteilung des Unterpannons zum Miozän, des mittleren und oberen zum Pliozän.

Altmiozäne, mittelmiozäne und älterpannonische Blockschuttbildungen kennzeichnen die Höhepunkte der Orogenese, während flächenhaft ausgedehnte Schuttkegel und Deltafächer im älteren Helvet, dann inmitten des Sarmats und im mittleren und oberen Pliozän-Quartär als Begleiterscheinung abgeschwächter Orogenese, bzw. Epirogenese anzusehen sind. Es wurde auf den Nachweis einer weitverbreiteten Erosionsdiskordanz zwischen Torton und Sarmat verwiesen, und die Bedeutung der sogenannten „vorpontischen Erosion“ in Frage gestellt. Die Herausbildung des heutigen morphologischen Bildes der östlichen Alpen läßt sich nur mit dem jüngsten (pliozänen) Entwicklungszyklus verknüpfen, dessen rändliche Sedimentbildungen den Werdegang in großen Zügen widerspiegeln.

In einem zweiten Abschnitt wurden zunächst Vergleiche zwischen der pannonischen Schichtfolge des Alpensaums und jener im pannonischen Becken selbst gezogen, wobei die feststellbare zunehmende Versandung in der oberpannonischen Schichtfolge der ungarischen Becken mit der in dieser Zeit platzgreifenden Hörschaltung der Randgebirge in Zusammenhang gebracht wurde, während sich Anzeichen auch für die orogenetischen Bewegungen innerhalb des älteren Pannons aus dem Sedimentbild der ungarischen Tiefbohrungen herauslesen lassen. Die junge Hebung der Alpen und die besonders starke, alt- bis mittelpliozäne Senkung der pannonischen Becken stellen offenbar kausal verknüpfte und gleichzeitige Vorgänge dar.

Bezüglich des Alters des steirischen und ungarischen Basaltvulkanismus wird betont, daß dieser gleichzeitig mit der Vorschüttung fluviatiler Schotterdecken von den Alpenbergen bis tief in das pannonische Becken hinein (= Horizont der Silberbergschotter) vor sich gegangen sei. Eine ganz exakte Altersdeutung der Ausbrüche — ob jüngeres oder älteres Daz — hängt von der noch nicht gesicherten stratigraphischen Einordnung dieses Schotterhorizonts ab.

Jungtektonische Bewegungen haben im steirischen Becken und in der ungarischen Tiefebene die Landschollen während ihrer Modellierung weiter ergriffen und die Entwicklungsgeschichte der Talläufe entscheidend beeinflußt.

In Übereinstimmung mit verschiedenen Forschern — im Gegensatz zu anderen — wird hier vorgeschlagen, die Bezeichnung „Pannon“ für die Gesamtheit der Congerenschichten des Wiener und des Ungarischen Beckens zu gebrauchen und eine Übertragung der Begriffe Mäot und Pont auf diese Gebiete bis zu endgültiger Klärung der Parallelisierung zu unterlassen. Bezüglich des Altersvergleichs des Pannons mit gleichzeitigen marinen Ablagerungen im Tethysgebiet wird der Vermutung Ausdruck gegeben, daß das Pannon — eine mächtige, feinkörnige Ablagerung von langer Bildungsdauer — in seinen höheren Teilen die Äquivalente des marinen Piacentins mitumfaßt. Die Frage der Miozän-Pliozängrenze betreffend, wird auf die Diskrepanz verwiesen, die zwischen der Grenzführung durch deutsche und ungarische Forscher einerseits, durch russische und französische andererseits besteht. Wenn das höhere Pannon mit der Transgression des unterpliozänen Piacentinmeeres zusammenfällt, wie hier vermutet wird, so wäre der von mir gemachte Vorschlag, die orogenetische Phase zwischen unterem und jüngerem Pannon als Trennung von Miozän und Pliozän

zu verwenden, auch durch ein stratigraphisches Moment gestützt. Die Landfaunen scheinen eine eindeutige und scharfe Abtrennung beider Tertiärstufen nicht zu ermöglichen. Im übrigen halte ich diese Fragen für noch offen und ihre weitere Überprüfung und Diskussion von verschiedenen regionalen geologischen und paläontologischen Gesichtspunkten aus, für erforderlich.

Kapfenstein, im Oktober 1942.

Schriftenverzeichnis

- AIGNER, A.: Geomorphologische Probleme am Ostrande der Alpen. — Z. f. Geomorph. **1**; Berlin 1925—1926.
- ANDRUSOV, D.: Karpathenmiozän und Wiener Becken. — Petroleum **34**; Wien 1938.
- ANDRUSOV, N.: Die südrussischen Neogenablagerungen. — Verh. russ. Min. S. 2, Ser. **39**, 1903.
- Le pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. — Mem. Ges. f. Wiss. in Böhmen; Prag 1927.
- BITTNER, A.: Die Tertiärablagerungen von Trifail und Sagor. — Jb. geol. Reichsanst. Wien **34**, 1884.
- BOBIES, C. A. & KÜPPER, H.: Das Tertiär am Ostrande des Anningers. — Jb. geol. Bundesanst. Wien **77**, 1927.
- CORNELIUS, H. P.: Glimmerandesit von Aschau. — Folia sabariensia; (Szombathely) Steinamanger 1939.
- FRIEDL, K.: Über die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. — Mitt. geol. Ges. Wien **24**, 1931.
- Der Steinbergdom bei Zistersdorf und sein Ölfeld. — Ebendort **29**, 1936.
- GORJANOVIC-KRAMBERGER, K.: Das Tertiär des Agramer Gebirges. — Jb. geol. Reichsanst. Wien 1897.
- Die präpiontischen Bildungen des Agramer Gebirges. — Kroat. glasnik, Agram 1890.
- Über die Bedeutung der Valenciennesiden in strat. u. genet. Hinsicht. Palaeont. Ztschr. **5**.
- GILLET, S.: Essai de synchronisme du Miocène supérieur et du Pliocène dans l'Europe centrale et méridionale. — Bull. soc. geol. France, 5. Ser. **3**, 1933.
- GRANIGG, B.: Über steiermärkische Kohlenvorkommen am Ostfuße der Alpen. — Z. Berg- u. Hüttenw. Wien 1910.
- GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken. — Öl und Kohle **31**; Berlin 1941.
- HALAVATS, G. V.: Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees. — Res. d. Wiss. Erforschung d. Balatonsees I. Pal. Anhang IV. 1903.
- Die oberpontische Molluskenfauna von Baltavar. — Mitt. a. d. Jahrb. d. ung. geol. Reichsanst. Budapest **24**, 1923.
- HASSINGER, H.: Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken. — PENCK's Geogr. Abh. **8**; Wien-Leipzig 1905.
- HILBER, V.: Die tertiären Ablagerungen zwischen den Flüssen Kainach und Sulm in Mittelsteiermark. — Jb. geol. Reichsanst. Wien 1878.
- HOCHSTETTER, H. E. v.: Walbersdorfer Tegel. — Anz. Akad. Wiss. Wien 1934.
- HÜBL, H.: Aufnahmsber. über Bl. Graz in Verh. Reichsst. Bodenf. Zw. Wien 1939.
- Beitrag zur Kenntnis der jungtertiären Sedimente im Gebiet Weiz—Gleisdorf—Pischelsdorf (Oststeiermark). — Cbl. f. Min. usw. Abt. B.; Stuttgart 1941.
- JANOSCHEK, R.: Der Nordrand der Landseer Bucht. — Mitt. geol. Ges. Wien **24**, 1931.
- Methoden und bisherige Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. — Mitt. alpenländ. geol. Ver. **33**, Wien 1942.
- Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Untersuchungen im inneralpinen Wiener Becken. — Öl und Kohle **38**; Berlin 1942.
- JEKELIUS, E.: Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. — Ann. geol. Inst. Rumänien. **17**; Bukarest 1932.

- KAHLER, F. v.: Tuffe im Miozän des Lavanttals. — Carinthia, Klagenfurt 1939.
- KAPOUNEK, J.: Geologische Verhältnisse der Umgebung von Eisenstadt. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1938.
- KOLLMANN, K.: Arbeitsbericht in Verh. Reichsst. f. Bodenforsch. Zweigst. Wien 1939.
- KREJCI-GRAF, K.: Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. — Geol. Rundschau **23**, 1932.
- KÜHNEL, W.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Tertiärmulde bei Kamnik (Stein) in Krain. — Prirodoslovne rasprave **2**; Laibach 1939.
- LASKAREV, V.: Sur les conditions géologique et géomorphologique des gisements de la faune pikermienne dans les environs de Veles. — Ann. geol. péninsule Balkanique **7**; Belgrad 1923.
- Sur les équivalents du Sarmatien supérieur en Serbie. — Cvijič-Festschrift Belgrad 1924.
- LOCZY, L. v. sen.: Die geologischen Formationen der Balatongegend. — Res. d. wiss. Erforschung d. Balatonsees, **1**; Budapest 1913.
- LOCZY, L. v. jun.: Ricerche d' idrogene carbonato in Ungheria. — Internat. Z. ung. geogr. Ges. **67**; Budapest 1939 a.
- Beitrag zur Ölgeologie des innerkarpathischen Beckensystems. — Petroleum **35**; Wien 1939 a.
- Über die Kohlenwasserstoffmöglichkeiten der südöstlichen Teile des Alfölds in Rumpfungarn. — Jahresber. ung. geol. Anst. f. 1936—1938; Budapest 1941.
- MARCHET, A. v.: Über vulkanische Tuffe in den Braunkohlen von Seegraben bei Leoben. — Min.-petr. Mitt. **45**.
- MOTTL, M.: Die mittelpliozäne Säugetierfauna von Gödöllő bei Budapest. — Jb. ung. geol. Anst. **32**; Budapest 1939.
- MUNDA, M.: Stratigraphie und Tektonik im Tertiärbecken von Reichenburg. Laibach 1939.
- PAPP, A.: Untersuchungen an der sarmatischen Fauna von Wiesen. — Jb. Reichsst. Bodenforsch. Zweigst. Wien 1939.
- Vortragsber. in Mitt. alpenländ. geol. Verein Wien 1942.
- PAPP, S.: Die Erdöl- und Erdgasforschungen der ungarisch-amerikanischen Erdölindustrie-A. G. in Transdanubien. — Banyaszati és Kohászati lapok 1939 (ungarisch).
- PAVAI VAJNA, FR. v.: Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. — Földt. Közl. **60**; Budapest 1925.
- PETRASCHEK, W.: Die Kohlenlager der dinarischen Gebirge Altösterreichs. — Z. obereschles. Berg- u. hüttenm. Ver.; Breslau 1927.
- Das Alter der untersteirischen Kohlen. — Berg- u. hüttenm. Jb.; Leoben 1940.
- Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Ostalpenrand. — Sber. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., Abt. I, **149**; Wien 1940.
- RICHARZ, ST.: Der Eichkogel bei Mödling. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1921.
- SCHLESINGER, G.: *Elephas planifrons* vom Laaerberg und die Stratigraphie der alten Flußterrassen von Wien. — Verh. geol. Reichsanst. Wien 1913.
- Meine Antwort in der Planifronsfrage. — Jb. geol. Reichsanst. Wien 1916.
- SIDARITSCH, M.: Alte Landschaftsformen im Orlicazuge. — Mitt. naturw. Ver. Steiermarks **62**; Graz 1926.
- SÖLCH, J.: Die Landformung der Steiermark. — Herausgeb. v. naturwiss. Ver. Steiermark; Graz 1927.
- SOMMERMEIER, L.: Die tektonischen und stratigraphischen Grundlagen der Erdöllagerstätten im Neogen von Südmähren und der Slowakei. — Leobner Bergmannstag. Festschr. Berg- u. hüttenmänn. Jb. Leoben 1937.
- Die erdöhlöffigen Gebiete in Jugoslawien. — Öl und Kohle **36**; Berlin 1940.
- SÖRCEL, W.: Über *Elephas trogontherii* usw. — Palaeontographica **60**, 1912.
- STAESCHE, K.: Aussprache über die stratigraphischen Probleme des Jungtertiärs von Südosteuropa in Budapest vom 24.—29. Juni 1942. — Öl und Kohle **38**; Berlin 1942.
- STILLE, H.: Grundlagen der vergleichenden Tektonik. — Verl. Borntraeger, Berlin 1924.
- STINY, J.: Die Lignite von Feldbach. — Bergbau u. Hütte; 1918.

- Bewegungen der Erdkruste und Wasserbau. — Die Wasserwirtschaft; Wien 1926.
- Hebung und Senkung. — Petermanns geogr. Mitt.; Gotha 1924.
- STRAUSZ, L.: Das Pannon des mittleren Westungarns. — Annal d. naturhist. Nationalmuseums Ungarns, Min. geol. Teil **35**, 1942.
- SÜMEGHY, J. V.: Die stratigraphischen Verhältnisse des Pannons in Westungarn. — Mitt. a. d. Jb. d. ung. geol. Reichsanst. Budapest 1939.
- Beobachtungen über das Gebiet zwischen Raab und Zala. — Földt. Közl. **53**; Budapest 1923.
- V. SZADECKZY-KARDOSS, K. E.: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene. — Mitt. Berg- u. hüttenm. Abt., Univ. Sopron **10**; Budapest 1938.
- TAUBER, A. F.: Das Tertiär des Küniglberg—Gloriettebergzuges usw. — Verh. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien 1939.
- Lithogenetische Untersuchungen an den sarmatisch-pannonischen Übergangsschichten am Südrand von Wien. — Verh. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien 1939 (a).
- Zur Schichtfolge des Sarmats im Wiener Becken. — Ber. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien; Wien 1941.
- TELLER, F.: Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. — Verlag geol. Reichsanst. Wien 1896.
- Miozäne Transgressionsrelikte bei Steinbrück. — Verh. geol. Reichsanst. Wien 1898.
- TORNQUIST, A.: Das Erdbeben von Rann an der Save. — Mitt. d. Erdbebenkommission, Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., neue Folge **52**; Wien 1918.
- URSIC, F.: Zur Geologie der Savetertiärzone in Slowenien. — Geol. Ann. f. d. Balkan **11**; Belgrad 1933.
- VENDL, A.: Geologie der Umgebung von Sopron (Ödenburg). — Mitt. Berg- u. hüttenm. Abt. Univ. Sopron; Ödenburg 1929.
- Daten zur Geologie von Sopron. — Ebendort 1933.
- VITALIS, ST.: Die Basalte der Balatongegend. — Res. d. wiss. Erforsch. d. Balatonsees. I. 1. Pal. Anhang IV. 4. Budapest 1911.
- WINKLER (V. HERMADEN) A.: Untersuchungen zur Geologie und Paläontologie des steirischen Tertiärs. — Jb. geol. Reichsanst. Wien 1913.
- Über jungtertiäre Tektonik und Sedimentation am Ostrande der Zentralalpen. — Mitt. geol. Ges. Wien 1914.
- Beitrag zur Kenntnis des oststeirischen Pliozäns. — Jb. geol. Staatsanst. Wien 1920.
- Die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im steirischen Becken. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1927 a.
- Das südweststeirische Becken im älteren Miozän. — Denkschr. Akad. Wien **1901**, math. nat. Kl. 1927 b.
- Erläuterungen zur geol. Spezialkarte Blatt Gleichenberg. — Wien, Verh. geol. Bundesanst. 1927 c.
- Die morphologische Entwicklung des steirischen Beckens. — Mitt. geogr. Ges. Wien 1927 d.
- Über neue Probleme der Tertiärgeologie im Wiener Becken. — Zentralbl. f. Min. usw. 1928 a.
- Erläuterungen zu den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft. — Z. deutsch. geol. Ges. Berlin 1928 b.
- Über das Alter der Dazite im Gebiet des Draudurchbruchs. — Verh. geol. Bundesanst. Wien 1929.
- Die jungmiozänen Ablagerungen im südweststeirischen Becken und dessen Tektonik. — Jb. geol. Bundesanst. Wien **79**, 1929.
- Die tertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen. — Sber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl. 1933 a.
- Über junge Abtragung und Aufschüttung am Ostrande der Alpen. — Jb. geol. Bundesanst. Wien 1933 b.
- Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen. — Geol. Rundsch. **27**, 1936.
- Das Miozänbecken des unteren Lavanttal. — Zbl. f. Min. usw. 1937.
- Beobachtungen im Tertiärgebiet von Südwestungarn. — Zbl. f. Min. usw. 1938.

- Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens. — Verl. Gebr. Borntraeger, Berlin 1939 a.
 - Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. — In F. X. SCHAFFER's „Geologie der Ostmark.“ S. 295—404. Als Sonderdruck ausgegeben 1939 b.
 - Die jungtertiäre Entwicklungsgeschichte der Ostabdachung der Alpen. — Zbl. f. Min. usw., B., 1940 a.
 - Die geologischen Verhältnisse im mittleren unteren Laßnitztal Südweststeiermarks als Grundlage einer wasserwirtschaftlichen Planung. — Sber. Akad. Wiss. Wien I. **149**, 1940 b.
 - Der kalkalpine Randsaum des südlichen inneralpinen Wiener Beckens im Jungtertiär. — In F. X. SCHAFFER's „Geologie der Ostmark“. S. 405—424; Wien 1942.
- ZWERGER, R. v.: Die erdölgeologischen Untersuchungen in Westungarn (Transdanubien) und die Erschließung des Erdölfeldes von Lispe. — Öl und Kohle **36**; Berlin 1940.

Wichtige Nachträge:

- HÜBL, H.: Die jungtertiären Ablagerungen am Grundgebirgsrande zwischen Graz und Weiz. — Mitt. d. Reichsamt. f. Bodenf., Zweigst. Wien 1942.
- JANOSCHEK, R.: Das inneralpine Wiener Becken. In „Geologie der Ostmark“. Wien 1943.
- JEKELIUS, E.: Das Pliozän und die sarmatische Stufe im mittleren Donaubecken. — Anuar. Ist. geol. al României **22**, Bukarest 1943.
- WINKLER v. HERMADEN, A.: Grundsätzliches zur Erforschung des Jungtertiärs am Alpenostabfall. — Mitt. d. Reichsamts f. Bodenforsch. Zweigst. Wien **3**, 1942.

Die „Nachträge“ konnten im Texte nicht mehr berücksichtigt werden. Die teilweise abweichende Auffassung von E. JEKELIUS veranlaßt mich zu keiner Änderung an den dargelegten Gesichtspunkten.

Versuch einer Parallelisierung des Pannons

VON LÁSZLÓ STRAUZ

Im Auftrage der Firmen Eurogasco und Maort kartierte ich seit 1933 ein Neogengebiet von 12.000 km² in Transdanubien und entdeckte dabei ungefähr 150 neue Pannonenfaunen. An Hand dieses reichen Materials versuchte ich eine Horizonlierung des transdanubischen Pannons; auf eine allgemeingültige Horizontierung des Pannons verzichtete ich aber, weil die kritische Neubearbeitung einiger in stratigraphischer Hinsicht sehr wichtiger Pannongebiete außerhalb Transdanubiens noch aussteht.

Die Gelegenheit der Erdöl-Konferenz (Budapest, Juni 1942) nötigt mich aber zu einem Versuch, womöglich die Stellung des ungarländischen Pannons gegenüber gleichaltrigen Bildungen Osteuropas zu bestimmen, oder zumindest auf die Schwierigkeiten der Parallelisierung hinzuweisen.

1. In meinen schon erschienenen Aufsätzen unterschied ich zwischen den mitteltransdanubischen Pannonbildungen, die an der Oberfläche abgeschlossen sind (STRAUZ 1941, 1942), drei Horizonte; das Material der Tiefbohrungen behandelte ich bei jener Gelegenheit nicht. Diese Horizontierung möchte ich nun kurz zusammenfassen.

Zuunterst liegen die *Congeria partschi*-Schichten (vorwiegend sandige Tone) des westlichen Bakony-Gebietes (Zusammengefaßte Faunenliste von 9 gleichaltrigen Fundstätten s. Kolonne 1 in meinem Aufsatz 1940, S. 230). Die Fossilarmut (13 Arten) dieser Bildungen und ihre Ähnlichkeit mit den *Congeria zsigmondyi*-Schichten in SO-Ungarn stellt sie in auffallenden Gegensatz zu dem Reichtum (43 Arten, beinahe immer riesige Individuenzahlen) und zu dem auffallenden Oberpannon-Charakter der *Congeria ungula caprae*-Schichten, die Grenze des Unterpannons habe ich zwischen diesen beiden Horizonten gezogen. Die *Congeria ungula caprae*-Schichten sind an der SO-Seite der kleinen ungarischen Tiefebene und im Becken von Tapolca bis zum Balaton-See sehr verbreitet (Faunenliste s. Kolonne 2). Die *Congeria ungula caprae*-Schichten enthalten drei Arten, die sowohl im Unterpannon, als auch im Oberpannon unserer Gegend vorkommen, 21 ausgesprochene Oberpannonarten, 15 Arten, die in anderen Horizonten fehlen (nur die von mir gesammelten Arten in Betracht gezogen) und nur 4 Arten, die in den *C. balatonica*-Schichten fehlen, im Unterpannon aber vorhanden sind. Sowohl diese Faunencharaktere, als auch die Lagerung zwischen unterpannonischen *C. partschi-zsigmondyi*-Schichten und oberpannonischen *Congeria balatonica-triangularis*-Schichten, weisen dieser Schichtengruppe ihre Stellung im unteren Teil des Oberpannons an. Für die *Congeria ungula caprae*-führenden Schichten ist diese Feststellung

nicht neu, aber um so mehr für die mit ihnen verschmelzenden *Melanopsis impressa*-Schichten der Umgebung von Románd, Pápa und Túskevár.

Nun fand aber J. Noszky im östl. ung. Mittelgebirge bei Tataros und Derna interessante neue Pannonfaunen, die er mir zur Bearbeitung übergab. In diesen Schichten sehen wir die beinahe unveränderte Begleitfauna des transdanubischen *Ungula caprae*-Horizontes, nur an Stelle der namengebenden Form, *Congeria ungula caprae* tritt hier die gleichfalls sehr große *Congeria subglobosa* auf. Die Gleichaltrigkeit der beiden Bildungen kann man kaum bestreiten, wenn man die vollkommene Identität der häufigsten Arten (dieselben 4 Arten: *Dreissensia auricularis*, *Limnocardium penslii* und var. *variocostatum*, *Melanopsis impressa* var., *Melanopsis pygmaea* in beiden voneinander weit entfernten Vorkommnissen vorherrschend) in Betracht zieht. Wenn man aber diese von mir (STRAUZ 1941 a) empfohlene Parallelisierung annimmt, dann wird schon die Ober-Unterpannon-Grenze ziemlich verschwommen, z. B. ist es dann nicht leicht zu entscheiden, ob man Leobersdorf noch zum Unterpannon, oder schon zum Oberpannon rechnen soll.

Praktisch kann vielleicht doch in Ungarn bei den Abgrenzungen der einfache paläontologische Unterschied benutzt werden (STRAUZ 1941 a), daß im Unterpannon weder *Viviparus*, noch *Dreissensia*, im *Congeria ungula caprae*-Horizont *Dreissensia* ohne *Viviparus*, in dem noch höheren (jüngeren) Oberpannon sowohl *Dreissensia*, als auch *Viviparus* vorkommen. Leider ist diese Unterscheidung nur bei küstennahen Bildungen durchführbar, denn im Beckeninneren können diese Gattungen nicht des Alters, sondern der Fazies wegen fehlen.

JEKELIUS bezweifelt die Selbständigkeit eines *C. ungula caprae*-Horizontes, der seiner Meinung nach bloß einer schmalen Randzone der *C. balatonica*-Schichten entsprechen sollte (1932/1936, S. 287, 288); diese Annahme habe ich widerlegt. SÜMEGHY stellte die *Congeria ungula caprae*-Schichten dem *C. balatonica*- und *C. rhomboidea*-Horizont gleich; etwas tiefer, in das untere Oberpannon stellte er die Faunen von Kup und Radmanest; jetzt nimmt er aber diesbezüglich schon meine Einteilung an (nach einer mündlichen Mitteilung).

Die *Congeria balatonica*-Schichten der Umgebung des Balaton-Sees galten immer als typisches „Oberpannon“. Ihre Gleichaltrigkeit mit den *Prosodacna vutskitsi*-Schichten wird durch einige Fundstätten bewiesen, wo ich die beiden Leitformen der genannten „Horizonte“ nebeneinander vorfand, außerdem aber auch durch die sich ebenfalls aus meinen Funden ergebende große Übereinstimmung der Begleitfaunen. Die *C. rhomboidea*- und *vutskitsi*-Schichten wurden neuerdings immer für gleichaltrige Bildungen gehalten; auch für diese Annahme konnte ich einige neue faunistische Beweise erbringen. So müssen die *C. balatonica*-, *vutskitsi*- und *rhomboidea*-Schichten als drei verschiedene Fazies (dies mehr in paläogeographischem als im bathymetrischem Sinne verstanden) desselben Horizontes aufgefaßt werden. (Die Faunen der *C. balatonica*-Schichten sind in meiner zitierten Arbeit in den Kolonnen 3—6, die der *C. vutskitsi*-Schichten in den Kolonnen 7 und 8 zusammengestellt, S. 231—233.)

Die *Congeria partschi*-Schichten von Pápakovácsi usw. entsprechen vielleicht nur den obersten Teilen des Unterpannons. Die tieferen Unterpannon-Schichten werden im Beckeninneren (siehe die Bohrungen der

Maort 14, 19) von den *Congeria banatica*-Schichten (vorwiegend Sande), außerhalb der Becken aber von den *Congeria ornithopsis*-Schichten (vorwiegend Sande; Tinnye, Peremarton, Budapest) gebildet.

Die obere Grenze des Pannons konnte in Mitteltransdanubien nicht bestimmt werden, weil da eine Schichtlücke den *C. balatonica*-Horizont vom Pleistozän trennt. In SW-Transdanubien aber sind meine Untersuchungen noch im Gange; ich glaube jedoch schon jetzt sagen zu dürfen, (wie dies schon WINKLER v. HERMADEN 1938 annahm) daß die *Unio wetzleri*-Schichten nicht dem Levantin, sondern noch dem Pannon zuzurechnen sind (im Gegensatz zu SÜMEGHY, 1923); z. B. im Lovászi-Revier fand ich bei Csentevölgy *Congeria batuti* BRUS. in Gesellschaft von *Unio wetzleri* DUNK. und *Melanopsis entzi* BRUS. Die *Unio wetzleri*-Schichten sollten also als eine Fazies, nicht aber als ein (jüngster) Horizont des Oberpannon betrachtet werden.

2. Ich möchte nun die auf die strandnahen Bildungen bezügliche Horizontierung des mittleren Westungarns mit den Pannonhorizonten der Beckenfazies, d. h. mit den aus den Tiefbohrungen stammenden Pannonfaunen vergleichen.

In den Tiefbohrungen sind zwei Glieder des Pannons, die als Oberpannon und Unterpannon bezeichnet werden, schon dem Gesteinscharakter nach unterschieden worden; die obere Abteilung besteht aus Sand und sandigem Ton mit *Limnocardium (Prosodacna) vutskitsi*, in der unteren Abteilung herrschen Tone und Mergel vor.

Die Oberpannonsschichten des Beckeninneren weichen von den strandnahen Bildungen nicht bedeutend ab.

Die Unterpannonfaunen sind in den Tiefbohrungen (z. B. STRAUSS 1941) ziemlich einförmig, aber die beiden häufigsten Arten, *Congeria banatica* R. H. und *Limnocardium abichiforme* G. K. haben verschiedene Verbreitung: die erste erscheint in den untersten Pannonsschichten und fehlt im Oberteil des Unterpannon; die zweite fehlt noch im Unterteil des Unterpannon und wird im oberen Unterpannon sehr häufig, so daß diese wohl als *Abichiforme*-Schichten bezeichnet werden könnten. Die Zweiteilung des transdanubischen Unterpannon ist also nicht scharf durchführbar, die Zweiteilung des transsylvanischen Unterpannon aber vorläufig noch unmöglich; S. PAPP hat bewiesen, daß dort *Congeria banatica* R. H. und *Congeria paritschi* HÖRN. keine gesonderten Zonen charakterisieren, sondern gemeinsam (sowohl im Unterteil als auch im Oberteil des dortigen älteren Pannons) vorkommen.

Ein typisches Oberpannon (der *Balatonica*-Horizont) und zwei verschiedene Fazies (die strandnahen *Congeria ornithopsis*-Schichten und die im Beckeninneren verbreiteten *Congeria banatica*-Schichten), deren Lagerung ihr Unterpannonalter beweist, können einander mit voller Gewißheit gegenübergestellt werden. Die *Congeria ungula caprae*-Schichten sind unbedingt älter als die *C. balatonica*-Schichten; dieses wird sowohl durch die beobachtete Lagerung, als auch durch die Faunen klar bewiesen. Ebenso klar ist das gegenseitige Verhältnis der *Congeria banatica*- und der *Limnocardium abichiforme*-Schichten; die letzteren sind jünger. Dem Faunencharakter nach ähneln die *Congeria ungula caprae*-Schichten mehr dem Oberpannon, die *Abichiforme*-Schichten des Beckeninneren schließen sich aber weit mehr dem Unterpannon an, und können sogar von den

darunter liegenden *C. banatica*-Schichten nicht scharf getrennt werden (da es zwischen den beiden keinen Fazieswechsell gibt). Die *C. ungula caprae*-Schichten und die *C. abichiforme*-Schichten berühren einander m. W. gar nicht, und die gegenseitige Lagerung ist unbekannt; ihre Faunen können nicht als „jünger und älter“, sondern „strandnah und strandfern“ verglichen werden und ich fürchte, daß es nie auf direktem Wege bewiesen werden kann, ob die *C. ungula caprae*- und die *Abichiforme*-Schichten gleichaltrig sind oder die letzteren einem älteren Horizont angehören. — Ich will aber versuchen, auf indirektem Wege Gründe für die Gleichaltrigkeit dieser beiden Bildungen zu geben. Die von GORJANOVIC-KRAMBERGER 1899 aufgestellten Artunterschiede des *Limnocardium abichiforme* G. K. und des *L. abichi* R. H. erwiesen sich an Hand des heute zur Verfügung stehenden reicheren Materials, dessen Großteil aus den Tiefbohrungen der Ölforschung stammt, als nicht stichhaltig; in der Umrißform, wie in der Rippenzahl gehen die beiden sog. „Arten“ ineinander über, die mittleren Gestalten (z. B. KREJCI-GRAF & WENZ, Taf. II, Fig. 6) sind sogar häufiger, so daß sie m. E. kaum als zwei Varietäten, keineswegs aber als zwei verschiedene Arten aufzufassen sind. Außer dieser Leitart betonen noch die Valenciennesen die faunistische Gleichwertigkeit der beiden Bildungen: der *C. abichiforme*-Schichten, die in Ungarn für oberes Unterpannon, und der *C. abichi*-Schichten, die in Rumänien für Unterpont (nach der Parallelisierung von KREJCI-GRAF Unterteil des Oberpannons, 1932) galten. Wenn wir aber den *C. balatonica*- (und *rhomboidea*-) Horizont Ungarns mit den *C. rhomboidea*-Schichten (also Oberpont) Osteuropas, den Oberteil des Unterpannons aber mit den *C. abichi*-Schichten (Unterpont) parallelisieren, dann gibt es keinen anderen Zeitraum für die *C. ungula caprae*-Schichten (die das Liegende des Balatonica-Horizontes bilden), als gleichfalls das Unterpont und die Gleichaltrigkeit mit den *C. abichiforme*-Schichten. Ich muß noch bemerken, daß schon JEKELIUS (1932/36) die Parallelisierung des Oberen-Unterpannons mit dem Unterpont unter verschiedener Beweisführung versucht hat; meiner Meinung nach war aber diese Beweisführung unrichtig, da JEKELIUS die Existenz eines *Congeria ungula caprae*-Horizontes geleugnet, die „*C. ungula caprae*-Fazies“ in das *C. rhomboidea*-Niveau eingestellt und die dadurch im Unterpont entstandene Lücke mit dem für nächstälter gehaltenen Oberteil des Unterpannons ausgefüllt hat.

3. Wenn man nun die Probleme des tieferen Pannons beleuchten will, muß man zuerst festhalten, daß die Unterkante des Pannons klar und beinahe in allen Fällen leicht zu fixieren ist: die tiefsten Congerierschichten und die obersten Cerithiensichten sind in den meisten Fällen diskordant und gar nicht zu verwechseln. In bezug auf den Sarmat-Pannon-Zusammenhang oder die Lücke zwischen den beiden Schichtengruppen, stehen sich zwei grundverschiedene Meinungen gegenüber: die von SCHRETER (1912; SCHRETER vertritt jetzt — 1941 — einen weniger scharfen Standpunkt) und die von JEKELIUS aus 1936. SCHRETER behauptete, daß das untere Sarmat (Volhyn) ohne Unterbrechung in die unteren Pannonschichten überginge, einige Unterpannonformen (*Melanopsis bonellii*, *Congeria*, *Planorbis*) schon im Untersarmat vorhanden seien, an einigen Orten (Szócsán!) wohlherhaltene gemischte Sarmat-Pannon-Faunen existierten und Cherson- und Pannon-Wirbeltier-Faunen (nach SINZOW)

gleichaltrig wären. — JEKELIUS bezweifelt die Existenz der „Übergangsschichten“ (z. B. bei Szócsán) der beiden Schichtengruppe und die stratigraphische Bedeutung der „gemischten Faunen“ (1936, S. 272): „Selbst ein gelegentlich beobachteter noch so glänzender Erhaltungszustand sarmatischer Formen aus den unteren Congerienschichten ist kein Beweis für eine primäre Einlagerung derselben, da Molluskenschalen“ aus lockeren Bildungen ohne bedeutendere „Abnutzung in nahe gelegene jüngere... Ablagerungen gelangen können“ (Dies kann wohl heute im rezenten Balatonsediment beobachtet werden, wo eine Menge von unbeschädigten Oberpannonmollusken eingebettet sind, die aus den am Strand aufgeschlossenen *Congeria balatonica*-Schichten stammen.) „Stets handelt es sich hier um Formen“ — setzt JEKELIUS fort — „die ganz identisch in untersarmatischen Schichten der nächsten Umgebung vorkommen, keineswegs um Anpassungsformen an die“ veränderte neue „Kaspibrack-Fazies.“ — Aus diesem Grunde entsteht bei JEKELIUS eine große Lücke zwischen den Cerithienkalken und Congerientonen.

In den Tiefbohrungen der Maort scheint die Sedimentation zwischen Sarmat und Pannon ununterbrochen zu sein, obwohl keine Spur von Übergangsaunen (oder gemischten Faunen) existiert. Ich konnte weder in der Literatur, noch im Gelände gute Beispiele für die Übergangsschichten finden, aber auch eine längerdauernde Sedimentationsunterbrechung und die dazu nötige weit ausgedehnte Hebung scheint mir ebenso unwahrscheinlich zu sein. Im allgemeinen kann ich weder dem JEKELIUSschen noch dem SCHRETER-GAAL'schen Standpunkt beipflichten. Meiner Meinung nach existiert zwischen dem Sarmat und Pannon keine große Lücke, die Schichtengruppe aber, die unterhalb des Pont (hauptsächlich die unterhalb der *Abichiforme*-Schichten, wenn wir diese mit dem Unterpont parallelisieren) verbleibt, ist nicht dick genug (im Vergleich zu dem darüberliegenden, sehr mächtigen Pont), daß man darin das Äquivalent von drei vollwertigen Stufen zu suchen berechtigt wäre; Bessarab + Cherson + Mäot zusammen können kaum weniger mächtig sein, als Pont allein. (Es handelt sich um ähnliche Fazies!) Sonst ist der Untere Teil des Pannons zu einförmig, paläontologisch so ununterbrochen, daß man sich es ohne Bedenken nicht als drei nacheinanderfolgende Stufen vorstellen kann.

Daß aber das Bessarab aus unserem Sarmat fehlt, möchte ich nicht annehmen (STRAUSZ 1942 a). Bei uns scheint die Sarmatfauna zeitlich nicht so zweigeteilt zu sein, wie in Osteuropa; Cerithien und *Ervilia* des Volhyn und *Trochus podolicus*, *Limnocardium plicatofittoni* des russisch-rumänischen Bessarab lebten in Ungarn gleichzeitig (schon in der *Muntenia* scheint der Unterschied des Untersarmats und Mittelsarmats verschwommener zu sein, als weiter nach Osten). So bleiben nur Cherson und Mäot zwischen unseren Cerithiensichten und dem Unterpont (*Ungula caprae*-Schichten) übrig. Die Selbständigkeit und den Unterschied dieser beiden Stufen (Cherson und Mäot) hat, soviel ich weiß, seit SINZOW niemand bezweifelt, obwohl dafür beinahe ausschließlich die Autorität von N. ANDRUSOV in die Waage geworfen werden kann. Die Faunen der beiden „Stufen“ genügen nicht zur Abtrennung, da es sich um verschiedene Fazies handelt. Die gegenseitige Lagerung (Aufeinanderfolge) des Cherson und des Mäot wurde m. W. nur an sehr wenigen Orten (bei Kertsch und auf

dem Tarchankutplateau in der westlichen Krim) beobachtet, außerdem ist hier die Mächtigkeit des Mäot sehr gering (5—10 m), für eine „Stufe“ kaum ausreichend. Nur in der Synklinale bei Kertsch (ANDRUSOV 1905, S. 447) soll das Mäot 80 m Dicke erreichen, dort ist aber seine Lagerung — wie ich aus den Beschreibungen entnehmen konnte — gar nicht sichtbar. Dies, und daß das Cherson eigentlich vom typischen Sarmat (Volhyn und Bessarab) so sehr abweicht, erlaubt meiner Meinung nach die Vermutung, daß Cherson und Mäot nur verschiedene Fazies einer einzigen Stufe seien, die in den meisten Fällen geographisch wohl getrennt sind. Daß auf diese Weise mit den *Maetra caspia* Schichten vom normalen Mäot abweichende Bildungen in das Mäot eingereiht wurden, soll niemanden stören, da Moldav und Dosinienfazies und Leptanodontenschichten der Muntenia (KREJCI-GRAF & WENZ 1932), alle im Mäot, genug abweichende Fazies dieser Stufe zeigen.

Bei weitem mehr Literaturangaben fand ich darüber, daß Cherson und Mäot gegeneinander nicht abgrenzbar sind als dafür, daß sie klar unterscheidbar seien. Aus der ANDRUSOV-SINZOW Polemik (ANDRUSOV 1905, S. 322—324) sieht man, daß viele Bildungen mit ebensoviel Recht in das Cherson, als in das Mäot eingereiht werden können. SABBA STEFANESCU sagt, daß die mäotischen Schichten nicht als eine selbständige Stufe zwischen der pontischen und der sarmatischen betrachtet werden können (ANDRUSOV 1905, S. 344—345). ANDRUSOV zitiert, daß im Chersonschen Gouvernement (wo übrigens der Oberteil des Mäot fehlt) „nach SOKOLOV die Abtrennung der mäotischen Süßwasserschichten von den obersarmatischen manchmal sehr schwer ist“ (1905, S. 378). „Die untere Grenze“ des Mäot „scharf zu ziehen ist schwer.“ „Wo an der Stelle des Bryozoenkalkes die ihm gleichwertigen Schiefertone entwickelt sind, erscheinen auch die unteren Lagen der unteren Abteilung (des Mäot) als Schiefertone und in diesem Falle ist es sehr schwer zu sagen, wo die mäotischen Schiefertone aufhören und die dem Bryozoenkalk entsprechende Tone beginnen.“ „Noch mehr sind die eigentümlichen Lagerungsverhältnisse des riffartigen Bryozoenkalkes solcherart, daß es leicht möglich wäre, denselben nur für eine sonderbare Fazies wenigstens des unteren Niveaus der unteren Abteilung der mäotischen Stufe zu betrachten“ (ANDRUSOV 1905, S. 296, 297). — Auf Grund all dieses scheint es mir sehr wahrscheinlich zu sein, daß das Sarmat nicht drei, sondern nur zwei Stufen enthält und daß zwischen Bessarab und Pont nur eine einzige Stufe existiert; diese Stufe sollte besser „Mäot“ als „Cherson“ genannt werden.

Diesem „Mäot“ sollten die unteren Congerienschichten, entweder das ganze Unterpannon, oder der Großteil des Unterpannons (die *C. banatica*-Schichten) entsprechen, nämlich dann nur die *C. banatica*-Schichten, wenn der Oberteil des Unterpannons (wie JEKELIUS voraussetzte), bzw. die *C. abichiforme*-Schichten (wie ich zu beweisen versuchte) noch zum Unterpont gehörten. Eine bedeutende Lücke zwischen Cerithienschichten und Unterpannon wäre dann nicht anzunehmen und die Congerienschichten sollten nicht tief gegen unten ins Sarmat gedrängt werden; die Zugehörigkeit des ganzen Pannon-Komplexes zum Pliocän (nicht aber teilweise zum Miocän) wäre sehr wahrscheinlich, denn das Miocän endet mit dem Sarmat und die Congerienschichten entsprechen nicht einem Teil des Sarmats.

Herr KREJCI-GRAF weist auf eine Schichtenlücke im rumänischen

Petroleumgebiet zwischen Sarmat und Mäot hin, die er mit dem Cherson parallelisiert (KREJCI-GRAF & WENZ 1932). Wenn wir die Existenz einer Chersonstufe (d. h. überhaupt einer Stufe zwischen Bessarab und Mäot) leugnen, dann soll diese Lücke wahrscheinlich als das Fehlen des obersten Bessarab aufgefaßt werden; allerdings ist das Mittelsarmat in Muntenia nicht sehr charakteristisch ausgebildet.

Leider scheinen die Wirbeltierfaunen bei der Entscheidung dieser Fragen kaum von Nutzen zu sein, sie haben zumindest Herrn Prof. ST. GAAL nicht gehindert (Vortrag in der Ung. Geol. Gesellsch., Mai 1942), Mittelsarmat einerseits, und *Viviparus löczyi*-Schichten (Oberpont aller anderen ungarischen Stratigraphen) andererseits auf Grund der Vertebraten für gleichaltrig zu bezeichnen.

U n g a r n		SO - Europa
Randfazies	Beckenfazies	
<i>C. balatonica-, rhomboidea-</i>	<i>C. vutskitsi-</i>	Pont
<i>C. ungula caprae-</i>	<i>C. abichiforme-</i>	
<i>C. ornithopsis-*)</i>	<i>C. banatica</i> - Horizont	Mäot
Cerithien-Schichten		Bessarab
		Volhyn

4. Aus dem Parallelisierungsversuch von S. GILLET (1933) will ich nur jene Stelle erwähnen, wo sie ohne Grund von den allgemein angenommenen ungarischen Horizontierungen abweicht.

a) Zu Szócsán gibt es keine Bessarab-Übergangsschichten (s. JEKELIUS 1936 und STRAUZ 1940, S. 228, nur im ungarischen Text).

b) Die *Origoceras*-Mergel von Fünfkirchen und die unteren Congerien-schichten von Budapest gehören nicht zum Bessarab; sie sind nicht älter als normales Unterpannon.

c) Die *Congeria zsigmondyi-*, *Congeria partschi-* und die *Melanopsis impressa*-Schichten (von Budapest, aus dem Banat und aus Siebenbürgen) zählt GILLET sowohl im Cherson, als auch im Mäot auf. Dies ist aber nur in dem Sinne richtig, daß Cherson und Mäot ein und dasselbe ist; zwei *C. zsigmondyi-* oder *C. partschi*-Zonen übereinander gibt es keineswegs.

d) Die *Congeria ungula caprae*-Schichten von Budapest sollten nach GILLET ins Cherson, die beim Balaton-See ins Mäot, und dieselben Schichten im Banate in das Pont gehören; ich halte alle diese für gleichaltrig und für Äquivalente der *C. abichi*-Schichten Rumäniens (also für Unterpont).

e) Die *Balatonica*-Schichten von Budapest und die *C. triangularis*-Schichten von Fünfkirchen hält sie für Mäot, also für älter als die *C. vutskitsi-* und *rhomboidea*-Schichten (pontisch). Seitdem wurde bewiesen (JEKELIUS; STRAUZ 1940, 1942), daß *C. balatonica-*, *rhomboidea-* und *vutskitsi*-Schichten gleichaltrige Faziesbildungen sind.

*) Wahrscheinlich incl. *C. partschi*-Schichten.

Schrifttum

1. ANDRUSOV, N.: Environs de Kertsch. — Guide Excurs. VII. Geol. Congr. intern. Petersburg 1897.
2. — Die südrussischen Neogenablagerungen II. Die Verbreitung und die Gliederung der Sarmatischen Stufe. — Verh. russ. mineral. Ges. **36**, 1899.
3. — : Macotische Stufe. — Verh. russ. mineral. Ges. **43**, 1905.
4. — Le pliocène de la Russie méridionale d'après les recherches récentes. — Vestnik Král. Česk. Spol. Nauk. Tř. II, 1927.
5. GILLET, S.: Essai de synchronisme du miocène supérieur et du pliocène dans l'Europe centrale et orientale. — Bull. Soc. geol. France; Paris 1933.
6. GORJANOVIC-KRAMBERGER, K.: Die Fauna der unterpontischen Bildungen um Londjica in Slavonien. — Jb. geol. Reichsanst. **49**; Wien 1899.
7. HÖRNES, R.: Tertiär-Studien. — Jb. geol. Reichsanst. **24**; Wien 1874.
8. JEKELIUS, E.: Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. — An. Inst. geol. României **17**, 1932–1936.
9. KREJCI-GRAF, K. & WENZ, W.: Stratigraphie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien). — Z. deutsch. geol. Ges. **83**; Berlin 1932.
10. KREJCI-GRAF, K.: Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozäns. — Geol. Rundschau **23**, 1932.
11. PAPP, S.: Adatok a Maros és Nagykovács folyók közének, valamint a szentágotai sókut környékének földtani viszonyaihoz. Jelentés az Erdélyi Medence földgázélf. körül végz. munk. eredm. II, 1913.
12. SCHRETER, Z.: A magyarországi szarmata rétegek réteglani helyzete. — Koch Emlékkönyv 1912.
13. — A Kárpátok által körülvevett medencék szármáciai képződményei és azok általában. Die Sarmatischen Bildungen und Faunen der Innokarpatischen Becken. — Math. Term. tud. Ert. Math. Naturwiss. Anz. Ungar. Akad. Wissensch. **60**, 1941.
14. STRAUZ, L.: A dunántuli pannon szintezése. Horizontierung des transdanubischen Pannons. — Földt. Közl., 1941.
15. — Die pannonische Molluskenfauna der Tiefbohrung von Magyarszentmiklós. — Ann. Mus. Nat. Hung. 1940.
16. — Das Pannon des mittleren Westungarns. Ann. Hist. nat. Mus. Hung. **35**, 1942.
17. — Pannoniai fauna Dernáról és Tatarosról. — Földt. Int. évi jelentés 1941. Függ. 5, füzet. 1941 a.
- 17 a. — Adatok a vend-vidék geológiájához. Angaben zur Geologie des Windischen Gebietes (im Komitate Vas). — Földt. Közl., 1942 a.
18. SÜMEGHY, J.: Földtani megfigyelések a Zala-Rába közé eső területről. Geologische Beobachtungen über das Gebiet zwischen der Rába (Raab) und Zala. — Földt. Közl., **53**, 1923.
19. — A győri medence, a Dunántul és az Alföld pannoniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. — Földt. Int. Evk. **32**, 1939.
20. SZADECZKY, E.: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefebene. — Mitt. Berg. Hüttenm. Abt. K. U. P. Josef Univers., Sopron **10**, 1938.
21. WINKLER v. HERMADEN, A.: Geologisch-morphologische Beobachtungen in Südwestungarn. — Centralbl. f. Mineral., 1938.

Beitrag zur stratigraphischen Gliederung des Jungtertiärs in Kroatien, Slavonien und auf der Murinsel.

Von Dr. K. EGON BÖHM, Zagreb

Auf Grund einer Reihe von Tiefbohrungen auf Erdöl, von welchen einige mit größeren Teufen bis aufs Grundgebirge niedergebracht wurden, konnte die Kenntnis der stratigraphischen Gliederung des Jungtertiärs in Kroatien, Slavonien und auf der Murinsel wesentlich erweitert werden.

Wenn auch die von NEUMAYR, PAUL, KRAMBERGER und SOMMERMEIER durchgeführte stratigraphische Gliederung in ihren Grundzügen beibehalten wurde, so konnten doch bezüglich der unterpannonen, sarmatischen und mediterranen Ablagerungen schärfere Grenzlinien gezogen werden. Diese stratigraphischen Ergebnisse beruhen hauptsächlich auf der Untersuchung von zahlreichem Kernmaterial aus Tief- und Counterflushbohrungen, die auf der Murinsel, im Gebiet der Drauniederung, am Südrand des Moslavinagebirges und im Bereich der slawonischen bzw. Save-senke niedergebracht wurden.

1. Oligo-Miozäne Ablagerungen

Als tiefstes Schichtglied des Jungtertiärs, unmittelbar auf dem Grundgebirge abgelagert, wurde im Bereich der slawonischen Senke und am Südrand des Moslavinagebirges eine ca. 500–600 m mächtige Schichtenfolge von grauen und bunten Mergeln mit Einlagerungen von Splitterkalken, Konglomeraten und Sandsteinen angetroffen, die sich von oben nach unten wie folgt, gliedern läßt:

- 90 m graugrüne Mergel mit Splitterkalken und Konglomeraten,
- 60 m graubräunliche Mergeltone (ältere Congerienschichten),
- 320 m bunte Mergel von ockerbrauner bis dunkelbrauner, rotvioletter und graublauer Farbe,
- 100 m graue Mergel und Bändermergel mit Sandsteinen und Konglomeraten.

Diese Ablagerungen waren zunächst in ihrer oberen Folge sehr fossilarm, dann zeigten sich kleine Dreissensien, bis schließlich die Fauna reichlicher wurde. Es wurden festgestellt: *Dreissensia sabbae*, *cymbula*, *superfoetata*; verwandte Formen von *Congeria croatica* und *zagrabensis* (nach KATZER *C. antecroatica*); *Hydrobia incerta*; *Bythinella contenta*; *Planorbis* sp., *Valvata* sp., *Pisidium priscum*.

Es sind dies an und für sich lauter Formen, die nach den grundlegenden Werken von BRUSINA für die Congerienschichten bezeichnend sind. Auffallend ist jedoch, daß keine der in den eigentlichen Congerienschichten so häufig angetroffenen Limnocardienformen vorhanden war.

Die darunter folgenden bunten Mergel sowohl als auch die graugrünen Mergel und Bändermergel waren fossilarm. Vereinzelt fanden sich Einlagerungen von Kohlenhäcksel, Blattreste (*Cinnamomum*) und eingeschwemmte Exemplare von *Helix* sp.

Sediment-petrographisch entspricht die ganze Schichtfolge den kohlenführenden „oligomiozänen Süßwasserbildungen“ Bosniens.

Jedoch auch paläontologisch läßt sich der Vergleich ziehen. Es werden nämlich in der bosnischen Spezialliteratur (KATZER) als leitend für die dortigen unter dem Leithakalk liegenden oligomiozänen Süßwasserschichten eine Reihe von Formen angegeben, welche sonst als typische Leitformen der pliozänen Congerienschichten gelten, oder mit solchen Formen weitgehend verwandt sind. Im Bereich des Bilogebirges, sowie des Kalnikgebirges und der Drauniederung wurden diese oligomiozänen Süßwasserablagerungen nicht angetroffen.

2. Ablagerungen des Mediterran II (Torton-Stufe)

Transgredierend über die „älteren Congerienschichten“ der oligomiozänen Süßwasserschichten folgen die Ablagerungen der Tortonstufe des Mediterran II.

Im Bereich des Südrandes des Moslavina Gebirges und in der slavonischen Senke bestehen diese Sedimente aus grünlich-braunen bituminösen Mergeln, Lithothamniumgesteinen (Kalke, Sandsteine und Konglomerate) und grünlichen Foraminiferenmergeln. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 100 m und 250 m.

In der Bohrung Bujavica 9 wurde im einzelnen das folgende Profil durchörtert:

35 m bituminöse Mergel mit zahlreichen Einlagerungen von conglomeratischen, dichten Lithothamnium-Kalksandsteinen.

104 m grünliche, rauhe, teils sandige Mergel mit reicher, mariner Makro- und Mikrofauna.

Die Lithothamniumsandsteine sind feinkonglomeratisch und dicht. Sie bestehen aus Lithothamniumtrümmern, kleinen weißen und schwarzen Kalkgeröllchen und Quarzkörnern. Es finden sich aber auch dünne Bänke von typischen Lithothamniumkalken. Die graugrünen Mergeltone sind meist feinsandig-glimmerig mit Einschaltungen von sandsteinartigen Verhärtungen und führen eine reiche marine Fauna. Bestimmt wurden: *Corbula carinata*, *Cuspidaria cuspidata*, *Paphia* cf. *waldmanni*, *Tellina* cf. *planata* und *Tellina* sp.; *Panopaea* sp., *Cardium* sp., *Nucula* sp., *Avicula* sp., *Pholadomya* sp., *Turritella turris*, *Ficula* sp., *Buccinum* sp., *Conus* sp., *Siphonaria* sp., *Cancellaria* sp. und *Cerithium* sp.

Wenn auch ein Teil der Fauna aus Mangel an Spezialliteratur im einzelnen nicht bestimmt werden konnte, so genügen die bestimmten Formen doch völlig, um die Ablagerungen einwandfrei als zur Tortonstufe des Mediterran II gehörend erkennen zu lassen.

Auch die Foraminiferen-Fauna ist sehr reich. Auf Grund der Untersuchungen von FAHRION sind Kalkschaler vorherrschend, und zwar im wesentlichen folgende Formen: Globigerinen, Orbulinen, Uvigerinen, *Rotalia beccarii*, *Robulus*, *Cibicides lobatula*, *Dentalina*, *Amphistegina haueri*

und Milioliden. Daneben sind auch Sandschaler vertreten wie: *Spiroplectammina*, *Textularia* und *Trochammina*.

FAHRION ist der Ansicht, daß die ganze Faunavergesellschaftung sehr große Ähnlichkeit mit der Fauna des Torton im Wiener Becken zeigt und stellt fest, daß sich außer den charakteristischen Gattungen eine ganze Reihe von Arten wiederfinden, die im Wiener Becken Leitformen für bestimmte Zonen darstellen.

Im Gebiet der Drauniederung und am Nordrand des Kalnikgebirges ist das Mediterran II ähnlich ausgebildet wie in Slavonien. Am Gebirgsrande kommt es in Form von Leithakalken vor, welche häufig sandig sind, ja bisweilen sogar grobe Konglomeratlagen führen. Diese gehen in graue und graubräunliche Mergeltonen und rauhe sandige Mergel über, welche stellenweise reichlich Foraminiferen führen. In diese Mergeltonen sind dünne Lagen von rauhen, feinsandigen Kalken mit Lithothamniumresten eingelagert, ebenso glimmerige, harte Kalksandsteinbänkchen.

Auf der Murinsel ist das Mediterran II, soweit es durch Tiefbohrungen erschlossen wurde, in sandig-mergeliger Fazies ausgebildet. Vorherrschend sind sandige Mergel und Mergelschiefer in Wechsellagerung mit glimmerigen Sandsteinbänkchen. Die Sandsteine enthalten zum größten Teil Reste von *Lithothamnium*. In den Mergeln, die nicht sehr fossilreich sind, fanden sich außer *Pecten* und *Cardien* zahlreiche Foraminiferen.

3. Die bituminösen Fischechiefer (Sarmat)

Sowohl auf der Murinsel, als auch im Gebiet der Drauniederung, am Südrand des Moslavina Gebirges und in Slavonien lagert über dem Mediterran II ein Schichtkomplex von bituminösen Mergelschiefern mit zahllosen Einlagerungen von Fischresten. Diese Schiefer sind von brauner bis grüngrauer Farbe, sehr fein und ebenflächig geschichtet und sind auf ihren Schichtflächen von dünnen Kalkhäuten belegt. Bisweilen finden sich 5—20 cm starke Einlagen von feingeschichteten, etwas helleren Stinkkalken. In ihrer petrographischen Ausbildung erinnern diese Schiefer sehr stark an den Posidonienschiefer und an die oligozänen Fischechiefer des Rheintales. — Der Bitumengehalt zeigt sich durch den Geruch und im U. V.-Licht. Beim Glühen im Reagenzglas entwickeln sich gelbgrüne Dämpfe, aus denen sich teilweise gelbgrüne bis bräunliche Öltropfen niederschlagen. Die Mächtigkeit dieser Schichtfolge schwankt zwischen 10 m und 50 m.

Während früher durch KRAMBERGER, SOMMERMEIER und andere Autoren diese Schichtserie den mediterranen Ablagerungen zugerechnet wurde, wurde dieselbe durch die geolog. Abteilung der Petrolej d. d. zunächst auf Grund ihres ausgeprägten petrographischen Charakters, als selbständiges Glied unter der Bezeichnung „bituminöse Fischechiefer“ ausgeschieden.

An Makrofossilien wurde außer zahlreichen Fischresten bis jetzt nur *Ervilia* cf. *podolica* festgestellt. Die Mikrofauna besteht nach FAHRION nur aus wenigen, kleinwüchsigen Foraminiferen der Gattungen *Elphidium*, *Nonion*, *Cibicides*, *Quinqueloculina*. Es handelt sich dabei um Formen, die sich im Brackwasser noch halten können und die deshalb für brackische Sedimente, wie z. B. auch das Sarmat des Wiener Beckens, typisch sind. Auch die Armut und Kleinwüchsigkeit der Fauna spricht dafür,

daß es sich um Brackwasserschichten handelt. Außer Foraminiferen finden sich sehr häufig Otolithen und andere Fischreste, wie sie ebenfalls das Sarmat des Wiener Beckens kennzeichnen.

Aus diesen Gründen wird wohl nicht fehlgegangen, wenn die „bituminösen Fischschiefer“ als Äquivalent der weiter im Westen entwickelten sarmatischen Ablagerungen betrachtet und nicht dem Mediterran II zugerechnet werden.

4. Das Pannon

Sowohl auf der Murinsel als auch in den von der Petrolej d. d. durch Tiefbohrungen, zahlreiche Counterflushbohrungen und geologische Kartierungsarbeiten untersuchten Gebieten Kroatiens und Slavoniens sind die pannonen Sedimente in 3 Schichtgliedern gut entwickelt, und zwar in Form der

1. Congerienschichten (Oberpannon),
2. *Valenciennesia*- oder *Abichi*-Schichten (Mittelpannon),
3. *Provalenciennesia*-Schichten (Weiße Mergel; Unterpannon).

Während diese Gliederung sowohl paläontologisch als auch sediment-petrographisch gut durchführbar ist, konnte bisher jedoch noch nicht einwandfrei festgestellt werden, ob die Weißen Mergel und die *Provalenciennesia*-Schichten zeitlich verschiedene Sedimente sind, oder ob es sich dabei nur um faziell verschiedene Ablagerungen des Unterpannons handelt.

Im Gebiet der Savesenke und am Südrand des Moslavinagebirges folgen auf die *Valenciennesia*-Schichten unmittelbar die Weißen Mergel, wohingegen bereits am Südrand des Bilogebirges (Grubišnopolje) zwischen den *Valenciennesia*-Schichten und dem Mediterran II (die bituminösen Fischschiefer fallen auch aus) als Unterpannon die *Provalenciennesia*-Schichten entwickelt sind. Auf der Murinsel sind die „Weißen Mergel“ ebenfalls nicht ausgebildet, dafür aber die *Provalenciennesia*-Schichten.

Im Gebiete der Drauniederung und des Nordrandes des Bilogebirges hat sich gezeigt, daß in den höheren Teilen der Kalnikantiklinale unter den *Valenciennesia*-Schichten unmittelbar die Weißen Mergel folgen, wohingegen dieselben weiter nach außen von *Provalenciennesia*-Schichten unterlagert werden. Da die Tiefbohrungen von Ludbreg und Subotica das Liegende der *Provalenciennesia*-Schichten nicht erreicht haben, ist es sehr schwer zu deuten, ob sich beim Abtauchen der Antiklinale zwischen den unteren *Valenciennesia*-Schichten und den „Weißen Mergeln“ die *Provalenciennesia*-Schichten einschalten, oder ob die *Provalenciennesia*-Schichten faziell in der Nähe der höchsten Kuppe der Aufwölbung in die Weißen Mergeln übergehen. Als sicher ist anzusehen, daß sowohl Weiße Mergel als auch *Provalenciennesia*-Schichten dem Unterpannon zugezählt werden müssen, die in den genannten einzelnen Gebieten fast durchweg gleich ausgebildet sind.

Die einzelnen Abteilungen des Pannons sind wie nachfolgt charakterisiert:

a) Congerienschichten (Oberpannon)

Die Congerienschichten mit einer Mächtigkeit von 250—350 m bestehen aus mürben, graubräunlichen, feinsandigen Mergeltonen mit Zwischenlagen von meist feinen, grauen, ebenflächigen Sandschichten. Bisweilen

finden sich auch mittelkörnige, graue Sande und lignitische Kohle. Im großen Ganzen sind die Congerienschichten ziemlich fossilarm zu nennen. Es wurden in den verschiedenen Bohrungen und bei den Kartierungsarbeiten im Gojlogebiet an Fossilien folgende Formen bestimmt: *Congeria croatica*, *Limnocardium otiophorum*, *Limnocardium ferruginum* brus. hörn., *Limnocardium majeri hörnesi*, ferner *Melanopsis sandbergeri* und *Melanopsis croatica*.

Die Grenze der Congerienschichten zu den *Valenciennesia*-Schichten ist zunächst petrographischen Charakters. Die *Valenciennesia*-Mergel sind von grauer Farbe, fast sandfrei und dementsprechend fest. Übereinstimmend mit der petrographischen Grenze haben die mikrofaunistischen Untersuchungen FAHRION's auch die paläontologische Grenze erkennen lassen.

b) *Valenciennesia*- oder *Abichi*-Schichten (Mittelpannon)

Wie bereits weiter oben angeführt, ist der Unterschied zwischen den oberpannonen Congerienschichten und den mittelpannonen *Valenciennesia*-Schichten neben der verschiedenen Fossilführung hauptsächlich durch den petrographischen Charakter bedingt.

Die *Valenciennesia*-Schichten, deren Mächtigkeit im allgemeinen zwischen 300 und 900 m schwankt, in der Savesenke aber sehr wahrscheinlich auf weit über 1000 m anwächst, bestehen in ihrem oberen Teil vorwiegend aus festen, grauen Mergeltonen, die fast immer schwarz gesprenkelt sind. Die mittlere Partie ist eine Wechsellagerung von grauen, sandigen Mergeln mit Sanden und Sandsteinen. Die untere Abteilung ist ein Schichtpaket von sehr harten, grauen, teils bräunlichen Mergeltonen. Durchlaufend in sämtlichen drei Abteilungen wird *Valenciennesia reussi* vorgefunden, nach welcher auch diese mittelpannonen Sedimente ihren Namen führen. Ebenso setzt sich auch *Paradacna abichi* durch den ganzen Schichtenstoß fort, was dazu berechtigt, denselben auch als *Abichi*-Schichten zu bezeichnen.

An Makrofossilien fanden sich im oberen Teil der *Valenciennesia*-Schichten nicht selten *Congeria zagrabiensis*, während in der unteren Zone *Congeria subrhomboidea* sehr häufig vorkam. Im Gebiet der Murinsel und der Drauniederung war ferner *Limnocardium asperocostatum* sehr häufig vertreten. Des weiteren wurden festgestellt: *Valenciennesia pelta*, *Limnocardium otiophorum*, *Limnocardium okrugici*, *Limnaeus* sp., *Planorbis* sp. und Hydrobien.

c) *Provalenciennesia*-Schichten

Weißer Mergel (Unterpannon)

Über die stratigraphische Deutung dieser unterpannonen Schichtglieder wurde weiter oben berichtet.

Die *Provalenciennesia*-Schichten, deren maximale Mächtigkeit bis jetzt mit 220 m durchörtert, deren Basis aber im Gebiet der Drauniederung noch nicht erreicht wurde, bilden eine Wechsellagerung von bräunlich-grauen, harten, schwach sandigen Mergeltonen mit porösen, grauen Sandsteinen. Die ganze Serie ist äußerst fossilarm. Vereinzelt fanden sich *Provalenciennesia* sp. und Reste von *Limnocardium asperocostatum*.

Gliederung des Jungtertiärs in Kroatien, Slawonien und auf der Murinsel

Nach E. BOHM und A. MOOS

	Murinsel	Drauniederung Ludbreg – Subotica	Südrand des Moslavina- Gebirges Gojlo	Slawonische Senke Bujavica
Levantin	Quarzschotter	Quarzschotter	Obere Mittlere Untere } Paludinen- Schichten	Obere Mittlere Untere } Paludinen- Schichten
Ober- Mittel- Unter-	Congerien-Schichten <i>Congeria rhomboidea</i>	Congerien-Schichten <i>Congeria rhomboidea</i>	Congerien-Schichten <i>Congeria croatica</i> <i>Congeria rhomboidea</i>	Congerien-Schichten <i>Congeria rhomboidea</i>
	Valenciennes- Schichten (Abichi-Schichten) <i>Limnocardium</i> <i>asperocostat.</i>	Valenciennes- Schichten (Abichi-Schicht.) <i>Limnocardium</i> <i>asperocostatum</i> <i>Congeria</i> <i>subrhomboidea</i>	Valencienn.-Schicht. (Abichi-Schichten) Obere <i>Cong. Zagrabiensis</i> Untere: <i>Cong. subrhomboidea</i>	Valenciennes- Schichten (Abichi-Schichten) <i>Congeria</i> <i>subrhomboidea</i>
	Provalenciennes-Schichten <i>Provalenciennesia</i> sp.	Provalenc.-Schicht. <i>Provalenc.</i> sp. / Weiße Mergel	Weiße Mergel <i>Limnaeus kobelti</i>	Weiße Mergel <i>Limnaeus kobelti</i>
Sarinat	Bituminöse Fischschiefer Zahlreiche Fischreste Foraminiferen	Bituminöse Fischschiefer Zahlreiche Fischreste Foraminiferen	Bituminöse Fischschiefer Zahlreiche Fischreste und Foraminiferen <i>Ervilia podolica</i>	Bituminöse Fischschiefer <i>Ervilia podolica</i> Fischreste u. Foraminiferen
Mediterran II Torton-Stufe	Lithothamniumsandsteine und Foraminiferenmergeltonne Kalksandsteine	Lithothamniumkalke und Sandsteine Mergeltonne mit Foraminiferen	Lithothamniumkalke, Sand- steine und Konglomerate Graugrüne sandige Foraminiferen-Mergel	Lithothamniumkalke, Sand- steine und Konglomerate Graugrüne sandige Foraminiferen-Mergel
Oligomiozän	—	—	Dunkle, splittrige Mergel mit Sandsteinen und Kon- glomeraten	Lichtgraue, gebänderte Mergel mit Süßwasserkalken <i>Congeria anticroatia</i> Bunte Mergel Dunkle, splittrige gebänderte Mergel mit Konglomeraten

Pannon

Valenc. patta

Paradacna abichi

Valenciennes REUSI

Paradacna abichi

Valenciennes REUSI

Paradacna abichi

Valenciennes REUSI

Paradacna abichi

Auffallend scharf ist nach FAHRION auch die mikrofaunistische Grenze zu den *Valenciennesia*-Schichten. Während noch im unteren Teil der *Valenciennesia*-Schichten, wenn auch nicht häufig, eine Vergesellschaftung von unterpannonen Ostracoden vorhanden ist, ist dieselbe mit den *Provalenciennesia*-Schichten wie abgeschnitten und es fand sich nur noch eine Form in vereinzelt Exemplaren.

Die Weißen Mergel, die in der Save Senke eine Mächtigkeit von 600 m erreichen, würden in den einzelnen Bohrungen nur schwach ausgebildet angetroffen, mit Mächtigkeiten von 50—100 m. Es handelt sich hierbei um einen Schichtkomplex von hellen, bräunlichen Mergeln und weißlichen, stellenweise splitterharten Mergelkalken, teilweise mit Stinkkalkgeruch. Die Weißen Mergel sind im allgemeinen ziemlich fossilarm, doch konnten an Makrofossilien festgestellt werden: kleine gekielte Congerien, *Limnocardium otiothorum*, *Cyrena* sp., *Limnaeus kobelti*, *Planorbis* sp. und *Cypris* sp.

5. Die Paludinenschichten (Levantin)

Die von NEUMAYR und PAUL auf Grund ihrer reichen Viviparenfauna als Paludinenschichten benannten levantinischen Ablagerungen sind hauptsächlich im Gebiet der Save- und slawonischen Senke verbreitet. Auf der Murinsel und in der Drauniederung sind dieselben nicht entwickelt. Die Paludinenschichten bestehen aus einem ständigen Wechsel von mehr oder minder kalkigen Mergeltonen und feinkörnigen Sanden. Darin schalten sich besonders in den unteren und oberen Paludinenschichten häufig Lignitflöze mit Mächtigkeiten von 0,1—2,00 m ein. Harte Gesteine fehlen fast völlig. Nur gelegentlich finden sich Einschaltungen von Lagen mit Kalkkonkretionen und von stark eisenschüssigen, fossilreichen Kalkbänken. Ihre Mächtigkeit kann über 1000 m betragen.

Die bekannte Gliederung durch NEUMAYR in:

Oberer Paludinenschichten mit *Vivipara hörnesi*, *Vivipara zelebori*, *Vivipara vukotinovici* und *pauli*,

Mittlere Paludinenschichten mit: *Vivipara dezmaniana*, *Vivipara notha* und *Vivipara notha-sturi*,

Untere Paludinenschichten mit: *Vivipara neumayri* und *Vivipara fuchsi* hat heute noch ihre Gültigkeit. Außer Viviparen sind die Paludinenschichten reich an *Unionen* und *Melanopsis*-Formen.

Im Gebiet der Drauniederung und auf der Murinsel finden sich als jüngstes Glied tertiärer Ablagerungen pliozäne Quarzsotter.

Horizont und Fazies im rumänischen Jung-Tertiär

VON KARL KREJCI-GRAF, Bukarest

Die Gliederung des rumänischen Jung-Tertiärs gründet sich im wesentlichen nicht auf Zonenfossilien, sondern auf die Aufeinanderfolge von Ablagerungen verschiedener Fazies, wobei insbesondere die Menge und Art des Salzgehaltes der Wasser des Ablagerungsraumes von ausschlaggebendem Einfluß waren.

An der Wende Oligozän-Miozän bildeten sich Ablagerungen in ungenügend durchlüfteten oder Schwefelwasserstoff-führenden Wässern, die Cornu-Schichten und ihre Äquivalente, welche zu oberst als Merkmal stärkerer Eindampfung die „Unteren Gipse“ enthalten.

Transgressiv über diesen Schichten folgt das Burdigal mit Konglomeraten an der Basis, und einer zwar spärlichen, aber rein marinen, benthonischen Fauna. Diese Schichten gehen nach oben durch Zwischenlagerung über in das rote Helvet, eine durch Abwesenheit von Großfossilien und das Auftreten von salzigen Mergeln mit gelegentlichen Salzeinlagen gekennzeichnete salinare Ablagerung. Ebenfalls salinar sind die darüber folgenden grauen Schichten mit Gipsen, welche noch dem Helvet angehören, und die weiter darüber folgenden grauen Schichten mit Dazituff, welche wahrscheinlich bereits dem Torton angehören. Die Trennung dieser Schichten ist nicht exakt durchzuführen, da Lagen von Dazituff bereits tief im Helvet vorkommen, andererseits Gipslagen noch bis ins Buglov hinaufreichen.

Transgressiv über diesen Schichten folgen Ablagerungen, welche an der Basis mit einer rein marinen Fauna beginnen, nach oben jedoch in zunehmendem Maße Verbrückung und Verschlechterung der Durchlüftung zeigen. Bemerkenswert sind Einlagerungen von Fanglomeraten und fossilführenden Gipsen in diesem Horizont.

Über den Mergeln des Buglov folgen die wieder gut durchlüfteten und von starker Wasserbewegung zeugenden Ablagerungen des Unter-Sarmat mit groben Sandsteinen, Onkolithen, Kalken etc., und einer Brackwasser-Fauna analog der des Schwarzen Meeres, also entsprechend einem aus der Vermischung von Meerwasser mit Süßwasser (Normal-Brack) hervorgegangenen Salzgehalt von etwa 2‰.

Bemerkenswert ist das Auftreten einer Gesellschaft aufwuchsbildender Organismen im Unter-Sarmat von Apostolache-Märlogea, Jud. Prahova. Häufig bildet dieser Aufwuchs riesige kugelförmige Gebilde bis zu Durchmesser von über 1 m, die wieder miteinander zu einer Art gigantischem Oolith verwachsen sein können. Der Aufwuchs besteht aus mehreren Schichten meist in der Art, daß auf einem Geschiebe oder Gerölle von Mergel, Kalk oder Sandstein zunächst grobe Röhren

enggedrängt radial aufgewachsen sind, worüber dann konzentrische Schalen mit Bryozoen und spiralförmigen Serpeln folgen; oder aber (besonders bei kleinen Kugeln) folgen auf den Geröllkern direkt konzentrische Lagen von Bryozoen, über denen wieder konzentrische Lagen von Spiralserpeln folgen. — Dieser Aufwuchs erinnert an die sarmatischen Bryozoenriffe der Miodoboren.

An der Grenze gegen das Mittel-Sarmat bilden mehrere Gattungen Riesenformen aus (*Macra*, *Monodonta* etc.).

Die darüber folgenden Kalke, Kalksandsteine und Mergel des Mittel-Sarmat sind erfüllt von unzähligen Schalen von Mactren bei fast vollständigem Ausschluß anderer Großfossilien; nur in ganz seltenen und örtlichen Lagen findet man gelegentlich winzige Limnocardien etc. Die Mactren sind kleiner als in der Grenzbank gegen das Unter-Sarmat, haben also nicht mehr optimale Lebensbedingungen. Wenn sie trotzdem in dieser ungeheuren Zahl auftreten, so kann die Ursache nur darin liegen, daß das ständige Absinken des Salzgehaltes die übrigen Elemente der Faunengemeinschaft des Unter-Sarmat ausschaltete, während für die Mactren die Bedingungen erträglich blieben. Das wäre bei normalbrackischem Wasser mit einem Salzgehalt von etwa 1,5% der Fall.

Mehrfach wurden aus Rumänien Mactrenformen angegeben, die für das lokale Auftreten von Ober-Sarmat beweisend sein sollten. Bei der ungeheuren Variabilität der Mactren und der meist schlechten Erhaltung der Formen der Fossilien (Verdrückung) schien mir dieser Nachweis bisher fraglich. Inzwischen lernte ich durch die Herren BOLGIU, CIOCARDEL und FABIAN derartige bis 13 m mächtige Schichten bei Calugareni und Tohani kennen, die nach Bestimmungen von W. WENZ oberarmatische Mactren in guter Erhaltung führen. Es wird eines vergleichenden Studiums der südrussischen und rumänischen Ablagerungen, sowie des „Süßwasser-Sarmats“ von Konstantinopel bedürfen, um die Frage der stratigraphischen Stellung von Ober-Sarmat und Mäot zu klären. Bemerkenswert ist das Auftreten von Mactren im Mäot der Moldau.

Über dem Sarmat folgt meist mit Diskordanz das Mäot. In seiner vollständigen Ausbildung beginnt es mit Süßwasser-Ablagerungen. Darüber folgt ein Brackwasservorstoß, der ausweislich seiner Fossilien normalbrackisches Wasser mit einem Salzgehalt von etwa 1% bis in den äußersten Westen der rumänischen Bucht bringt. Im Ost-Teil der süd-rumänischen Bucht folgen auch über dieser Dosinien-Abteilung noch weitere Vorstöße in gleicher Fazies bis nahe an die Obergrenze des Mäot. Im allgemeinen süßt das Mäot über der Dosinien-Abteilung stark aus, wenn auch die Hydrobien- und Theodoxen-Faunen einen brackischen Einschlag geringer Stärke anzeigen. Erst die Leptanodonten-Schichten des oberen Moldav sind vollständig ausgesüßt. Der *novorossica*-Sandstein an der Grenze zum Pont bringt dagegen einen nochmaligen Vorstoß der Hydrobien- und Theodoxen-Fazies.

Während in Süd-Rußland ANDRUSOV eine Diskordanz an der Grenze zwischen Mäot und Pont feststellte, hat in Rumänien zu dieser Zeit der Wasserspiegel seinen höchsten Stand erreicht, wie das Vorkommen dieser Ablagerungen in Mulden innerhalb des Deckengebietes heute noch anzeigt. Da die Ablagerung also stetig fortgeht, war die Ausbildung einer meßbaren Winkel-Diskordanz nicht möglich. Es konnte jedoch durch genaue Vergleiche in Schacht I und Galerie 1 in Câmpina—Bucca gezeigt werden, daß manche Schichten der Grenzregion gegen den Sattelscheitel auskeilen oder dünner werden, während andere gleich bleiben; die Gebirgsbildung geht also so gut wie kontinuierlich weiter, und erscheint erst beim Ver-

gleich kleinster Schichtmächtigkeiten wieder episodisch. Diskordanzen entstehen nur bei Ablagerungsunterbrechungen, wobei sich die (nicht katastrophenartigen, sondern über längere Zeit kontinuierlich andauernden) gebirgsbildenden Bewegungen in ihren Wirkungen summieren.

Im Gegensatz zu den bisherigen Faunen, welche einem mehr oder weniger stark ausgesüßten Meerwasser bezw. seinem Übergang zu reinem Süßwasser entsprechen, haben wir im Pont Faunen vor uns, wie wir sie heute im Kaspisee antreffen; wir nennen die Fazies dieser Ablagerungen daher kaspibrack, und führen die Entstehung des Salzgehaltes dieser Wässer auf die Eindampfung von Flußwässern zurück, wie sie extrem zu Sodaseen etc. führen würden.

Die Umstellung der Verhältnisse äußert sich in der Fossilführung darin, daß die Schichten über dem Grenzsandstein zunächst fossilarm sind, und nur wenige Arten mit wenigen Exemplaren vertreten sind. Erst einige Meter über dem Grenzsandstein setzt mit der ersten *rumana*-Bank die Limnocardiiden-Dreissensiiden-Fazies des Pont in vollem Ausmaße ein.

Der untere Teil der *abichi*-Schichten ist sowohl faunistisch als auch petrographisch (Mergel) sowohl gegen Norden (Mulden im Deckengebiet) als auch nach der Moldau hin am beständigsten, und kann noch zur Trennung des Mäot von den höheren Schichten benützt werden, wenn die Fazies dieser hohen Schichten sich schon soweit geändert hat, daß eine Parallelisierung mit den südrumänischen Ablagerungen zurzeit noch unmöglich erscheint. Zu bemerken ist allerdings, daß *Paradacna abichi* und *Congeria rumana* selbst zwar noch in der Mulde von Poiana bei Câmpina, jedoch nicht mehr in den Mulden von Prajani und Ogretin—Râncezi auftreten; in den letzteren Mulden sind diese Schichten durch das sehr häufige Auftreten von *Congeria novorossica* gekennzeichnet und erinnern hierdurch an die Verhältnisse in der Moldau, z. B. in den höheren Schichten der Mulde von Moinesti, wo die tieferen Schichten Einlagerungen in roter Farbe führen, wie sie im Mäot häufig sind.

Der obere Teil der *abichi*-Schichten wird bereits in Süd-Rumänien mit der Annäherung an das Deckengebiet mehr und mehr sandig und führt in den nördlichsten Vorkommen (Voinesti, Prajani, Ogretin) in großen Mengen *Didacna subcarinata*.

Die *rhomboidea*-Schichten bringen eine leichte Aussüßung, die sich im Auftreten der ersten Prosodacnen (*mrazeci*, *savae*) und großen Massen von *Didacna subcarinata* zeigt. Gegen das Deckenland und gegen die Moldau zu ist diese Aussüßung stärker, sodaß Lagen mit Unionen (besonders *rumanus*), und nördlich des Buzau mit *Prosodacna (Stylodacna) heberti*, beides Fossilien stark ausgesüßten Wassers, auftreten. Zwischenlagerung von sandigen Ablagerungen stark ausgesüßten Wassers zwischen mergeligen Ablagerungen brackischeren Typs kennzeichnet nördlich des Buzau (je weiter nördlich um so mehr) das Pont und Daz, sodaß eine genaue Abgrenzung dieser beiden Stufen erst in letzter Zeit von CIOCARDEL durchgeführt wurde.

Das Ober-Pont ist im Bereich der normalen Ausbildung Süd-Rumäniens gegenüber den *rhomboidea*-Schichten wieder etwas stärker kaspibrackisch entwickelt. Bemerkenswert ist in den oberen Teilen das Auftreten von Riesenformen von *Didacna subcarinata (luxuriosa)*, *Phyllidium planum (lunae, rumanum, giganteum)* und *Caladacna steindacheri*.

Allg. Stufenbez.	Rumänien		Gestein	Fazies		
	Stufe	Unterabt.				
Sizil. Villafranche Asti	Levantin	Ober	Schotter mit Flyschgesteinen, Sande, Mergel und Tone; zuoberst Einlagerungen roter Tone	Landschnecken-Ablagerungen, selten Lagen mit fluviatiler Fauna		
		Unter	Quellkalk Schotter mit Quarz, Kristallin, Tithonkalk; gegen S auch Sande, Mergel, Tone; am Rand der Tiefebene in den tiefsten Teilen Braunkohlenflöze	In der Tiefebene und auf der südlichsten Hügellinie Seefauna, nördlich davon Landschneckenablagerung		
Piacent	Daz	Ober	Bifarcinaten-Schichten Nahe dem Deckenrand noch Schotter, südl. davon Sande und Mergel; Braunkohle besonders an d. Oberkante, gegen die Tiefebene zu in immer tief. Horizonten	eugeniae-Schichten Nur im Südteil bekannt. Sande und Mergel mit Braunkohleinlagerungen	Seefauna Stark ausgesüßt	
		Unter	Am Deckenrand noch Schotter, sonst mehrere Sand- und Mergelkomplexe, gelegentlich Lagen mit Kies und Geröllen; zuunterst etwa 30 m Mergel, darüber Drader-Sand, Mergel, Moreni-Sand usw. In der Tiefebene Kohlen noch zwischen Drader und Moreni-Schicht		Schwach kaspibrackisches, zum Teil stärker bewegtes Wasser	
Pont i. w. S. (= Pannon)	Pont	Ober	Nur ganz am Deckenrand lokal noch Schotter, südlich anschließend Sand; meist jedoch sandige Mergel und Mergel	rhomboiden-Schichten Sandige Mergel und Mergel, in der nördlichen Hälfte gelegentlich Sande	Mäßig kaspibrackisches Wasser, am Deckenrand und im Osten Einlagerungen von Süßwasserablagerungen	
		Unter	abich-Schichten Vorwiegend reine Mergel, nur in der nördlichen Hälfte auch sandige Mergel häufiger			Typisches Kaspi-Brack
	Mäot	Ober (Moldav)	novorossica-Grenzsandstein		Schwach normal-brackisch	
			Leptanodonten-Schichten	Mergel, z. T. durch Sandbänken geschichtet	Süß	
			Mergel, Sande, Sandsteine, in der unteren Hälfte lokal Oolithe		Sehr schwach normal-brackisch, im Ostteil Einlagerungen von Normal-Brack (Dosinien-Fazies)	
Unter (Dosinien-Abtlg.)	Dosinien-Schichten Mergel, Sande, Sandsteine, Oolithe, Kalke	Helix-Schichten Graue Sande, Sandsteine, kalkige und mergelige Sande, selbständig oder als Einlagerungen	Dosinien-Schichten Normal-Brack	Süß		
	Süßwasser-Bank		Süßw.-Bank Süß	Helix-Schichten Süß		

*) aus WENZ, Senckenbergiana 24, 1942.

Paläontologische Kennzeichen

<i>Viviparus mammatus</i> , Valvaten, skulptierte Melanopsen	<p>Landschnecken, der rezenten Fauna nahe verwandt oder damit identisch, nur glatte Arten von Unioniden, Viviparen, <i>Bulimus</i></p>	
	<p>Skulptierte Arten von <i>Theodoxus</i>, <i>Viviparus</i>, <i>Bulimus</i>, <i>Psilunio</i> usw., ferner <i>Unio pristinus</i>, <i>Melanopsis sandbergeri rumana</i>, Landschnecken</p>	
<i>Viviparus argesienis</i> , <i>Dreissena rimestiensis</i> , <i>Hyriopsis krejci</i> , <i>Prosodacna (S.) heberti</i>	<p>Bifarcinatenschichten</p> <p>Prosodacnen (<i>P. neumayri euphrosynae</i>), glatte Unionen und Psilunionen, Theodoxen, glatte und skulptierte Melanopsen und Viviparen (<i>V. bifarcinatus</i>)</p>	<p><i>eugeniae</i>-Schichten</p> <p>Kleinfäuna mit mehreren Arten von <i>Pyrgula (P. eugeniae)</i> glatte und schwach skulptierte <i>Bulimus</i>, <i>Melanoides (Stenomelania) abchasisca</i></p>
	<p>Prosodacnen (<i>P. haueri</i>, <i>munieri</i> u. a.), Cardiiden (<i>Phyllicardium planum planum</i>), glatte Unionen (<i>U. rumanus</i>), <i>Dreissenomya aperta</i> Dreissenen</p>	
<i>Viviparus achatinoides</i> , <i>Vatencienius annulatus</i> , <i>Prosodacna (S.) sturii</i> , <i>Caladacna steindachneri</i> , <i>Lymnocardium subquamosum</i>	<p>Cardiiden (<i>Phyllicardium planum</i> alle Unterarten, Prosodacnen usw.)</p>	<p>Süßwasser-Lagen</p> <p><i>Hydrobia spicula</i>, <i>H. pontilitoris</i>, <i>Pyrgula krejci</i>, <i>Hyriopsis krausi</i>, Prosodacnen, Didacnen</p>
	<p>Cardiiden, <i>Congerina rhomboidea</i></p>	
	<p><i>Paradacna abichi</i> und andere Cardiiden, <i>Congerina rumana</i>, <i>C. zagabiensis</i></p>	
<i>Hydrobia vitrella</i>	<p><i>Congerina novorossica</i>, <i>Theodoxus (C.) stefanescui</i>, <i>Hydrobia vitrella</i></p>	
	<p><i>Leptanodonta rumana</i>, <i>Gabillotia mrazeci</i>, <i>Hydrobia kelterborni</i></p>	
	<p><i>Theodoxus (C.) stefanescui</i>, <i>Viviparus moldavicus</i>, <i>Unio moldavicus</i>, <i>Congerina novorossica</i>, <i>C. panticapaea</i></p>	
	<p>Dosinenschichten</p> <p><i>Dosinia maeotica</i>, <i>Modiolus incrasatus minor</i>, <i>Ervilia minuta</i>, <i>Pirenella caspia</i>, <i>P. disjunctoides</i>, <i>Caspia latior</i></p>	<p><i>Helix</i>-Schichten</p> <p><i>Mastus (M.) pupa maeoticus</i>, <i>Zebra (Z.) cylindroides</i>, <i>Campylaea (Dinarica) tutovana</i>, <i>Chilostoma (Drobacia) maeotica</i>, <i>Cepaea krejci</i>, <i>Helix mrazeci</i>, usw.</p>
<p>Süßw. Bank</p> <p><i>Unio subatavus</i>, <i>Dreissena</i> sp., <i>Radix</i> sp.</p>		

Bemerkenswert erscheint noch, daß im ganzen Pont *Valenciennius annulatus* und *Limnocardium subsquamosum* stets nur zusammen auftreten.

Das Daz bringt eine ruckweise Aussüßung des kaspibrackischen Wassers. Schon die Mergel bis 30 m unterhalb der tiefsten Sandbank (Drader-Sand) enthalten in Süd-Rumänien die neue Fauna. Das Auftreten von Unionen zeigt die Aussüßung noch stärker an, als das häufige Auftreten der Prosodacnen. Nach oben hin nimmt die Aussüßung zu und führt zu den Viviparen-Unionen-Faunen des Ober-Daz. Zusammen mit der Aussüßung geht eine Verflachung und Einschränkung der Größe des Seebeckens. Braunkohlen treten bereits im Unter-Daz (Câmpulung, Moreni etc.) auf und werden im Ober-Daz so häufig, daß sie bei Bohrungen als Anzeichen für den Eintritt ins Daz gedeutet werden, obwohl auch im Unter-Levantlin derartige Kohlen vorkommen.

Nördlich des Buzau ist die Aussüßung des Daz weniger deutlich, und starke Zwischenlagen brackischer Faunen machen die Abgrenzung des Daz vom Pont schwierig.

Im Unter-Levantlin besteht nur in Süd-Rumänien noch ein Süßwassersee, dessen Nordgrenze auf der letzten Hügelwelle der Subkarpaten liegt. Nördlich davon finden sich Flußablagerungen mit Landschnecken. Im Ober-Levantlin rücken diese Flußablagerungen auch in die Tiefenebene vor und schütten das ehemalige Seegebiet zu. Dabei erreichen die Ablagerungen des Levantin in Süd-Rumänien Mächtigkeiten von mehr als 2000 m, während sie jenseits des Buzau, insbesondere in der Gegend von Focsani, noch erheblich mächtiger sein dürften.

Wie aus Obigem ersichtlich, beruht die Gliederung des rumänischen Pliozäns im wesentlichen auf der Aufeinanderfolge von Ablagerungen verschiedener Salinitäts-Fazies. Die charakteristischsten und schärfsten Grenzen beruhen auf solchem Fazieswechsel. Wo diese Verhältnisse sich ändern, wie dies nördlich des Buzau der Fall ist, wird die Stufentrennung erschwert oder unmöglich. Durchgehende Entwicklungsreihen finden wir bei aquatischen Fossilien meist nur über kurze zeitliche Erstreckung, und auch da sind es oft fazielle Reihen, wie die der Viviparen, Tyloporinen, Psilunionen etc. Die Landschnecken dagegen, welche eine stetige Entwicklung zeigen, sind auf so wenige Horizonte beschränkt, daß sie als Zonenfossilien nicht in Frage kommen. Dasselbe gilt für die Säugetiere, deren Umbildung außerdem für unsere Zwecke zu langsam erfolgt (*Mastodon arvernensis*, *M. borsoni*: Daz und Levantin), wenn nicht ein genaues Studium hier noch zu stratigraphisch verwertbaren Unterarten führen sollte.

Während transgressiv über dem Kristallin der inneren Decken und im Vorland der Karpaten mitteleozäne Kalke und Sandsteine bekannt sind, ist in den Flyschdecken des Außenrandes der Karpaten erst das Ober-Eozän durch Fossilien belegt. Da Sandsteine unter dieser obereozänen Serie mit Basiskonglomeraten beginnen, erscheint es möglich, daß tiefere Tertiärschichten überhaupt fehlen, und daß die Gleichheit der Fazies mit den Ablagerungen der Oberkreide eine Kontinuität nur vortäuscht.

Die Wende Oligozän/Eozän ist durch den Wechsel der Fazies von den eozänen Flyschablagerungen zu den molasseartigen oligozänen Ablagerungen von euxinischem Typus gekennzeichnet. An der Grenze steht der Lucacesti-Sandstein, der einigen dünnen Einlagerungen im obereozänen Flysch vollständig gleicht. Die Fischfauna der unteren oligozänen Schichten

gestaltet nicht mit Sicherheit den Schluß auf Vorhandensein des tiefsten Oligozäns. Das Auftreten der vom Monte Bolca bekannten Gattung *Ostracion* ist eine Fazies-Angelegenheit. Es möchte scheinen, daß die Fazies-Verschiebungen, welche die internationale Einteilung verursachten, etwa zur selben Zeit auch im rumänischen Bereich wirksam waren.

Auch im Oberoligozän äußert sich die allgemeine Regression in Rumänien in gleicher Weise, in der Bildung mehr oder weniger abgeschlossener Becken (Salz, und Ablagerungen euxinischer Fazies). Auch die Transgression des Miozän ist hier durch das Burdigalkonglomerat vertreten. Die Gleichzeitigkeit des Vorganges ist wiederum nicht belegt, da einerseits die im Burdigalkonglomerat vorhandenen spärlichen Fossilien eine über das Burdigal hinausreichende Dauer besitzen, andererseits eine paläontologische Einstufung der Cornu-Schichten und ihrer Äquivalente noch nicht durchgeführt ist, und sich auch nur mikropaläontologisch wird durchführen lassen.

Auch die Einstufung der rumänischen Salzformation über dem Burdigalkonglomerat bis einschließlich der Schichten mit Dazittuff wird bei dem fast völligen Mangel an Großfossilien nur mikropaläontologisch durchzuführen sein. Ein Anschluß der Gliederung an die Ablagerungen Galiziens kann versucht werden, indem man z. B. die dortigen Salzvorkommen mit den Gipsen in der roten und grauen Salzformation parallelisiert, um so mehr als in dieser Schichtserie auch in Rumänien Salzlager von geringer Mächtigkeit auftreten. Doch ist auch in diesem Fall durchaus denkbar, daß eine allgemeine negative Tendenz des Meeresspiegels durch die lokale Tektonik soweit modifiziert wurde, daß die typischen Regressionsablagerungen nicht streng gleichzeitig zu sein brauchen.

Die Extension der meist mit starker Winkeldiskordanz transgressiven, als Torton angesprochenen Schichten stimmt wiederum gut mit den allgemeinen Meeresbewegungen, die zur internationalen Stufengliederung führten. Jedoch besteht hier eine gewisse Schwierigkeit in der Abgrenzung dieser Schichten gegenüber dem Buglov. Das Vorkommen von Lithothamnienkalken ist ein rein fazielles Merkmal und könnte in größeren Küstenabständen und größerer Tiefe durch Ablagerung von Sanden oder Mergeln ersetzt werden. In den hier als Buglov bezeichneten Ablagerungen ist der tiefere Teil durch eine marine Fauna gekennzeichnet; er könnte ohne weiteres der Vertreter dieser Riffkalkfazies sein. Das Buglov, das ja als Ablagerung des Überganges von rein mariner zu brackischer Fazies gekennzeichnet wurde, wird bei dieser Definition vermutlich selbst nicht überall streng gleichzeitig sein. Da es jedoch ein petrographisch und faunistisch wohl unterscheidbarer Komplex ist, wird man gut tun, es für die Kartierung aufrechtzuerhalten, wie immer auch die Annahme über seine genauere Einstufung sich im Laufe der Zeit ändern möge.

Die Parallelisierung der Unterabteilungen des rumänischen und russischen Sarmat bietet keine Schwierigkeiten. Das Unter-Sarmat erstreckt sich über den ganzen Südosten bis ins Wiener Becken, das Mittel-Sarmat ist im rumänischen Altreich in der Form von Mactra-Ablagerungen ausgebildet, die in der Gegend von Podeni Noi ihren westlichsten Punkt erreichen. Noch etwas weiter östlich bleibt das Ober-Sarmat, das in Süd-rumänien nur in geringer Mächtigkeit (bis etwas über 10 m) nachgewiesen erscheint.

Die Schwierigkeiten der weiteren Verfolgung der faziell definierten Pliozän-Stufen Südumäniens wurden bereits oben erwähnt. Hierzu nahm neuerdings JEKELIUS Stellung.

Schriften:

1. BUCK, E.: In STAESCHE: Aussprache — Öl u. Kohle **38**, S. 1079—1086, Berlin 1942.
 2. FABIAN, H.: Eine neue Tabelle des Jungtertiärs der Muntena. — Öl u. Kohle **39**, S. 710, 1943.
 3. JEKELIUS, E.: Das Pliozän und die Sarmatische Stufe im Donaubecken. — Anu. Inst. Geol. Rom. **22**, 1943.
-

Über den Stand und die Aussichten der angewandten Mikropaläontologie im Tertiär Südrumäniens

VON DR. EBERHARD BUCK, Kontinentale Öl G. m. b. H., Ploesti

An und für sich halte ich den Zeitpunkt noch nicht für gekommen, um mit den Ergebnissen unserer bisherigen Untersuchungen aus dem Bereich des südrumänischen Erdölgebietes an die Öffentlichkeit zu treten. Andererseits möchte ich anlässlich der heutigen Tagung nicht verfehlen, einen kurzen Überblick über den Stand und die Möglichkeiten einer Gliederung des südrumänischen Tertiärs nach der Mikrofauna zu geben. Durch meine Ausführungen soll das Interesse für eine intensivere Zusammenarbeit unter den Mikropaläontologen erweckt werden. Im Hinblick auf die uns gestellte Aufgabe, nämlich Erschließung neuer Erdölfelder, müssen wir jetzt dazu übergehen, mikrofaunistisch die Verbindung zwischen den einzelnen Arbeitsbereichen herzustellen, um die großen Zusammenhänge erkennen zu können. Darüber sind wir uns ja wohl alle einig, daß heute die Zeiten vorüber sind, wo jeder seine Ergebnisse für sich streng geheim halten will oder zu halten hat. Weiter halte ich es auf Grund meiner bisher hier gemachten Beobachtungen für dringend notwendig, daß wieder einmal auch Fragen allgemeiner Natur aus der angewandten Mikropaläontologie zur Sprache gebracht werden und darüber diskutiert wird.

Bis 1910 liegen eine Reihe älterer, mikropaläontologischer Arbeiten vor. Im allgemeinen haben sich die Autoren auf Horizonte mit reicher Mikrofossilführung, wie das Torton oder die Lagen mit Großforaminiferen im Alttertiär, beschränkt. Da diese Arbeiten von O. PROTESCU aufgeführt und ausgewertet sind, so erübrigt es sich, näher darauf einzugehen.

Wie PROTESCU selbst schreibt, sah er sich zu dieser Arbeit aus folgenden Gründen veranlaßt: „Mangel an Mikrofossilien und zum Teil komplizierte Tektonik im Tertiär Rumäniens“. Er überprüft zuerst, ob eine Gliederung nach Foraminiferen überhaupt möglich ist. Dann geht er der Frage nach, ob und welche Veränderungen die marine Fauna des Alttertiärs im Miozän und Pliozän erfahren hat. Auf Grund von Vergleichen mit benachbarten Gebieten, vor allem mit Ungarn und Galizien, gliedert er das Alttertiär in zwei Horizonte:

1. einen unteren Horizont, vorwiegend mit Orbitoiden = Ober-Eozän;
2. einen oberen Horizont, leitend agglutinierende Formen = Unter-Oligozän.

Die miozäne Fauna wird mit der von Ungarn, dem Wiener Becken und Serbien verglichen und eine gewisse Übereinstimmung in der Fauna festgestellt. Weiter stellt PROTESCU fest, daß außer in den brackischen Schichten des Mäots im Pliozän keine Foraminiferen auftreten. Die Ostracoden hat PROTESCU kaum beachtet und erwähnt sie nur gelegentlich, dagegen hat er auf die Pteropoden im Torton hingewiesen.

In einem weiteren Kapitel beschreibt PROTESCU dann noch ausführlich eine Reihe von Gattungen und Arten. Neben Tabellen über die Verbreitung der Mikrofauna in den einzelnen Gebieten bringt die Arbeit am Schluß eine Übersichtstabelle über die vertikale Verbreitung der gesamten, damals bekannten, tertiären Mikrofauna Rumäniens.

Es ist erfreulich, feststellen zu können, daß PROTESCU den Versuch gemacht hat, die Mikrofauna des rumänischen Tertiärs zu erfassen und stratigraphisch auszuwerten. Daß es nur bei einem allgemeinen Überblick geblieben ist und Lücken vorhanden sind, ist meines Erachtens auf folgende Umstände zurückzuführen. Früher war keine Methode bekannt, um Gesteine, die sich nicht im heißen Wasser lösten, aufzubereiten. Nun führen gerade härtere Lagen, besonders im Alttertiär, häufig reichlich Foraminiferen, während die dazwischen liegenden, leichter löslichen Partien vielfach fossilfrei sind oder eine arme Fauna zeigen. Nicht zu vergessen ist, daß PROTESCU wohl kaum die Mittel zur Verfügung gestanden haben dürften, um durchgehende, lückenlose Profile aufzusammeln.

In jüngerer Zeit ist nun nichts grundsätzlich Neues über die Mikrofauna Rumäniens erschienen. Wir können dies auf folgende Umstände zurückführen. Lange Zeit wurde in Rumänien nur das Pliozän als erdölführend angesehen, sodaß für tiefere Horizonte kein Interesse bestand. Die einzelnen, ölführenden Schichten konnten nach Makrofossilien und dem elektrischen Diagramm festgelegt werden. Erst die in jüngster Zeit in Angriff genommenen Aufschlußarbeiten und das Fündigwerden im Miozän forderten eine neue Methode zur Bestimmung der bei den Kartierungsarbeiten und Aufschlußbohrungen angefallenen Gesteinsproben. Denn abgesehen vom höheren Teil sind im Miozän Makrofossilien sehr selten oder fehlen ganz. Wohl haben einige wenige Geologen der rumänischen Erdölindustrie schon seit langem den Wert der Mikrofauna für die Praxis erkannt und sich privat damit beschäftigt. Jedoch bestand infolge der damaligen Geheimniskrämerei für die Geologen keine Möglichkeit, gegenseitig Material auszutauschen und ihre mikropaläontologischen Beobachtungen zu veröffentlichen. In letzter Zeit sind einige Erdölfirmen dazu übergegangen, eigene mikropaläontologische Laboratorien einzurichten. Leider kann Dr. NOTH, Steaua Româna, an der heutigen Tagung nicht teilnehmen. Er hat in vielen Jahren eine reichhaltige Sammlung an Foraminiferen aufgebracht und wollte uns über seine Arbeiten berichten. Ich fühle mich ihm zu großem Dank verpflichtet, da er von Anfang an meinen Ausführungen und Plänen großes Verständnis entgegengebracht und wesentlich mit dazu beigetragen hat, daß wir heute auch in Rumänien in gemeinsamen Sitzungen unsere Beobachtungen und Erfahrungen austauschen. Es ist selbstverständlich, daß an diesen Sitzungen auch Kenner von Makrofossilien usw. teilnehmen. Erfreulicherweise nehmen daran auch die Geologen der staatlichen, geologischen Landesanstalt und Uni-

versität teil. Auf diese Weise wird unnötige Parallelarbeit und damit Kraftvergeudung vermieden, zum andern wird den Studierenden durch unsere Zusammenarbeit mit ihren Professoren die Möglichkeit gegeben, sich in die Praxis einzufühlen und einzuarbeiten. Letzteres dürfte wohl im allgemeinen Interesse der hiesigen Erdölindustrie liegen.

Als ich im Frühjahr 1941 von der Kontinentalen Öl G.m.b.H. den Auftrag bekam, die Frage zu prüfen, ob im Hinblick auf die geplanten Aufschlußbohrungen eine Gliederung des Tertiärs im südrumänischen Erdölgebiet nach Mikrofaunen, besser gesagt, nach dem Mikrobefund, worunter die Auswertung des gesamten Rückstandes zu verstehen ist, durchgeführt werden kann, war mir der Weg, den ich zu beschreiten hatte, klar vorgeschrieben: Aufstellung von Normalprofilen durch das ganze Tertiär ohne Rücksicht auf bisher vorliegende Untersuchungen in möglichst kurzer Zeit, sowie Heranziehung der hiesigen Mikropaläontologen zu gemeinsamer Arbeit.

Als erstes machte ich die Teilnehmer an den Mikrositzungen mit den neuen Aufbereitungsmethoden vertraut. Dann legte ich an Hand von Profilen dar, daß auch ohne vorausgehende wissenschaftliche Bestimmung doch mit den einzelnen Formen gearbeitet werden kann. Die einzelne Form wird eben dann mit einer Zahl oder Buchstaben bezeichnet. Die Ostracoden waren bisher überhaupt nicht berücksichtigt worden, obgleich ich von Anfang an zeigen konnte, wie wichtig gerade die Ostracoden zur Durchführung einer Gliederung sind. Ich habe es immer betont und möchte es auch heute noch einmal klar zum Ausdruck gebracht haben, daß der Mikropaläontologe in der Praxis nur selten die Zeit aufbringen kann, selbst wissenschaftliche Bestimmungen durchzuführen. Seine Aufgabe besteht vielmehr darin, sich in kürzester Zeit einen Überblick über die Mikrofossilfolge in dem in Frage kommenden Gebiet zu verschaffen, um jederzeit das anfallende Material bestimmen zu können, so weit dies nach dem Mikrobefund überhaupt möglich ist. Die wissenschaftliche Bestimmung der einzelnen Formen ist möglichst von Spezialisten durchzuführen. Denn einmal steht uns in der Praxis nicht die notwendige Literatur zur Verfügung, zum andern haben wir die Gewähr einer einheitlichen wissenschaftlichen Bearbeitung eines größeren Gebietes, wie zum Beispiel von Südosteuropa. Hätten wir diesen Weg schon länger beschritten, so wären wir in den einzelnen Gebieten Südosteuropas heute bestimmt schon weiter und könnten besser die Zusammenhänge erkennen. Selbstverständlich bleibt es jedem freigestellt, selbst die Bestimmungen durchzuführen und zu veröffentlichen. Jedoch möchte ich in diesem Falle zur Vermeidung von späteren Diskussionen empfehlen, daß sich der Betreffende mit dem zuständigen Spezialisten in Verbindung setzt und bei diesem eine Vergleichsammlung hinterlegt. Zwecks engerer Zusammenarbeit in Südosteuropa, haben wir verabredet, gegenseitig Einzelformen, Faunengemeinschaften und Profile über die Mikrofossilfolge auszutauschen. In den meisten Fällen liegt ja so viel Mikrofauna vor, daß kein Mangel an Austauschmaterial herrschen kann. Allerdings müssen sich dann sämtliche Geologen dazu bequemen, genügend Gesteinsmaterial zu nehmen und nicht nur sogenanntes Westentaschenformat, wie leider auch heute noch immer wieder festgestellt werden muß.

Ein weiterer Punkt, der dem Mikropaläontologen der Praxis zu schaffen macht, ist die Entnahme und Bearbeitung von Spülproben. Die direkte Entnahme von Spülproben aus der Spülrinne ist abzulehnen. Die Proben vom Schüttelsieb sind schon eher zu verwerten, aber in vielen Fällen bleibt gar kein festes Material auf dem Schüttelsieb. Da wir jedoch aus technischen und wirtschaftlichen Gründen darauf ausgehen müssen, die Bohrung durch unnötiges Kerns nicht zu belasten, so muß ein Weg gefunden werden, um jederzeit brauchbare Spülproben entnehmen zu können. Es ist auffallend, wie wenig Wert hier auf die richtige Entnahme und Auswertung der Spülproben gelegt wird. Wir müssen zwischen den einzelnen Kernmärschen anständige Spülproben verlangen, da vielfach die Fauna der einzelnen Kerne nicht charakteristisch ist, dazwischen aber eine Lage mit typischer Fauna durchteuft sein kann. Herr SMALL, Româna Americana, hat uns über eine Einrichtung unterrichtet, nach der jederzeit brauchbare Spülproben entnommen werden können. Näheres darüber wird bei anderer Gelegenheit berichtet werden.

Im Gegensatz zu vielen Gebieten Südosteuropas ist das Tertiär Rumäniens meist gut aufgeschlossen. Im Pliozän sind durchgehende Profile bis zu mehreren tausend Metern Mächtigkeit keine Seltenheit. Im Miozän fehlt ein durchgehendes Profil. Dagegen liegen eine große Anzahl von zum Teil mächtigen, einzelnen Aufschlüssen vor. Im Alttertiär sind die Verhältnisse infolge Salztektonik und verschiedener Fazies recht schwierig.

Vom Frühjahr bis Herbst 1941 waren von der Kontinentalen Öl G. m. b. H. zeitweise bis zu fünf Geologen eingesetzt, um Vergleichsmaterial aus Tagesaufschlüssen aufzusammeln. Im Hinblick auf die Aufschlußarbeiten wurde besonderer Wert auf Vergleichsmaterial aus dem Miozän gelegt. In dieser Zeit wurden ca. 7000 Proben für die Mikropaläontologie aufgesammelt. Gleichzeitig wurden noch eine große Zahl von Makrofossilien und Proben für sedimentpetrographische Untersuchungen entnommen.

Obwohl schon mehrfach von erfahrenen Geologen auf die Art der Probeentnahme hingewiesen worden ist, so sehe ich mich trotzdem veranlaßt, nochmals auf folgende Punkte aufmerksam zu machen, die immer wieder nicht genügend beachtet werden:

1. Der Geologe hat zur Vermeidung von Verunreinigungen möglichst selbst die Proben zu entnehmen und zu beschriften. Jede Probe bekommt eine deutlich lesbare Nummer. Vor die Zahl ist ein oder noch besser zwei Buchstaben zu setzen, am besten die Anfangsbuchstaben des betreffenden Geologen. Dadurch weiß man später sofort, wer die Probe aufgesammelt hat. Für längeren Transport auf schlechten Wegen sind Säckchen aus Leinwand zur Aufbewahrung der Gesteinsproben zu empfehlen. Sonst leisten Papierbeutel dieselben Dienste. Diese haben noch den Vorzug, daß sie nach einmaliger Benützung weggeworfen werden können und die Gefahr einer Verunreinigung der Proben herabgesetzt wird. Jeder Geologe numeriert seine Proben von 1 ab fortlaufend, ohne bei jedem Aufschluß oder Meßtischblatt wieder von vorne bei 1 zu beginnen, die Nummern wiederholen sich also nicht.

2. Entnahme von möglichst lückenlosem Material. Bei einheitlichem Gestein kann die Probe bis zu mehreren Metern Mächtigkeit gemittelt

entnommen werden, bei Gesteinswechsel entsprechend in engeren Abständen.

3. Genaue Einmessung des Profiles und jeder Einzelprobe, sodaß von einer bestimmten Probe später wieder Material im Gelände geholt werden kann. Auf der Originalkarte sind sämtliche im Feld gemachten Beobachtungen einzutragen, ebenso die Kennziffer jeder einzelnen Probe. Alles Übrige ist auf dieser Karte wegzulassen.

4. Das Format der Feldbücher ist so groß zu wählen, daß anständige Skizzen von jedem Aufschluß gemacht werden können. Am besten wird auf die eine Seite die Skizze gemacht und die andere Seite für die Gesteinsbeschreibung usw. freigehalten. Bei der Probeentnahme muß das betreffende Gestein mit einer guten Lupe betrachtet werden und jede, auch unscheinbare Kleinigkeit vermerkt werden. Denn öfters werden wichtige, kleinere Gebilde beim Schlämmen zerstört und der Beobachtung entzogen.

Mit dem Aufsammeln unseres Vergleichsmateriales ging das Ausschlämmen Hand in Hand. Denn bis zur Fertigstellung eines geeigneten Schlämmraumes nebst Zubehör kann jede Waschküche oder dergleichen benützt werden. Falls keine Gesteinspresse zur Zerkleinerung des Gesteins zur Verfügung steht, so genügt dafür jeder Schraubstock, der wohl überall aufzutreiben ist. Auf diese Weise konnte ich mir sehr rasch einen Überblick über die Mikrofauna des südrumänischen Tertiärs verschaffen und feststellen, daß auch hier eine Gliederung nach dem Mikrobefund sehr wohl möglich ist.

Von Anfang an fiel mir auf, daß im Tertiär Südrumäniens immer wieder umgelagertes Material angetroffen wird, unter anderem auch Foraminiferen. Da darunter auch Formen aus dem Mesozoikum sind, so halte ich zur Aufstellung von Normalprofilen die Kenntnis über die Mikrofossilien im rumänischen Jura und Kreide für unerlässlich. Leider fehlt hier bei einigen Direktionen das nötige Verständnis und die Großzügigkeit zur Durchführung eines derartigen Programmes.

Um späteren Vorwürfen zu begegnen, möchte ich nochmals betonen, daß die folgenden Ausführungen rein informatorischen Charakter haben. Die Tabelle mit der Mikrofossilfolge habe ich nur für die heutige Tagung zusammengestellt, um zu zeigen, daß auch im rumänischen Erdölgebiet mit der Mikrofauna gearbeitet werden kann. Bei der endgültigen Zusammenstellung der Profile dürfte wahrscheinlich die eine oder andere Form eine Änderung in ihrer vertikalen Verbreitung erfahren. Vor allem müssen die Ostracoden noch einmal durchgearbeitet werden. Am Gesamtbild wird sich jedoch nichts ändern.

Außer aufgearbeiteten Foraminiferen, die durchs ganze Pliozän hindurch angetroffen werden können, führen im Pliozän nur die brackischen Ablagerungen des unteren Mäot Foraminiferen. Bisher konnte ich allerdings nur eine einzige Art, *Rotalia beccarii*, feststellen. Dagegen findet man im Mäot und Pont fast durchweg Ostracoden. Lagenweise sind sie so häufig, daß der kartierende Geologe direkt von Ostracodenmergeln spricht. Infolge dringlicherer Arbeiten konnte bisher kein Pliozänprofil ausgeschlämmt werden, das Material ist jedoch aufgesammelt. Nach den Stichproben, die ich bisher gemacht habe, scheinen unter anderem auch hier dieselben Arten vorzukommen wie im Wiener Becken.

Im Daz und Levantin treten Ostracoden anscheinend nur in einzelnen Horizonten auf. Prof. KREJCI-GRAF machte mich auf einen Horizont mit Ostracoden im Levantin aufmerksam. Hier sind die Ostracoden massenhaft vertreten und einzelne Exemplare erreichen eine Größe, wie ich sie bisher hier im Tertiär nicht beobachtet habe. Sicher handelt es sich nicht um umgelagerte Formen, wie zum Teil heute noch angenommen wird.

Die Aufstellung eines Normalprofils durch das Miozän wird infolge Fehlens durchgehender Profile, durch die Seltenheit von Makrofossilien außer dem Sarmat und durch die umgelagerten Foraminiferen außerordentlich erschwert. Ein Normalprofil muß also aus einer Reihe von Einzelprofilen zusammengestellt werden. Die Grenze Sarmat/Buglov ist behelfsmäßig nach der Petrographie. Aus den Grenzzonen Buglov/Torton und Torton/Helvet konnte ich bisher kein Profil bekommen.

Das Obersarmat fehlt nach Angabe verschiedener Geologen in Südrumänien. Im Mittelsarmat finden sich nur noch vereinzelt einige Durchläufer aus dem Untersarmat. Dazu kommen nicht selten umgelagerte Formen. Dafür treten mehrere Ostracodenarten auf, nach denen vielleicht noch eine Unterteilung des Mittelsarmats möglich ist. Daneben ist noch der viele Rückstand an Quarz, Ooiden und kristallinem Material charakteristisch. An der Grenze Mittel/Untersarmat setzen *Elphidium crispum* und *Nonion granosum*, sowie mehrere Ostracodenarten ein. Die petrographische Grenze Untersarmat/Buglov wird auch durch das Einsetzen neuer Arten ausgedrückt. Während nun innerhalb des Buglov von oben nach unten immer neue Formen hinzutreten und eine Untergliederung gestatten, treten die Ostracoden immer mehr zurück. Recht charakteristisch ist der tiefere Teil des Buglov durch Hinzutreten von Sandschalern und Pteropoden. Den Bolivinen wird infolge ihrer geringen vertikalen Verbreitung einige Bedeutung für die Feinstratigraphie zukommen. Da diese geringmächtigen Horizonte, wie die der Bolivinen, beim Kernbohren meist nicht erfaßt werden, andererseits aber für eine genaue Gliederung und Korrelierung unbedingt erfaßt werden müssen, so ist die oben geforderte Entnahme von Spülproben unerläßlich.

Auf Grund mehrerer, nicht zusammenhängender Aufschlüsse ergibt sich über die Mikrofossilführung des Torton etwa folgendes Bild. Gegenüber dem tieferen Buglov ist die Fauna des höheren Obertorton ärmer an Arten wie an Individuen, sowie kleinwüchsiger. Neu kommt *Borelis* hinzu, wenn auch im höheren Teil noch selten. Diese Form, die für das Torton charakteristisch ist, wird vereinzelt auch im Mittelsarmat gefunden. Darunter folgt eine reiche, marine Fauna von großen Kalkschalern. Charakteristisch sind die vielen Lageniden, *Spiroplectamina carinata*, *Bathysiphon* und viele andere Formen. Dazu kommen umgelagerte Foraminiferen u. a. aus dem Mukronatensenon, wie *Bolivina draco*, cfr. *draco*, *incrassata*. Lagenweise führt das marine Torton reichlich Glaukonit. Sonst wurde im Miozän und Pliozän außer vereinzelt, umgelagerten Körnern kein Glaukonit beobachtet. Einige Mergel führen massenhaft Globigerinen und Orbulinen. Die stratigraphische Stellung dieser Globigerinenmergel liegt noch nicht fest. KREJCI-GRAF stellt einen Teil ins Untertorton bzw. läßt die Möglichkeit offen, daß es sich sogar um oberstes Helvet handeln kann. Andererseits liegen mir Proben vor, die ins marine

Obertorton gestellt werden müssen. Es ist noch der Frage nachzugehen, ob nicht überhaupt die gesamten Globigerinenmergel ins Obertorton zu stellen sind. Eine Ostracodenart ist mit Sicherheit nachgewiesen und für das Torton charakteristisch. Bei den übrigen Formen ist noch nachzuprüfen, ob es sich eventuell nicht um ungelagerte Formen aus der Kreide handelt. In den tieferen Globigerinenmergeln findet man noch vereinzelt Pteropoden. Sicherer Untertorton konnte mir bis jetzt nicht vorgelegt werden. Wahrscheinlich ist es auch mikrofaunistisch vom Helvet nicht zu unterscheiden, da beide in salinärer Fazies ausgebildet sind. Eine Probe aus angeblichem Untertorton brachte kleine, weiße Scheiben, die wohl als Diatomeen gedeutet werden müssen.

Vergleichsproben aus Bohrungen und Tagesaufschlüssen von Siebenbürgen zeigen eine weitgehende Übereinstimmung in den Mikrofossilien vom Mittelsarmat bis Obertorton. Weitere Proben aus höheren oder tieferen Horizonten aus Siebenbürgen standen mir bisher nicht zur Verfügung.

Nach der Arbeit (1941) und den heutigen Ausführungen von Dr. GRILL stimmen die Mikrofossilien und Faunengemeinschaften, sowie deren Aufeinanderfolge im Sarmat und Torton des Wiener Beckens und Südumäniens weitgehend überein. Es wird daher nicht überraschen, wenn auch auf ungarischem Gebiet dieselbe Mikrofossilfolge festgestellt werden wird. Weitere Schlüsse daraus wollen wir heute noch nicht ziehen. Eines aber können wir daraus entnehmen, daß die Forderung nach Zusammenarbeit und Materialaustausch berechtigt ist.

Das Helvet wird petrographisch in eine untere, rote und eine obere, graue Salzformation gegliedert. Von Letzterer muß vielleicht der oberste Teil ins Torton gestellt werden. Außer einer dünnen Lage mit nicht bestimmbareren Gastropoden, die ich im Rückstand gefunden habe, fehlen Makrofossilien im Helvet. Die Mikrofossilien sind durchweg kleinwüchsig und nicht häufig. Die meisten Formen werden wohl als Durchläufer angesehen werden müssen. Größere Partien sind überhaupt fossilfrei.

Im Profil des Doflanatales konnten im grauen Helvet zwei Zonen von je ca. 20—40 m Mächtigkeit mit je einer charakteristischen Ostracode ausgedehnt werden. Die regionale Verbreitung dieser beiden Ostracoden muß noch weiter verfolgt werden. Die eine Art davon habe ich noch bei Cornu im Helvet gefunden.

Der Rückstand der sandigen Partien im Helvet setzt sich fast nur aus Quarz und meist lagenweise angereichertem Glimmer zusammen. Dazu kommt noch vereinzelt verkohltes Pflanzenhäcksel. Im Bereich des Erdölgebietes sind die sandigen Partien des Helvets charakterisiert durch gleichmäßige, feine Korngröße des Quarzes und fast völliges Fehlen von kristallinem Material. Umgelagerte Foraminiferen sind recht selten.

Die Grenze Helvet/Burdigal wird von den Feldgeologen dort gezogen, wo die ersten Konglomerate auftreten. Im Burdigal ist der Gehalt an Mikrofossilien recht verschieden und unregelmäßig. Die fossilführenden Partien zeigen eine verhältnismäßig reiche Fauna und meist größere Formen wie im Helvet. Dazu kommen noch Großforaminiferen. Daneben findet man noch recht häufig ungelagerte Formen aus Alttertiär und Oberkreide. Einzelne harte Sandsteinbänke sind dicht erfüllt mit Fora-

miniferen, sodaß die ausgewitterten, großen Formen ohne weiteres schon beim Aufsammeln der Proben erkannt werden. Bemerkenswert ist, daß dort, wo das Burdigal an Störungen bzw. Salzaufbrüchen absetzt, viele umgelagerte Globotruncanen angetroffen werden. Dr. NOTH fand diese Form auch in den Salzmergeln an den Salzstöcken. Nach den bisherigen Beobachtungen handelt es sich um dieselbe aufgearbeitete *Globotruncana* aus dem Danien wie wir sie auch sonst immer wieder im Tertiär antreffen. Bei dieser Gelegenheit möchte ich darauf aufmerksam machen, daß man im Tertiär Rumäniens immer wieder dieselben umgelagerten Formen aus Alttertiär und Kreide beobachten kann. Manche Fehlbestimmung ist darauf zurückzuführen, daß diese umgelagerten Foraminiferen fast durchweg so gut erhalten sind, daß nicht die geringsten Anzeichen einer Umlagerung festzustellen sind. Es wäre daher ganz interessant, wenn jeder Mikropaläontologe darauf achten würde, welche Formen durch die Umlagerung nicht angegriffen und zerstört werden.

Im Gegensatz zum Helvet stellt sich nun im Burdigal wieder viel kristallines Material wie im Mittelsarmat und marinen Torton ein. Da die oberste Konglomeratlage sicher nicht horizontbeständig ist, so habe ich vorläufig als Arbeitsbasis die Grenze Helvet/Burdigal dort gezogen, wo gleichzeitig kristallines Material und Großforaminiferen einsetzen. Gegenüber der Feldaufnahme wird dadurch die Grenze im allgemeinen um einige Meter höher gelegt.

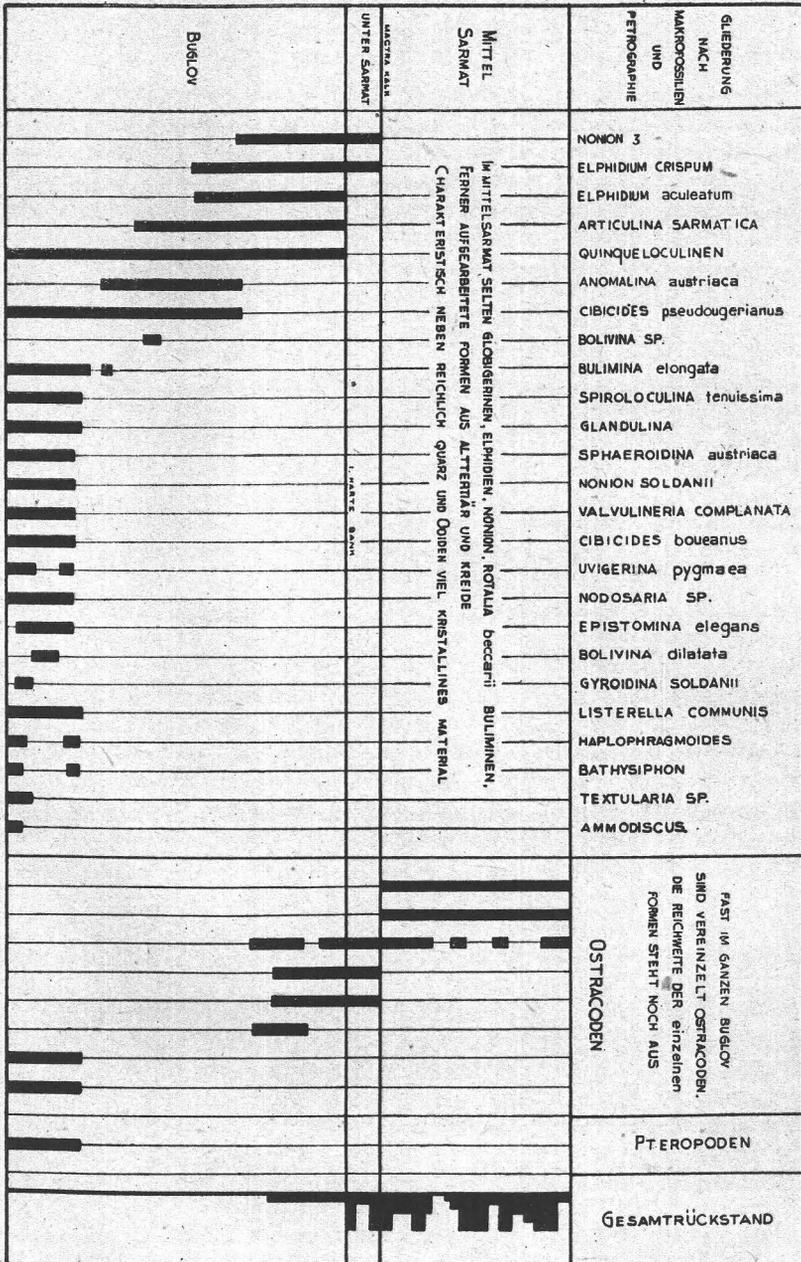
Die Stratigraphie im Alttertiär ist, wie bereits erwähnt, noch ziemlich ungeklärt. Infolge Mangels an Makrofossilien, wenigstens im Bereich des Erdölgebietes, sind wir zur Alterbestimmung der einzelnen Horizonte voll und ganz auf die Mikrofauna angewiesen. Nach einem von uns durchs Alttertiär gelegten Profil führen die einzelnen Horizonte weit mehr Mikrofossilien als bisher angenommen worden ist.

Mit Hilfe der neuen Aufbereitungsmethoden konnte jede Schicht ausgeschlämmt werden. Dadurch werden nicht nur die Großforaminiferen erfaßt, die früher an den ausgewitterten Sandsteinen abgelesen worden sind, sondern auch die Kleinforaminiferen, die zum Teil ebenfalls als Leitfossilien benützt werden können. Infolge vordringlicherer Arbeiten habe ich die Proben aus dem Alttertiär nur soweit durchgesehen, daß ich mir ein allgemeines Bild über den Mikrofossilinhalt machen konnte. Zur Aufstellung eines Normalprofils müssen wir infolge der komplizierten Tektonik möglichst viele Profile aufsammeln. Die Großforaminiferen sind nicht so häufig vertreten, wie allgemein angenommen wird. Meist sind sie in einzelnen Lagen angereichert, aber auch hier nicht besonders häufig.

- Im Doftanatal führen die Cornuschichten des Oligozän durchschnittlich reichlich Foraminiferen. Ferner habe ich hier auch verkieste Diatomeen beobachtet. Lagen mit viel aufgearbeitetem, kristallinem Material, Glaukonit, Pyrit und Gips sind für die Cornuschichten neben der Fauna recht charakteristisch. Bisher keine ich Glaukonit neben diesem Vorkommen nur noch aus dem marinen Torton. Einzelne, umgelagerte Glaukonitkörner können natürlich im ganzen Tertiär beobachtet werden.

Nach meinen bisherigen Ausführungen können wir im Miozän und Alttertiär vier Stufen mit viel aufgearbeitetem, kristallinem Material feststellen: Mittelsarmat, Obertorton, Burdigal und Cornuschichten. Auf Grund des Mikrobefundes können diese voneinander unterschieden werden, wenn

SCHEMATISCHES PROFIL DER MIKROFOSSILFOLGE IM SARMAT UND BUGLOV DES SIBIRIÄNISCHEN ERDÖLGEBIETES
 MÄCHTIGKEIT DES PROFILES: ca. 450 m.
 EINIGE WENIGER WICHTIGE FORMEN SIND WEGGELASSEN



nur genügend Vergleichsmaterial vorliegt. Also auch hier ist die Forderung berechtigt, möglichst viele Proben aus dem Gelände zu entnehmen und bei Bohrungen die Spülproben zu berücksichtigen.

Ob die Podumorschichten, die sehr fossilarm sind, nur eine Fazies der Cornuschichten darstellen oder ob sie älter sind, müssen weitere Untersuchungen ergeben. Unter den Cornuschichten folgt im Doftanatal eine Zone, die teils fossilfrei ist, teils eine reiche Fauna mit großen Kalkschalern führt. Diese Zone könnte dem oberen Horizont von PRÔTESCU entsprechen = Unter-Oligozän.

Die mir unter der Bezeichnung Eozän vorgelegten Proben führen ebenfalls Mikrofossilien. Gegenüber vorher treten neue Formen auf.

Paläozän fehlt nach allgemeiner Ansicht in Südrumänien. Nun liegt im Doftanatal zwischen den „Senonmergeln“ und dem Eozän eine Gesteinsserie, die nach der Mikrofauna nur im Paläozän untergebracht werden kann. Nach dem bisher vorliegenden Material ist die Grenze Tertiär/Kreide sehr scharf.

Aus dem Flyschgebiet habe ich bisher keine Proben ausgeschlämmt. Nach meinen bisherigen Beobachtungen können auch diese Gesteine aufbereitet werden.

Kreide. Die „Senonmergel von Breaza-Comarnic“ wurden bisher auf Grund von einigen Belemnitenfunden ins Mukronatensenon gestellt. Diese rote und graue Mergelserie bildet infolge ihrer Farbe eine auffallende und durchgehende Zone am Südrand der Karpathen. Anfangs habe ich diese Schichten auf Grund der Mikrofauna in die tiefere Oberkreide (Turon) gestellt, keinesfalls ins Mukronatensenon. Dr. WICHER stimmte meiner Ansicht zu. Inzwischen hat Dr. WICHER weiteres Vergleichsmaterial auch aus anderen Gebieten bekommen und stellt die „Senonmergel“ ins Danien, allerdings noch unter Vorbehalt. Er fand nämlich geringe, aber konstant bleibende Unterschiede zwischen der *Globigerina marginata* ähnlichen Form aus dem Turon und unserer Form. Dr. WICHER wird an anderer Stelle Näheres darüber berichten. Diese Form läuft in Rumänien unter der Bezeichnung *Rosalina linnei* und hat schon viel Unheil angerichtet, da sie, wie bereits erwähnt, im Tertiär immer wieder sehr gut erhalten umgelagert angetroffen wird und die Begleitfauna nicht immer charakteristisch ist. Wir müssen annehmen, daß die Belemniten entweder umgelagert oder nicht richtig bestimmt sind.

Anstehend habe ich das Mukronatensenon noch nicht gefunden. Nach Ansicht von Ing. BOLGIU ist es im Bereich des Bucegimassives in den Hochkarpathen zu suchen. Daß es vorhanden ist, zeigen die aufgearbeiteten Formen aus dem Mukronatensenon im Tertiär.

Unter den „Senonmergeln“ folgt im Doftanatal eine Serie von sandigen Mergeln, die allgemein ins Alb gestellt werden. Mikrofossilien fehlen. Es würde mich nicht weiter überraschen, wenn es sich im Laufe der Zeit herausstellen sollte, daß es sich um eine fossilere Zone aus der höheren Oberkreide handelt.

Gelegentlich einer Exkursion in die Karpathen mit Prof. KRÉJCI-GRAF entnahm ich Proben von harten, sandigen Mergeln, die am Tertzburger Paß (Dâmbovită Tal) anstehen und zum Teil zwischen den Tithonkalk eingequetscht sind. Die Mikrofauna daraus stimmt weitgehend mit derjenigen aus den Noricusschichten Norddeutschlands (Unter Häuterive)

überein. Da wir in den Mergeln auch viele Ammoniten gefunden haben, so muß sich feststellen lassen, ob diese Mikrofauna auch zeitlich mit der Norddeutschlands übereinstimmt.

Fassen wir zum Schluß noch einmal kurz zusammen. Mit Hilfe der angewandten Mikropaläontologie ist auch im Tertiär des südrumänischen Erdölgebietes eine Gliederung sehr wohl durchführbar. Wir können mit ihrer Hilfe wertvolle Beiträge zur weiteren Erschließung dieses Gebietes liefern. In den meisten Fällen können wir heute schon die auffallenden Proben bestimmen und entsprechend einstufen. Zwischen den einzelnen Gebieten Südosteuropas lassen sich heute schon nach der Mikrofauna größere Zusammenhänge erkennen, als bisher angenommen worden ist. Weitere Schlüsse daraus zu ziehen, wäre allerdings noch verfrüht.

An dieser Stelle möchte ich nicht verfehlen, meinen herzlichen Dank auszusprechen Herrn Prof. KREJCI-GRAF, der mich in die Erdölgeologie Rumäniens eingeführt hat; meinen Kollegen, die für mich das Vergleichsmaterial aufgesammelt haben; sowie all den rumänischen Geologen, die mich in der Ausführung meiner Arbeit mit Rat und Tat unterstützt haben. Ich hoffe, die Teilnehmer der heutigen Tagung in Bälde zu weiterer, gemeinsamer Aussprache in Rumänien begrüßen zu dürfen.

Nachtrag. Unter freundlicher Zustimmung von Direktor Prof. BENTZ und Prof. KREJCI-GRAF nahm ich mit Herrn E. TRIEBEL, Senckenberg Museum, Frankfurt a. M., Fühlung. Nach Rücksprache mit Prof. RICHTER hat sich Herr TRIEBEL in dankenswerter Weise bereit erklärt, die wissenschaftliche Bearbeitung der Ostracoden Südosteuropas zu übernehmen. Ebenso sind wir Herrn Dr. K. STAESCHE, Reichsamt für Bodenforschung, Berlin, zu großem Dank verpflichtet, da er die Bearbeitung der Großforaminiferen übernommen hat.

Angeführte Literatur

- GRILL, R.: Stratigraphische Untersuchungen mit Hilfe von Mikrofaunen im Wiener Becken und den benachbarten Molasse-Anteilen. — Öl und Kohle **37**, H. 31; Berlin 1941.
- PROTESCU, O.: Contributiuni la Studiul Faunei de Foraminifere, din România. — An. Inst. geol. României **9**; Bucuresti 1915—1920.